

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ISSN 0207-4028

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

4

1989

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Н.А. ШИЛО

Ю.А. Косыгин (зам. главного редактора), *А.Д. Щеглов* (зам. главного редактора), *Г.Л. Кириллова* (отв. секретарь), *Ю.И. Бакулин*, *Ч.Б. Борукаев*, *Г.М. Власов*, *А.А. Врублевский*, *В.А. Красилов*, *Н.И. Лаврик*, *В.Г. Моисеенко*, *Л.И. Попеко*, *О.В. Равдоникас*, *А.Е. Радкевич*, *В.В. Ревердатто*, *К.Ф. Сергеев*, *А.А. Сидоров*, *И.К. Туезов*, *В.Н. Шаранов*

Адрес редакции: 680063 Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65,
ИТиГ ДВО АН СССР. Тел. 38-58-50

Зав. редакцией Н.А. Лившиц
Мл. редактор Л.Д. Левицкая
Художественный редактор М.Ф. Глазырина
Технический редактор Т.Н. Драгун
Корректоры Н.М. Горбачева, И.А. Абрамова

Сдано в набор 05.04.89. Подписано в
печать 10.08.89. МН-01281. Формат
84x108 1/16. Бумага кн.-журнальная.
Высокая печать. Усл. печ. л. 10,5.
Усл. кр.-отт. 11. Уч.-изд. л. 15.
Тираж 629 экз. Заказ 371. Цена 1 р. 80 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука", Сибирское отде-
ление. 630099 Новосибирск, ул. Со-
ветская, 18.

4-я типография издательства "Наука".
630077 Новосибирск, ул. Станислав-
ского, 25.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ
ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Журнал основан в январе 1982 г.

Выходит 6 раз в год

ИЮЛЬ — АВГУСТ

НОВОСИБИРСК

№ 4, 1989

СОДЕРЖАНИЕ

Васильев Б. И. Вопросы строения и развития ложа Тихого океана	3
Табунов С. М., Томаповская Ю. И., Старицына Г. Н. Комплексы горных пород ложа Тихого океана в районе разломов Кларин-Клиппертон	11
Саркисов Ю. М., Вольвовский И. С. О корреляции разрезов земной коры континентов и океанов	21
Абдурахманов А. И., Федорченко В. И., Родионова Р. И. Геохимические особенности и зональность состава четвертичных вулкаников Курильской островной дуги	28
Ермаков В. А., Печерский Д. М. Природа включений габброидов из молодых лав Курильских островов	45
Подгорный В. Я. Положение осадочных бассейнов в структуре земной коры юга Дальнего Востока СССР	56
Сей И. И. Состояние изученности и дискуссионные вопросы стратиграфии морских отложений Верхнего Приамурья	59
Носырев М. Ю., Парышев В. Г. Петрофизическая характеристика месторождений в вулканотектонических структурах Буреинского массива	64
Михайлов В. А., Волохин Ю. Г., Парняков В. П., Олейник Л. М. О возрасте и объеме горбушинской серии Прибрежной зоны Сихотэ-Алиинской складчатой области	70
Филлимонова Л. Г., Арапова Г. А., Боярская Р. В., Трубкин Н. В. О типоморфных особенностях магнитных сферул орогенных вулкаников Южного Сихотэ-Алиня	78

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Астахов А. С., Горбаренко С. А., Ткалич О. А. Динамика позднечетвертичного осадконакопления на материковом склоне Южно-Китайского моря	85
Мишин В. В., Иванов С. Л., Исаев В. И. Плотностная характеристика осадочного чехла Ичинского прогиба Западной Камчатки	89
Сорокин А. П. Россыпеконцентрирующие структуры Приамурья	93
Волков А. В. Близповерхностное оруденение в терригенных толщах перивулканической зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса	97
Гончарова Е. И. Расчленение разреза как этап решения задачи стратиграфической корреляции	100

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

Сывороткин В. Л., Русинова С. В. Есть ли лавовые плато на о. Кунашир?	103
Апрелков С. Е., Святловский А. Е. Происхождение Авачинской бухты на Камчатке	108
Шилин Н. Л., Шапиро М. А., Бабушкин Д. А., Селиверстов В. А. О работе А. Г. Милюткина «Эндогенное оруденение Корякско-Камчатской складчатой области»	112

ХРОНИКА

Новые данные по геологии юго-западной части Тихого океана (результаты геолого-геофизических исследований в 10-м рейсе НИС «Академик Александр Несмеянов»)	117
---	-----

CONTENTS

Vasiliev B. I. The problems of composition and development of the Pacific Ocean bed	3
Tabunov S. M., Tomanovskaya Yu. I., Staritsina G. N. Rock complexes of the Pacific Ocean bed in the Clarion-Klipperton fault region	11
Sarkisov Yu. M., Volvovsky I. S. On correlation of the sections of the continents' and oceans' earth crust	21
Abdurakhmanov A. I., Fedorchenko V. I., Rodionova R. I. Geochemical specific features and zonation of composition of the Kuril island arc Quaternary volcanites	28
Yermakov V. A., Pechersky D. M. The nature of gabbroid inclusions in the Kuril islands young lavas	45
Podgorny V. Ya. The position of sedimentary basins in the earth crust structure of the USSR Far East south	56
Sei I. I. To what degree the stratigraphy of the Upper Priamurie Jurassic marine sediments is investigated, and connected with it discussion problems	59
Nosyrev M. Yu., Paryshev V. G. Petrophysical characteristics of the deposits in the Bureya massif volcanotectonic structures	64
Mikhailov V. A., Volokhin Yu. G., Parnyakov V. P., Oleinik L. M. On the age and volume of the Gorbushinskaya series of the Pribrezhnaya zone of the Sikhote-Alin fold area	70
Filimonova L. G., Arapova G. A., Boyarskaya R. V., Trubkin N. V. On typomorphic specific features of magnetic spherules of the South Sikhote-Alin orogenic volcanites	78

BRIEF COMMUNICATIONS

Astakhov A. S., Gorbarenko S. A., Tklich O. A. Dynamics of Late Quaternary sedimentation on the continental slope of the South China Sea	85
Mishin V. V., Ivanov S. L., Isayev V. I. Density characteristics of the sedimentary cover of the West Kamchatka Ichinsky trough	89
Sorokin A. P. Placer-concentrating structures of Priamurie	93
Volkov A. V. Near-surface mineralization in terrigenous series of perivolcanic zone of the Okhotsk-Chukotka volcanogenic belt	97
Goncharova Ye. I. Disjunction of the section as a stages of solving the problem of stratigraphic correlation	100

CRITICISM AND DISCUSSIONS

Syvorotkin V. L., Rusinova S. V. Is there a lava plateau on the Kunashir island?	203
Aprel'kov S. Ye., Svyatlovsky A. Ye. The origin of Avacha Bay in Kamchatka	108
Shilin N. L., Shapiro M. A., Babushkin D. A., Seliverstov V. A. On A. G. Milyutin's work "Endogenic mineralization of the Koryak-Kamchatka fold area"	112

CHRONICLES

New data on the geology of the south-west Pacific (results of geologic-geophysical investigations on the 10th cruise of the SRV "Academician Alexander Nesmeyanov")	117
--	-----

УДК 551.14 : 552.3(265.5)

Б. И. Васильев

ВОПРОСЫ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ЛОЖА ТИХОГО ОКЕАНА

На основании новых геолого-геофизических данных рассматриваются основные черты структуры, петрологии и осадочного чехла ложа Тихого океана. Подчеркиваются существенные различия между его восточной и западной частями, высказывается предположе-

ние о различной геологической природе этих частей. Западная часть представляет собой реликт древней структуры с меланократовой корой, в то время как структуры восточной части могут быть связаны с расширением Земли.

В последние годы в Тихом океане было выполнено большое количество геолого-геофизических экспедиций, материалы которых уже в значительной мере опубликованы, главным образом в виде тезисов [10, 11, 33]. Опубликованы комплект геолого-геофизических карт, составленный в рамках международного проекта *Circum Pacific Map*, батиметрическая карта GEBCO, ряд монографий и сборников статей, содержащих научные обобщения по различным аспектам геологии и геофизики ложа Тихого океана.

Анализ этих материалов в совокупности с опубликованными ранее данными подтверждает представления о специфичности Тихоокеанского сегмента Земли, высказывавшиеся многими исследователями. Основными отличительными чертами его являются:

- 1) изометричная в плане форма Тихоокеанской мегавпадины;
- 2) активные окраины с системой окраинных морей, островных дуг и глубоководных желобов;
- 3) асимметричное расположение Восточно-Тихоокеанского поднятия и его существенные отличия от других срединно-океанических хребтов;
- 4) геофизические и петрохимические характеристики земной коры и верхней мантии;
- 5) наличие Тихоокеанского подвижного пояса, кольцевая структура которого подчеркивается особенностями его металлогении и радиально-концентрической системой мегаразломов [28].

Специфика верхней мантии Тихого океана подчеркивается составом ультрамафитов, представленных в основном гарцбургитами, которые считаются остаточными продуктами, возникшими в результате частичного плавления

вещества верхней мантии. В Атлантическом и Индийском океанах встречаются как гарцбургиты, так и неистощенные перидотиты-лерцолиты [19]. Тихий океан существенно отличается от Атлантического и Индийского и по характеру базальтоидного магматизма [12, 13]. Ю. М. Пуцаровский объясняет эти различия планетарными неоднородностями и различной природой Тихого и Атлантического океанов [24, 25].

Следует отметить, что по заключению ряда специалистов магматические породы океанов «полностью аналогичны магматическим сериям континентальных рифтовых областей и континентального внутриплитного вулканизма, за исключением специфических для океанов базальтов осевых частей срединно-океанических хребтов (базальты MORB) и специфических для континентов калиевых щелочных серий» [35, с. 139].

Из этого иногда делается очень важный вывод о том, что состав магматических пород не зависит от типа земной коры, а состав верхней мантии, в которой расположены очаги плавления, под океанами и под континентами принципиально не различается. Эти положения рассмотрены ниже.

Тихоокеанская мегавпадина, как уже ранее отмечалось [36], делится на две резко различные части — восточную и западную, что выражается в рельефе, геофизических характеристиках, составе и возрасте пород (см. таблицу). Граница между ними проходит в приэкваториальной части по 140° в. д. и фиксируется в виде флексуры на границе М с амплитудой до 3 км (см. рисунок). С этой границей примерно совпадает и нулевая линия альтиметрического геоида, к востоку от которой аномалии отрицательны (до -60 м), а к запа-

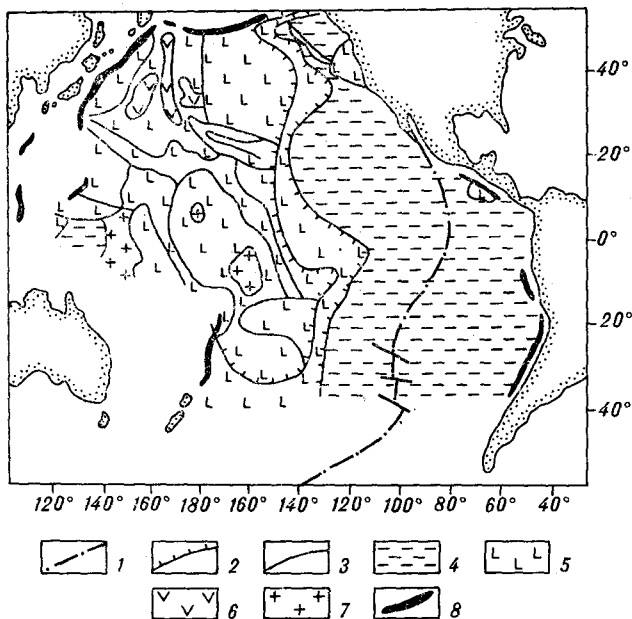


Схема районирования коры ложа Тихого океана по Г. И. Семенову [32], с изменениями автора.

1 — осевая зона Восточно-Тихоокеанского поднятия; 2 — флексура на границе М; 3 — контуры районов с различными сейсмическими параметрами земной коры (по Г. И. Семенову [32]); 4—7 — мощность коры, км: 4 — 8,5—10,5; 5 — 11,0—13,5; 6 — 20,0—24,0; 7 — 35—40; 8 — глубоководные желоба.

ду — положительны (до +80 м). Поскольку рельеф восточной части Тихого океана выше, чем западной, это свидетельствует о меньшей плотности коры и мантии восточной части по сравнению с западной.

Основным морфоструктурным элементом восточной части Тихого океана является Восточно-Тихоокеанское поднятие с пересекающими его гигантскими трансформными разломами [40], которое является звеном глобальной системы срединно-океанических хребтов.

Земная кора восточной части Тихого океана отличается от его западной части меньшей мощностью и более низкими значениями граничной скорости по кровле второго слоя [31, 32], а также четко выраженными полосовыми магнитными аномалиями. Фундамент, по данным драгирований в зонах трансформных разломов, включает метаморфические породы основного состава, ультрабазиты и габброиды [18].

Вулканическая толща, несогласно залегающая на фундаменте, в пределах всей восточной части Тихого океана сравнительно однородна по составу и представлена в основном ферротитанистыми и толеитовыми базальтами. Здесь выделяются четыре петрохимические провинции [13]:

1) Северо-восточная (Прикордильерская) — с преобладающими умеренно дифференцированными ферротолеитовыми базальтами и под-

чиненными им более поздними субщелочными и щелочными базальтами;

2) Галапагосская — с сильнодифференцированной серией толеитовый базальт — ферротолеит — исландит — риодацит;

3) Юго-восточная (Приандийская);

4) Южная — с преобладанием толеитовых базальтов, реже — ферротолеитов и дифференцированной натровой серией трахибазальт — трахит — комендит.

Характерно, что по содержаниям редкоземельных элементов (РЗЭ) ферротолеиты сходны с морскими базальтами Луны [8].

Возраст пород вулканогенной толщи и перекрывающих ее осадочных отложений в целом омолаживается по направлению к осевой зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия от палеоцена до современного, однако местами наблюдаются и отклонения. Так, на океаническом склоне Центрально-Американского желоба в скважинах 487, 495, 500 DSDP обнаружены базальты, обогащенные Al_2O_3 и K_2O и обедненные TiO_2 , что сближает их с базальтами островных дуг. Возраст базальтов, определенный К — Аг-методом, оказался значительно моложе, чем возраст перекрывающих их раннемиоценовых отложений (9,0—10,8 млн лет), что Ю. И. Дмитриев с соавторами [14] объясняют потерей аргона и приносом калия при воздействии на базальты

Сравнительная характеристика западной и восточной частей Тихого океана

Характеристика	Восточная часть	Западная часть
Срединно-океанический хребет	Есть	Нет
Гигантские разломы	Есть	Нет
Протяженные вулканические цепи	Нет	Есть
Крупные асейсмичные подводные возвышенности	Нет	Есть
Островные дуги и окраинные моря	Нет	Есть
Вулканические горы	Мало	Много
Средняя глубина котловин, км	4,5	5,5
Характер магнитных аномалий	Линейные симметричные	В основном изометричные
Возраст базальтового фундамента	Кайнозой	Юра — мел
«Опаквый» слой	Есть	Нет
Современный вулканизм и гидротермальная деятельность	Есть	Нет
Средняя глубина до границы М (общая мощность «геофизической» земной коры), км	5,1	4,6
Среднее значение граничной скорости по кровле второго слоя, км/с	5,1	4,6

расплавов и флюидов, поступавших по разломам.

Обращают на себя внимание также и находки метабазальтов в рифтовой зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия на $12^{\circ} 50'$ с. ш. [39], плагиогнейса в районе между зонами разломов Кларион и Клиппертон и голоценовых лавовых потоков, перекрывающих осадки [34], что свидетельствует о современной вулканической деятельности и за пределами рифтовой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Западная часть Тихого океана отличается от восточной наличием системы окраинных морей и островных дуг, крупных подводных возвышенностей и многочисленных гор, мезозойским возрастом базальных слоев осадочно-чехла, отсутствием симметричных магнитных аномалий и рядом других особенностей (см. таблицу). Это дает основание рассматривать ее в качестве самостоятельной геоструктуры, характеризующейся специфическими чертами геологического строения и развития.

Статистические параметры аномального магнитного поля западной части Тихого океана, по мнению некоторых ученых, присущи земной коре континентального типа [20], причем они отражают не то магнитное поле, которое существовало во время формирования магматических пород, а то, при котором они подверглись вторичному прогреву до 300° [29].

Земная кора, по данным глубинного сейсмического зондирования, отличается значительной вертикальной и латеральной неоднородностью, причем границы участков с неоднородной корой совпадают с контурами основных морфоструктур (см. рисунок). В строении коры принимают участие фундамент, вулканогенная толща и осадочный чехол.

Фундамент наиболее полно изучен нами во внутритропическом желобе Муссау и в Западно-Меланезийском желобе, где он представлен тремя комплексами пород [6]:

- а) меланократовыми метаморфическими породами зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций;
- б) апогарцбургитовыми серпентинитами;
- в) расслоенными интрузиями — верлитами, вебстеритами, троктолитами, метаморфизованными габброидами и аподиабазовыми амфиболитами.

Сходный по составу меланократовый фундамент изучен на островных склонах желобов Идау-Бонинский, Волкано, Марианский, Тонга, а также в зоне Тайваньского разлома в Филиппинском море.

В основании океанического склона Курило-Камчатского желоба нами драгированы кислые кристаллосланцы и ассоциирующиеся с ними крупнокристаллические пироксениты [3]. На вале Зенкевича установлены апопелитовые

кристаллосланцы с гранатом и эпидот-амфибол-плагиоклазовые сланцы, исходными породами которых были основные эффузивы. На возвышенности Шатского обломок кристаллического сланца был обнаружен в ядре железомарганцевой конкреции [30]. Присутствие метаморфических пород на вале Зенкевича и на возвышенности Шатского подтверждается наличием зерен граната в неогеновых и плейстоценовых отложениях. По-видимому, гранатосодержащие метаморфические породы довольно широко распространены в фундаменте Северо-Западной Тихоокеанской плиты.

Кислые метаморфические и интрузивные породы входят, видимо, в состав фундамента подводных гор зоны сочленения Курило-Камчатского и Японского желобов, океанического склона желоба Волкано, гор Гейш и других районов, что проявляется в характере мел-палеогенового вулканизма, в продуктах которого часто встречаются породы среднего и кислого состава [5]. По-видимому, кислые породы слагают отдельные блоки среди преобладающих по площади распространения мафических образований.

Верхний возрастной предел фундамента определяется несогласным залеганием на нем вулканогенной толщи, имеющей домеловой, скорее всего, триасово-юрский возраст. До начала формирования этой толщи фундамент должен был испытать поднятие и размыв на глубину не менее 5—7 км, в результате чего были обнажены полнокристаллические интрузии и метаморфические породы, образовавшиеся при давлении около 3,5 кбар и температуре $400-410^{\circ}$. Это дает основание предполагать древний возраст фундамента — палеозойский, а для низов разреза и докембрийский. Подтверждением служат результаты изучения изотопов свинца, стронция и ниобия в изверженных породах островов Французской Полинезии, Самоа, Кука, о. Малаита, плато Онтонг-Джава и др., дающие значение возраста субстрата, из которого они выщлавились, до 3 млрд лет. Формирование этих пород, по мнению некоторых исследователей, происходило в условиях переработки блоков континентальной коры [9].

Вулканогенные образования, почти непрерывным чехлом перекрывающие фундамент, представлены толщей подушечных лав и туфов базальтоидов, обладающей изменчивостью состава, структур и текстур пород в пределах различных морфоструктур запада Тихого океана. Толща залегает субгоризонтально и имеет мощность 2—3 км.

По своему составу, строению и структурному положению эта толща соответствует трапповой формации континентов, на что уже неоднократно указывалось многими исследовате-

лями. Однако первая отличается от второй низким гипсометрическим положением и некоторыми геохимическими характеристиками, в связи с чем мы предложили назвать ее талассотрапповой формацией [4].

И. Н. Говоров с соавторами [12] выделил в западной части Тихого океана четыре провинции, характеризующиеся различными геохимическими типами базальтоидов.

В Гавайско-Императорской провинции развиты в основном высокотитанистые толеиты гавайского типа, представленные непрерывной серией от толеитовых пикритов до пересыщенных (кварцнормативных) толеитов.

Толеиты этого типа в подчиненном количестве присутствуют также в составе щелочно-базальтовых вулканогенных серий островов Самоа, Таити, Каролинских, Уэйк-Неккер и др., в то время как в Гавайско-Императорской зоне дифференцированные щелочные базальты составляют не более 1 % от общего объема вулканогенных образований.

Во впадине Науру и на подводных возвышенностях Манихики и Онтонг-Джава (Капингамаранги) развиты примитивные толеитовые базальты с пониженными содержаниями титана, натрия и литофильных микроэлементов, которые сопоставляются с траппами Сибирской платформы [21, 37].

В Северо-Западной провинции вулканогенные образования рассматриваемой формации представлены, в основном, дифференцированными сериями пород от щелочно-известковых толеитового типа до субщелочных и щелочных оливин-базальтового типа. Петрогеохимические черты этой формации устойчивы в такой же степени, как и толеитов гавайского типа, отличия состоят в меньших содержаниях титана, магния, большей окисленности железа и более высоких содержаниях щелочей и фосфора. Высокая степень окисления железа, особенно в бурых корках закалки шаровых лав, указывает на относительно мелководную, богатую кислородом обстановку их излияния. Характерно также сильное вторичное изменение базальтов, что связано, очевидно, с длительной циркуляцией морской воды в мощных толщах шаровых лав. Относительно слабо измененные разности имеют высокое содержание хрома и никеля, свойственное океаническим толеитам. Общей закономерностью рассматриваемой формации является повышение щелочности вверх по разрезу, что типично и для трапповой формации континентов.

В Транс-Тихоокеанской провинции развиты в основном щелочные базальтоиды — дифференцированные щелочные базальты гавайского типа, нефелиновые базаниты и базальты самоанского типа, таититы и фонолиты, однако в ряде мест присутствуют и толеитовые

базальты примитивного и гавайского типов (плато Огасавара).

Юго-западная провинция сложена предположительно толеитовыми, субщелочными и щелочными базальтами.

Аномальное строение имеет вулканогенная толща на океаническом склоне желоба Волкана, где вулканизм отличался большим разнообразием состава и очень высокой эксплозивностью. Здесь очень широко развиты вулканы среднего и кислого состава, вплоть до цантеллеритов и трахириолитов, извергавшихся в наземных условиях. На это указывает эксплозивный характер извержений, пестрый состав пород и их интенсивное окисление [3]. Образование большого количества кислых вулканических продуктов с содержанием SiO_2 до 72 % должно было происходить в структуре с мощной корой континентального типа, что не соответствует, однако, геофизическим данным.

Разрез этой толщи на океаническом склоне желоба Волкана заканчивается маломощной пачкой туфов с подчиненным количеством лав субщелочных и толеитовых базальтов. Таким образом, толеитовый вулканизм проявился не только в начале, но и в конце формирования талассотрапповой формации. Характерно, что свежие толеитовые базальтоиды установлены нами также в зоне Тайваньского разлома в Филиппинском море, где они перекрывают офиолитовый комплекс.

К заключительной стадии формирования талассотрапповой формации относятся вулканогенные образования, слагающие основание крупных подводных возвышенностей и гайотов. Они представлены щелочными породами — щелочными базальтами, нефелиновыми фонолитами и трахитами, которые относятся в основном к дифференцированным сериям пикртолеитовой и пикрощелочно-базальтовой магм, образовавшихся в тех же очагах, что и магмы субщелочных базальтов. Исключение представляет плато Огасавара, где развиты в основном толеиты гавайского и примитивного типов и ассоциирующиеся с ними субщелочные базальты [7].

Приведенные данные о разнообразии состава вулканогенной толщи свидетельствуют о гетерогенности подстилающего ее фундамента и верхней мантии, участвующих в образовании и эволюции магматических расплавов, а широкое распространение щелочных пород свидетельствует о присутствии участков аномальной мантии, обогащенной редкими литофильными элементами, образовавшейся 1,5—2,0 млрд лет тому назад [16, 42].

Обращает на себя внимание огромная площадь, занятая талассотрапповой формацией. Только в северо-западной части Тихого океана

на длина талассотраппового поля (с севера на юг) составляет 4000—4500 км, а ширина (с запада на восток) — 3500—4000 км. Если принять среднюю мощность вулканогенной толщи в 2 км, то объем ее составит 32 млн км³. Такое огромное количество базальтовых лав, излившихся в сравнительно короткий промежуток времени (юра, возможно, триас — юра), могло образоваться только в результате грандиозных процессов планетарного характера, которые, несомненно, привели к существенному преобразованию земной коры и рельефа Тихоокеанского сегмента Земли. Интенсивные площадные излияния должны были происходить по густой сети тектонических трещин, что возможно только в условиях растяжения. Излияния сопровождались внедрением даек и пластовых тел долеритов и габброидов, сходных по составу с эффузивами, количество которых, судя по данным драгирований, весьма значительно.

В конце формирования формации трещинные излияния сменились излияниями центрального типа, приуроченными в основном к наиболее активным зонам, одной из которых является зона Маркус-Уэйк. Образовавшиеся в это время вулканические сооружения в виде горных массивов (подводные возвышенности) и отдельных гор сохранились в рельефе до настоящего времени.

Следует особо остановиться на условиях формирования талассотрапповой формации. Считается доказанным, что вулканогенные образования, слагающие подводные возвышенности и гайоты, формировались в мелководных и наземных условиях. На это указывают пузырчатые текстуры пород, наличие прослоев туфов, туфоконгломератов и туфобрекчий, в том числе лапшилевых, а также характер вторичных изменений и интенсивное красноцветное окисление пород. Однако всеми этими особенностями обладают и вулканы, драгированные нами в глубоководных желобах и на вале Зенкевича [5], а также вскрытые бурением. Это дает основание распространить вывод о субаэральных условиях на весь период формирования талассотрапповой формации.

Еще одним подтверждением этого вывода служат результаты изучения магнитных свойств пород рассматриваемой формации, выполненного на нашем материале Ю. С. Бретштейном. Для многих проанализированных им образцов установлен специфический тип термомагнитных кривых с «отрицательным» температурным гистерезисом, либо с его отсутствием, что характерно для вулканогенных пород, сформированных в наземных или очень мелководных условиях. Ферромагнитные минералы в этих породах прошли последовательные стадии от высокотемпературного окисле-

ния при кристаллизации и остывании на воздухе до низкотемпературного окисления (при маггемизации) в обстановке наземного гипергенеза. Именно ферромагнитные минералы таких пород дают термомагнитные кривые, отражающие присутствие маггемитизированного магнетита (смеси магнетита и маггемита). Проведенные исследования позволяют утверждать, что вулканогенные породы талассотрапповой формации формировались на более высоком гипсометрическом уровне, превышавшем современный на несколько километров.

Возраст талассотрапповой формации приближенно устанавливается по следующим данным. На вулканогенных образованиях этой формации с размывом и несогласием залегает осадочная толща, низы которой в разных местах имеют возраст от юры до позднего мела. На этом основании обычно делается вывод о разновозрастности подстилающих вулканогенных образований, причем возраст их считается идентичным возрасту базальных слоев осадочной толщи. Такой методический подход является явно ошибочным, поскольку при этом не учитывается время перерыва между окончанием извержения и началом осадконакопления, в течение которого произошел размыв на глубину до 5—7 км, в результате чего на поверхность были выведены полнокристаллические интрузивные породы, прорывающие вулканогенную толщу, а местами — и метаморфические породы фундамента. Исходя из этих соображений возраст талассотрапповой формации следует оценивать не моложе юры (вероятнее всего — триас — юра).

После завершения формирования талассотрапповой формации вулканическая деятельность прекратилась. Новая фаза вулканизма проявилась в позднем мелу — палеогене. В это время сформировались цепь Императорских гор, приуроченных к меридиональному разлому, горы Гейш и горы в зоне сочленения Курило-Камчатского и Японского желобов. Во время извержений эти горы представляли собой вулканы, вершины которых возвышались над уровнем моря. В позднем кайнозое вулканизм проявился в основном в пределах Гавайского хребта.

Осадочная толща, перекрывающая талассотрапповую формацию, довольно детально изучена по данным бурения и сейсмопрофилирования. Она залегает практически горизонтально, нивелируя неровности рельефа подстилающего фундамента, осложненного горстами и грабенами. Мощность толщи в северной и центральной частях Западно-Тихоокеанской котловины изменяется от 200 до 400 м, в среднем составляет около 300 м. У подножья подводных гор она уменьшается, иногда до полного выклинивания. В южной части котловины

мощность осадочной толщи местами достигает 700—750 м. Возраст базальных слоев толщи, вскрытых бурением, — валанжин, иногда берриас (скв. 307). В южной части Северо-Западной котловины возможно присутствие и юрских отложений (район скв. 196, где по данным НСП ниже вскрытых этой скважиной валанжинских отложений имеется пачка осадочных пород мощностью 300 м). Вскрытый бурением разрез начинается кремнисто-карбонатными отложениями нижнего мела мощностью от 100 м на севере до 250 м на юге котловины, переходящими выше в кремнисто-глинистые отложения (кремнистые сланцы и пелагические цеолитовые глины). Отложения маастрихта, палеогена, нижнего и среднего миоцена из разреза выпадают, а позднекайнозойские отложения представлены глинистыми радиоляриево-диатомовыми илами и цеолитовыми глинами.

Примерно такое же строение имеет осадочная толща на вале Зенкевича и на океанических склонах желобов.

На крупных подводных возвышенностях (Обручева, Шатского, Хесса) мощность осадочной толщи возрастает в их центральных частях до 1000—1200 м и уменьшается к их бортам, вплоть до полного выклинивания. Исключение представляет плато Огасавара, где осадочная толща имеет выдержанную мощность без заметного конседиментационного утонения слоев к его краям. По-видимому, это объясняется формированием ее в основном за счет рифогенных фаций, тогда как на остальных возвышенностях существенную роль играло отложение микроорганизмов из водной массы, создавшее эффект «снежной шапки». На возвышенности Обручева большая часть разреза (около 1000 м) представлена кайнозойскими кремнисто-глинистыми отложениями. На остальных возвышенностях развиты преимущественно карбонатные отложения мелового возраста, тогда как кайнозойский разрез сильно сокращен и содержит многочисленные перерывы [4].

На склонах возвышенностей преобладают пелагические кремнисто-карбонатные отложения, а в цоколе — туфогенно-осадочные кремнисто-глинистые. Такое же строение имеет осадочный чехол и на гайотах южной части рассматриваемого региона (горы Маркус-Уэйк).

Подводные возвышенности и гайоты в конце юры — начале мела уже существовали в виде вулканических горных сооружений, возвышавшихся над поверхностью траппового плато на несколько километров. Затем в результате начавшегося погружения вершины гор были абрадированы и на них началось рифообразование, а на их склонах — отложение пелагических кремнисто-карбонатных осадков. Карбо-

натные отложения на плато Огасавара и горах Маркус-Уэйк подверглись интенсивной фосфатизации.

Анализ мощностей и фаций осадочных отложений северо-запада Тихого океана в совокупности с геоморфологическими и палеонтологическими данными свидетельствует о значительных опусканиях, проявившихся в этом регионе начиная с поздней юры [5, 22]. Опускания носили блоковый характер, причем время, скорость и амплитуда опускания отдельных блоков были различными.

Наиболее ранние опускания произошли в приэкваториальной части и в районе возвышенности Шатского, где в основании осадочной толщи предполагается наличие юрских отложений. Суммарная амплитуда опускания местами достигает здесь 6 км (район скв. 307). На большей части региона морской режим устанавливался в раннем, а в восточной и северной его частях — в позднем мелу. Интенсивное опускание региона, фиксирующееся появлением глубоководных осадков, началось в позднем миоцене.

Суммируя изложенные выше данные, можно сделать вывод о том, что вся западная часть Тихого океана представляет собой жесткую плиту (талассократон), отличающуюся от трапповых областей континентов огромными размерами, преимущественно меланократовым составом фундамента, грандиозным масштабом мезозойского вулканизма и низким гипсометрическим положением, обусловленным мезозойско-кайнозойскими опусканиями. Эти отличия не позволяют отождествлять ее с платформами континентов, как то предлагается некоторыми исследователями [22].

В то же время, имеющиеся данные однозначно свидетельствуют о том, что во время формирования талассотрапповой формации в рассматриваемом регионе существовали субаэральные условия, и, следовательно, земная кора по геофизическим характеристикам не могла отличаться от коры однотипных структур (трапповых полей) на континентах. Превращение ее в «океаническую» произошло позднее, в стадию океанизации, которая началась в юре и продолжается в настоящее время [23].

Следует кратко коснуться проблемы офиолитов.

Как уже отмечалось, фундамент Тихоокеанской мегавпадины в подавляющем большинстве случаев, по-видимому, представлен меланократовыми породами и имеет типичный для офиолитовых ассоциаций разрез (снизу вверх):

- 1) катаклазированные апогартсбургитовые серпентиниты;
- 2) расслоенные ультраосновные и основные интрузии;

- 3) массивные габброиды;
- 4) комплекс параллельных даек базальтового состава;

5) комплекс подушечных лав базальтов и перекрывающих их океанических осадков.

Согласно концепции плитотектоники офиолитовая ассоциация возникает в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов в результате спрединга и затем, раздвигаясь от него в стороны, формирует всю кору под океанами.

Однако эта гипотеза не подтверждается имеющимися данными о вертикальной и латеральной вещественной и возрастной неоднородности земной коры и верхней мантии ложа Тихого океана, сходством офиолитовых ассоциаций океанов с офиолитами эвгеосинклинальных областей на континентах, а также сложным и неоднородным строением офиолитовых ассоциаций [17]. Кроме того, сам механизм формирования интрузивной части разреза офиолитовых ассоциаций в узких (1—2 км) рифтовых зонах срединно-океанических хребтов, особенно с малыми скоростями спрединга, представляется маловероятным [42]. По всей вероятности, в Тихом океане процесс формирования офиолитов имел площадной характер и протекал одновременно на огромных территориях, в отличие от континентов, где он был ограничен узкими зонами эвгеосинклиналей.

Приведенные данные позволяют высказать следующие соображения. Тихоокеанский сегмент Земли, обладающий специфическими чертами строения и развития, отражает глобальную антиподальность нашей планеты, возникшую, видимо, на ранней стадии ее развития [27]. Наиболее вероятной причиной антиподальности, на наш взгляд, является возникновение и эволюция системы Земля — Луна [15, 41]. Этой проблеме, судя по возросшему количеству публикаций, в последние годы уделяется большое внимание, особенно за рубежом.

Западная часть Тихого океана представляет

собой талассократон, в строении которого принимают участие гетерогенный, преимущественно мафический, складчатый фундамент докембрийского — палеозойского возраста, мезозойская талассотрапповая формация и осадочный чехол позднемезозойского — кайнозойского возраста.

Резкие различия между восточной и западной частями Тихого океана обусловлены ротацией [36] и, в значительной степени, возникновением Восточно-Тихоокеанского поднятия, являющегося самым крупным звеном глобальной системы срединно-океанических хребтов. Образование этой системы, наложившейся на более древний структурный план, произошло, по-видимому, в мезозое в результате редкого события [26]. Обычно под таким событием понимают падение крупного метеорита, что весьма сомнительно, ибо в этом случае жизнь на Земле должна была бы погибнуть. Более вероятно, на наш взгляд, предположение о расколе литосферы при расширении Земли в результате перехода вещества ядра из плазменного состояния в атомарное [38]. Можно предположить, что выделившиеся при этом горячие флюиды накапливались в подошве литосферы, являющейся теплоизоляционным слоем, вызывая растягивающие напряжения. Когда эти напряжения превысили предел прочности литосферы, произошел ее разрыв с образованием глобальной системы сверхглубинных разломов, явившихся первичными рифтовыми зонами, которые затем трансформировались в срединно-океанические хребты.

Современное расширение Земли с приростом радиуса 2,4 см/год подтверждается данными астрономических и доплеровских измерений координат и спутниковой лазерной дальнометрии [2].

Предложенная концепция объясняет многие установленные факты и, на наш взгляд, заслуживает внимания.

ЛИТЕРАТУРА

1. Басов И. А. Перерывы в осадконакоплении в северо-западной части Тихого океана и их корреляция с геологическими событиями в позднем мезозое и кайнозое // Геология Тихого океана: Тез. докл. III Тихоокеан. школы по морской геологии, геофизике и геохимии. Ч. 1/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1987.— С. 33.
2. Блинов В. Ф. О дрейфе континентов и расширении Земли на основании инструментальных наблюдений // Тихоокеан. геология.— 1987.— № 5.— С. 94—101.
3. Васильев Б. И. Некоторые особенности геологического строения глубоководных желобов северо-западной части Тихого океана // Геология Тихого океана: Тез. докл. III Тихоокеан. школы по морской геологии, геофизике и геохимии. Ч. 1/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1987.— С. 7.
4. Васильев Б. И. Талассотрапповая формация северо-запада Тихого океана // Геология, геофизика, геохимия и металлогения зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану: Тез. докл. I Советско-Китайского симпозиума/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1987.— С. 14—15.
5. Васильев Б. И. Основные черты геологического строения северо-западной части Тихого океана/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1988.
6. Васильев Б. И., Говоров И. Н., Тарарин И. А. и др. Офиолитовый комплекс желоба Муссау в Тихом океане // Геология Тихого океана: Тез. докл. III Тихоокеан. школы по морской геологии, геофизике и геохимии. Ч. 1/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1987.— С. 134.
7. Васильев Б. И., Говоров И. Н., Безвертний В. Л. и др. Геологическое строение подводного плато Огасавара (Тихий океан)/АН СССР. ДВО.— Препринт.— Владивосток, 1987.
8. Виноградов А. П. Дифференциация вещества Луны // Космохимия Луны и планет.— М.: Наука, 1975.— С. 5—28.

9. *Волобуев М. И.* Природа Тихоокеанского сегмента глобальной изотопной аномалии // Геология Тихого океана: Тез. докл. III Тихоокеан. школы по морской геологии, геофизике и геохимии. Ч. 1/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1987.— С. 84.
10. *Геология, геофизика, геохимия и металлогения зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану: Тез. докл. I Советско-Китайского симпозиума/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1987.*
11. *Геология Тихого океана: Тез. докл. III Тихоокеан. школы по морской геологии, геофизике и геохимии. Ч. 1, 2/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1987.*
12. *Говоров Н. Н., Голубева Э. Д., Стрижкова А. А., Стунжас А. А.* Геохимические типы и провинции базальтов Тихого океана // Тихоокеан. геология.— 1984.— № 6.— С. 24—36.
13. *Говоров Н. Н., Голубева Э. Д.* Петрологические провинции Тихого океана // Тез. докл. III съезда сов. океанологов. Сек. Геология, геофизика и геохимия океана, твердая кора океана, зоны перехода.— Л.: Гидрометеоздат, 1987.— С. 59—61.
14. *Дмитриев Ю. И., Иваненко В. В., Карпенко М. И.* Возраст и проблема образования базальтов Центрально-Американского желоба // Геология Тихого океана: Тез. докл. III Тихоокеан. школы по морской геологии, геофизике и геохимии. Ч. 1/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1987.— С. 103.
15. *Исаков Ю. А., Казанская Н. С., Панфилов А. В.* Классификация, география и антропогенная трансформация экосистем.— М.: Наука, 1980.
16. *Когарко Л. Н.* Неоднородность верхней мантии и магматизм океанических островов // Океанический магматизм: Эволюция, геологическая корреляция.— М., 1986.— С. 104—112.
17. *Косыгин Ю. А., Семенов Д. Ф.* Офиолиты и концепция первичной океанической коры // Тихоокеан. геология.— 1982.— № 4.— С. 3—6.
18. *Лазько Е. Е.* Серпентиниты и габброиды разлома Клариян (центральная часть Тихого океана) // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1985.— № 12.— С. 28—42.
19. *Лазько Е. Е.* Петрохимические типы и провинции гипербазитов Мирового океана // Твердая кора океанов (проект «Литос»).— М.: Наука, 1987.— С. 38.
20. *Луговенко В. Н., Пчелкин А. В., Пчелкин Е. А., Рукавишников В. Д.* Статистические характеристики аномального магнитного поля Тихого океана и их связь со строением океанической коры // Геология Тихого океана: Тез. докл. III Тихоокеан. школы по морской геологии, геофизике и геохимии. Ч. 2/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1987.— С. 23.
21. *Нестеренко Г. В.* Океанические аналоги континентальных базальтов // Геохимия.— 1984.— № 7.— С. 992—1001.
22. *Орленок В. В.* Физика и динамика внешних геосфер.— М.: Недра, 1985.
23. *Орленок В. В.* Океанизация — финальный этап эволюции планетного вещества // Геология Тихого океана: Тез. докл. III Тихоокеан. школы по морской геологии, геофизике и геохимии. Ч. 1/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1987.— С. 5.
24. *Пуцаровский Ю. М.* Крупные неоднородности в строении земной коры и их возможные интерпретации // Геотектоника.— 1982.— № 5.— С. 3—6.
25. *Пуцаровский Ю. М.* Тектоника и магматизм океанов // Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис.— М.: Наука, 1983.— С. 13—17.
26. *Пуцаровский Ю. М.* Мировая рифтовая система — редкое событие в геологии? // Тихоокеан. геология.— 1986.— № 6.— С. 98—101.
27. *Пуцаровский Ю. М., Козлов В. В., Сульди-Кондратьев Е. Д.* Тектоническая асимметрия Земли и других планет // Природа.— 1978.— № 3.— С. 32—41.
28. *Радкевич Е. А.* Планетарные разломы и их роль в развитии Тихоокеанского рудного пояса // Геология, геофизика, геохимия и металлогения зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану: Тез. докл. I Советско-Китайского симпозиума/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1987.— С. 54—55.
29. *Райкевич М. И.* Магнетизм пород западной части Тихого океана // Геология Тихого океана: Тез. докл. III Тихоокеан. школы по морской геологии, геофизике и геохимии. Ч. 2/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1987.— С. 24.
30. *Рудник Г. В., Меланхолина Е. Н., Кудрявцев Д. И. и др.* Породы второго океанического слоя в разрезах поднятий Шатского и Хесса // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1981.— № 11.— С. 21—23.
31. *Семенова Г. И.* Строение земной коры ложа Тихого океана по данным глубинного сейсмического зондирования // Геология Тихого океана: Тез. докл. III Тихоокеан. школы по морской геологии, геофизике и геохимии. Ч. 2/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1987.— С. 59.
32. *Семенова Г. И.* Модели земной коры различных структур ложа Тихого океана // Тихоокеан. геология.— 1985.— № 4.— С. 3—12.
33. *Третий съезд сов. океанологов: Тез. докл. Сек. Геология, геофизика и геохимия океана.— Л.: Гидрометеоздат, 1987.*
34. *Условия образования и закономерности размещения железомарганцевых конкреций Мирового океана.— Л.: Недра, Ленингр. отд-ние, 1987.*
35. *Шарков Е. В., Цветков А. А.* Гидродинамические режимы океанов и магматические серии // Твердая кора океанов (проект «Литос»).— М.: Наука, 1987.— С. 131—140.
36. *Шило Н. А., Ващилов Ю. Я.* Динамическая природа асимметрии глубинной структуры востока и запада Тихого океана и его континентального обрамления // Глубинное строение Тихого океана и его материкового обрамления: Тез. докл. XIV Тихоокеан. научн. конгресса (Хабаровск, 1979), секция В-1.— М., 1979.— С. 59—61.
37. *Щека С. А., Куренцова Н. А.* Магматические комплексы океанов // Сов. геология.— 1981.— № 11.— С. 67—76.
38. *Ashole E.* Expanding Earth // Spectrum.— 1985.— № 193.— P. 39—46.
39. *Bidean D., Fonquet Y., Hekinian P.* Découverte de basalts métamorphisés dans le graben axial de la dorsale East-Pacific à 12° 50' N // Bull. Soc. geol. Fr.— 1985.— V. 1, N 6.— P. 905—913.
40. *General bathymetric chart of the oceans (GEBCO) Scale 1: 10 000 000.— Canada, 1984.*
41. *Origin of the Moon/W. K. Hartmann, R. J. Phillips, G. J. Taylor/Lunar and Planet Inst.—Houston, Tx. (USA), 1986.*
42. *Juteau T.* De la oceanique aux ophiolites // Societe geologique de France. Bulletin.— 1984.— V. 24, N 3.— P. 471—488.
43. *Sun S. S., Gilbert N. H.* Evolution of the mantle geochemical evidence from alkali basalt // Geology.— 1975.— V. 3.— P. 297—302.

УДК 552(265)

С. М. Табунов, Ю. И. Томановская, Г. Н. Старицына

КОМПЛЕКСЫ ГОРНЫХ ПОРОД ЛОЖА ТИХОГО ОКЕАНА В РАЙОНЕ РАЗЛОМОВ КЛАРИОН-КЛИППЕРТОН

На основании петрографического изучения 48 обломков и 204 галек пород, поднятых в траловых пробах, обсуждается возможная их принадлежность к разновозрастным и разноформационным комплексам коренного ложа, выведенным на поверхность дна в вулканотектонических структурах, горстах и сбросовых уступах. Выделено четыре разновозрастных и разнооб-

разных по формационной принадлежности структурно-вещественных комплексов: докембрийский (?) гранито-метаморфический, меловой геосинклинальный вулканогенно-кремнисто-осадочный, доэоценовый океанический базальтовый и эоцен-миоценовый океанический базальт-андезит-риолитовый.

До последнего времени отдавалось предпочтение мнению о структурно-вещественной однородности коренного ложа Мирового океана [2, 16]. Считалось, что разновозрастная кровля базальтового фундамента, образующего верхнюю часть океанической земной коры, ее второй слой, является петрологически однородной и сложена базальтами срединно-океанических хребтов. Состав, строение и возраст третьего океанического слоя, в частности для областей межрифтовых пространств или плит [12, 13], окончательно не определены, а его геологическая природа вызывает многочисленные споры.

С поступлением каменного материала с полигонов драгирования появилась возможность изучения состава глубоких горизонтов гигантских впадин Мирового океана. Первые результаты изучения драгированных образцов «континентальных» пород из ряда подводных возвышенностей окраинно-океанических валов Тихого океана показали их принадлежность к ассоциациям метаморфических и интрузивных пород, характерных для геантиклинальных зон материков и микроконтинентов. Принадлежность погруженных вдоль восточной периферии Тихого океана геологических структур, в пределах которых были собраны драгированные образцы «континентальных» пород, к Азиатскому матерiku не вызвала особых сомнений [1, 6, 15]. Однако редкие находки «континентальных» пород как на дне глубоководных котловин центральной части Тихого океана [7, 11], так и в глубоководных желобах разломов Элтанн [4] и Академика Курчатова [5] не нашли удовлетворительного объяснения с позиций представлений о слоисто-блоковой структуре Тихоокеанского талассократона.

Обильный и разнообразный по составу донный каменный материал (ДКМ) впервые был

получен в экваториальной зоне открытых пространств Тихого океана, в центральной части района разломов Клариион-Клиппертон (рис. 1). Предпринятая попытка сгруппировать поднятый ДКМ в литологически и петрологически связанные группы и объединить их в возрастные комплексы расширяет наши представления о геологической природе этой части Тихоокеанского талассократона.

Подавляющее число образцов ДКМ были подняты в траловых пробах. Длина траления — 0,5—4 км. На одну траловую пробу весом около 1 т число образцов с ДКМ составляло 1—3, изредка 20. При опробовании дночерпателями обнаружены также редкие единичные экземпляры ДКМ, а в одном случае был поднят слабосцементированный конгломерат размером 0,3 м (ст. 8284). Наиболее разнообразный по составу ДКМ поднят совместно с глыбами плотных полигенных глин олигоцен-миоценового возраста на склонах абиссальных холмов и невысоких сбросовых уступах абиссальной равнины. Здесь, по материалам непрерывного сейсмического профилирования, мощность осадочного чехла уменьшается до нуля (рис. 2). По данным подводного фотографирования, в основании некоторых сбросовых уступов и обрывов высотой до 15 м наблюдается хаос перевернутых блоков осадочных пород [17]. Напротив, участки дна плоской абиссальной равнины с ненарушенным эоцен-миоценовым осадочным чехлом мощностью 150—175 м [18], перекрытые кремнисто-глинистыми илами позднемиоценового — четвертичного возраста мощностью до 25 м, ДКМ не содержат.

Весь поднятый ДКМ при макроскопическом описании подразделялся на угловатые обломки и хорошо окатанные гальки. Петрографический

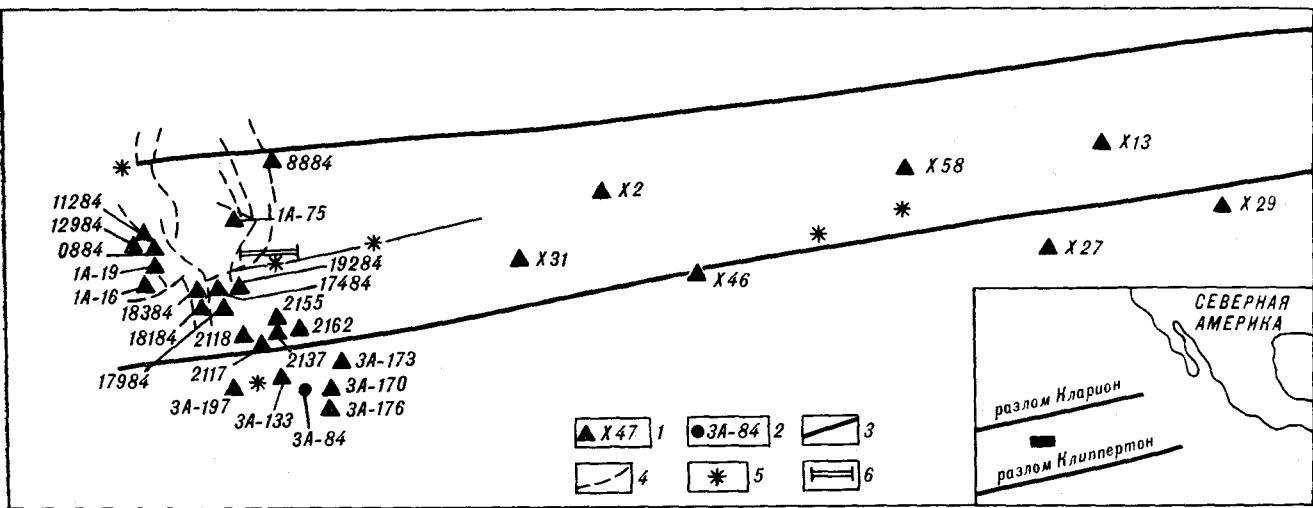


Рис. 1. Схема расположения станций опробования, в которых подняты обломки ДКМ:

1 — траловые пробы и их номера; 2 — пробы, взятые дночерпателем, их номера; 3 — «промежуточная» зона разломов [19], установленная по данным гидромагнитной съемки; 4 — разломы в океаническом осадочном чехле, установленные по данным НСП; 5 — подводные вулканические горы и вулканотектонические поднятия по батиметрическим данным; 6 — место расположения профиля 84-30 (рис. 2).

состав ДКМ приведен в табл. 1, 2. Обломки ДКМ представлены угловатой щебенкой и образцами пород размером до 20 см в поперечнике. Поверхность большинства обломков полностью или частично покрыта тонкими железомарганцевыми корками. Некоторые обломки лишены корок и имеют свежие сколы, что может косвенно указывать на их местное происхождение. Гальки ДКМ — сферичные, чаще всего хорошо окатанные. Поверхность их гладкая, полированная, без штрихов и царапин, что типично для пляжных морских отложений. Поверхность большинства галек частично, редко полностью, покрыта тонкой железомарганцевой коркой или примазками. Судя по конгломерату, поднятому дночерпателем на ст. 8884 (см. рис. 1), железомарганцевые примазки и пленки развиты на тех участках поверхности галек, которые, обнажаясь, соприка-

сались с водой, тогда как та часть поверхности, которая находилась в цеолит-глинистом цементе, имеет чистую поверхность. Размеры галек колеблются в пределах 1—5 см в поперечнике, изредка достигая 10 см. Среди 252 изученных образцов ДКМ обломки составляют четвертую часть, из них не более 20 штук имеют свежие сколы. Небольшая доля образцов со свежими сколами, без железомарганцевых корок и примазок характерна для многих участков драгирования Мирового океана [14].

Отсутствие прямых наблюдений со спускаемых аппаратов не позволяет осуществить строгую геологическую привязку образцов ДКМ. Поэтому обсудим три гипотезы происхождения ДКМ на поверхности дна.

Первая гипотеза — местное происхождение ДКМ, т. е. угловатый обломочный материал, особенно со свежими сколами, является подводным элювием коренных пород (эдафогенный материал). В этом случае коренные породы с глубоких горизонтов выведены по зонам разломов и обнажаются в горстах и сбросовых уступах среди рыхлых маломощных (0—25 м) верхнемиоценово-четвертичных осадков. Галечниковый материал является элювием конгломератов. Конгломераты ст. 8884 (см. рис. 1) входят в состав эоцен-миоценового осадочного чехла, образующего первый океанический слой. Элювий конгломератов обнажается на океаническом дне так же, как и выходы пород коренного ложа, в пределах зон разломов в приподнятых горстах, выступах акустического фундамента и сбросовых уступах.

Согласно второй гипотезе, весь ДКМ, собранный в траловых пробах, является разрозненным материалом сверхдальнего айсбергового

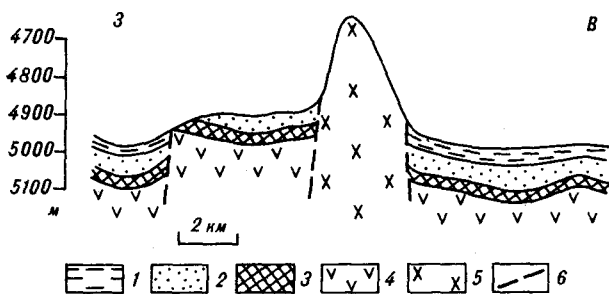


Рис. 2. Геолого-геофизический разрез по сейсмоакустическому профилю 84-30.

1—3 — океанический осадочный чехол: 1 — миоцен-голоценовая формация Клиппертон переслаивающихся карбонатных и кремнисто-глинистых илов («циклическая толща»), 2 — олигоцен-миоценовая Маркизская формация наннофоссилиевых илов, 3 — эоценовая формация островов Лайн карбонатно-глинистых илов; 4 — акустический фундамент, сложенный доэоценовыми комплексами горных пород; 5 — эоцен-миоценовые подводные вулканические горы; 6 — разломы.

Вещественный состав горных пород из обломков донного каменного материала, поднятого в траловых пробах в центральной части района разломов Клариион-Клиппертон (Тихий океан), их группы и возрастные комплексы

Комплексы горных пород структурных элементов коренного ложа океана	Группы горных пород
Эоцен-миоценовый океанический базальт-андезит-риолитовый комплекс пород первого океанического слоя (подводные горы, гайоты, вулканотектонические структуры)	Кислые породы, эффузивные: риолиты (2066, 2162-3), риолитовые порфиры (X2-1), альбитофиры (X58-1, 0884-1), туфолавы кислого состава (19283-2). Средние породы, эффузивные: андезиты (1A-19-5), андезитобазальты (X13-3, 3A-197-5). Основные породы, эффузивные: полифировые базальты (X46-3)
Дозоценовый океанический базальтовый комплекс второго океанического слоя	Основные породы, эффузивные: базальты (18384-1, 18384-2), плагиофировые базальты (X46-4, 3A-170-2, 3A-170-6, 3A-170-7, 3A-170-8, 3A-170-11, 3A-84), вулканическое стекло (3A-170-1)
Меловой геосинклинальный вулканогенно-кремнисто-осадочный комплекс пород третьего океанического слоя	Пирокластические породы: кристаллолитокластический туф (X31-3). Осадочные породы: полимиктовые песчаники (X27-1, 1A-16-1), кварцевые песчаники (2076-2, 2155), алевролиты (2162-2, 2137), окварцованные алевролиты (1A-19-1), алевропелиты (2128), кремнисто-глинистые породы (3A-176), кремнистые породы (17984-1, 18184-3, 3A-176), радиоляриевые кремнистые породы (X29-6, X29-8, 3A-170-16). Слабометаморфизованные расщепленные осадочные породы: глинистые сланцы (1A-19-2), расщепленные алевролиты (12984-1). Метаморфизованные изверженные породы: гранодиорит (11284-1), кварцевый диорит (3A-133-1)
Докембрийский (?) гранитометаморфический комплекс пород третьего океанического слоя	Метаморфические породы: гранулитовой фации метаморфизма — гранатовые гнейсы (3A-170-14, 3A-170-15), двупироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы (эндербиты) (3A-170-17), амфиболитовые гранат-пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы (3A-173); амфиболитовой фации метаморфизма — биотит-мусковитовые гнейсы (17484-1), амфибол-плагиоклазовые кристаллические сланцы (3A-170-13). Ультраметаморфические породы: катаклазированные гранитогнейсы (1A-75-2), окварцованные биотит-мусковитовые гранитогнейсы (2117-2)

переноса в экваториальной зоне Тихого океана. Каменный материал и типичные айсберговые осадки обнаружены и изучены в колонках на подводных горах северо-восточной части Тихого океана, севернее разлома Мендосино. Предполагается, что айсберги в четвертичное время совместно с Калифорнийским течением могли проникать в тропики [8]. В настоящее время считается, что в северном полушарии граница распространения айсбергового каменного материала отвечает крайней южной границе распространения льдов до 30° с. ш. [9]. Несмотря на то что границы палеогеографических поясов во время максимальных похолоданий в плейстоцене смещались в сторону экватора при общем охлаждении поверхности вод океана на 3 °C [10], допустить влияние айсбергов на океанский седиментогенез в экваториальной зоне не представляется возможным. Если последующими исследованиями будет показано, что хотя бы часть описанного ДКМ из района Клариион-Клиппертон является случайным криогенным материалом сверхдальнего айсбергового переноса, то крайнюю южную палеогеографическую границу распространения льдов в тропиках в плиоцене и плейстоцене следует пересмотреть. Третья гипотеза — о переносе каменного материала корнями плавающих деревьев

или морскими животными — также лишена доказательств.

Результаты наших исследований свидетельствуют в пользу местного происхождения ДКМ. На местное происхождение ДКМ указывают, в первую очередь, сборы обломков на участках траления, где, по данным НСП, коренные породы выведены на поверхность океанического дна, лишенного осадочного чехла. Такие участки были зафиксированы на станциях X21, X29, X45, X51, 1A-19, 3A-170, 3A-197, 2162 (см. рис. 1), а часть собранных на них обломков имела свежие сколы. Наиболее отчетливо они наблюдались на образцах гранатовых гнейсов 3A-170-14 и 3A-170-15.

Косвенным подтверждением происхождения обломков из элювия коренных пород могут служить следующие наблюдения.

1. Дублирование многочисленных образцов идентичного состава в одной траловой пробе, пройденной на участках скального грунта, например, щебенка радиоляриевых кремнистых пород (X29-6 и X29-8)*, обломки афировых базальтов (18384-1 и 18384-2; 3A-170-2, 3A-170-6, 3A-170-7, 3A-170-8, 3A-170-11) и гранатовых гнейсов (3A-170-14, 3A-170-15).

* В скобках здесь и далее указаны номера образцов.

Вещественный состав горных пород из галек донного каменного материала, поднятого в траловых пробах в центральной части района разломов Клариион-Клиппертон (Тихий океан), их группы и комплексы

Комплексы горных пород	Группы горных пород
Вулканический комплекс кислых, средних и основных пород	<p>Кислые породы, эффузивные: риолитовые порфиры (X21-2, 1A-72-1, 1A-86-2, 2097, 2117-5), кварцевые порфиры (M46, 21484-1), фельзиты (2102-2, 2122-4), фельзит-порфиры (M06, X13-1, 17284-1), альбитофиры (X13-2, X26-1, X41-2, X54-1, 1A-77-3, 21584-3, 3A-171-1, 3A-171-2), обсидианы (3A-169, 3A-176), лавобрекчии риолитового порфира (12484-1, 14684 1), дациты (M08-2, 12784-5, 21584-2), дацитовые порфиры (7284-1), лавобрекчии дациты (13084-1); пирокластические: туфы кислых пород (1A-78-2, 2162-17, 3A-170-3, 3A-170-5, 3A-196); интрузивные: граптофиры (18084-3, 1A-48-2, 1A-77-2), гранит-порфиры (10284-2). Средние породы, эффузивные: андезиты, андезитобазальты (X29-1, X29-4, X29-7, X45-4, X55-2, 0484-1, 0484-2, 11684-3/1, 13384-1, 14684-3/1, 14684-3/2, 14684-4, 15384-1, 18584-1, 18584-3, 18584-4, 19784-1, 1A-19-5, 1A-32, 1A-46-3, 1A-75-3, 2058-1, 2065, 2076-1, 2078-1, 2078-3, 2112, 2122, 2148, 2154-3, 2162-15, 2162-18, 2165, 2167, 3A-177, 3A-197-1, 3A-197-2, 3A-197-4), брекчии андезита (13584-1), туфолавы среднего состава (18584-2); пирокластические породы: туфы пород среднего состава (8884-5, 2127); интрузивные: диоритовые порфиры (1A-46-2, 1A-75-5, 2162-6, 2162-20). Основные породы, эффузивные: базальты (X29-5, 7184-1, 8284-1, 8784-1, 11684-1, 11684-4, 12784-4, 13684-1, 18084-2, 19284-1, 19284-1/2)</p>
Базальтовый комплекс	<p>Основные породы, эффузивные: базальты (M20, M45, X16-1, X21-3, X26-4, X27-3, X29-2, X29-3, X45-1, X45-3, X51-1, 8884-2, 9184-2, 18084-1, 18384-2, 1A-23, 1A-45-1, 1A-48-1, 1A-69-1, 1A-69-2, 1A-82, 1A-86-1, 2042, 2060, 2074-2, 2078-2, 2079-1, 2095, 2112-A, 2115, 2122-3, 2133, 2140-4, 2143, 2162-4, 3A-197-3); интрузивные: метадолериты (18184-1, 19784-3, 2058-2, 2138-2, 3A-167-1, 3A-167-2)</p>
Комплексы осадочных пород	<p>Осадочные породы: мелкогалечниковые конгломераты кремнистых пород (10284-3), полимиктовые песчаники (0284-1, 6884-1, 13784-1, 13784-5), кварцевые песчаники (12784-2, 16584-1, 2075, 2134, 2162-1), туфопесчаники (3A-170-10), алевроитовые песчаники (2112-4), алевролиты с радиоляриями (8884-1, 8884-4), алевролиты (2077), алевропелиты (2154-1), кремнисто-глинистые породы (X26-3, 8884-3, 3A-168, 3A-170-9), кремнистые породы (8884-3, 13484-1, 2145-3), радиоляриевые кремнистые породы (18184-1, 18384-3, 19784-4). Пирокластические породы: кристаллолитокластические туфы с обломками кремней, алевролиты, микрокварцитов и кварцитов (X21-1, 2162-7, 2162-10). Слабометаморфизованные осадочные породы: кварцито-песчаники (2072, 2076-2, 2105-2, 2136-2, 2162-1, 3A-191)</p>
Гранитометаморфический комплекс	<p>Метаморфические породы: амфиболитовой фации метаморфизма — биотит-амфибол-плагиоклазовые кристаллические сланцы (18084-5, 1A-46-1), амфиболиты (19784-3), кварциты (X41-1, 21784-2); альбит-эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма — эпидот-актинолитовые кристаллические сланцы (16684-1), магнетит-хлорит-эпидот-плагиоклазовые кристаллические сланцы (X26-2), альбит-эпидот-хлоритовые сланцы (2124, 2130), альбит-эпидотовые кристаллические сланцы (2147). Ультраметаморфические породы: биотитовые граниты (2162-11), биотит-микроклиновые граниты (M34, 2140-5), аплитовые граниты (M11-1), порфировидные граниты (21584-1, 21784-1), биотитовые плагиограниты (1A-70-11), гранодиориты (1A-70-2, 2162-6, 2162-20), диориты (1A-5-1, 1A-18-1), биотитовые гранито-нейсы (1A-70-3, 2105-3, 2162-5, 2162-19), катаклазированные гранито-нейсы (1A-72-2, 2121-2), катаклазированные плагиограниты (X58-2). Метасоматические породы: магнетит-гранат-плагиоклаз-пироксеновый скарн (2105, 3A-170-4), магнетит-эпидот-хлорит-плагиоклазовая порода (2105)</p>

2. Закономерность в расположении образцов осадочных пород близкого состава и структуры в траловых пробах на станциях, расположенных вблизи широтного разлома (см. рис. 1). Это обломки кварцевых (2155), полимиктовых (X27-1) песчаников, алевролитов (2128, 2137, 2162-2), радиоляриевых кремнистых пород (3A-170-16, X29-6, X29-8). Более того, в цементе песчаника образца X27-1 и в кремнистой породе образца 3A-170-16 обнаружены остатки радиолярий одного вида *Holocurptocanium* мелового возраста (поздний апт — сеноман).

3. Ксеногенный материал в обломках полимиктовых песчаников дает дополнительную информацию о вещественном составе глубоких

погруженных горизонтов талассократона. Эти песчаники образовались, судя по возрасту радиолярий песчаника образца X21-1, на рубеже сеноманского века, за счет размыва гранитоидных, метаморфических кремнистых и кремнисто-глинистых пород. Кроме того, в песчаниках образца 1A-16-1 среди ксеногенного материала присутствуют метаморфические кварциты. Таким образом, в составе ксеногенного материала полимиктовых песчаников мелового возраста прослеживается преемственность с составом пород докембрийского (?) гранитометаморфического комплекса.

4. Среди всего количества поднятого ДКМ отмечается значительная доля афировых базальтов: 24 % для обломков и 21 % для галек.

Последнее указывает на распространенность базальтов среди пород коренного ложа, входящих в состав второго океанического слоя. Такие же базальты вскрыты в скважинах глубоководного бурения 161 и 162. Они относятся к доэоценовым покровам, образующим второй океанический слой и подстилающим осадочный чехол среднеэоценового — четвертичного возраста. Это обычные для океанов афировые, плохо раскристаллизованные базальты, лишенные пузырей и пор.

Петрографическое изучение 48 угловатых обломков ДКМ позволило объединить их в литологически и петрологически связанные группы и разновозрастные комплексы, отвечающие известным на континентах геологическим формациям. Выделено четыре разновозрастных комплекса горных пород: условно докембрийский (?) гранитометаморфический, меловой геосинклинальный вулканогенно-кремнистоосадочный, доэоценовый океанический базальтовый и эоцен-миоценовый океанический базальт-андезит-риолитовый. Возраст этих комплексов может быть предварительно обоснован определениями мелового возраста остатков радиолярий в осадочных породах (образцы X27-1, X29-6, X29-8, ЗА-170-16), эоцен-четвертичным возрастом осадочного чехла и доэоценовым (точнее, дораннеэоценовым) возрастом базальтов, вскрытых в скважинах 161 и 162 глубоководного бурения судна «Гломар Челленджер», а также по аналогии с обычным соотношением сходных формационных комплексов горных пород на континентах.

По составу, степени метаморфизма и возрасту горные породы четырех выделенных разновозрастных комплексов отвечают соответственно четырем структурно-вещественным комплексам коренного ложа и входят в состав всех трех слоев океанической земной коры. Ниже остановимся на характеристике этих комплексов (см. табл. 1).

Выделение в глубинном строении Мирового океана докембрийского (?) гранитометаморфического комплекса является пока спорным. Однако находки обломков метаморфических и ультраметаморфических пород в траловых пробах в западной части района (см. рис. 1) нельзя игнорировать. Среди них обнаружены породы гранулитовой и амфиболитовой фации метаморфизма, а также ультраметаморфические и катаклазированные породы гранитного состава. Породы гранулитовой фации метаморфизма представлены гранатовыми гнейсами, двупироксен-плаггиоклазовыми кристаллическими сланцами и амфиболитованными гранат-пироксеновыми кристаллическими сланцами. Макроскопически гранатовый гнейс образца ЗА-170-14 имеет полосчато-пятнистый облик

за счет неравномерного распределения кварца. На этом фоне выделяются крупные (до 1—2 см) порфиробласты калиевого полевого шпата. Участок породы со средним содержанием кварца имеет гетерогранобластовую структуру и следующий состав (%): кварц — 35, калиевый полевой шпат — 40, кислый плагиоклаз — 20, гранат — 2. Для породы характерны реакционно-метасоматические взаимоотношения калиевого полевого шпата и плагиоклаза: либо реликты плагиоклаза находятся внутри кристаллов калиевого полевого шпата, либо, наоборот, неправильные зерна тонкосдвойникового альбита разъедают и замещают калиевый полевой шпат. Такие взаимоотношения являются следствием влияния на породу процессов ультраметаморфизма. Порода несет отчетливые следы катаклаза и перекристаллизации, что выражается в образовании полос тонкозернистого материала, состоящего из гранобластового агрегата кварца и альбита с редкими чешуйками мусковита.

Образец гранатового гнейса ЗА-170-16, поднятый в той же траловой пробе, также характеризуется гетерогранобластовой структурой с размерами зерен 0,1—1 мм и состоит из тонкосдвойникового кислого плагиоклаза (55%), мозаично-гаснущего кварца (30%), граната (5%). Порода сечется субпараллельными полосами катаклазитов, в пределах которых развивается вторичный мусковит (10%) с подчиненным количеством кварца и плагиоклаза.

Если гранатовые гнейсы являются исключительно свежими породами, то образец двупироксен-плаггиоклазового кристаллического сланца ЗА-170-17 представлен плоской плиткой размером 1×6×6 см, покрытой со всех сторон пленкой гидроокислов железа и марганца. Последние проникают на 1—3 мм внутрь образца, образуя по периферии его зону темно-серого цвета. Центральная часть образца сложена свежей мелкозернистой породой светлого цвета. Структура породы гетерогранобластовая, размер зерен 0,2—2 мм. Директивное расположение зерен плагиоклаза обуславливает грубую сланцеватость породы. Порода состоит из тонкосдвойникового плагиоклаза (70%), зеленоватого моноклинного пироксена (15%), ромбического пироксена (10%), магнетита (5%) и отвечает составу основного андезита. Все минералы свежие, лишь по краям зерен клинопироксена изредка развивается зеленоватый амфибол. Амфиболитованный гранат-пироксеновый кристаллический сланец (ЗА-173) представлен угловатой плиткой размером 1×2×5 см, покрытой со всех сторон пленкой гидроокислов железа и марганца. Породы характеризуются гранобластовой структурой. Главным порообразующим

минералом является моноклинный пироксен зеленоватого цвета. По нему интенсивно развивается зеленый амфибол. Местами видны реликты клинопироксена в амфиболе, но чаще последний образует по пироксену полные псевдоморфозы. Пироксен с замещающим его амфиболом составляет 70 % объема породы. Количество граната (альмандина) не превышает 20 %. Отмечены единичные чешуйки мусковита, зерна сфена и апатита. В виде линзовидных обособлений в породе встречается кварц (5 %), что связано с позднейшими процессами окварцевания.

Породы амфиболитовой фации метаморфизма представлены тремя плитками амфибол-плагноклазового кристаллического сланца (ЗА-170-13), взятыми в одной траловой пробе, и мусковит-биотитовым гнейсом (17484-1). Гнейс характеризуется лепидогранобластовой структурой и состоит из кварца (35 %), калиевого полевого шпата (20), плагноклаза (10), мусковита (20) и биотита (5 %). Зерна лейкократовых минералов имеют изометричные очертания, размер их 0,5—2 мм. В породе проявились вторичные процессы окварцевания, мусковитизации и альбитизации. Тонко-сдвойникованный альбит замещает калиевый полевой шпат. Кварц и мусковит интенсивно развиваются по полевым шпатам не только по краям кристаллов, но проникают и внутрь их. Кроме того, мусковит частично замещает биотит.

Среди ультраметаморфических пород два угловых обломка представлены катаклазированными гранитогнейсами (1А-75-2, 2117-2). Структура их гетерогранобластовая. Преобладающим минералом является кварц (80 %). В калиевом полево-м шпате (20 %) видны пертиты, аксессуарный минерал — циркон. В породе отмечаются тонкие полосы катаклазита, расположенные субпараллельно и состоящие из тонко перетертых и перекристаллизованных минералов — кварца и калишпата. К ним приурочены новообразования — чешуйки зеленоватого хлорита и бесцветной слюды, а также гидроокислы железа с редкими зернами магнетита.

Гранитоидные и метаморфические породы отнесены к докембрийскому (?) комплексу, который как реликтивно-материковый структурно-вещественный комплекс сохранился в межрифтовых пространствах (плитах) Тихоокеанского талассократона. Этот комплекс входит в состав третьего океанического слоя талассопленов (погруженных плит) и имеет сходство с континентальными гранитометаморфическими образованиями древних платформ [12, 13].

Находки метаморфических пород в океане указывают на сходство строения деструктив-

ных погруженных платформ (плит) и древних платформ континентов.

Выделение мелового геосинклиналичного вулканогенно-кремнисто-осадочного комплекса основывается на возрасте и вещественном составе 17 угловатых обломков. Они, вероятно, входят в состав третьего (подбазальтового) океанического слоя. Находки их приурочены к одному из широтных разломов (см. рис. 1) «промежуточной» зоны разломов [19]. Судя по составу это кварцевые (12155) и полимиктовые (Х27-1, 1А-16-1) песчаники, кристаллолитокластические туфы (Х31-3), многочисленные алевролиты (1А-19-1, 2128, 2137, 2162-2), кремнистые (17984-1, 18184-3) и радиоляриевые кремнистые (Х29-6, Х29-8, ЗА-170-16) породы. По определению Л. И. Кадинцевой (ВСЕГЕИ), радиолярии в образце ЗА-170-16 относятся к родам *Spongotrochus* sp., *Holocryptocanium* sp., *Sphaeroidea* gen. sp. indet. Предположительный возраст их — верхний мел. В радиоляриевых кремнистых породах образцов Х29-6 и Х29-8 обнаружены скелеты радиолярий отряда *Spumellaria*. В цементирующей массе полимиктового песчаника (Х27-1) обнаружены скелеты радиолярий вида *Holocryptocanium barbu* Dumitrica. По заключению Л. И. Кадинцевой, этот вид характерен для отложений позднеальб-сеноманского возраста.

Кремнистые породы (17984-1, 18184-3) характеризуются криптокристаллической структурой и состоят из агрегата мельчайших зерен кварца и обособлений халцедона. Радиоляриевые кремнистые породы (Х29-6, Х29-8, ЗА-170-16) содержат на фоне криптокристаллической массы остатки скелетов радиолярий округлой формы в виде единичных форм или небольших колоний из трех — четырех штук, нарастающих друг на друга. Количество радиолярий достигает 10 % объема породы, размер их 0,1—0,2 мм. Периферическая стенка радиолярий сложена шестоватым радиальнолучистым кварцем, а центральная часть — тонкозернистым кварцем.

Алевролиты (2128, 2162-2, 2137, 1А-19-1) в кластической части содержат кварц, в подчиненном количестве — серицитизированный плагноклаз с размером зерен 0,05—0,1 мм. Отмечены единичные обломки кремнистых пород. Цемент алевролитов слюдисто-глинистый с незначительным количеством кремнистого материала. Слюдистый материал развивается по глине. Для алевролитов образцов 2128 и 2137 характерна тонкая слоистость, местами переходящая в вихревую.

Мелкозернистый кварцевый песчаник, поднятый в виде крупной (16 × 18 × 20 см) угловатой глыбы (2155), имеет однородный состав кластической части: 75 % зерен кварца, 10

кремнистых и кремнисто-глинистых пород, 2 % зерен кислого плагиоклаза. Форма обломков угловатая, размер 0,1—0,4 мм. Цемент кварцевого песчаника поровый кремнисто-глинисто-слюдистый (13 %).

Напротив, полимиктовые песчаники (X27-1, 1A-16-1) имеют пестрый состав кластической части: кварц (30—50 %), калиевый полевой шпат и плагиоклаз (10—20), обломки кремнистых и кремнисто-глинистых пород (20—30 %). В шлифе 1A-16-1 обнаружены обломки метаморфических кварцитов (15 %), кислых и средних эффузивных пород (1 %). Все обломки угловатые, размер их 0,1—0,5 мм. Цемент полимиктовых песчаников кремнисто-глинисто-слюдистый поровый, местами наблюдаются соприкосновения.

Состав кластической части кристаллолитокластического туфа (X31-3) довольно пестрый. Это обломки кремнистых и кремнисто-глинистых пород (25%), алевролитов (15), кислых и средних эффузивных пород (15), гранитов (3), зерен плагиоклаза (7) и кварца (5%), а также единичные обломки окварцованных кварцевых песчаников. Размер обломков 0,2—1,0 мм. Связующая масса туфа — хлоритизированный пепловый материал.

В крайней западной части района встречаются обломки слабометаморфизованных осадочных пород. Это глинистые сланцы (1A-19-2), рассланцованный алевролит (12984-1) и кремнистая порода со слабовыраженной сланцеватостью (17984-1). Глинистый сланец состоит из кремнисто-глинистого материала, обогащенного мельчайшими чешуйками бесцветной слюды, расположенными субпараллельно, что и обуславливает сланцеватую текстуру породы. Наряду с ней отмечается пятнистая текстура, обусловленная скоплением в виде неправильных пятен глинистого материала. Появление подобных текстур является следствием метаморфизма начальных стадий. В рассланцованном алевролите чередуются прослой алевролита с более тонкими прослоями глинистых сланцев. В глинисто-слюдистых прослоях алевролита размер зерен кварца до 0,1 мм, прослой же глинистого сланца лишены кластического материала. В некоторых образцах осадочных и пирокластических пород обнаруживаются прожилки, выполненные кварцем (2155), кварцем и эпидотом (1A-16-1) и эпидотом (X31-3).

Туфы, песчаники, алевролиты, кремнистые породы и радиоляриевые кремни мелового возраста, а также слабометаморфизованные алевролиты и глинистые сланцы являются породами, характерными для вулканогенно-кремнисто-осадочных образований геосинклиналей. Вещественный состав обломочного материала песчаников и туфов очень близок, хотя соот-

ношения обломочного материала в этих породах различны. Для терригенных и вулканогенных пород характерен обломочный материал, представленный кремнистыми и кремнисто-глинистыми породами. Спорадически в них отмечаются обломки алевролитов, кварцитов и других пород. Это свидетельствует о том, что обстановка образования этих пород была сходна с условиями накопления вулканогенно-терригенных раннегеосинклинальных формаций и определялась многократной денудационной переработкой и переывом подстилающих толщ.

К меловому геосинклинальному комплексу условно отнесены обломки метаморфизованных интрузивных пород среднего состава. В отличие от гранитоидных пород докембрийского (?) комплекса кварцевый диорит (ЗА-133-1) и гранодиорит (11284-1) характеризуются гипидиоморфно-зернистой структурой. Лишь участками в них отмечается гранобластовая структура. Кварцевый диорит состоит из кислого тонкосдвойникового плагиоклаза (70 %), кварца (15) и роговой обманки (15 %). Плагиоклаз слабозонален, иногда содержит антипертитовые вроски калиевого шпата. Роговая обманка — вторичная, содержит реликты моноклинного пироксена. Гранодиорит состоит из плагиоклаза (55 %), калиевого полевого шпата (25) и темноцветного минерала, нацело замещенного хлоритом (5 %). По калиевому полевому шпату развивается альбит. Для кварцевого диорита и гранодиорита характерна апатит-сфен-ильменитовая ассоциация акцессорных минералов (в отличие от цирконовой в гранитоидах). Обломки кварцевого диорита и гранодиорита структурно и по составу отвечают интрузивным образованиям геосинклинальных поясов и, возможно, являются породами мелового геосинклинального комплекса.

Выделение доэоценового океанического базальтового комплекса не вызывает сомнений. Обломки и щебенка довольно однообразных по составу и структуре базальтов являются наиболее частыми в траловых пробах. Они распространены по всей площади, но чаще всего встречаются вблизи широтного разлома (см. рис. 1). По составу среди обломков выделены афировые (18384-1, 18384-2) и полифировые (X46-4) базальты, основные вулканические стекла (ЗА-170-1), плагиофировые гиаобазальты (ЗА-84, ЗА-170-2, ЗА-170-6, ЗА-170-7, ЗА-170-8, ЗА-170-11). Обломки этих пород обычно представлены угловатыми неправильными кусками, часто с раковистым изломом. Вулканическое стекло, судя по овальной форме образца и его концентрически-скорлуповатому строению, является «почкой» на стекловатой корке потока лавы. Все породы лишены пузырей, что свидетельствует

об их излиянии на больших глубинах. Это типичные океанические базальты со специфической афировой структурой или с небольшим количеством микровкрапленников. Кроме того, их общей чертой является наличие метельчатых, сноповидных, скелетных структур основной массы. Подобный тип базальтов характерен для второго океанического слоя [12]. По составу и структуре базальты, поднятые в обломках из траловых проб, идентичны базальтам, вскрытым скважинами глубоководного бурения 161 и 162. Возраст последних определялся как раннеэоценовый. Многочисленные обломки базальтов отвечают базальтам доэоценового возраста второго океанического слоя и относятся к доэоценовому океаническому базальтовому комплексу, который перекрывает два нижележащих комплекса — меловой геосинклинальный вулканогенно-кремнистоосадочный и докембрийский (?) гранитометаморфический.

Выделение эоцен-миоценового океанического базальт-андезит-риолитового комплекса основывается на находках обломков риолита (2066 и 2162-3), риолитового порфира (X2-1), альбитофира (X58-1, 0884-1), туфолавы кислого состава (19284-2), андезита (1А-19-5), андезитобазальта (X13-3, 3А-197-5), полифирового базальта (X46-3). Они относительно равномерно распределены в пределах района (см. рис. 1). На ст. 3А-197 обломки андезита были обнаружены в траловой пробе, взятой в основании подводной горы, где почти нет осадочного чехла. По данным НСП и фотосъемок дна [17] обнаружены выходы магматических пород, образующих абиссальные холмы и подводные горы высотой 50—500 м и шириной в основании до 10 км. Цепочки абиссальных холмов чаще всего приурочены к «промежуточной» зоне разломов широтного простираения, расположенной между зонами разломов Клариион и Клиппертон [19], и прослежены на восток до зоны разломов Ороско [3]. Взаимоотношения кислых и средних эффузивных пород в подводных горах неясны.

Риолиты и риолитовые порфиры характеризуются порфировой структурой с фенокристами кислого плагиоклаза, пелитизированного калиевого шпата и кварца. Количество вкрапленников 10 %, размер 0,2—0,8 мм. Полевые шпаты имеют призматические формы, часто их углы обломаны. Для фенокристов кварца характерны заливообразные углубления. Основная масса кварц-полевошпатовая микрофельзитовая, местами наблюдается перекристаллизация кварца.

Альбитофир также характеризуется порфировой структурой. Фенокристы представлены кислым плагиоклазом (15 %) и кварцем (7 %), размер их 0,3—1,0 мм. Внутри некоторых зо-

нальных кристаллов плагиоклаза наблюдаются реликты калиевого полевого шпата. Основная масса имеет микропойкилитовую или микрогранитную структуру. В шлифе 0884-4 наблюдается перекристаллизация кварца. Он частично разъедает вкрапленники плагиоклаза. Акцессорный минерал апатит. Породы секутся прожилками кварца, в виде изолированных линзочек наблюдаются эпидот и хлорит.

В андезите (1А-19-5) фенокристы представлены призматическими кристаллами плагиоклаза (2 %), а основная масса — скрытокристаллическая, флюидально-полосчатая. В андезитобазальте (X13-3, 3А-197-5) порфировая структура обусловлена наличием фенокристов таблитчатого плагиоклаза (15 %), моноклинного пироксена (3) и ромбического пироксена (2 %). Основная масса имеет андезитовую структуру, она сложена микролитами плагиоклаза, в промежутках между которыми — бесцветное кислое вулканическое стекло с незначительным количеством мелких зерен клинопироксена и рудной сыпи. Полифировый базальт с гломеропорфировой структурой (X46-3) по составу и структурным особенностям тяготеет скорее к андезитобазальтам, чем к обычным базальтам второго океанического слоя. Для него характерно большое количество крупных вкрапленников призматического плагиоклаза (15 %), клинопироксена (10) и боченкообразных кристаллов оливина (5 %). Основная масса микродолеритовая, полнокристаллическая с равным соотношением клинопироксена и плагиоклаза и значительной примесью рудного минерала (3 %).

Риолиты, андезиты и андезитобазальты являются, по-видимому, вулканическими образованиями наиболее молодого вулканического комплекса эпиплатформенного орогенного магматизма в океане. Этот магматизм проявился на заключительном этапе развития океанского базальтового вулканизма в виде вулканотектонических структур, образующих положительные формы рельефа и протыкающих мало мощный чехол первого океанического слоя (см. рис. 2). Низкотемпературная гидротермальная деятельность, связанная с этим комплексом, обусловила образование железомарганцевых корок и конкреций, широко распространенных в районе.

В заключение остановимся на сопоставлении состава обломков и галек ДКМ. Количество гальки преобладают над обломками, для них характерен более широкий спектр состава. Эти данные необходимы для решения вопроса о местном или эрратическом происхождении галек, собранных на океаническом дне. Петрографическое изучение 204 галек (см. табл. 2) послужило основанием для выде-

ления среди них групп и комплексов горных пород соответствующей формационной принадлежности, характерных для геологических образований континентов. В целом гальки и обломки имеют близкий состав. Почти тождественный состав галек и обломков отмечается для осадочных и эффузивных пород, что свидетельствует в пользу их местного происхождения. Идентичный состав и структуру обнаруживают породы галек и обломков песчаников, алевролитов, кремнисто-глинистых пород, кремней, в том числе и радиоляриевых кремней мелового возраста. Правда, среди обломков ДКМ не обнаружены кварцито-песчаники и мелкогалечниковые кремнистые конгломераты. Напротив, среди галек ДКМ не отмечены слабометаморфизованные породы — глинистые сланцы и алевролиты. Количественно как обломки, так и гальки ДКМ представлены породами мелового геосинклинального комплекса (см. табл. 1, 2).

Сходен также состав галек и обломков эффузивных пород, хотя вариации состава галек шире. В эффузивной фации здесь появляются обсидианы и дациты. Кроме того, для галек характерны породы жильной фации — гранофиры и гранит-порфиры, в то время как в обломках эти породы не встречены. Обращает на себя внимание большое количество андезитов и андезитобазальтов среди галек ДКМ. Если среди обломков обнаружены породы гранулитовой и амфиболитовой фации, то среди галек — породы амфиболитовой и зеленосланцевой фации метаморфизма, а также многочисленные находки ультраметаморфических пород гранитоидного состава. Ареал распространения галек метаморфических и ультраметаморфических пород значительно шире, чем обломков, которые обнаружены только в западной части района (см. рис. 1).

ВЫВОДЫ

1. По вещественному составу угловатые обломки ДКМ, поднятые при драгировании

центральной части района разломов Кларин-Клиппертон, объединяются в литологически и петрологически связанные группы, отвечающие по-видимому разновозрастным комплексам горных пород: докембрийскому (?) гранитометаморфическому, меловому геосинклинальному вулканогенно-кремнисто-осадочному, доэоценовому океаническому базальтовому, эоцен-миоценовому океаническому базальт-андезит-риолитовому.

2. В целом состав галек ДКМ близок к составу угловатых обломков, хотя спектр состава галек несколько шире. В некоторых случаях состав ДКМ отвечает, по-видимому, составу коренных пород, обнажающихся на океаническом дне в пределах вулканотектонических структур, подводных гор и в сбросовых уступах.

3. В противоположность существующим представлениям о довольно простом геологическом строении коренного ложа Мирового океана изучение состава ДКМ позволяет предположить неоднородное строение третьего (подбазальтового) океанического слоя. Сложная геологическая история развития океанической земной коры, образованной комплексами горных пород, более древними, чем возраст перекрывающих базальтов второго океанического слоя, указывает на непростую геологическую историю развития этой части Тихого океана, в общих чертах сходную с геологической историей развития западной части Северной Америки.

4. Роль разрывных нарушений в океанической земной коре с маломощным осадочным чехлом более значительна, чем на континентах. Это обстоятельство необходимо учитывать при изучении глубинного геологического строения коренного ложа: сквозь разрывы осадочного чехла «просвечивают» коренные породы второго и третьего океанического слоев. Такие участки необходимо обследовать в первую очередь при помощи обитаемых подводных аппаратов, чтобы иметь однозначную привязку изучаемых геологических объектов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Васильев Б. И. Предварительные данные драгирования на подводной возвышенности Обручева (Тихий океан) // Тихоокеан. геология. — 1982. — № 5. — С. 96—99.
2. Егизаров Б. Х., Литвинов Э. М. Общие черты геодинамики ложа Тихого океана // Геология и геофизика. — 1983. — № 6. — С. 24—33.
3. Железомарганцевые конкреции центральной части Тихого океана // Тр./Ин-т океанографии. Т. 122. — М., 1986. — С. 334.
4. Кашинцев Г. Л., Фрих-Хар Д. И. Строение океанской коры в зоне разломов Элтания (Тихий океан) по петрографическим данным // Океанология. — 1978. — Т. 18, вып. 1. — С. 64—69.
5. Кашинцев Г. Л., Рудник Г. Б. Магматические породы, связанные с разломами земной коры // Глу-

бинные разломы океанского дна. — М.: Наука, 1984. — С. 174—196.

6. Корнеев О. С., Невгеров Ю. Л., Остапенко В. Ф. и др. Результаты геологического драгирования в Охотском море на НИС «Негас» (21-й рейс) // Геологическое строение Охотского региона/ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1982. — С. 36—51.
7. Корсаков О. Д., Головинский В. И., Куренцова И. А. и др. Находка плагиогнейса в центральной части Тихого океана // Докл. АН СССР. — 1983. — Т. 278, № 6. — С. 1420—1426.
8. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. — М.: Наука, 1978.
9. Лисицын А. П., Богданов Ю. А. История ледового терригенного материала и кайнозойского оледене-

- ния // Океанология. Геология океана. Геологическая история океана.— М.: Наука, 1980.
10. Николаев В. И., Блюм Н. С., Сафарова С. А. Палеогеография Тихого океана в плейстоцене // Докл. 27-го МГК. Палеоокеанология. Т. 3.— М., 1984.— С. 140—150.
 11. Прокопцев Н. Г. Гранит со дна Центральной котловины Тихого океана // Гидрологические и геологические исследования Средиземного и Черного морей/Ин-т океанологии АН СССР.— М., 1975.— С. 201—204.
 12. Старицына Г. Н., Томаповская Ю. И., Табунов С. М. Магматические формации базальтового фундамента Тихого океана.— Л.: Недра, 1986.
 13. Табунов С. М., Старицына Г. Н., Томаповская Ю. И. Особенности геологического строения базальтового фундамента Тихоокеанского талассократона // Геолого-геофизические исследования в Тихом океане/ПГО Севморгеология.— Л., 1985.— С. 49—59.
 14. Allen R. B., Tucholke B. E. Petrography and implications of continental rocks from the Austral Plateau southwest Indian Ocean // Geology.— 1981.— V. 9.— P. 463—468.
 15. Challes G. A., Gabites J., Devey F.-J. Precambrian granite and manganese nodules dredged from southwestern Campbell Plateau, New Zealand // New Zealand J. of Geology and Geophysic.— 1982.— V. 25, N 4.— P. 493—497.
 16. Hilde T. W., Uyeda S., Kroenke L. Evolution of Western Pacific and its margin // Tectonophysics.— 1977.— V. 39.— P. 145—165.
 17. Morel Y., Le Suavé R. Variabilité de l'environnement morphologique et sédimentaire dans un secteur intra-plaque du Pacifique Nord (zone Clarion-Clipperton) // Bull. Soc. géol. France.— 1986.— T. 11, N 3.— P. 361—372.
 18. Piper D. Z., Cook H. E., Cardner J. V. Lithic and acoustic stratigraphy of the Equatorial Nord Pacific: Domes sites A, B and C // Marine Geology and Oceanography of the Pacific Manganese Nodule Province.— N.-Y.; L., 1979.— P. 309—348.
 19. Sclater J. G., Anderson R. N., Bell M. L. Elevation of ridges and evolution of the central eastern Pacific // Geophys. Res.— 1971.— V. 76.— P. 7888.

ВНИИОкеангеология
Ленинград

Поступила в редакцию
4 февраля 1988 г.

УДК 551.24

Ю. М. Саркисов, И. С. Вольвовский

О КОРРЕЛЯЦИИ РАЗРЕЗОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ *

Рассмотрены основные положения новой концепции тектоники земной коры. Показано, что структура кристаллической части континентальной коры не имеет, как традиционно представлялось до сих пор, нормально стратифицированных слоистых форм, а состоит из верхней гранитогнейсовой и нижней гранулитобазитовой систем жестких глыб (блоков), разобщенных цельным, новообразованным по отношению к этим системам, пластичным слоем. Этот слой слагают породы верхней мантии, серпентинизированные в коровых ус-

В концепции тектоники плит утверждается [3], что существует глобальный механизм формирования земной коры и что в течение по крайней мере последних 600 млн лет земная кора зарождалась на дивергентных границах литосферных плит (зоны спрединга) и исчезала на конвергентных границах этих же плит (зоны субдукции). Новейшие разработки показывают, что интенсивность таких процессов резко снижалась со временем. Кроме того, серьезные противоречия в упомянутом механизме возникали всякий раз, когда речь шла о доюрских тектонических эпохах развития материков. Здесь уже начинали господствовать не столько синтез имеющегося фактического материала, сколько различного рода допущения, не выходящие за пределы униформистской концепции тектоники литосферных плит или других ее модификаций [10]. Такой подход к расшифровке докембрийской тектонической истории континентов удовлетворительных результатов не дал по ряду причин, из которых главными нам представляются следующие.

1. При корреляции разрезов земной коры океанов и континентов за основу принимается положение о том, что в направлении континент → океан из разреза земной коры выпадает только гранитогнейсовый (сиалический) комплекс со скоростью распространения сейсмических волн 5,8—6,3 км/с, а так называемый «базальтовый» слой с сейсмической скоростью 6,9—7,4 км/с существенно сокращает-

ловиях. Обосновывается положение о том, что пластичный слой коры континентов коррелируется с третьим слоем коры океанов, составляя единую оболочку Земли. Исходя из этого положения делается вывод, что некоторые структуры и тектонические процессы в переходных зонах формируются не в результате субдукции океанской коры, а за счет ее интенсивного взаимодействия в поле горизонтальных напряжений со своим аналогом — слоем серпентинизированных ультрабазитов коры континентов.

ся по мощности и, превратившись в тонкий третий океанический слой, резко меняет свои упругие свойства — до 6,6—6,8 км/с.

2. Не рассматривались различия в принципах латеральной корреляции и геологической интерпретации сейсмических параметров разрезов кристаллической коры континентов, с одной стороны, и океанов — с другой. И это несмотря на то, что континентальная кора в отличие от океанической сложена древнейшими глубокометаморфизованными комплексами пород.

3. Не принималось во внимание то, что так называемый «базальтовый» слой континентов сильно отличается от третьего слоя коры океанов не только по мощности и по скорости распространения сейсмических волн, но и по интенсивности расчленения субвертикальными зонами «потери» корреляции сейсмической записи.

4. Сопоставление офиолитовых разрезов складчатых поясов континентов с разрезами дна современных океанов и обнаружение их сходства по составу слагающих пород считалось достаточным основанием для того, чтобы на месте современных складчатых поясов континентов реконструировать океаны прошлого с их тонкой «базальтовой» корой.

Рассмотрим эти положения, определяющие по существу тектоническую природу перехода континентальной коры в океаническую, с принципиально новых позиций [7].

При анализе динамических и кинематических характеристик сейсмических волн различного класса, зарегистрированных по огром-

* Печатается в дискуссионном порядке.

ному числу региональных профилей, мы столкнулись со следующей ситуацией. Если отказаться от осреднения этих характеристик и от составления сводных непрерывных годографов сейсмических волн, а использовать для построения разрезов в повсеместно наблюдаемом их прерывистом виде, то возникает совершенно иная картина структуры земной коры, которая не имеет ничего общего с господствующей ныне слоистой сейсмической ее моделью. Главная особенность здесь состоит в том, что фиксируемые в кристаллической коре по вертикали три основных скоростных комплекса имеют существенно различный характер латерального развития. Верхний и нижний комплексы со скоростями распространения сейсмических волн соответственно 5,8—6,3 и 6,9—7,2 км/с образуют разновеликие глыбовые формы, тогда как средний, со значением сейсмической скорости 6,5—6,8 км/с, выступает в виде цельного слоя выдержанной мощности. Важно и то, что как верхний, так и нижний глыбовые комплексы нередко выпадают из разреза, в то время как средний присутствует повсеместно.

В скоростном разрезе кристаллического основания континентальной коры обнаруживается и такая важная особенность, как отчетливое проявление двух независимых друг от друга систем субвертикальных зон, которые расчленяют верхний и нижний скоростные комплексы коры на глыбы разных размеров. Эти зоны имеют непосредственную связь со средним цельнослоистым комплексом и выступают в качестве каналов, в одном случае питающих данный комплекс коры подкоровым субстратом, а в другом — дренирующих этот же комплекс в верхнюю часть коры.

Нетрудно видеть, что при таком взаимном соотношении всех трех скоростных комплексов средний цельнослоистый комплекс выступает как явно новообразованный по отношению к двум другим. Естественно, возникают вопросы: как и когда сформировался средний цельнослоистый скоростной комплекс, какими породами он сложен и какова вещественная характеристика глыб верхнего и нижнего скоростных комплексов?

Рассмотрим, прежде всего, вопрос о механизме формирования среднего цельнослоистого скоростного комплекса. Наиболее простое его решение предлагает тривиальная стратиформная модель этой части разреза земной коры. Исходя из нее, можно предположить, что здесь мы имеем дело с обычным механизмом физико-химической дифференциации мантийного расплава. Тогда среднеплавкая его фракция, отвечающая, скажем, андезит-диоритовому составу, как раз и сосредоточена в цельнослоистом скоростном комплексе, т. е.

ниже легкоплавкой гранитной и выше тугоплавкой базальтовой фракций, которые, согласно этой модели, также должны распределяться в виде цельных слоев. Однако наблюдаемый характер поведения сейсмических границ никак не укладывается в рамки последовательного образования слоистых форм во всех трех скоростных комплексах [2].

Накопленные за последние годы данные по сейсмическим разрезам показывают, что между кровлей (раздел K_0) и подошвой (раздел M) кристаллического основания континентальной коры развит не один, как считалось ранее [1], а два регионально выдержанных опорных раздела — K_1 и K_2 . При этом обнаружилось, что все четыре раздела K_0 , K_1 , K_2 и M не являются сплошь развитыми по латерали границами, а представляют собой совокупность отдельных прямолинейных отрезков, ломанно продолжающих друг друга и чередующихся с зонами их полного отсутствия или же чрезвычайно слабой выраженности (рис. 1). Эти отрезки сейсмических границ по таким своим характеристикам, как протяженность и разрывы в латеральной корреляции, углы наклона и направленность вертикальных смещений, не связаны между собой какой-либо общей для всех четырех разделов закономерностью. Такая закономерность проявляется тогда, когда речь идет о парной корреляции разделов, т. е. K_0 с K_1 и K_2 с M , что, в свою очередь, подчеркивает принадлежность этих пар к двум независимым друг от друга системам вертикальных ограничений с их сугубо индивидуальной вертикальной расчлененностью. Отсюда следует, что наблюдаемый ныне вертикальный и горизонтальный «раскрой» кристаллической части континентальной коры имеет явно вторичный характер. Речь здесь идет о природе тех процессов, которые способны обеспечить правильное понимание современного вторичного распределения и связанного с ним характера изменения скоростных параметров, электропроводности и магнитных свойств кристаллической коры, равно как и вытекающих отсюда и фиксируемых в верхней осадочно-вулканогенной оболочке земной коры историко-геологических следствий.

Существуют две точки зрения на этот счет. Одна из них базируется на генеральной роли метаморфогенных процессов, т. е. на региональной переработке вещества коры за счет привноса в нее разогретых до высоких температур флюидов [6]. Эти процессы, конечно, имеют место в физико-химическом преобразовании коры континентов, но они играют подчиненную роль в формировании структуры последней и не обнаруживают живых связей как с повсеместной «оборванностью» на коротких расстояниях сейсмических границ K_1 и K_2 ,

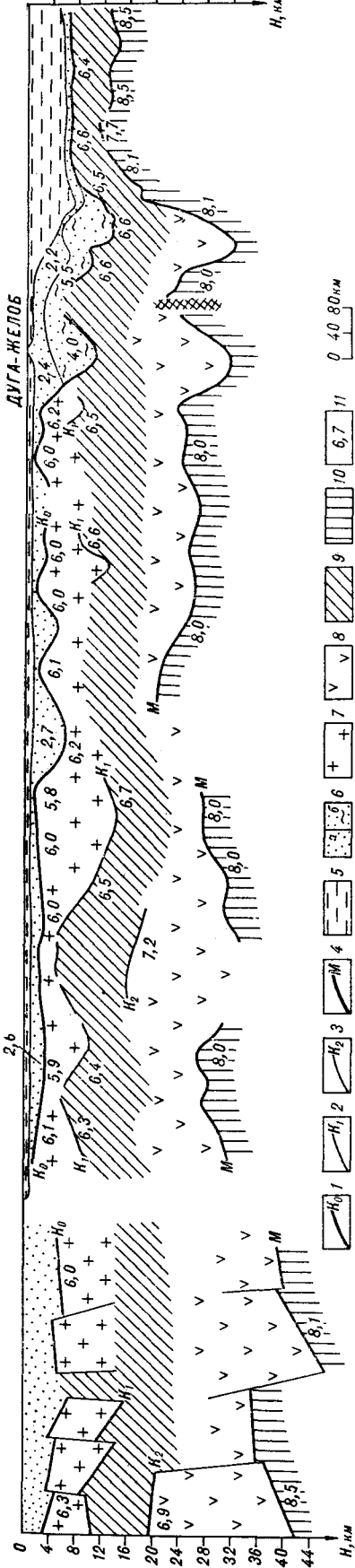


Рис. 1. Сводный сейсмический разрез земной коры Восточная Сибирь — Охотское море — Тихий океан (по профилям ГСЗ — Березово — Усть-Мая — Аян — Парамушир — Тихий океан) [8, 9].

1 — кровля гранитоидных глыб (поверхность кристаллической коры); 2 — подошва гранитоидных глыб; 3 — кровля гранулитобазитовых глыб (граница Конрада); 4 — подошва гранулитобазитовых глыб (граница Мохорвичича); 5 — слой воды; 6 — осадочный (с) и осадочно-вулканогенный (б) комплекс; 7 — гранитоидный комплекс; 8 — гранулитобазитовый комплекс; 9 — слой серпентинизированных ультрабазитов; 10 — верхняя мантия; 11 — значения граничных (пластовых) скоростей, км/с.

так и со скачкообразным изменением мощности заключенного между ними цельного слоя. Кроме того, за пределами действия данного механизма остается решение вопроса о том, почему, действуя снизу, этот механизм оказывается столь избирательным в отношении сейсмической контрастности границ K_0 и M в отличие от границ K_1 и K_2 ?

Другая точка зрения на процесс вторичного «раскроя» кристаллической коры континентов главную роль отводит тектоническим движениям холодных масс коры, полагая, что эти движения осуществляются путем горизонтального срыва отдельных пластин, их скучивания и, в конечном счете, расслоения вещества коры вдоль механически ослабленных субгоризонтальных границ раздела [5].

Нетрудно видеть, что обе эти точки зрения объединяет постулат о том, что земная кора континентов всегда содержала и содержит в своем разрезе в основном только коровое вещество, структура и состав которого впоследствии преобразуются либо под действием сил разуплотнения или уплотнения, либо в результате механической перетасовки.

Итак, какова же альтернатива этим взглядам на очевидный вторичный «раскрой» современной структуры континентальной коры?

Состав и возраст пород, слагающих глыбы верхнего скоростного комплекса, определяются достаточно надежно. Кровля этих глыб обнажается на щитах древних платформ, в ядрах некоторых антиклинориев складчатых поясов, она вскрыта скважинами под платформенным чехлом и всюду представлена гранитоидами и гнейсами возрастом не моложе 2—2,5 млрд лет.

Состав и возраст пород, слагающих глыбы нижнего скоростного комплекса, устанавливаются как вероятные, поскольку эти глыбы залегают намного ниже уровня современного эрозионного среза и тех глубин, которые доступны современному сверхглубокому бурению. Однако судя по тому, что они всюду залегают в основании сейсмического разреза континентальной коры и что для них характерны высокие значения сейсмической скорости, можно полагать, что здесь мы имеем дело с базальтоидами также архейского возраста, видоизмененными в условиях гранулитовой фации регионального метаморфизма.

Ключ к расшифровке возраста и состава пород цельнослоистого среднего комплекса отчетливо виден в резкой индивидуальности этого слоя по большому числу геофизических и геологических характеристик. Во всем разрезе кристаллической коры только средний цельнослоистый скоростной комплекс имеет почти нулевой градиент скорости, а коэффициент Пуассона в нем очень близок к таковому

му в подкоровом субстрате. Для этого слоя характерны повышенная электропроводность и концентрация в его кровле кромок магнито-возмущающих масс, в то время как сейсмическая расслоенность в нем существенно понижена в сравнении с глыбами верхнего и нижнего комплексов коры. Важной особенностью цельного слоя является и то, что он имеет непосредственную связь с подкоровым субстратом через системы каналов.

Перечисленные признаки цельного слоя наводят на мысль, что состав пород здесь ультрабазитовый. Однако не может быть и речи о том, что эти ультрабазиты являются полным вещественным аналогом тех ультрабазитов, которые залегают ниже поверхности Мохоровичича, т. е. в кровле верхней мантии. Ультрабазиты среднего цельнослоистого комплекса и его каналов уже в новых коровых термобарических условиях подверглись гидратации (серпентинизации) и, как следствие этого, приобрели повышенную пластичность, разуплотнение, а, следовательно, и снижение сейсмической скорости до значений 6,5—6,8 км/с.

В пользу серпентинитового состава цельнослоистого комплекса свидетельствуют и данные о составе офиолитов складчатых поясов континентов, а также кимберлитовых трубок взрыва [4]. Изучение тектоники фанерозойских складчатых поясов континентов показало, что залегающие ныне в покровах и имеющие экзотический характер соотношений с вмещающими толщами альпийнотипные серпентинизированные ультрабазиты первоначально, т. е. в доскладчатый период развития эвгесинклинальных прогибов, служили фундаментом последних. По данным ГСЗ, во всех разновозрастных складчатых поясах отмечен подход к этим прогибам субвертикальных каналов, которые, разделяя жесткие глыбовые формы сиалического состава, уходят вглубь и слепо кончаются в цельнослоистом скоростном комплексе. Таким образом, есть основание полагать, что альпийнотипные серпентинизированные ультрабазиты складчатых поясов континентов есть не что иное, как тектонические отторженцы способного к пластическому «течению» материала, слагающего средний цельнослоистый скоростной комплекс кристаллической коры континентов.

Не менее интересный вывод следует из рассмотрения возраста и тектонического положения кимберлитовых трубок взрыва. Эти зруптивные образования, прорывающие гранито-гнейсовый фундамент платформ, давно вызывают дискуссии относительно того, что возраст их проявления никак не согласуется с данными радиоизотопных характеристик, во много раз завышающими возраст серпентини-

зированных кимберлитовых брекчий с включениями в них таких барофильных минералов, как пироп и алмаз. Эти противоречия могут быть сняты, если считать, что выброс мантийных пород в трубках взрыва происходит непосредственно из подкорового субстрата, а из цельнослоистого скоростного комплекса коры, мантийный материал которого переместился сюда в твердом состоянии и значительно раньше, чем возникли диатремы.

Каким же образом и когда происходило перемещение в тело континентальной коры пород верхней мантии и какие процессы вторичного преобразования состава и структуры коры это перемещение вызвало? Косвенно о том можно судить по особенностям динамики сейсмических волн, маркирующих в современном разрезе кристаллической части континентальной коры разделы K_0 , K_1 , K_2 и M . Эта особенность состоит в том, что интенсивность сейсмических волн от разделов K_0 и M намного выше, чем от разделов K_1 и K_2 , т. е. в первом случае имеет место больший, а во втором — меньший скачок сейсмической скорости (сейсмической жесткости), что, в свою очередь, свидетельствует о принципиальных различиях и в самой природе разделов. Разделы K_0 и M высококонтрастны в волновом сейсмическом поле главным образом потому, что являются литостратиграфическими и по ним происходит устойчивый во времени и непосредственный в пространстве первичный контакт субстрата со своими производными компонентами. Что же касается разделов K_1 и K_2 , то здесь мы имеем дело с контактами вторичного, тектонического характера, возникшими в результате наложения на прежде также высококонтрастный первичный палеосейсмический раздел K процессов мантийного диациризма. Эти процессы привели к тому, что начиная с раннего протерозоя наметилась и в дальнейшем развивалась тенденция к расщеплению палеосейсмического раздела K за счет вертикального отрыва жесткого гранито-гнейсового комплекса архейской континентальной коры от ее также жесткого гранулитобазитового основания и заполнения пространства между ними способными к твердоагрегатному пластическому течению серпентинизированными ультрабазитами. Этот же механизм сформировал как сами жесткие глыбы гранито-гнейсовой и гранулитобазитовой составных частей древней материковой коры, так и входящие снизу и отходящие кверху от новообразуемого пластичного слоя серпентинизированных ультрабазитов вертикальные и наклонные каналы. Таким образом, современный разрез кристаллической части континентальной коры предстает не в виде пакета нормально стратифицируемых слоев, а как двух-

полосная «кирпичная кладка», где в роли «кирпичей» выступают жесткие гранитогнейсовые и гранулитобазитовые глыбы архейских пород, а в роли разобщающего и одновременно консолидирующего их пластичного «цемента» — послепалеозойский цельный слой и обе системы его каналов, заполненные серпентинизированными ультрабазиитами и экстрагированными из них базальтами.

Рассматривая разрез земной коры континентов в рамках такой концепции, можно наметить принципиально новые черты ее корреляции с разрезом земной коры современных океанов.

Земная кора архейской литосферы суперконтинента Пангеи была примерно на одну треть тоньше коры современных материков, поскольку в ее средней части отсутствовал тогда слой серпентинизированных ультрабазитов. Формирование последнего происходило на протяжении всей послепалеозойской истории развития суперконтинента Пангеи, включая и этапы его позднепалеозойско-мезозойского распада на гигантские литосферные плиты. В этой связи при корреляции разреза коры современных континентов с разрезом коры современных океанов следует иметь в виду, что резкое сокращение последнего обусловлено выпадением из него не только гранитогнейсового, но и гранулитобазитового комплексов, и что признаки его сходства с разрезом континентальной коры можно видеть исключительно в соотношении третьего океанического слоя с новообразованным в континентальной коре слоем серпентинизированных ультрабазитов. По сейсмическим характеристикам и составу они в целом идентичны, однако мощность первого в полтора — два раза меньше мощности второго. Здесь, по-видимому, надо учесть, что третий слой океанов изначально формируется непосредственно на высоко поднятой мантии и без мощного гранитогнейсового перекрытия, а потому, включив в него экстрагированные объемы базальтов и толщу океанской воды, мы получим примерное равенство коррелируемых слоев и по мощности. Таким образом, напрашивается вывод, что оба эти слоя составляют единую оболочку Земли, удачно названную воображением А. Н. Толстого «оливиновым поясом». Исходя из этого, можно думать, что некоторые структуры и тектонические процессы в переходных зонах активного типа формируются не в результате субдукции океанской коры, а за счет ее интенсивного взаимодействия в поле горизонтальных напряжений со своим аналогом — слоем серпентинизированных ультрабазитов коры континентов (рис. 2). Что касается пассивных окраин континентов и океанов, то здесь имеет место, с одной стороны, разрыв

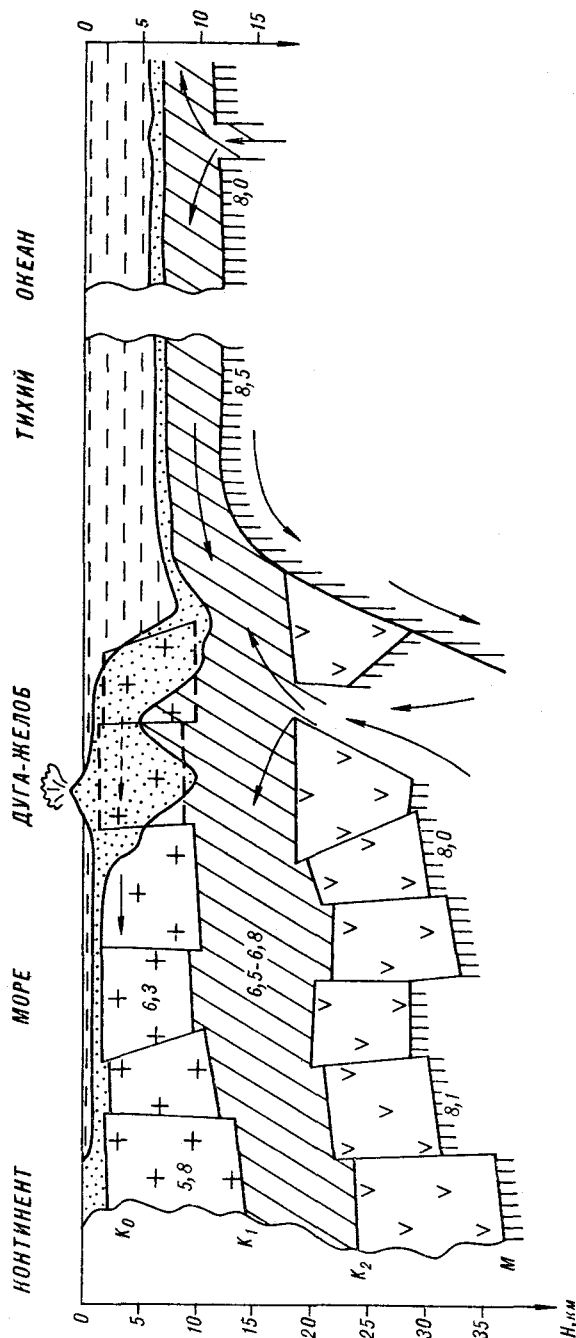


Рис. 2. Принципиальная схема корреляции разрезов земной коры континент — океан. Усл. обозн. см. рис. 1.

(деструкция) континентальной коры по ее гранитогнейсовому и гранулитобазитовому комплексам, а с другой — латеральное приращение слоя серпентинизированных ультрабазитов третьим океаническим слоем. Не исключено, что в этом планетарном единстве слоя серпентинизированных ультрабазитов коры континентов и третьего слоя коры океанов лежит разгадка того, что современный тепловой поток и на континентах, и в океанах в среднем одинаков.

В заключение обратим внимание на то, что обнаружение в средней части кристаллической коры континентов слоя серпентинизированных ультрабазитов не позволяет видеть в офиолитах складчатых поясов континентов признаки того, что на месте этих поясов некогда существовала тонкая океаническая кора и что последующая ее эволюция шла в направлении формирования гранито-метаморфического слоя. Правдоподобным представляется другой вывод: общей эндогенной первопричиной формирования всех типов поверхностных структур материковой коры служил процесс новообразования в теле этой коры, т. е. под покровом архейских и раннепротерозойских гранито-гнейсов, слоя серпентинизированных

ультрабазитов и его термолитодинамического воздействия на этот покров. Там, где это воздействие было наиболее интенсивным и где происходил полный разрыв гранито-гнейсового покрова, возникали условия сосредоточенного подъема продуктов слоя серпентинизированных ультрабазитов и заложения над ними эвгеосинклинальных прогибов с их офиолитовой ассоциацией пород. Однако кора при этом так и оставалась континентальной в силу сохранения своей большой мощности и, главным образом, потому, что в ее разрезе присутствовал гранулитобазитовый комплекс, которого, так же, как и гранито-гнейсового, нет в разрезе тонкой коры современных океанов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Вольвовский И. С., Вольвовский Б. С.* Разрезы земной коры территории СССР по данным глубинного сейсмического зондирования.— М.: Сов. радио, 1975.
2. *Вольвовский И. С., Бакман П. М.* Исследования строения земной коры методом ОГТ/ОНТИ ВИЭМС.— М., 1982.
3. *Новая глобальная тектоника (тектоника плит).*— М.: Мир, 1974.
4. *Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого // *Геотектоника.*— 1969.— № 4.— С. 5—23.
5. *Пейве А. В., Трифионов В. Г.* Мобилизм и тектоническая расслоенность литосферы // *Природа.*— 1981.— № 8.— С. 2—12.
6. *Резанов И. А., Шевченко В. И.* Строение и эволюция земной коры геосинклиналей.— М.: Недра, 1978.
7. *Саркисов Ю. М., Вольвовский И. С., Лобковский Л. И.* Ультрабазитовая деляминация земной коры континентов // *Сов. геология.*— 1987.— № 9.— С. 114—122.
8. *Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР.*— М.: Наука, 1980.
9. *Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану.*— М.: Наука, 1964.
10. *Le Pichon X.* Sea-floor spreading and continental drift // *J. Geophys. Res.*— 1968.— V. 73, N 12.— P. 739—847.

ИФЗ АН СССР
НПО Нефтегеофизика
Москва

Поступила в редакцию
22 декабря 1987 г.

ДИСКУССИЯ

К настоящему времени на территории СССР выполнен большой объем региональных сейсмических исследований методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), направленных на изучение строения земной коры и верхней мантии. Работы проводились, как правило, вдоль профилей с применением методик дискретных, дискретно-непрерывных и непрерывных наблюдений. На полученных таким образом сейсмических разрезах отражена информация о мощности и скоростных характеристиках земной коры, а также о сейсмических границах и глубинных разломах.

Совершенно естественным является стремление многих геологов и геофизиков к геологическому осмыслению результатов региональных сейсмических исследований, а в некоторых случаях — к разработке новых представлений о строении и развитии земной коры и верхней мантии. Достоверные и обоснованные построения возможны при условии, что подобная работа выполняется совместно геофизиками и геологами, причем тщательному анализу подвергается весь имеющийся в настоящее время объем геофизической и геологической

информации. При нарушении этих условий в истолковании результатов геофизических исследований возможны ошибки и неверные выводы, чего не удалось избежать авторам рассматриваемой работы.

Несколько лет назад один из них (Ю. М. Саркисов) опубликовал статью [6], в которой изложил свои представления о структуре земной коры Урала по данным ГСЗ. При этом в качестве примера был взят субширотный профиль ГСЗ Ижевск — Ишим, впервые опубликованный в монографии [1]. В результате сопоставления упомянутых работ обнаруживается, что при составлении своего разреза Ю. М. Саркисов явно игнорирует значительную часть фактических данных, приведенных в монографии [1]. Так, в толще коры и верхней мантии автор выделяет серию пологих дизъюнктивов (разломных нарушений) исключительно западного падения. На сейсмическом же разрезе имеется большое количество отражающих границ восточного падения (в частности, в пределах Уральской складчатой системы), которые почему-то не отражены в интерпретационном разрезе Ю. М. Саркисова. Таким об-

разом, создается впечатление, что использована только та часть сейсмической информации, которая вписывается в концепцию автора.

Через некоторое время тем же автором публикуется новая интерпретация этого же разреза, в основу которой на этот раз были взяты представления о кусковой или глыбовой структуре кристаллической части коры [5], которая, как считают авторы, имеет трехслойное строение. В отличие от рассмотренной статьи Ю. М. Саркисова [6] на разрезе совершенно отсутствуют пологие дизъюнктивы, а глубинные разломы, разделяющие крупные глыбы коры, характеризуются субвертикальным и вертикальным падением.

Таким образом, у одних и тех же авторов имеется два варианта геологической интерпретации одного и того же разреза, причем в первом варианте использованы далеко не все имеющиеся геологические данные. Подобным недостатком страдает, на наш взгляд, и работа Ю. М. Саркисова и И. С. Вольвовского «О корреляции разрезов земной коры континентов и океанов», в которой изложена концепция тектоники земной коры, согласно которой кристаллическая часть континентальной коры состоит из верхней гранитогнейсовой и нижней гранулитобазитовой систем жестких глыб (блоков), разобитых цельным пластичным слоем. В основу этой концепции положено представление о трехслойной модели кристаллической земной коры, согласно которому, как утверждают авторы, «между кровлей (раздел K_0) и подошвой (раздел M) кристаллического основания континентальной коры развит не один, как считалось ранее, а два регионально выдержанных опорных раздела — K_1 и K_2 ». На наш взгляд, это представление отражает лишь частный случай строения коры. Результаты большого объема региональных и детальных сейсмических исследований, выполненных в различных регионах Советского Союза, как правило, противоречат трехслойному разделению консолидированной коры.

На территории Украинской ССР и сопредельных стран по международным геотраверсам и региональным профилям проведены работы ГСЗ — КМІВ, которые выявили очень сложное строение консолидированной коры. В ее толще прослежен, как правило, лишь один выдержанный сейсмический горизонт — поверхность дунного протофундамент K_2 . В основном же в коре регистрируется большое количество непротяженных отражающих границ, которые в совокупности

с разломами интерпретируются неоднородной слоистой разломоподобной моделью коры [9].

В результате исследований методом ГСЗ и МОВ разработана четырехслойная модель земной коры Балтийского щита, согласно которой в коре выделяются осадочно-вулканогенный, гранитоультраметаморфический, «диоритовый» и «базальтовый» слои. Они разделены сейсмическими поверхностями, выделенными на многочисленных профилях, пересекающих различные структурно-фациальные зоны восточной части Балтийского щита [4].

В Уральском регионе на основании полученных в последнее время сейсмических данных расчленение кристаллической коры по вертикали на традиционные гранитогнейсовый и базальтовый слои заменено на трех-пятислойную модель коры [2, 3].

Следует подчеркнуть, что во всех перечисленных регионах сейсмические исследования выполнялись, как правило, по детальной методике непрерывного профилирования, что повышает степень достоверности полученных результатов.

Из рассмотренных примеров вытекает совершенно очевидное, на наш взгляд, следствие — принимаемое авторами представление о трехслойной модели земной коры не может рассматриваться как основополагающее при разработке новой концепции тектоники земной коры. Количество и качество региональных сейсмических границ и степень расчлененности консолидированной земной коры настолько значительно изменяются от региона к региону, что ее в настоящее время невозможно представить какой-то единой моделью с определенным числом слоев, которая бы удовлетворяла всем локальным моделям. Принимаемое некоторыми исследователями разделение консолидированной части земной коры на три скоростных этажа [8] является, по-видимому, условным, так как выделенные этажи далеко не всегда разграничиваются регионально выдержанными разделами. Это хорошо видно на примере Украинны, Балтийского щита и Уральского региона.

С учетом всего изложенного выше мы считаем, что работа Ю. М. Саркисова и И. С. Вольвовского не может претендовать на обобщение глобального масштаба. Ее следует, по-видимому, рассматривать как одну из первых попыток объяснить некоторые возможные случаи взаимодействия континентальной и океанической коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дружинин В. С., Рыбалка В. М., Соболев И. Д. Связь тектоники и магматизма с глубинным строением Среднего Урала по данным ГСЗ. — М.: Недра, 1976.
2. Дружинин В. С., Каретин Ю. С., Рыбалка В. М., Халевин Н. И. Новые данные о глубинном строении Урала по результатам исследования на Красноуральском профиле // Докл. АН СССР. — 1981. — Т. 258, № 1. — С. 173—176.
3. Дружинин В. С., Рыбалка В. М., Халевин Н. И. Глубинное строение Уральского региона // Сов. геология. — 1986. — № 2. — С. 110—117.
4. Земная кора восточной части Балтийского щита. — Л.: Наука, Ленингр. отд-ние, 1978.
5. Садовский М. А. Естественная кусковатость горной породы // Докл. АН СССР. — 1979. — Т. 247, № 4. — С. 829—831.
6. Саркисов Ю. М. Новые представления о структуре земной коры Урала по материалам ГСЗ // Там же. — 1981. — Т. 260, № 6. — С. 1444—1447.
7. Саркисов Ю. М., Вольвовский И. С., Лобковский Л. И. Ультрабазитовая деляминация земной коры континентов // Сов. геология. — 1987. — № 9. — С. 114—122.
8. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. — М.: Наука, 1980.
9. Соллогуб В. Б. Литосфера Украины. — Киев: Наук. думка, 1986.

Институт геофизики АН УССР
Киев

В. Б. Соллогуб, А. А. Трипольский

УДК 550.42 : 552.323(571.64)

А. И. Абдурахманов, В. И. Федорченко, Р. И. Родионова

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ЗОНАЛЬНОСТЬ СОСТАВА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНИТОВ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Обобщены результаты геохимических исследований четвертичных вулканитов КОД. Кратко охарактеризованы принципы систематизации и генеральная петрохимическая зональность. Приведены данные по содержанию щелочных, щелочно-земельных, редкоземельных, радиоактивных и элементов группы железа, в распределении которых устанавливается отчетливая латеральная зональность. Выявлены некоторые регио-

нальные и локальные аномалии распределения изученных элементов в геохимическом поле КОД. Установлена геохимическая специфика вулканитов КОД по отношению к «мантийному стандарту», которая позволяет считать земную кору наиболее вероятным магмогенерирующим источником известково-щелочных серий (ассоциаций).

Настоящая статья завершает серию геохимических очерков авторов. Помимо собственных обширных материалов в ней использованы все данные других исследователей, в связи с чем статью можно рассматривать как итоговую по геохимическим работам в регионе на настоящий момент. Вопросы получения тех или иных материалов, представительности аналитических данных, методики их обработки здесь опущены, поскольку они рассматривались в более ранних публикациях авторов [1—4].

ПРИНЦИПЫ СИСТЕМАТИЗАЦИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНИТОВ

Продукты извержений четвертичных вулканов Курильской островной дуги (КОД) образуют естественный ряд пород от базальтов до риолитов с преобладанием в нем основных андезитов (их доля около 40%). Соотношение главных породообразующих элементов и геологическая позиция вулканитов позволяют относить их к типичным представителям известково-щелочной (ИЩ) (щелочно-земельной) серии, характеризующейся высоким содержанием глинозема, извести, низким — титана, пересыщенностью кремнеземом, существенным преобладанием натрия над калием. Этим определяется главенствующая роль (до 70—75% состава) плагиоклаза, а также существенная роль фенокристаллов и микролитов ромбиче-

ского пироксена (гиперстеновая серия Х. Куно).

Совокупность четвертичных вулканитов КОД характеризуется двумя ярко выраженными химическими континуумами: по кремнезему (46—78%) и щелочам (2—7%). Для удобства систематизации первый из них разбивается на традиционные группы базальтов (кремнезема менее 55%), андезитобазальтов (53—57%), андезитов (57—63%), дацитов (63—69%) и риолитов (более 69% кремнезема), а второй (в соответствии с определенными значениями индекса родственной группы А. Ритмана*) на ряды пониженной (индекс менее 1,0), нормальной (1,0—1,8), повышенной (1,8—3,0) и высокой (индекс более 3,0) щелочности (рис. 1).

Увеличение общей щелочности в вулканитах КОД выражается в сопряженном уменьшении известковистости плагиоклазов и появлении в крайне щелочных породах значительных количеств санидина в основной массе. В этом же направлении постепенно исчезает гиперстен, уступая свое место авгиту, появляется роговая обманка, реже — биотит, значительно снижается роль высококремнистых пород в рядах.

* Такое деление полностью соответствует принятому А. Ритманом [31] для известково-щелочных пород, однако его названия рядов (предельно сильный, сильный, средний и слабый «тихоокеанские» типы) в связи с их распространенностью в пределах континентальных окраин, а не океанического ложа, признаны нами неудачными, и в дальнейшем не используются.

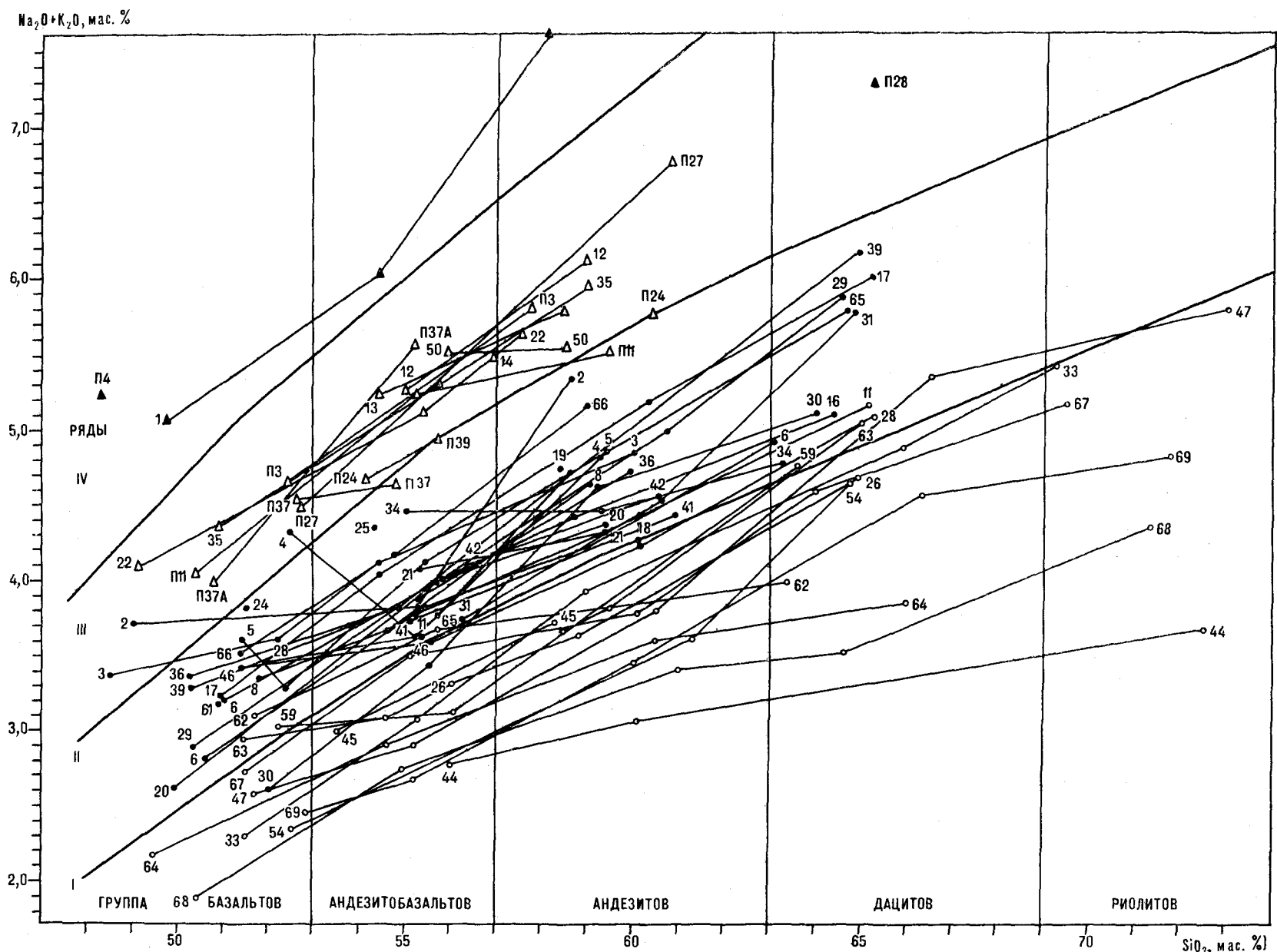


Рис. 1. Соотношение между щелочностью и содержанием кремнезема (в мас. %) в лавах отдельных вулканов Курильской островной дуги. Номера наземных вулканов по В. И. Федорченко, Р. И. Родионовой [34], подводных по П. Л. Безрукову и др. [8]. Разграничительные линии соответствуют значениям показателя родственной группы А. Ритмана [31], равным 1,0; 1,8; 3,0. Ряды: I — низкой (полый кружок), II — средней (залитый кружок), III — повышенной (полый треугольник) и IV — высокой (залитый треугольник) щелочности.

**ГЕНЕРАЛЬНАЯ ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ
ЗОНАЛЬНОСТЬ КОД**

Вслед за Х. Куно и Г. С. Горшковым многие исследователи, в том числе и авторы настоящей статьи, отмечают строго зональное пространственное распределение химических и петрографических признаков четвертичных вулканитов в структуре КОД, аналогичное другим островным дугам, а именно в направлении от океана к континенту общая щелочность лав постепенно возрастает. Породы пониженной щелочности (повышенной известковистости), развитые вблизи Тихого океана, последовательно через промежуточные разновидности сменяются высокощелочными породами в приматериковых частях дуг (табл. 1, рис. 2). Более полное (почти до шшонитов) развитие зональности имеет место в северной (континентальной) части КОД и несколько редуцированное — в центральной и южной ее частях, где с тыла вплотную к дуге примыкает молодая эпоконтинентальная (наложенная), и, по-видимому, в настоящее время магматически весьма активная Курильская глубоководная котловина. Установленная зональность

удивительно четко коррелируется с глубиной залегания сейсмофокальной зоны (СФЗ), ею же контролируется латеральное распространение пород с различным кремне содержанием: рост щелочности в западном направлении ведет к соответственному возрастанию относительной роли основных пород в общем объеме ассоциации, постепенному уменьшению переиспользования их кремнеземом и появлению в крайних тыловых частях дуги недосыщенных субщелочных образований. Возможно, наличием подобной зональности обуславливается и распределение в пространстве морфогенетических типов вулканических сооружений (центров). Давно замечено, что почти все кальдерные вулканы с мощными накоплениями кислой пемзово-игнимбритовой проркластики приурочены к фронту дуги (т. е. связаны с низкощелочной или известковой зоной). Западнее, в пределах зоны нормальной (средней) щелочности, располагаются многовыходные «вулканы над интрузиями» с разнообразным составом продуктов деятельности, а далее в сторону континента (в зонах повышенной и высокой щелочности) — крупные одиночные наиболее молодые по возрасту базальтоидные

Т а б л и ц а 1

Средний химический состав четвертичных лав Курильских островов, мас. %

Компонент	Ряды												
	Низкой щелочности					Средней щелочности					Повышенной и высокой щелочности		
	Группы												
	Б(46)	АБ(104)	А(125)	Д(74)	Р(17)	Б(67)	АБ(139)	А(158)	Д(44)	Р(3)	Б(37)	АБ(30)	А(28)
SiO ₂	51,28 1,25	55,23 1,14	59,77 1,64	65,20 1,49	71,37 2,19	51,19 1,14	54,93 1,20	59,63 1,46	65,12 1,35	71,02 1,46	49,78 1,19	55,25 1,07	58,62 1,47
TiO ₂	0,68 0,36	0,67 0,29	0,63 0,26	0,55 0,25	0,67 0,28	0,86 0,39	0,73 0,31	0,67 0,29	0,47 0,20	0,48 0,19	0,74 0,20	0,72 0,23	0,69 0,27
Al ₂ O ₃	18,58 1,40	18,04 1,48	17,16 1,30	15,98 1,63	14,52 1,04	18,76 1,89	18,38 1,50	17,01 1,34	16,00 1,85	14,66 0,61	19,31 1,19	18,12 1,27	17,38 0,90
Fe ₂ O ₃	3,82 1,35	3,56 1,16	3,27 1,08	2,93 1,16	1,89 0,77	4,00 1,24	3,70 1,17	3,17 1,09	2,32 1,03	0,64 0,33	3,83 1,28	3,85 1,06	3,36 1,30
FeO	7,27 1,44	6,20 1,55	5,16 1,23	3,60 1,07	2,10 1,01	6,81 1,70	5,51 1,37	4,71 1,33	3,59 1,25	3,00 1,82	6,05 1,30	4,28 1,10	3,85 1,16
MnO	0,18 0,05	0,16 0,04	0,15 0,06	0,14 0,06	0,12 0,04	0,17 0,06	0,17 0,04	0,16 0,05	0,14 0,06	0,10 0,08	0,14 0,05	0,15 0,06	0,14 0,05
MgO	4,90 0,96	4,14 0,83	3,09 0,78	1,91 0,70	0,96 0,41	4,46 1,21	3,90 0,70	3,12 0,79	1,79 0,55	0,65 0,19	5,27 0,95	4,06 0,71	3,15 0,80
CaO	10,64 0,89	8,90 0,86	7,10 1,00	5,26 0,95	3,38 1,04	10,41 0,93	8,66 0,98	6,91 0,77	5,02 0,90	3,06 0,28	9,89 0,95	8,11 0,89	6,90 0,98
Na ₂ O	2,29 0,42	2,66 0,42	3,06 0,54	3,65 0,59	4,06 0,55	2,69 0,40	3,07 0,42	3,42 0,48	4,03 0,59	4,33 0,69	3,16 0,37	3,40 0,34	3,60 0,36
K ₂ O	0,36 0,17	0,44 0,21	0,60 0,26	0,77 0,31	0,93 0,39	0,65 0,24	0,95 0,22	1,20 0,31	1,53 0,50	2,06 0,19	1,83 0,37	2,06 0,38	2,31 0,50

П р и м е ч а н и е. Здесь и в следующих таблицах анализы пересчитаны на сухую основу. В числителе указаны средние значения содержания элементов (только по наземным вулканам), в знаменателе — стандартные отклонения. В скобках указано количество анализов. Б — базальты, АБ — андезитобазальты, А — андезиты, Д — дациты, Р — риолиты.

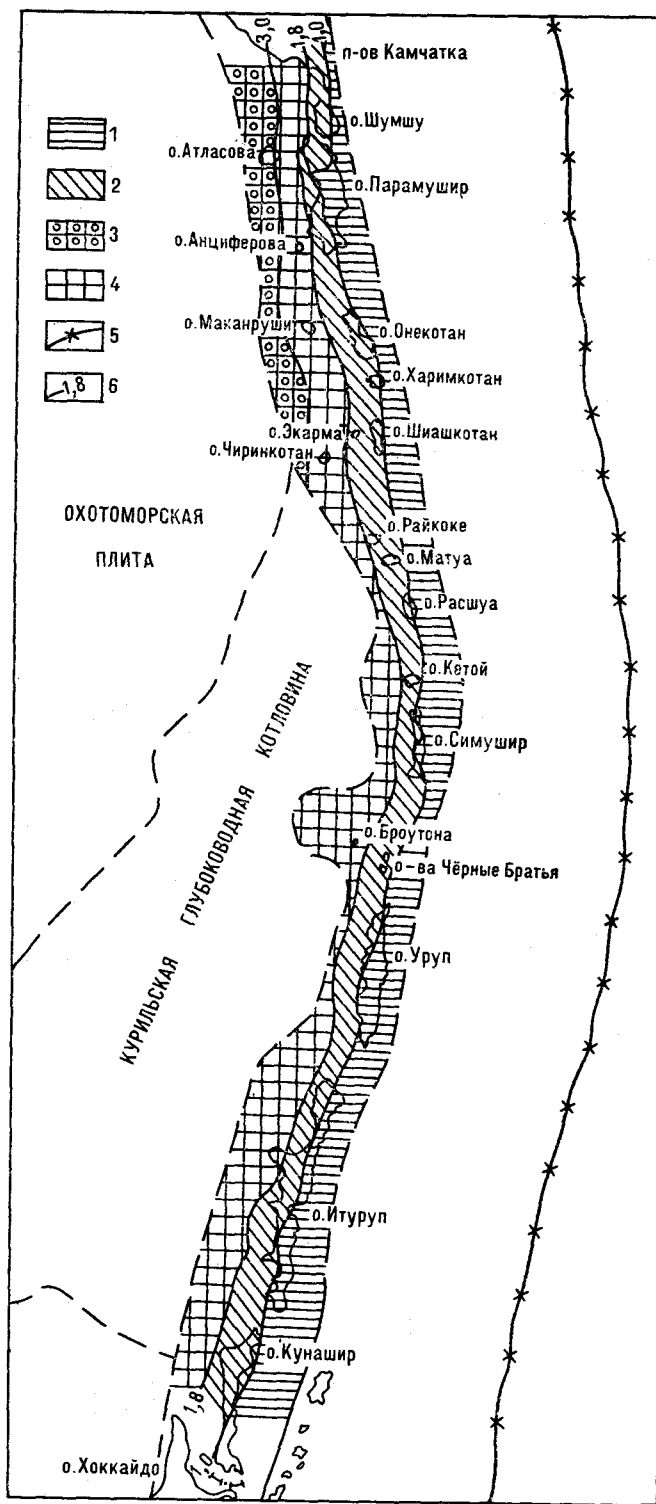


Рис. 2. Поперечная петрохимическая зональность Курильской островной дуги.

Зоны: 1 — низкой, 2 — средней, 3 — повышенной, 4 — высокой щелочности (калийности); 5 — ось глубоководного желоба; 6 — значение показателя родственной группы А. Ритмана [31].

стратовулканы. Естественно, что эта закономерность отражает лишь общие, преобладающие тенденции в размещении вулканических аппаратов разного типа, и не исключена возможность многочисленных отклонений и «перекрытий». Это, прежде всего, касается крупных одиночных стратовулканов, которые изредка встречаются и по фронту дуги, несколько более часто — в главной зоне.

Вполне вероятно, что существует определенная связь между петрохимической зональностью КОД и зональностью в распределении магнитной восприимчивости пород. Известно [36], что у вулканитов внешней зоны последняя заметно превышает таковую внутренней (тыловой). Данная тенденция прослеживается во всех группах пород по дуге в целом. По-видимому, главная причина заключается в повышенной щелочности пород тыловой зоны, связанной обратной зависимостью с количеством содержащихся ферритов и размерами их выделений. Кроме того можно предполагать, что в появлении этой зональности определенную роль играет разновозрастность вулканитов внешней и внутренней зон, поскольку в более древних лавах внешней зоны отсутствуют явления начального окисления и перераспределен ферромагнитный материал. Последнее обуславливает индуцирование аномального магнитного поля более высокой напряженности.

Описанная генеральная петрохимическая зональность рассматривается нами в качестве главного компонента структуры геохимического поля КОД в четвертичное время, относительно которого ниже анализируется распределение других химических элементов, сгруппированных в соответствии с их свойствами. В связи с ограниченностью аналитического материала по зонам повышенной и высокой щелочности мы вынуждены были объединить их. Поэтому во всех таблицах фигурируют лишь три ряда: 1) низкой щелочности (известковый); 2) средней щелочности (щелочно-известковый) и 3) объединенный повышенной и высокой щелочности (соответственно известково-щелочной и субщелочной).

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЛИТОФИЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Основной особенностью состава изученных пород является их чрезвычайно высокая «анортитовость», поэтому составляющие основного плагиоклаза — кремний, алюминий и кальций рассматриваются в качестве элементов главного литофильного фона, на котором проводится анализ вариаций других элементов в лавах всех рядов (серий). Следует иметь в виду, что этот фон является постоянно очень высоким, даже в случаях весьма

сильного возрастания щелочности эффузивов.

Алюминий. Средние содержания окиси алюминия по аналитическим данным (см. табл. 1) в основных и средних породах всех трех рядов четвертичных вулканитов КОД устойчиво высоки и составляют около 17—19%. Проявляется четкая тенденция плавного снижения количества глинозема от основных лав к кислым, причем равнокислотные группы пород различных рядов (семейства) не обнаруживают заметных различий по этому параметру. Коэффициент лейкократовости эффузивов КОД имеет высокие значения (всегда намного превышающие единицу), резко возрастающие для кислых пород (в 2—2,5 раза), что находится в полном соответствии с их реальной минералогией.

Химический анализ монофракций плагиоклазов и моноклиновых пироксенов показал, что практически весь глинозем пород сосредоточен в полевом шпате. В плагиоклазах базальтов его содержание составляет 30—35%, а в плагиоклазах андезитов и дацитов несколько меньше (25—30%). Моноклиновые пироксены в целом бедны глиноземом. В лавах влк. Головина они содержат в среднем 1,8% глинозема, влк. Руруй — 0,5%, в высокощелочных лавах влк. Алайд зафиксированы заметно повышенные содержания — до 5,34%.

Кальций. Обилие в составах вулканитов КОД основных плагиоклазов — главных накопителей кальция — обуславливает повышенные его содержания. Максимальными (более 10%) количествами оксида кальция характеризуются базальты (см. табл. 1). Однотипные породы различных рядов характеризуются незначительным отличием в содержании этого оксида (см. табл. 1). С увеличением кремнеземистости концентрации его снижаются и в самых кислых разностях составляют примерно 3%. Аналогично ведет себя элемент при возрастании щелочности.

Содержание оксида кальция в плагиоклазах снижается от 16—20% в базальтах до 10—12% в дацитах. В моноклиновых пироксенах количество извести достаточно высокое (до 19%) и сохраняется постоянным независимо от состава вулканитов.

Натрий, калий. Геохимическая история натрия в магматическом процессе определяется изоморфизмом с кальцием и входением в общие минералы (главным образом, плагиоклазы). Калий — типичный некогерентный литофил, который накапливается в остаточной жидкости и при кристаллизации фиксируется в структуре щелочных полевых шпатов (санидина, анортклаза и пр.). Значительное снижение химического сродства силикатов к калию относительно натрия с переходом от

алюмосиликатов к преобладающим в мантии силикатам алюминия способствует обогащению более глубинных магм калием [20].

Средние содержания оксидов натрия и калия в вулканитах КОД (см. табл. 1) характеризуются отчетливым возрастанием как в рядах при увеличении кремнекислотности, так и в группах пород при увеличении общей щелочности. Содержание оксида калия возрастает от базальтов к риолитам первых двух рядов почти в 3 раза, а с ростом щелочности — в 4,5—5,0 раз во всех группах пород. Обращает внимание отчетливая унаследованность содержаний щелочных металлов от основных лав к кислым.

Для всех семейств вулканитов свойственно резкое преобладание натрия над калием. Наиболее высок дефицит калия в низкощелочном ряду (отношение калия к натрию равно 0,15—0,23). Он заметно снижается с ростом общей щелочности пород (отношение достигает 0,58—0,64, что сближает их с шошонитами-латитами). Повышенными содержаниями калия выделяются лавы хр. Вернадского и несколько меньшими — хр. Карпинского на о. Парамушир. При расчете средних составов вулканических пород в целом по КОД эти значения не учитывались.

Литий. Геохимическая история лития является двойственной. Это типичный щелочной элемент — своеобразный аналог натрия. Однако литий нередко находится в шестерной координации, изоморфно замещая в магматических минералах магний, железо, алюминий [13, 32]. Близость же энергетических характеристик лития и натрия обуславливает тесную геохимическую ассоциацию этих элементов и общность их истории.

Все группы пород статистически отличаются по содержанию лития, хотя для базальтов и андезитобазальтов нормальной и высокой щелочности различия весьма слабые (табл. 2). Концентрации отчетливо растут при повышении кислотности, а также при прогрессивном увеличении общей щелочности. В целом подтверждается тесная геохимическая связь лития с натрием и проявляется тенденция их совместного накопления в остаточных продуктах кристаллизации. Полученные нами концентрации ниже сделанных ранее оценок для КОД [18], а также приводимых для Восточной Камчатки значений примерно на 1/3.

В минералах литий тяготеет к плагиоклазам, более кислые разновидности которых обогащены им (до 5—11 г/т). Вместе с тем не исключается его входение (до 7—10 г/т) в структуру железомagneзиальных минералов на высокотемпературных этапах их кристаллизации, примером чего являются субщелочные базальты влк. Алайд, где лития в плагиокла-

Средние содержания литофильных элементов в четвертичных лавах Курильских островов, г/т

Элемент	Ряды										
	Низкой щелочности				Средней щелочности				Повышенной и высокой щелочности		
	Группы										
	Б(18)	АВ(17)	А(34)	Д(13)	Б(46)	АВ(57)	А(51)	Д(10)	Б(33)	АВ(21)	А(13)
Литий	4,4	5,6	8,2	9,1	6,2	7,1	9,1	9,7	6,6	8,2	10,2
	1,5	1,5	2,1	3,3	2,0	1,6	1,9	2,4	0,8	1,5	1,7
Рубидий	4,9	5,2	6,2	8,7	8,1	12,0	19,0	14,3	35,6	39,5	43,0
	3,1	3,7	3,4	3,4	4,1	4,4	8,5	6,2	8,6	11,9	14,7
Цезий	0,8	—	—	—	0,6	1,0	—	1,7	0,6	—	1,2
Бериллий	0,35	0,3	—	0,5	0,46	0,40	0,56	0,70	0,60	0,70	0,55
Стронций	248,5	197,3	159,4	125,0	274,0	270,9	225,0	204,6	416,9	365,8	393,3
	66,2	37,3	20,5	21,2	70,9	61,3	55,6	58,8	62,3	83,6	59,8
Барий	104	110	—	210	270	250	270	300	260	470	260
Скандий	42,1	32,5	35,5	39,8	35,8	29,2	22,9	15,8	40,7	21,8	13,9
	13,1	9,0	14,5	14,5	15,5	12,2	9,1	4,6	14,7	7,0	4,3
Иттрий	30,6	17,7	23,6	23,2	21,1	24,6	28,0	20,8	20,8	26,7	22,5
	13,0	6,7	9,7	4,3	10,7	9,0	11,3	7,2	2,2	9,8	2,7
Цирконий	195,1	116,7	132,7	115,8	96,4	138,1	140,9	127,0	117,8	151,0	136,5
	128,1	115,3	71,5	60,7	43,4	73,9	72,2	62,1	183,0	80,5	124,1
Гафний	2,4	2,5	—	2,8	2,32	3,10	2,90	—	2,90	2,70	4,25
Ниобий	1,1	1,1	—	1,0	2,1	1,6	3,0	—	4,6	2,4	4,0
Тантал	0,6	0,6	—	0,3	0,9	0,6	1,0	—	0,9	0,6	0,6
Торий	0,20	0,34	—	0,53	0,33	0,40	0,50	—	0,50	0,60	—
Уран	0,20	0,23	—	0,30	0,26	0,33	0,40	—	0,32	0,41	0,42

Примечание. Здесь и в табл. 3 в числителе — средние содержания, в знаменателе — стандартные отклонения. Данные по Са, Ве, Ва, Нг, Nb, Та, Th, У — заимствованы из работы [18] в соответствии с принятой нами градацией пород.

зах менее 1 г/т, а в оливинах его содержание близко к таковому вмещающих пород (около 7,6 г/т).

По сравнению с океаническими толеитами и щелочными базальтами [19, 37] основные породы КОД беднее литием на 1/3, а по сравнению с траппами и щелочными оливиновыми базальтами континентов примерно в 2 раза [23].

Рубидий. Рубидий — типичный рассеянный щелочной элемент, преимущественно концентрирующийся в минералах калия (калишпатах, слюдах и др.). Большая геохимическая близость калия и рубидия породила предположение о постоянстве их отношения в изверженных породах. Однако в силу большего ионного радиуса рубидий в большей мере накапливается в остаточных расплавах, что способствует заметному снижению калий-рубидиевого отношения [13, 32].

Наши данные (см. табл. 2) в общем согласуются с ранее сделанными количественными оценками рубидия. Содержание его слабо возрастает от основных пород к кислым и очень резко — с увеличением общей щелочности вулканитов. Такие же тенденции сохраняются и для лав отдельных вулканов, различающихся

темпом накопления калия. К примеру, в дацитах влк. Ушишир содержание элемента оказалось подавленным по сравнению с вулканами, характеризующимися ускоренным ростом концентрации рубидия относительно кремнезема (вулканы северной части о. Парамушир, Руруй на о. Кунашир и др.).

Между содержаниями калия и рубидия существует высокая положительная статистическая корреляция (0,904 при уровне значимости 0,95). Вместе с тем, заметное уменьшение калий-рубидиевого отношения от известкового к субщелочному ряду свидетельствует о значительной обогащенности рубидием более щелочных лав. Обращает внимание пониженная рубидиевость пород средней щелочности КОД по сравнению с подобными образованиями Восточной Камчатки [18].

Полученные значения содержаний рубидия значительно ниже среднемировых концентраций [9]. Лишь в субщелочных андезитобазальтах и андезитах содержание элемента приближается к среднеземному, а также близко к его содержанию в щелочных базальтоидах океанов (40 г/т). Однако даже в наиболее бедных рубидием базальтах известкового ряда содержания его в 4 раза превышают таковые в БСОХ

и абиссальных, составляющие всего около 1,2 г/т.

Цезий. По химическим свойствам цезий близок к калию и рубидию, однако из-за более крупного ионного радиуса он не способен к широкому изоморфизму с этими элементами, в связи с чем нередко входит в амфиболы или с легучими бором и фтором образует собственный минерал авогидрит [38]. Содержания цезия несколько возрастают от основных пород к кислым и практически не изменяются на фоне роста их общей щелочности (см. табл. 2). Количество элемента в базальтоидах КОД по сравнению с БСОХ повышено почти в 40 раз, однако в андезитах континентов по сравнению с нашими оно несравнимо выше (в 10 раз).

Бериллий. Бериллий — типичный амфотерный литофил, входящий в кислородные и галоидные соединения с щелочными металлами, где выступает как комплексообразователь, а в отсутствие последних ведущий себя как обычный слабощелочной катион. В природе он тяготеет к кислым и щелочным расплавам, что подтверждается и материалами по КОД (см. табл. 2). Характерно, что изменение щелочности более существенно сказывается на увеличении содержания бериллия, чем изменение кислотности [29].

Стронций. В изверженных породах стронций всегда выступает как рассеянный элемент, поведение которого контролируется главным образом изоморфизмом с кальцием в плагиоклазах и апатите, а также возможностью его вхождения совместно с алюминием в структуру калишпатов вместо ионов калия и кремния [13]. Содержание стронция в пироксенах обычно низкое, поскольку замещение ионов Са в шестерной координации из-за малого их размера происходит с трудом. Вхождение элемента в слюды вместо калия также затруднено, однако уже из-за большой величины ячейки. Из-за более легкого осуществления изоморфизма при высоких температурах относительно ранние выделения минералов обогащены стронцием. Максимально насыщены им щелочные породы, в том числе щелочно-ультраосновные. В связи с тем, что рубидий имеет тенденцию накопления в остаточном расплаве, а стронций с самого начала кристаллизации удаляется из жидкой фазы плагиоклазами, отношение Rb/Sr с ростом кремнеземистости пород, как правило, существенно возрастает.

Данные по стронцию для лав отдельных вулканов КОД обнаруживают большие (до 100—150, реже до 200 г/т) вариации концентраций этого элемента в пределах одной группы и не позволяют выявить какие-либо изменения с ростом их кислотности. Вместе с тем анализ средних значений содержаний стронция по семействам (см. табл. 2) показывает, что они, в отличие от концентраций лития и

рубидия, закономерно уменьшаются от базальтов к дацитам, но подобно этим элементам увеличиваются с ростом общей щелочности пород. Статистическое сравнение средних по стронцию показало, что все семейства значительно различаются (исключение составляют базальты рядов низкой и средней щелочности). В некоторых случаях слабодостоверны различия соседних групп ряда средней щелочности, хотя общая тенденция к регрессии стронция от базальтов к дацитам сохраняется.

Рассчитанные нами концентрации стронция (см. табл. 2) в среднем в 1,5 раза ниже сделанных ранее оценок [11, 18]. Для субщелочного ряда они близки к средним земной коры (400—500 г/т), а для остальных заметно понижены (в 1,5—2 раза). Устанавливаются тесная геохимическая связь стронция с кальцием и отсутствие ее с калием, а также обогащенность этим элементом более щелочных расплавов. Наш вывод подтверждается данными о концентрации стронция в плагиоклазах, причем в тем более высоких количествах, чем более щелочными являются породы. Не противоречит этому и заметное увеличение количества стронция в субщелочных андезитах по отношению к андезитобазальтам, так как заметное истощение расплава кальцием и начало выделения из него калишпата неизбежно приводит к обогащению кислого остатка этим элементом.

Тесная геохимическая связь стронция с кальцием и вхождение подавляющего его количества в плагиоклазы, а также накопление рубидия совместно с калием в остаточном расплаве и вхождение в калишпат выражаются в резком увеличении отношения Rb/Sr от основных к кислым породам всех рядов. Столь же резкий рост этого отношения происходит при обогащении магм щелочными металлами. Все семейства базальтов КОД гораздо богаче (в 2—3 раза) стронцием, чем океанические толеиты (130 г/т) [37] и несколько беднее им по сравнению с щелочными базальтами океанов (около 580 г/т). Концентрации стронция в среднещелочных образованиях КОД почти идентичны таковым в лавах Исландии [16], а в субщелочных — содержаниями в траппах и щелочных базальтах континентов [24].

Стронций имеет четыре стабильных изотопа (84, 86, 87, 88). Их соотношение в природе непостоянно и зависит от отношения Rb/Sr в изучаемом образце, а также длительности его совместного нахождения с Rb, 87-й изотоп которого радиоактивен и, распадаясь, образует стабильный изотоп ^{87}Sr . Общее количество последнего складывается из «первичного» стронция, существующего независимо от Rb, и радиогенного — результата распада ^{87}Rb . Относительная распространенность 87-го изотопа

стронция обычно выражается отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. «Первичное» отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (т. е. лишнее радиогенного изотопа) — важнейшая геохимическая характеристика пород.

Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в абиссальных толеитах океанов в настоящее время рассматривается в качестве наиболее достоверного индикатора изотопного состава стронция в верхней мантии [15], а также первичного уровня, с которым сравниваются породы частично или полностью корового происхождения (среднее современное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в подокеанической мантии не превышает 0,7037 и чаще всего попадает в интервал 0,7020—0,7030). Вычисленное на основании этого уровня среднее значение отношения Rb/Sr для верхней мантии оказалось совпадающим с таковым в ультраосновных породах (0,025) и еще раз подтвердило правильность представлений о ее ультраосновном составе.

Данные по изотопии стронция в четвертичных лавах КОД [10, 14, 29, 35, 38] (рис. 3) позволяют констатировать:

1) широкие вариации значений отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7029—0,7054), но нахождение подавляющего их большинства в пределах 0,7029—0,7037, т. е. «подокеанического мантийного стандарта»;

2) стремление минимальных значений этого отношения к величинам 0,7029 на Курильских островах и 0,7033 — на Камчатке, по-видимому, близким к первичным отношениям изотопов стронция в четвертичных лавах этих районов (различным из-за существенного различия содержаний рубидия в магмопроизводящих породах);

3) независимость первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ как от щелочности, так и от кремнеземистости лав, а следовательно, и от генеральной петрохимической зональности вулканитов КОД;

4) независимость первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от отношений Rb/Sr, что полностью отвечает требованию к нашему первичному отношению как современной изохроне, которая должна быть горизонтальна;

5) широкие (0,01—0,17) колебания отношения Rb/Sr изученных пород при стабильно низком первичном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$;

6) отчетливую обратную корреляцию между глубиной залегания срединной плоскости СФЗ, а также генеральной петрохимической зональностью (показателем родства А. Ритмана) и величинами отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ даже при комбинации последнего с отношением $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

Анализ отмечаемых выше особенностей в распределении изотопов стронция приводит к трем важным петрогенетическим выводам.

1. Магмопроизводящие породы КОД, судя по

очень низкому первичному отношению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ четвертичных лав, характеризуются очень низким содержанием рубидия («мантийным»).

2. Возрастание количества рубидия от известкового к субщелочному ряду связано с его привнесом в магматическую систему в возрастающих от фронта к тылу КОД количествах (своеобразной «гранитизацией»).

3. Степень ассимиляции радиогенного стронция возрастает от тыловой к фронтальной части КОД или по восстанию СФЗ.

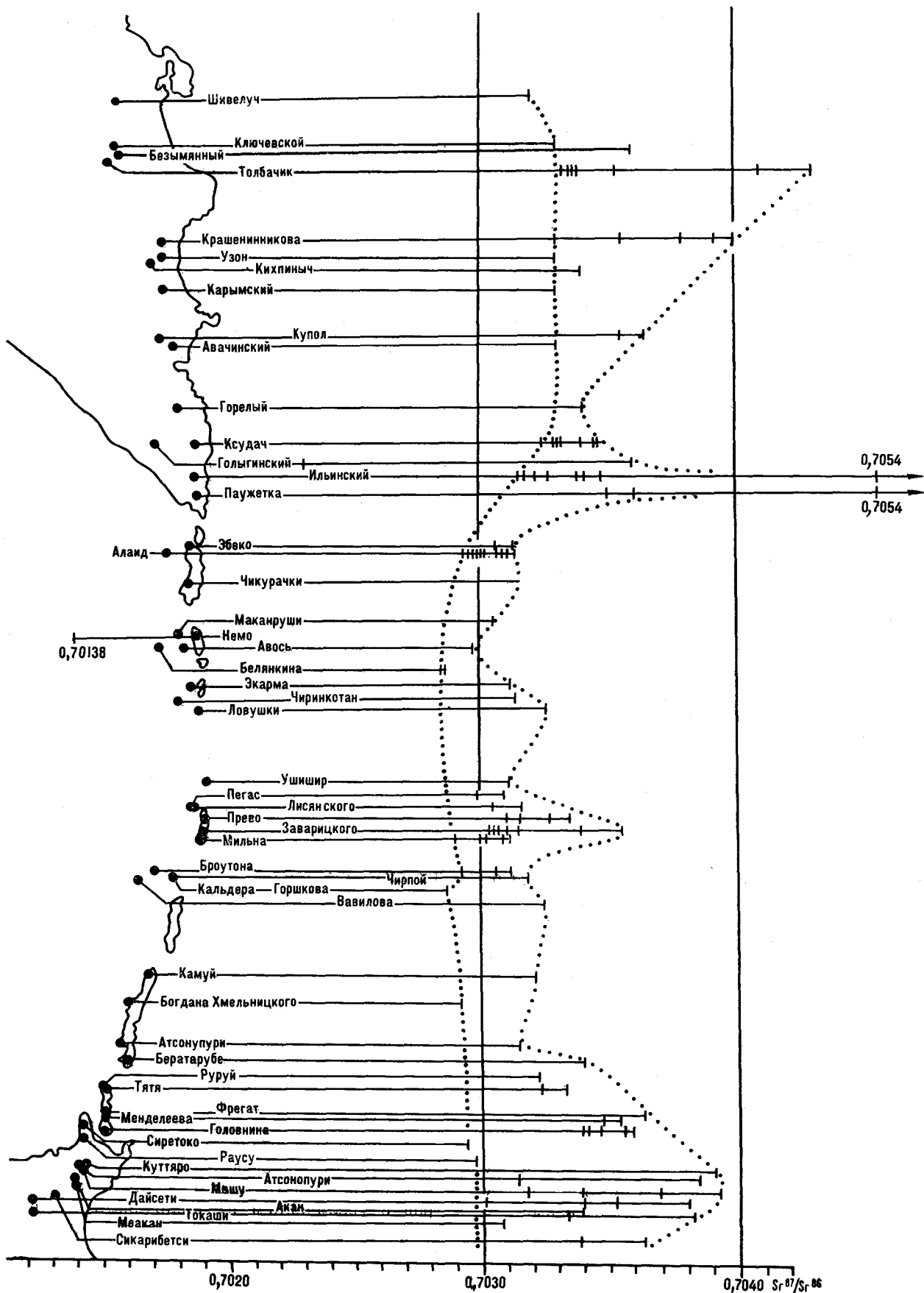
Интерпретируя эти выводы, совершенно не обязательно прибегать к сомнительному представлению о мантийной природе островодужного вулканизма. Как известно, столь же низкие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ имеют и габбро-анортозитовые образования древней протоконтинентальной земной коры, очень сходные с рассматриваемыми эффузивами по своему вещественному составу. Кроме традиционной ассимиляции высококальциевых (и естественно, высокорубидиевых) «гранитных» континентальных масс, обогащение расплавов щелочными и другими элементами может осуществляться путем их взаимодействия с потоками трансмагматических флюидов, в огромных масштабах транспортирующих эти элементы. Для повышения количества радиогенного стронция не меньший эффект может оказать усвоение расплавами существенных количеств морской воды, имеющей стабильно высокое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7093).

Барий. Как и стронций, барий относится к подгруппе щелочно-земельных металлов и обладает сходными химическими свойствами. В отличие от стронция барий является типоморфным элементом кислых пород. В гидротермальном процессе он образует собственный минерал — барит.

Содержание бария в породах КОД заметно возрастает от низко- к высокощелочному ряду и менее закономерно — от основных пород к кислым (см. табл. 2).

Скандий. Известно [13], что трехвалентный скандий представляет собой типичный рассеянный редкий элемент, входящий в структуру моноклинных пироксенов, роговых обманок, биотита и некоторых других минералов.

Все группы четвертичных эффузивов известкового ряда КОД характеризуются стабильно высокими содержаниями скандия (32—42 г/т, см. табл. 2). В щелочно-известковых лавах его концентрации несколько ниже и существенно снижаются от базальтов к дацитам (от 36 до 16 г/т). В породах третьего ряда содержания скандия опускаются до 14 г/т уже в андезитах. Сравнительно резкое снижение концентрации скандия в группах средних и кислых пород с увеличением их щелочности свидетельствует о различном характере фракционирова-



ния элемента в зависимости от «щелочности — известковистости» соответствующих расплавов.

Изучение распределения скандия в мономинеральных пробах показало, что плагиоклазы практически стерильны в отношении этого элемента, в оливинах его количества исчезающе малы. Основным накопителем скандия являются моноклинные пироксены (до 260—370 г/т). Сравнение полученных данных с опубликованными материалами по ИЩ-сериям мира [13, 33] показало близкие величины концентраций и сходный характер их распределения в различных семействах пород. Выявились существенные расхождения этих данных с предыдущими количественными оценками по КОД [18], по которым содержания скандия в 3—4 раза ниже и максимальны для субщелочных пород. По сравнению с абиссальными толеитами вулканиты КОД примерно в 1,5 раза беднее скандием и несколько богаче этим элементом, чем континентальные траппы [23] и щелочные базальты океанов [37].

Цирконий. Четырехвалентный цирконий — достаточно широко встречающийся в природе редкий элемент, среднее содержание которого в земной коре составляет 160—170 г/т. Он образует собственные минералы (оксиды и силикаты), из которых наиболее распространен циркон, а также в значительном количестве рассеивается в других породообразующих минералах [13]. Особую роль в рассеивании элемента играют минералы, содержащие железо и титан (пироксены, амфиболы, магнетит, титановые минералы и др.).

Концентрации циркония в лавах КОД подвержены широким колебаниям (от 15—20 до 300—350 г/т) из-за неравномерного распределения аксессуарного циркона. Вместе с тем общий околоклачковый уровень их средних значений выявляется уверенно. Содержания элемента в породах различной кислотности и щелочности статистически неразличимы. Однако в целом намечается слабая тенденция их увеличения от известкового к субщелочному ряду и от основных пород к кислым (см. табл. 2) за исключением низкощелочных базальтов, выборка которых в значительной мере представлена обогащенными цирконом лавами влк. Атнопури (250—300 г/т).

Концентрации циркония в лавах КОД близки содержанию его в океанических толеитах и траппах континентов [23, 37], тогда как океанические и континентальные щелочные базальтоиды существенно беднее им.

Гафний. Благодаря большому геохимическому сродству гафний всегда сопутствует цир-

конию и пока не отмечено ни одного случая их раздельного нахождения в природе. Поведение гафния в вулканитах КОД аналогично поведению циркония (см. табл. 2).

При изучении континентальных дифференцированных серий установлено резкое возрастание концентраций циркония и гафния в конечных членах этих серий, соответствующих дацитам и риолитам [23]. Согласно исследованиям Л. П. Орловой и др. [26], для КОД характерно очень незначительное увеличение количества этих элементов с возрастанием кремнеземистости лав и стабильное (как и на других островных дугах) отношение Zr/Hf .

Иттрий. В природе иттрий устойчиво трехвалентен. По своей основности этот элемент и близкие ему лантаноиды иттриевой группы примерно соответствуют магнию, тогда как цериевые земли являются более сильными основаниями, примерно соответствующими кальцию [13].

Иттрий в породах КОД (см. табл. 2) имеет околоклачковые концентрации. Характер распределения этого элемента по семействам пород абсолютно аналогичен цирконию, что свидетельствует о тесной геохимической связи и совместном нахождении подавляющего количества этих элементов в аксессуарном цирконе четвертичных лав.

Количество иттрия в основных лавах КОД сравнимо с концентрациями его в толеитах океанического дна, но заметно ниже таковых в базальтоидах повышенной щелочности.

Лантаноиды. Показано [7], что в распределении редкоземельных элементов в лавах КОД имеется продольная и поперечная зональность. Поперечная зональность четко выражается в закономерном увеличении в породах общего количества легких лантаноидов. Продольная зональность проявляется в том, что вдоль КОД с юга на север в вулканитах тыловой зоны как центральной, так и северной частей КОД заметно увеличивается накопление легких лантаноидов, а в андезитах фронтальной зоны самой северной части КОД — суммы РЗЭ.

Ниобий, тантал. Ниобий и тантал геохимически тесно связаны между собой. Большая часть тантала и ниобия имеет геохимическое сродство с титаном, совместно с которым они входят в кристаллические структуры практически всех магнезиально-железистых минералов, изоморфно замещая в них железо и, возможно, магний [13]. Соединения титана, ниобия, тантала так же, как и циркония, гафния, характеризуются большой тугоплавкостью, амфотерными свойствами и способностью хорошо

растворяются в среде повышенной щелочности.

Показано [28], что содержания ниобия и тантала в различных по составу породах КОД крайне низкие (см. табл. 2), они незначительно повышаются с увеличением их щелочности и практически не изменяются с возрастанием кислотности.

В отличие от вулканитов КОД распределение ниобия и тантала в континентальных и океанических породах четко контролируется их составом и, прежде всего, их щелочностью [19, 29].

Уран, торий. Для четвертичных вулканитов КОД установлены [17] низкие абсолютные содержания урана и, главным образом, тория, а также однородное распределение этих элементов. С увеличением кислотности пород имеет место незначительное накопление урана и тория. Подавляющая часть (80—100 %) урана и тория в процессе кристаллизации захватывается стеклом основной массы, доля плагиоклазов в накоплении этих элементов не превышает 2—20 %, оливина и биотита — 1—5 % [17]. В распределении урана и тория проявляется продольная и поперечная радиогеохимическая зональность [18, 30].

ЭЛЕМЕНТЫ ГРУППЫ ЖЕЛЕЗА

Геохимическое поведение определяется близостью химических свойств с железом, а также тесным изоморфным сродством с магнием.

Железо. Общее количество железа колеблется в широких пределах в зависимости от кремнеземистости эффузивов, а общий уровень концентрации его в рассматриваемых породах в значительной мере подчиняется поперечной петрохимической зональности, установленной на основе изменения их общей щелочности (см. табл. 1). Показательно значительное преобладание закисной формы железа над окисной (обычно в 1,5—2 раза), что отражает ограниченный окислительный потенциал магмы в период ее кристаллизации. Существенное уменьшение общей железистости пород при переходе к субщелочному ряду достигается почти полностью за счет закисной формы. Поэтому относительная роль окисного железа в более щелочных породах всегда выше.

Магний. Количество магния сопоставимо для различных групп выделенных рядов и достаточно резко снижается от базальтов к риолитам (см. табл. 1). Обращает на себя внимание некоторая обогащенность магнием базальтов высокощелочного ряда.

На фоне эффузивов «нормальной» магнезиальности среди базальтов и андезитобазальтов всех рядов резко повышенными (до двух раз) содержаниями элемента выделяются довольно

редко встречающиеся обогащенные оливином образцы лав.

Железемагнелиевое отношение относительно стабильно. Однако тенденция его незначительного уменьшения от основных пород к кислым и от субщелочного к щелочно-известковому ряду проявляется вполне отчетливо.

Четвертичные базальты КОД значительно беднее абиссальных толеитов океанов закисным железом и магнием [19].

Титан. Титан — самый легкий из металлов переменной валентности, хотя и относится к группе железа, обладает отчетливыми литофильными свойствами. Как показали эксперименты Дж. Мак-Грегора [39], моделирующие плавление вещества мантии, увеличение давления приводит к обогащению выплавляемой жидкости титаном, что позволяет использовать этот элемент в качестве важного индикатора не только формационной принадлежности изверженных пород, но и глубинности их образования.

Содержание диоксида титана в породах КОД низкое (в среднем 0,6—0,8 %), что резко отличает рассматриваемые породы от их океанических эквивалентов [19] с высокими, превышающими кларковые (в 3—5 раз), содержаниями. Наблюдается постепенное уменьшение количества титана от основных лав к кислым. По-видимому, в процессе кристаллизации расплава элемент в подавляющей своей массе аккумуляруется в составе титаномагнетита, а не моноклинных пироксенов. Существенное увеличение щелочности пород западной части дуги не сопровождается заметным обогащением их титаном, что заметно отличает их от типичных производных щелочных магм.

Ванадий. Для всех пород КОД характерно относительно высокое содержание ванадия — элемента, тяготеющего к габброидам, в отличие от представительных ультрабазитовых элементов — хрома и никеля. Содержание ванадия в базальтах (300—400 г/т) примерно в 2—2,5 раза выше его общеземного кларка, несколько выше такового в щелочных и толеитовых базальтах океанов [19, 37] и сравнимо с концентрациями его в базальтах Исландии и Средне-Атлантического хребта [16]. От основных лав к кислым наблюдается резкое снижение содержания ванадия, особенно в субщелочном ряду (табл. 3).

Как показал спектральный анализ выборочных мономинеральных проб, плагиоклазы практически стерильны в отношении ванадия. Его содержание в оливинах и пироксенах андезитобазальтов и андезитов близко к кларку земной коры (около 150—180 г/т), а в пироксенах базальтов повышено по сравнению с ним в два раза (250—300 г/т). Учитывая общий лейкократовый характер четвертичных

Средние содержания элементов группы железа и рудных элементов в четвертичных лавах Курильских островов, г/т

Элемент	Ряды											
	Низкой щелочности			Средней щелочности				Повышенной и высокой щелочности				
	Группы											
	Б(18)	АБ(17)	А(34)	Д(13)	Б(46)	АБ(57)	А(51)	Д(10)	Б(38)	АБ(21)	А(13)	Mg- Б(5)
Ванадий	297,2	275,3	192,8	188,6	319,1	264,8	201,4	78,8	398,9	232,5	179,2	370
	90,3	80,6	91,2	89,5	71,0	75,3	80,0	41,6	53,3	66,2	58,4	
Хром	34,9	21,7	13,1	4,7	26,5	18,8	21,2	10,5	42,6	41,0	35,4	406
	21,5	23,0	12,1	5,4	28,2	13,6	19,2	6,0	29,3	36,6	22,5	
Никель	20,4	21,2	11,2	7,2	18,8	13,0	13,1	6,6	32,1	23,2	19,1	185
	15,2	21,9	9,4	4,8	12,0	7,4	6,5	3,5	13,1	17,0	9,6	
Кобальт	21,1	18,7	13,0	9,7	25,9	16,4	16,1	7,6	30,4	12,9	7,4	45
	10,8	12,1	5,2	3,1	14,1	8,1	7,5	3,2	10,2	8,5	5,1	
Медь	78,0	46,4	45,2	48,5	147,9	120,8	79,1	39,8	149,5	88,4	74,9	
	54,1	22,0	27,9	24,3	92,0	82,6	38,4	15,6	65,4	26,1	37,1	
Цинк	86	90	—	65	86	80	75	80	106	86	72	98
Молибден	3,2	4,0	—	3,0	1,7	2,0	3,0	2,0	3,3	2,7	2,3	2,3
Серебро	0,05	0,05	—	0,08	0,05	0,07	—	—	0,05	0,05	0,08	0,08
Олово	2,9	1,9	—	1,8	3,4	2,4	1,9	—	3,5	—	1,9	2,5
Вольфрам	0,17	0,15	—	0,21	0,13	0,21	—	—	0,13	0,13	0,10	0,09
Золото	12·10 ⁻⁴	10 ⁻³	—	7·10 ⁻⁴	16·10 ⁻⁴	15·10 ⁻⁴	—	—	12·10 ⁻⁴	13·10 ⁻⁴	12·10 ⁻⁴	6·10 ⁻⁴
Ртуть	2·10 ⁻²	2,3·10 ⁻²	—	10 ⁻²	0,02	0,02	0,01	—	0,030	—	0,015	0,020
Свинец	5,0	4,5	—	6,0	4,1	4,8	6,3	7,3	4,7	5,8	3,6	

Примечание. Данные по Zn, Mg, Ag, Sn, W, Au, Hg, Pb — заимствованы из работы [18]. Mg — Б — магнезиальные базальты.

эффузивов КОД, можно полагать, что главным носителем ванадия является титаномагнетит, в котором его концентрации превышают 2 %.

Хром. Основная форма нахождения хрома в земной коре — кислородные соединения, которые в изверженных породах представлены переменными по составу шпинелидами группы хромита. Последние кристаллизуются в раннемагматическую (высокотемпературную) стадию и нередко оказываются включенными в оливин, обогащая его хромом.

Общее содержание хрома в лавах КОД (см. табл. 3), несмотря на значительные колебания концентраций элемента в породах близкой кислотности даже одного и того же вулкана (до 20—40 г/т), закономерно уменьшается с ростом кремнеземистости пород от 30—40 до 5—10 г/т и возрастает с увеличением их общей щелочности. Достаточно близкие в породах первого и второго рядов концентрации хрома скачкообразно поднимаются почти в два раза в образованиях третьего ряда. Исключением составляют базальты и андезитобазальты средней щелочности, содержания хрома в которых заметно меньше соответствующих семейств низкощелочного ряда. Наиболее высокими (в 10—20 раз выше обычных) концентрациями элемента обладают высокомагнезиальные базальты высокощелочного ряда (см. табл. 3), обогащенные протовыделениями оли-

вина с включениями хромшпинелидов. Сосредоточение основного количества хрома в хромшпинелидах подтверждается несистематическим распределением элемента в оливине (от исчезающе малых количеств до «ураганных» — 1500 г/т и более) и практически полным его отсутствием в ромбическом и моноклинном пироксенах.

Сравнение полученных значений с имеющимися в литературе показывает их близкое сходство с данными Л. Л. Леоновой [18] и существенное отличие (в 2,5—3 раза выше) от усредненных по КОД данных для базальтов и андезитобазальтов [22]. По сравнению с толеитами океанов [18] и базальтоидными формациями континентов [12] основные породы КОД резко (в 4—7 раз) обеднены хромом, что хорошо согласуется с общим литофильным геохимическим профилем островодужных вулканитов.

Марганец. Содержание окиси марганца во всех породах близко к общеземному кларку и от базальтов к риолитам постепенно снижается от 0,18—0,14 до 0,14—0,10 (см. табл. 1).

Никель, кобальт. Эти элементы связаны с железом ближайшим химическим сродством, образуя своеобразную геохимическую триаду. В магматических процессах им свойственна двухвалентная форма нахождения и отчетливая тенденция к накоплению в виде сульфид-

ных фаз. Благодаря неограниченному изоморфизму с магнием никель и кобальт могут также легко входить в кристаллическую решетку железомagneзиевых силикатов (прежде всего оливинов) и шпинелидов преимущественно высокотемпературной раннемагматической стадии кристаллизации.

Обобщенные данные по никелю (см. табл. 3) свидетельствуют о чрезвычайно низком (10—30 г/т) общем уровне его концентраций. Исключение составляют немногочисленные высокомагнезиальные породы (185 г/т). Содержание этого элемента в основных породах в 4—6 раз меньше, чем в толеитовых базальтах океанов [18, 37]. Характерно также существенное (в 2—3 раза) снижение содержаний никеля от основных пород к кислым во всех рядах и заметный их рост (примерно в 1,5 раза) в высокощелочном ряду по отношению к двум другим. Основным концентратором никеля являются оливины, где его содержания достигают 250—650 г/т.

Таким образом, данные по распределению никеля в лавах КОД хорошо согласуются с количественными оценками Л. Л. Леоновой [18], но в среднем в два раза ниже таковых по Е. К. Мархинину и А. М. Сапожниковой [22].

Данные по кобальту (см. табл. 3) также свидетельствуют о низком общем уровне его концентраций, близком к уровню концентраций никеля. Установленные содержания довольно хорошо согласуются с приводимыми Л. Л. Леоновой [18] и примерно в два раза меньше сообщаемых Е. К. Мархиным и А. М. Сапожниковой [22]. По содержанию кобальта породы КОД близки к толеит-щелочно-базальтовым образованиям океанов [24, 37] или же несколько обеднены им [19], но не так резко, как никелем.

Основным накопителем кобальта является оливин, где его содержание достигает 179 г/т. Значительно более низкими концентрациями характеризуются пироксены (ромбические — около 80 г/т, моноклинные — около 40 г/т). Плагноклазы в отношении кобальта стерильны.

РУДНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Медь. По химическим свойствам медь является типичным халькофильным элементом, обладающим высоким средством к сере. Вместе с тем ее атомные и ионные радиусы очень близки к таковым двухвалентных железа, кобальта, никеля, что обуславливает возможность изоморфного вхождения меди в железомagneзиевые минералы. Показано [25], что на эффузивно-эксплозивной стадии извержения влк. Толбачик медь совместно с железом и никелем образует сульфиды (халькопирит), представленные как самостоятельными обособлениями, так

и мельчайшими глобулами во вкрапленниках силикатов. Реже она встречается в самородной форме в виде интерметаллических соединений, а также примеси в хромшкитите.

Содержания меди (см. табл. 3) в общем уменьшаются с увеличением кислотности пород и в целом минимальны в образованиях известкового ряда. Основные вулканы средней щелочности выделяются максимальными содержаниями меди, превышающими в 1,5—2 раза ранее сделанные оценки [18] для базальтоидов главной зоны КОД, и близки к таковым низкощелочного ряда. Базальты низкощелочного ряда близки по содержанию меди к абиссальным толеитам [19], в то время как базальты двух других рядов почти в два раза богаче этим элементом. Особенно обогащены медью последние по сравнению с щелочными оливиновыми базальтами (в 3—5 раз).

В распределении других рудных элементов (см. табл. 3) латеральная зональность не наблюдается.

НЕКОТОРЫЕ РЕГИОНАЛЬНЫЕ И ЛОКАЛЬНЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ

Известно, что многие исследователи давно обращали внимание на почти полное отсутствие среди четвертичных эффузивов о. Парамушир, равно как и среди более древних островодужных образований этого района, крайне кислых пород — дацитов и риолитов, а также несколько пониженную железистость и повышенные глиноземистость и магнезиальность развитых здесь лав. Отличительной особенностью последних, в частности лав хр. Вернадского (о. Парамушир), является резко повышенное содержание калия (в 2—3 раза по сравнению со средним по КОД), а также рубидия и стронция (их содержание отвечает «норме» субщелочного ряда, хотя упоминаемые лавы относятся к более известковым образованиям) при несколько пониженном содержании натрия. Эта аномалия захватывает и самую южную часть Камчатки [11], т. е. имеет большие масштабы (порядка первых сотен километров) и может рассматриваться как региональная. Некоторые исследователи считают ее своеобразным проявлением продольной по отношению к простиранию Курило-Камчатской островной дуги зональности, но скорее всего, по мнению О. Н. Волынца [11], она фиксирует крупную поперечную «шовную» зону между курильским и камчатским звеньями дуги, отличающуюся, по нашим представлениям, особым флюидным режимом с повышенным приносом калия и других крупнокатионных элементов, в частности, рубидия, стронция и т. п. Необходимо иметь в виду, что увеличения количества радиогенного стронция при этом не

происходит, так как время между привнесом рубидия в систему и моментом наблюдения в геологическом смысле близко к нулю.

Повышенной железистостью лав обращает на себя внимание о. Кунашир на юге гряды и особенно влк. Тятя, для которого к тому же характерны несколько повышенные относительно средних содержания титана и пониженные — глинозема, а также несколько повышенные содержания золота по сравнению с приводимыми в работе [6].

Заметно повышенные содержания глинозема и пониженные железа во всех группах пород свойственны вулканам Мильна и Уратман, расположенным в центре гряды на о. Симушир. Локальными повышенными аномалиями по хрому выделяются лавы вулканов Броутона, Хмельницкого, Руруй; по цирконию — лавы влк. Атсонопури; по магнию, никелю и хрому, а также скандию — некоторые базальты влк. Алайд, реже — других вулканов.

В последнее время появляется все больше работ о своеобразии и характере поведения отдельных элементов в лавах тех или иных вулканов в зависимости от местных вариаций их состава, последовательности извержений и т. п. Тем не менее, сегодня можно лишь со всей очевидностью констатировать, что на фоне генеральной поперечной геохимической зональности в пределах КОД существуют региональные и локальные аномалии как по отдельным элементам, так и их группам, что свидетельствует об определенной индивидуальности состава и эволюции магматических расплавов, питающих конкретные вулканические центры.

СРАВНЕНИЯ И ВЫВОДЫ

Проведенные исследования не обнаружили каких-либо существенных аномалий в распределении изученных элементов по сравнению с известными в целом для земной коры [9]. Общий уровень концентраций большинства из них околокларковый. По отношению к кларкам понижены содержания щелочных и щелочно-земельных элементов ниобия, тантала, хрома и никеля, в то время как количества ванадия, скандия, меди — существенно повышены, но в общем совпадают с данными С. Тейлора [33] для андезитов мира в целом.

В распределении породообразующих и рассеянных элементов проследивается отчетливая наследственность от основных пород к кислым, а также поперечная зональность, проявляющаяся на фоне общеформационных геохимических особенностей четвертичных эффузивов КОД, прежде всего их высокой «анортитовости» (так называемая «генеральная зональность»). Наиболее резко с возрастанием общей

щелочности пород увеличиваются содержания крупнокатионных литофилов — калия, рубидия, стронция, бериллия, бария, несколько менее резко — натрия, лития, тория и урана, а также фтора, фосфора и др. [27].

Всем субщелочным образованиям свойственны повышенные концентрации тугоплавких элементов — хрома, никеля, а базальтам этого объединенного ряда — еще и магния, ванадия и кобальта (в более кислых породах их значения быстро снижаются до минимальных). Геохимический состав пород низкощелочного ряда характеризуется повышенными содержаниями извести, закисного железа, скандия и пониженными — меди. Генеральная зональность не проявляется на уровне таких характерных элементов, как алюминий, титан и рудные, а на уровне ниобия и тантала, циркония и иттрия оказывается весьма нечеткой, хотя концентрации последних и имеют явную тенденцию к увеличению в основных и средних породах с ростом их щелочности, от какой тенденции отклоняются известковые базальты. Таким образом, поперечная петрохимическая зональность КОД обретает статус твердо установленного факта. Очевидность этого проявляется при анализе распределения редких земель [5], а также изотопов стронция и неодима [14]. Количество легких земель (цериевых), а также отношение La/Yr (отражающее соотношение между легкими и тяжелыми РЗЭ) при движении от фронта к тылу дуги заметно возрастает (примерно от 2 до 4—12), что говорит об увеличении их привноса в магматическую систему в этом направлении. С другой стороны, количество радиогенного стронция и неодима в этом же направлении заметно уменьшается вследствие уменьшения количества морской воды, ассимилируемой магматическими расплавами.

Общеизвестна резко различная геохимическая роль элементов, названных А. Рингвудом когерентными и некогерентными. Первая группа включает элементы, обычно легко изоморфно входящие в состав главных кристаллизующихся фаз при достижении расплавом температуры солидуса. Элементы второй группы, благодаря их большим ионным радиусам или зарядам, с трудом замещают главные компоненты породообразующих минералов и поэтому склонны концентрироваться в остаточном расплаве по мере кристаллизации магмы или первыми удаляются в расплав при частичном плавлении. По крайней мере, такие элементы при любом равновесном сосуществовании твердой, жидкой и газообразной фаз всегда предпочитают накапливаться в двух последних. Как показали исследования, именно к таким относится подавляющее большинство элементов, характеризующихся тенденцией накопле-

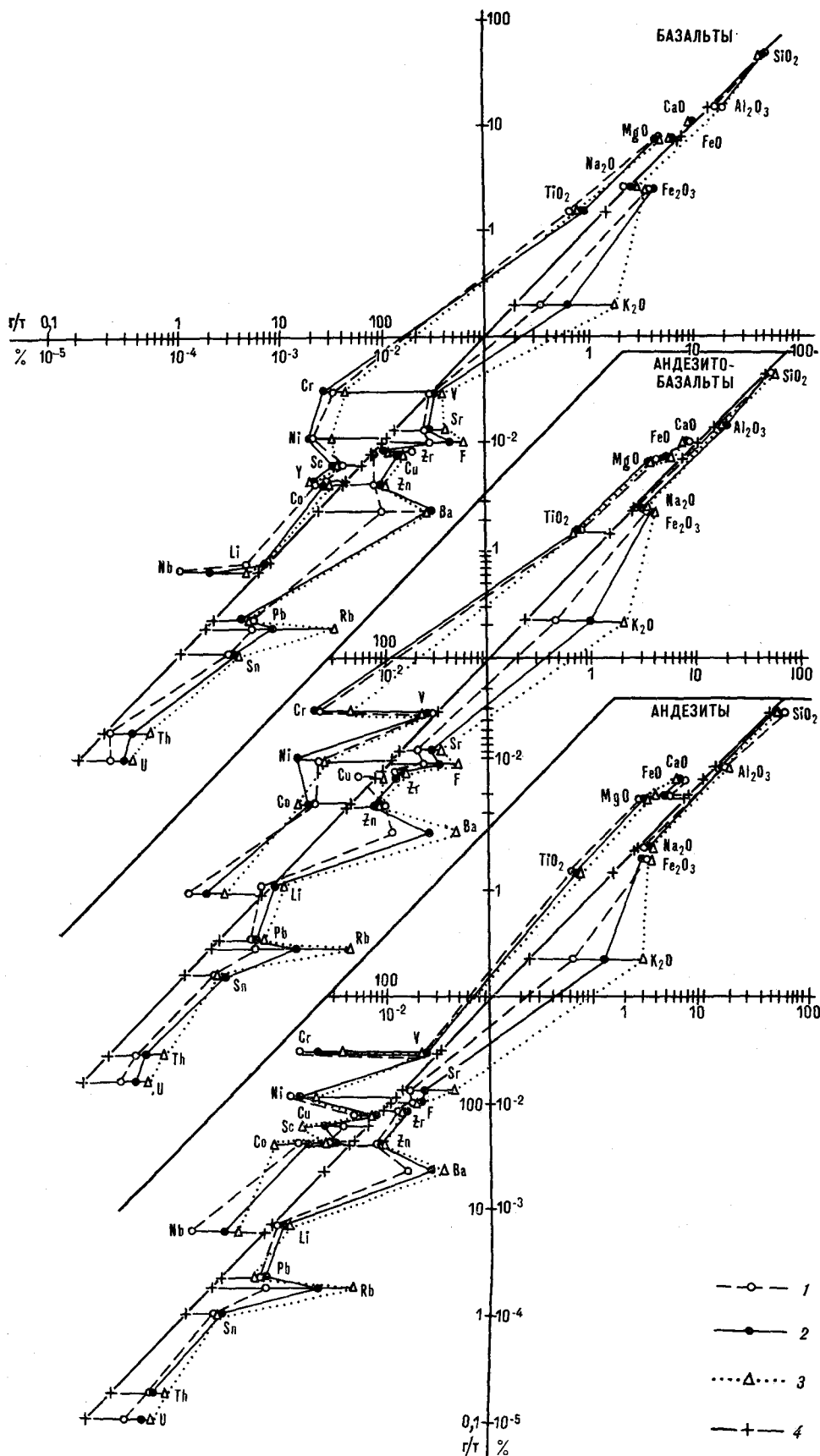


Рис. 4. Сравнение содержания различных элементов в группах базальтов, андезитобазальтов и андезитов Курильской островной дуги и в толетитовых базальтах срединно-океанических хребтов.

Ряды: 1 — низкой щелочности, 2 — средней, 3 — объединенных повышенной и высокой щелочности, 4 — содержания элементов в толетитовых базальтах срединно-океанических хребтов.

ния с увеличением общей щелочности вулканитов при движении от фронта к тылу КОД, т. е. подчиняющихся в своем распределении генеральной петрохимической зональности. В связи с этим напрашивается предположение о связи этих элементов с потоками глубинных (мантийных) трансмагматических флюидов, взаимодействуя с которыми магматические расплавы обогащаются ими [13]. По крайней мере, в отношении стронция и рубидия этот вывод может считаться вполне однозначно доказанным на основании изучения их изотопного состава и характера его пространственных вариаций.

Явное исключение составляют тугоплавкие когерентные элементы: хром, никель, увеличение количества которых в расплаве требует предусмотреть если не привнос, то соответствующее увеличение степени частичного плавления магмопроизводящего субстрата в связи с повышением температуры.

Как справедливо отмечает С. Тейлор [33], «современные извержения известково-щелочных андезитов не известны ни в океаниче-

ских, ни в устойчивых платформенных областях», магматизм которых тесно связан с верхней мантией и может рассматриваться в качестве своеобразных эталонов мантийного. Сравнение состава базальтоидов КОД с классическими базальтами СОХ (MORB) и абиссалий океанов (рис. 4) четко свидетельствует о резком дефиците когерентных элементов (прежде всего группы железа, а также магния), являющихся основой минералов мантии, и столь же резком избытке некогерентных элементов (щелочных и щелочно-земельных литофильных, радиоактивных, легких РЗЭ, а также рудных халькофильных — свинца, цинка, олова), составляющих основу характерных для островных дуг полиметаллических месторождений.

Такая геохимическая специфика известково-щелочных серий (ассоциаций) вулканитов по отношению к заведомо «мантийному стандарту» заставляет сомневаться в их мантийном происхождении, принимаемом большинством современных петрологов. Это становится тем более сомнительным, если мы вспомним об «анортозитовой основе» островодужных лав, которая никак не могла быть порождением сугубо симатического (железомagneзиального) силикатного мантийного субстрата, а может

быть результатом их близкого родства с алюмосиликатным (полевошпатовым) в своей основе веществом земной коры, обогащенным всеми некогерентными элементами. Именно это обстоятельство привело И. Н. Говорова [12] к необходимости включения островодужной серии в сиальмафический класс, объединяющий породы корового происхождения, в отличие от симатического класса, охватывающего эффузивы мантийного происхождения.

К интересным выводам относительно генезиса островодужных вулканитов на основании анализа распределения в них никеля и кобальта пришел Ю. А. Мартынов [21]: низкие отношения Ni/Co (0,6—1,5) в островодужных лавах противоречат возможности образования их в результате парциального плавления ультраосновного мантийного субстрата. Исходное вещество должно было иметь низкие концентрации и отношения Ni/Co. Таким веществом, по его мнению, могут быть габброиды или гранулиты, хотя расчеты согласуются и с моделью равновесного плавления эколгита с составом абиссального толеита, что важно для «субдукционных» гипотез. Опять-таки мы возвращаемся к земной коре как наиболее вероятному магмогенерирующему субстрату [34].

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдурахманов А. И., Федорченко В. И. Закономерности распределения лития, рубидия и стронция в четвертичных лавах Курильских островов // Вулканология и сейсмология.— 1980.— № 6.— С. 11—20.
2. Абдурахманов А. И., Федорченко В. И. Закономерности распределения элементов группы железа в четвертичных лавах Курильских островов // Там же.— № 3.— С. 10—24.
3. Абдурахманов А. И., Федорченко В. И. Закономерности распределения некоторых редких (Sc, Zr, Y) и рудных (Cu, Au) элементов в четвертичных лавах // Там же.— 1984.— № 6.— С. 55—65.
4. Абдурахманов О. И., Федорченко В. И. Геохимическая зональность четвертичных вулканитов Курильской островной дуги и некоторые вопросы их петрологии // Океанический магматизм — эволюция, геологическая корреляция.— М.: Наука, 1986.— С. 169—184.
5. Авдейко Г. П., Антонов А. Ю., Волюнец О. Н. и др. Геохимическая зональность четвертичных лав Курильской островной дуги // Докл. АН СССР.— 1985.— Т. 282, № 4.— С. 958—961.
6. Аношин Г. Н., Кележинская В. В. Распределение золота в кайнозойских вулканических породах Курило-Камчатской провинции в связи с их петрохимическими особенностями // Геохимия.— 1972.— № 8.— С. 910—925.
7. Антонов А. Ю., Волюнец О. Н., Авдейко Г. П. и др. Редкоземельные элементы в четвертичных вулканических образованиях Курильских островов в связи с проблемой генезиса островодужных магм // Геохимия магматических пород современных и древних активных зон.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1987.— С. 36—55.
8. Безруков П. Л., Зенкевич Н. Л., Канаев В. Д., Удильцев Г. В. Подводные горы и вулканы Курильской островной дуги // Молодой вулканизм СССР. Вып. 13.— М.: Изд-во АН СССР, 1958.— С. 71—88.
9. Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры // Там же. Вып. 17.— 1962.— С. 555—571.
10. Виноградов В. И., Григорьев В. С., Покровский Б. Г. Изотопный состав кислорода и стронция в породах Курило-Камчатской островной дуги — ключ к некоторым генетическим построениям // Эволюция системы кора — мантия.— М.: Наука, 1986.— С. 78—103.
11. Волюнец О. Н. Вариации распределения стронция в четвертичных лавах Курило-Камчатской островной дуги // Вулканология и сейсмология.— 1981.— № 2.— С. 25—35.
12. Говоров И. Н. Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов.— М.: Наука, 1980.
13. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 1: Геохимия редких элементов.— М.: Наука, 1964.
14. Журавлев Д. З., Журавлев А. З., Чернышев И. В. Изотопная зональность Курильской островной дуги по результатам изучения отношений изотопов неодима и стронция // Докл. АН СССР.— 1985.— Т. 280, № 2.— С. 486—491.
15. Изотопная геология.— М.: Недра, 1984.
16. Исландия и срединно-океанический хребет: Геохимия.— М.: Наука, 1978.
17. Леонова Л. Л., Удальцова Н. И. Геохимия урана и тория в вулканическом процессе на примере Курило-Камчатской зоны.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1974.
18. Леонова Л. Л. Геохимия четвертичных и современных вулканических пород Курильских островов и Камчатки // Геохимия.— 1979.— № 2.— С. 179—197.

19. *Лутц Б. Г.* Геохимия океанического и континентального вулканизма.— М.: Недра, 1980.
20. *Маракушев А. А., Перчук Л. Л.* Основные направления эволюции магматизма в развитии земной коры // Кора и верхняя мантия Земли (геология, геохимия, геофизика). Вып. 2.— М.: Изд-во МГУ, 1975.— С. 18—34.
21. *Мартьянов Ю. А.* Проблема происхождения базальтоидных серий островных дуг по данным о соотношении никеля и кобальта // Докл. АН СССР.— 1983.— Т. 273, № 5.— С. 1230—1232.
22. *Мархишин Е. К., Сапожникова А. М.* О содержании Ni, Co, Sr, V и Cu в вулканических породах Камчатки и Курильских островов // Геохимия.— 1962.— № 4.— С. 372—376.
23. *Нестеренко Г. В., Альмухамедов А. И.* Геохимия дифференцированных траппов.— М.: Наука, 1973.
24. *Овчинников Л. Н., Бородин Л. С., Ляхович В. В.* Геохимия магматических пород // Геохимия.— 1970.— № 4.— С. 446—459.
25. *Округин В. М.* О рудных минералах продуктов Большого трещинного Толбачинского извержения // Вулканология и сейсмология.— 1979.— № 2.— С. 59—71.
26. *Орлова Л. П., Леонова Л. Л., Цыганский В. Д.* Геохимия циркония и гафния в четвертичных вулканитах Курило-Камчатской островной дуги // Геохимия.— 1979.— № 11.— С. 1644—1651.
27. *Петров Л. Л., Волюнец О. Н., Пампуро В. Д., Пополитов Э. И.* Распределение бериллия и фтора в четвертичных вулканитах Курило-Камчатской островной дуги // Вулканология и сейсмология.— 1982.— № 2.— С. 12—21.
28. *Пополитов Э. И., Леонова Л. Л., Знаменский Е. Б., Цыганский В. Д.* Распределение Nb и Ta в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги // Геохимия.— 1976.— № 1.— С. 29—35.
29. *Пополитов Э. И., Волюнец О. Н.* Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1981.
30. *Пузанков Ю. М., Антонов А. Ю., Марков И. А.* Топогеохимия радиоактивных элементов в четвертичных вулканитах Курильской островной гряды // Вулканизм и связанные с ним процессы. Вып. 2.— Петропавловск-Камчатский, 1985.— С. 223—224.
31. *Ритман А.* Вулканы и их деятельность.— М.: ИЛ, 1964.
32. *Ставров О. Д.* Геохимия лития, рубидия, цезия в магматическом процессе.— М.: Недра, 1978.
33. *Тейлор С.* Геохимия андезитов // Распространенность элементов в земной коре.— М.: Мир, 1972.— С. 16—39.
34. *Федорченко В. И., Родионова Р. И.* Ксенолиты в лавах Курильских островов.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1975.
35. *Хедж К. Е., Горшков Г. С.* Изотопный состав стронция вулканических пород Камчатки // Докл. АН СССР.— 1977.— Т. 233, № 6.— С. 1200—1203.
36. *Шевченко Ю. С.* Физические свойства вулканогенных пород Курило-Камчатской островной дуги // Геология и геофизика.— 1984.— № 2.— С. 98—108.
37. *Engel A. E. J., Engel C. G., Havene R. G.* Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle // Geol. Soc. Amer. Bull.— 1965.— V. 76, N 7.— P. 719—734.
38. *Katsui Y., Ando S., Nishimura S. et al.* Petrochemistry of the Quarternary volcanic rocks of Hokkaido, North Japan // Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., ser. IV.— 1978.— V. 18, N 3.— P. 449—484.
39. *Mac Gregor J.* The system MgO—SiO₂—TiO₂ and its bearing on the distribution of TiO₂ in basalts // Amer. J. Sci.— 1969.— V. 267.— P. 342—363.

Институт вулканологии ДВО АН СССР
Петропавловск-Камчатский

Поступила в редакцию
5 июля 1988 г.

УДК 552.08.53

В. А. Ермаков, Д. М. Печерский

ПРИРОДА ВКЛЮЧЕНИЙ ГАББРОИДОВ ИЗ МОЛОДЫХ ЛАВ
КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

Для ксенолитов габброидов из лав Курильских островов получены петрографические и петрохимические характеристики, выполнен электронно-микрондовый анализ и изучены магнитные свойства. По составу титаномагнетитов и магнитной анизотропии изученные включения не могут быть продуктами магматической кристаллизации из несущей их магмы. На первом этапе формирования габброидов образовались крупнозернистые, в основном немагнитные, разности, часть которых, возможно, является продуктом кристаллизационной дифференциации с нарастающей летучестью кислорода. На втором этапе габброиды переработаны, амфиболлизированы с участием флюида, с привнесом железа и титана в высокоокислительных условиях с

Обломки глубинных горных пород, доставленные на поверхность при вулканических извержениях, являются непосредственным источником информации о глубинном веществе земной коры и верхов мантии, его составе и свойствах, в том числе и магнитных. С одной стороны, последние дают информацию об окислительно-восстановительных и термальных условиях в литосфере на уровнях захвата ксенолитов, с другой — эта информация необходима для грамотной геологической интерпретации магнитных аномалий, особенно региональных, связанных с глубинными источниками, не поддающимися непосредственному наблюдению. Подобные исследования до сих пор касались практически только ксенолитов из континентальной литосферы [8, 17, 37] или рифтовых зон океанской и близкой ей литосферы [14, 15, 17] и лишь отчасти — сложных сооружений, близких к вулканическим дугам, например, Малого Кавказа, Камчатки [8, 10, 17, 33].

Данная работа посвящена изучению ксенолитов, представляющих земную кору под тектонической структурой иного типа — Курильской островной дугой. Здесь нами изучены включения пород габбро-алливалитовой ассоциации и амфиболитов. Последние довольно редки для Больших Курил, хотя широко представлены в миоценовых (?) вулканитах о. Парамушир. Габбро-алливалиты встречаются на всех островах Большой Курильской гряды, но особенно много их на Симушире (кальдера-

образованием вторичного титаномагнетита ($x = 0,12 \div 0,29$). Судя по отсутствию региональных магнитных аномалий, под Большими Курилами преобладают немагнитные породы. По отношению TiO_2/FeO в породах и титаномагнетитах островодужные глубинные породы (габброиды) и вулканиты отличаются от типично рифтовых. Выделяются два глобальных устойчивых предельных $T - fO_2$ уровня: нижний — очаги базальтовой магмы рифтовых зон на глубине 50—60 км и верхний — высокоокислительные условия преобразования габброидов (5—25 км). Островодужные породы находятся между этими уровнями.

вулкан Заварицкого) и Кунашире (кальдера-вулкан Головкина). Отдельные образцы габбро собраны на о. Шумшу (6492 в табл. 1) в плюиоценовых базальтах, на Симушире в вулканитах Горящей Сопки (6745) и на Шикотане, в дайках зеленовского комплекса (6781). По химическому составу включения варьируют от ультраосновных пород до типичных габбро. Такие же включения обнаружены на Камчатке, так что можно сказать, что указанная ассоциация габбро-алливалитов типична для фронтальной части вулканической дуги на всем ее протяжении.

Амфиболсодержащие породы на Парамушире были отмечены К. Ф. Сергеевым и охарактеризованы В. И. Федорченко и Р. И. Родионовой [32]. Эти авторы описали здесь также амфиболиты, биотит-пироксен-плаггиоклазовые и плаггиоклаз-гиперстеновые сланцы в ассоциации с габбро-алливалитами на влк. Татарипова. Биотит-пироксен-плаггиоклазовые сланцы обнаружены нами в этом районе также в лавах плато. Таким образом, на Парамушире среди включений длительное время, с миоцена и поныне, сосуществуют габбро-алливалиты и их амфиболсодержащие химические аналоги. Подобный парагенезис пород ранее был отмечен на Камчатке, в особенности на Авачинском вулкане, а также на палеовулканах Успенский (плюиоцен) и горы Острая (поздний мел) [5, 11, 12]. Амфиболсодержащие включения обнаружены на Шикотане в поро-

Некоторые петромагнитные и петрохимические характеристики включений габбро в лавах Курильских островов

Номер образ-ца	Порода	κ	Q _П	A _x	I _s	I _{rs} /I _s	H _{CR}	H _{MS}	H _{MT}	T _c		I _{ST} /I _S	C _Ф	SiO ₂	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	ω
										измерен-ная	расчи-танная							
Парамушир																		
6460в	Амфиболит, свет- лый	12,7	6,5	1,09	1,72	0,02	—	58	83	500	495	0,86	2,2	43,6	0,6	5,3	4,76	883
6460в	Амфиболит, тем- ный	30,1	—	1,16	4,04	0,017	—	—	—	510	—	0,85	5,2	—	—	—	—	—
6460г	Амфиболит	37,8	2,3	1,14	4,10	0,019	98	32	—	—	—	—	5,2	43,26	0,54	4,86	4,89	762
6460е	То же	50,1	2,0	1,33	5,20	0,015	—	—	—	455	490	0,80	7,6	40,04	1,02	7,89	6,24	688
6492	Габбро-алливалит перекристалли- зованный	28,1	3,9	1,04	5,3	0,023	—	60	157	400	410	1,03	9,0	46,82	1,0	6,35	7,61	845
Симушир																		
6623а	Габбро по аллива- литу	67,0	0,5	1,10	6,0	0,013	—	20	18	450	—	0,96	8,9	42,1	1,26	8,31	7,14	864
6623б	Габбро-алливалит перекристалли- зованный	46,6	0,3	1,05	5,0	0,01	83	26	22	585	455	0,91	5,4	40,6	0,78	6,25	7,34	678
6682	Габбро-алливалит	26,1	4,0	1,04	3,7	0,031	—	—	—	520	—	0,92	4,6	—	—	—	—	—
6723б	Верлит	1,9	8,6	1,0	0,41	0,127	417	—	—	530	—	0,87	0,5	45,04	0,29	2,03	8,8	1177
6723е	Лейкогаббро	21,0	3,2	1,01	2,5	0,082	—	—	—	—	—	—	2,9	53,1	1,04	6,15	3,98	380
6723е	Габбро	20,6	4,2	1,01	4,2	0,077	—	—	—	550	—	0,9	4,9	—	—	—	—	—
6730а	Лейкогаббро	9,9	5,3	1,03	2,4	0,089	—	45	40	525	—	0,94	2,9	57,52	1,02	6,95	2,84	404
6730г	Габбро-диорит	22,2	1,8	1,05	3,5	0,027	—	55	50	535	520	0,98	4,2	—	—	—	—	—
6730г	Прожилок аплита	15,7	0,7	1,02	3,0	0,016	—	58	40	550	500	1,0	3,5	70,5	0,46	3,02	2,96	90
6730е	Габбро-гранулит	49,2	0,4	1,14	8,1	0,023	—	40	43	560	510, 580	0,99	9,1	43,88	0,98	5,82	5,87	484
6730а	Пироксеновый габбро	22,0	2,7	1,04	1,82	0,019	—	—	—	385	395	1,2	3,0	47,24	0,64	4,87	5,0	559
6730п	Габбро	1,6	8,0	1,00	0,20	0,10	—	—	—	450	—	1,1	0,3	—	—	—	—	—
6730р	Пироксеновый габбро	18,7	2,7	1,05	3,6	0,064	—	—	—	—	450, 580	—	4,0	47,44	0,69	4,47	5,73	515
6737б	Габбро-диорит	18,5	2,4	1,06	4,0	0,071	—	—	—	565	485, 570	0,88	4,5	51,74	0,96	3,86	5,18	574
6745а	Кристаллический сланец	3,3	6,2	1,02	0,7	0,121	402	130	350	540	—	0,94	0,8	50,68	0,79	5,42	4,19	867
6745л	Габбро-диорит	19,8	0,9	1,01	2,84	0,026	—	—	—	470	—	0,95	4,0	53,34	0,78	3,47	4,54	315
Кунашир																		
6631а	Плагиодиорит	13,1	2,9	1,05	2,25	0,013	—	20	18	560	—	0,96	2,5	—	—	—	—	—
6636	Алливалит пере- кристаллизо- ванный	65,9	1,0	1,04	5,6	0,029	113	—	—	—	427	—	6,3	45,52	0,66	5,7	6,6	782
6636а	Габбро-алливалит переплавленный	29,7	4,8	1,06	4,8	0,064	—	—	—	525	440	0,91	5,9	42,24	0,76	7,94	6,23	697
6636а	Вмещающая лава	5,2	5,4	1,04	1,1	0,154	506	—	—	525	—	0,82	1,3	—	—	—	—	—
6636б	Алливалит пере- кристаллизо- ванный	51,0	2,8	1,06	8,4	0,023	—	—	—	515	—	0,83	10,6	—	—	—	—	—
6636в	Габбро-гранулит по алливалиту	79,6	2,6	1,02	7,6	0,037	—	—	—	—	470	—	8,5	41,32	1,34	10,59	7,67	817
6636г	Габбро-гранулит	23,5	3,7	1,1	5,4	0,154	—	290	140?	560	—	0,88	6,1	—	—	—	—	—
6636д	Габбро-гранулит по алливалиту	42,5	4,6	1,04	10,2	0,095	—	165	70	550	430	0,88	11,8	41,68	1,0	9,08	7,63	736
Шикотан																		
6781а	Габбро	16,1	6,2	1,01	3,41	0,046	—	—	—	560	—	0,97	3,8	48,41	0,9	5,3	5,27	539

Примечание. κ — удельная магнитная восприимчивость, ед. СГС/г·10⁻⁴; Q_П — отношение Кенигсбергера (отношение естественной остаточной намагниченности к 0,5%); A_x — анизотропия магнитной восприимчивости (отношение максимального значения κ к минимальному, измеренным по трем ортогональным осям кубика); I_s — удельная намагниченность насыщения, А·м²/кг; I_{rs} — остаточная намагниченность насыщения; H_{CR} — остаточная коэрцитивная сила, Э; H_{MS} и H_{MT} — соответственно, медяное разрушающее магнитное поле остаточной намагниченности насыщения и термоостаточной намагниченности, созданной в лаборатории, Э; T_c — точка Кюри, °С. измеренная — при термомангнитном анализе I_s, рассчитанная — по составу зерен титаномагнетита, измеренным микровзондом; I_{ST} — намагниченность насыщения образца, измеренная после его нагрева до 600 °С и охлаждения до 20 °С; C_Ф — содержание ферромагнитных минералов в породе, определенное по I_s и T_c; ω = MgO/(CaO + Na₂O + K₂O).

дах зеленовского комплекса [32] и на некоторых подводных горах западной части Курильской дуги.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВКЛЮЧЕНИЙ

Главными минералами габбро-алливалитов являются плагиоклаз (анортит, реже битовнит), оливин и клинопироксен. К алливалитам относятся породы, состоящие из анортита и оливина с 6—8 % пироксена и аксессуарных минералов. От троктолитов эти породы отличаются более высоким содержанием анортита в плагиоклазе. Собственно алливалитов среди включений мало. Главная же их масса при высокой основности плагиоклаза содержит заметное количество клинопироксена (до 30—40 %), оливин иногда отсутствует. Эти породы мы называем габбро-алливалитами. Имея в виду общность минеральных парагенезисов алливалитов и габбро-алливалитов, объединяющий их признак высокой основности плагиоклаза, те и другие породы мы рассматриваем как единую габбро-алливалитовую ассоциацию включений. Петрографический состав алливалитов подробно рассмотрен О. Н. Волынцом и др. [6]. Оливин обычно близок к хризолиту с железистостью 18—28 %. Клинопироксен — главным образом авгит. Часто встречается ортопироксен, обычно в породах, бедных оливином или не содержащих его. Состав плагиоклаза, оливина, клинопироксена не зависит от структуры включения.

Зональность в анортитах обычно отсутствует или наблюдается в отдельных случаях и при этом состав зон варьирует очень мало, зато характерно двойникование, часто явно связанное с деформацией. Законы двойникования — альбитовый, периклиновый, карлсбадский — более типичны для метаморфических, нежели для магматических пород. Упорядоченность минерала колеблется в широком диапазоне, от низко- до высокотемпературной. Количественные отношения минералов заметно варьируют, обуславливая появление пород от анортозитов до обычных габбро, изредка встречаются полосчатые разности габбро-алливалитов с полосоми верлита. Важно подчеркнуть, что в обогащенных темноцветными минералами породах мало титаномагнетита. Отмечены, однако, находки габбро-алливалитов или кристаллических сланцев, богатых титаномагнетитом и ильменитом. В этих породах появляется также и амфибол. Встречаются шпинели, включенные в плагиоклаз. Их состав широко варьирует (Al_2O_3 от 16 до 51 %, Cr_2O_3 от 6,7 до 16,6 %) и сходен со шпинелями аналогичных пород расслоенных интрузий [2]. В другой ра-

боте [4] показано сходство шпинелей, включенных в оливин алливалитов, и шпинелей ультрабазитов, что дает основание для предположения метасоматического происхождения алливалитов. В оливине алливалитов обнаружены также микровключения амфибола (чермакита), граната и стекла [4]. Гранат близок по составу к гранату пород гранулитовой фации метаморфизма, в частности, к гранатам из диэтиновых эклогитов и гроспидитов. Наличие амфибола указывает на водный характер флюида. С другой стороны, известны результаты анализа газов из различных темноцветных минералов алливалитов, говорящие о существенно восстановительном характере флюида при их кристаллизации [6]. Ниже мы попытаемся объяснить это противоречие.

Для всех пород габбро-алливалитовой ассоциации характерна перекристаллизация, иногда явно связанная с деформированием пород. Если первичные алливалиты имеют крупнозернистую до пегматоидную структуру интрузивных пород, то перекристаллизация приводит к формированию порфириовидных бластовых структур, уменьшается зернистость пород и появляется линейная ориентированность. В деформированных породах крупные выделения анортита и оливина испытывают двойникование, дезинтегрируются, в оливине появляются спайность и аномальное угасание, содержание оливина и анортита убывает, последний обогащается альбитовой составляющей. Деформированные габбро-алливалиты типичны для включений влк. Головинна (о. Кунашир). Вероятно, что перекристаллизация идет при высоких температурах, близких к солидусу, и при активном участии флюида. В некоторых случаях при деформации плагиоклаза происходит кристаллизация тугоплавких минералов — оливина, пироксена совместно с титаномагнетитом — из флюида в стенках кристалла-хозяина, а также образуются пленки стекла с теми же минералами в трещинках кристаллов. По-видимому, в некоторых случаях происходит локальное плавление. В прожилках стекла на этой стадии пленочного плавления обычны крупные ксеноморфные кристаллы титаномагнетита. Пылеватые выделения титаномагнетита образуются в деформированных кристаллах плагиоклаза, располагаясь иногда по зонам роста кристалла или по дефектным трещинам. При распаде и перекристаллизации оливина образуются псевдоморфозы клинопироксена и титаномагнетита, иногда эффектные симплектитовые сростки этих минералов. Отмечено параллельное возрастание содержаний титаномагнетита и клинопироксена. В некоторых случаях наблюдается опацизация оливина. Петрографические наблюдения показывают, таким образом, наложенный характер

кристаллизации главной массы титаномагнетита, связанной, по всей вероятности, с этапом перекристаллизации габбро-алливалитов. Выше было отмечено, что среди первичных минералов алливалитов и верлитов мы действительно не видим титаномагнетита (см. также табл. 1).

В амфиболсодержащих включениях, амфиболовых габбро, амфиболитах и горнблендитах также присутствует анортит или реликты его, что подробно проанализировано на Камчатке [5, 11]. Амфибол относится к ряду паргасит — феррогастингсит с высоким содержанием глинозема. В амфиболитах, содержащих битовнит-анортит, амфибол явно наложившийся, имеет часто пойкилитовую структуру с включениями реликтовых выделений оливина и пироксена. Описан ряд образцов алливалитов, в которых амфиболитизация лишь начинается (на вулканах Ильинский, Кихпимыч, Ксудач) [5, 6]. Амфибол выполняет интерстиции между главными минералами алливалитов, содержит включения оливина, пироксена, плагиоклаза. С амфиболом всегда связан титаномагнетит, местами наблюдается возрастание содержания титаномагнетита в породе по мере роста ее амфиболитизации. Содержание титаномагнетита в горнблендитах достигает 8—10 %.

В настоящее время шире других распространено мнение об автолитном или гомеогенном происхождении включений габбро-алливалитовой ассоциации. О. Н. Волынец и др. [6] полагают, что они образованы при кристаллизации базальтовой магмы на стенках вулканических каналов (жерл) в неравновесных условиях, близких к условиям закалки. Условия закалки постулируются потому, что лишь при этом из высокоглиноземистого базальта может выделиться неравновесный с расплавом анортит. Эксперименты [3] не подтверждают образования ассоциации оливина с анортитом в равновесных условиях из расплава, тождественного вмещающим габбро-алливалиты вулканитам, будь то высокоглиноземистый базальт или андезитобазальт. В этих расплавах на ликвидусе выделяется плагиоклаз, к которому затем добавляется пироксен; оливин появляется в высокоглиноземистом базальте лишь при более низких температурах. Геолого-петрологические данные свидетельствуют о стабильном составе всей ассоциации габбро-алливалитов, несмотря на то, что состав включающих их пород широко варьирует от базальтов до дацитов. Более того, сами вмещающие вулканиты часто содержат выдержанный по составу плагиоклаз (анортит), идентичный плагиоклазу включений. Очевидно, что условия закалки характеризуются бедностью летучими и вряд ли приемлемы для формирования пегматоидных, каркасных структур алливалитов.

Включения габбро-алливалитов, обладая признаками равновесия кристаллизации, сами тем не менее неравновесны по отношению к вмещающим расплавам. Об этом свидетельствуют многочисленные примеры их плавления, идущего параллельно с изменением свойств слагающих минералов. Фиксируются все стадии плавления: флюидного, пленочного, массового; в результате последнего включения дезинтегрируются, становятся близкими по текстуре к вмещающим базальтам. Составы стекол, образованных при плавлении, практически идентичны составу вмещающих базальтов. По сути дела можно говорить об образовании магмы вмещающего базальта при плавлении габбро-алливалитов. Существенным указанием на ксеногенную природу габбро-алливалитов являются находки включений амфиболитов, идентичных или близких к ним по химизму и составу плагиоклаза, отмечены образцы с последовательным проявлением амфиболитизации [6, 11, 12]. Метаморфическая природа амфиболитов позволяет априори считать и габбро-алливалиты ксеногенными по отношению к вмещающей их лаве (магме). Изложенное позволяет присоединиться к ранее высказанному мнению о ксеногенной природе всей ассоциации габбро-алливалитов [10, 16, 28].

Мы выделяем два этапа формирования габбро-алливалитов. В первый этап формируются крупнозернистые, пегматоидные алливалиты. Происхождение их неясно. Однако, можно предположить, что они формируются при существенно восстановительных условиях и на глубинах гранулитовой фации метаморфизма (менее 30 км). Об этом свидетельствуют данные по составу аксессуарных минералов, а также экспериментальные оценки устойчивости парагенезиса оливин+анортит в тождественных по химизму породах [30]. Маловероятно, что алливалиты даже на этом этапе были продуктами протокристаллизации вмещающих их базальтов или андезитобазальтов. В некоторых случаях, когда габбро-алливалиты имеют рыхлые крупнозернистые, пегматоидные структуры, возможно их образование при собирательной перекристаллизации аналогичных габбро-алливалитов метаморфического происхождения в условиях субсолидуса и аномально высокого насыщения расплава летучими. Подобный процесс в конкретных образцах включений наблюдался нами в амфиболитах Авачинского вулкана, когда слоистый амфиболит в стадию пленочного плавления преобразуется в пегматоидное амфиболовое габбро [11]. Однако и в этом случае очевидна первично ксеногенная природа габбро-алливалитов.

Второй этап связан с перекристаллизацией габбро-алливалитов. Судя по высоким отношениям $Fe_2O_3/(FeO + Fe_2O_3)$ (см. ниже и табл. 1),

во время перекристаллизации резко возрастает летучесть кислорода по сравнению с первым этапом. Вероятно, что с этим процессом было связано и образование амфибола в микровключениях, что разрешает указанное выше противоречие. Данные о широких колебаниях содержания титаномагнетита во включениях (см. табл. 1) показывают, что в процессе перекристаллизации количество поступающего железа заметно менялось от места к месту. При около-солидусной перекристаллизации и локальном плавлении габбро-алливалитов кроме миграции железа происходит также флюидный перенос кремнекислоты, щелочей, титана [34]. Вероятно, что тот же процесс в случае высокого парциального давления воды во флюиде приводит к образованию амфиболитов.

В некоторых габбро-алливалитах наблюдается реакция оливина с анортитом с образованием фассаита и шпинели [36]. Для сухих условий в закрытой системе эта реакция протекает при $P \geq 7$ кбар и $T \approx 900^\circ\text{C}$ [35]. Условия замены парагенезиса анортит + оливин на плагиоклаз + пироксен по данным [30] соответствуют давлениям 9—12 кбар, т. е. в условиях Курильских островов — низам земной коры и верхам мантии. Однако большим глубинам противоречит очень высокое отношение $\text{Fe}_2\text{O}_3 / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ у перекристаллизованных габбро-алливалитов (более 0,5, см. табл. 1).

Таким образом, включения пород габбро-алливалитовой ассоциации являются, по-видимому, отторженцами базальтового слоя земной коры. Возникает, однако, вопрос о первичной природе этих пород. Выше отмечено, что А. Ф. Бехтольд и др. [4] предполагают возможность образования габбро-алливалитов по ультраосновным породам, возможно, слагающим верхнюю мантию. М. К. Суханов и О. А. Богатиков [31] отметили сходство габбро-алливалитов и лунных анортозитов. Это сходство может указывать на древнюю природу габбро-алливалитов, возможно соответствующих «лунной стадии» в становлении земной коры. А. С. Павленко [21] предполагал образование габбро-алливалитов за счет метасоматической дифференциации океанских толеитов (базальтового слоя). При этом происходит сброс кремнекислоты, железа, натрия, которые фиксируются в кремнистых породах и силицитах. Однако обсуждение этой проблемы выходит за рамки данного исследования.

СОСТАВ И ДРУГИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГНИТНЫХ МИНЕРАЛОВ

С помощью электронного микронзонда «Самевах» (обсерватория «Борок» Института физики Земли АН СССР) нами изучен состав титано-

магнетитов и некоторых других рудных минералов во включениях (табл. 2). Содержание TiO_2 в титаномагнетите широко варьирует, но не превышает 9—10%. По отношению $\text{TiO}_2 / \text{FeO}^*$ в титаномагнетитах определена атомная доля титана x ($\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$). По величине x и содержанию магния и алюминия выделяются 4 группы включений:

1) габбро-алливалиты с $x = 0,12—0,29$, $x_{\text{cp}} = 0,23$; среднее содержание примесей относительно высокое: $\text{Al}_2\text{O}_3 = 4,2\%$, $\text{MgO} = 3,8\%$; зерна титаномагнетита однородные, часто округлые, признаки распада не видны при увеличении более $\times 20\,000$. По составу этой группе подобны титаномагнетиты алливалитов Камчатки [6, 8, 9];

2) пироксеновые габбро с $x = 0,12—0,29$, $x_{\text{cp}} = 0,23$; содержание примесей низкое: $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,8\%$, $\text{MgO} = 1,8\%$, часто встречается тонкий распад (ширина ламелл ильменита не более 0,5 мкм, см. рисунок);

3) лейкократовые габбро, габбро-диориты с $x_{\text{cp}} = 0,16$; $\text{MgO} = 1,4\%$, часто зерна титаномагнетита распавшиеся, разъедены сфеном, есть рутил;

4) амфиболовые габбро и амфиболиты с $x_{\text{cp}} = 0,14$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 7,1\%$; $\text{MgO} = 3,9\%$; зерна титаномагнетита однородные, свежие.

Выделенные группы говорят о некоторых вариациях состава и условий образования как исходных пород, так и их переработки. При этом на примере высокой однородности составов титаномагнетитов в группе габбро-алливалитов можно говорить о высокой однородности условий формирования и перекристаллизации этих пород вдоль всей Курило-Камчатской дуги.

Забегая вперед, отметим, что сходство измеренных при термомагнитном анализе точек Кюри с рассчитанными на основании состава зерен титаномагнетита (см. табл. 1, 2) подтверждает преобладающую гомогенность зерен во включениях 1 и 4 групп. Однако и в этих группах нередко распавшиеся титаномагнетиты (измеренные и расчетные точки Кюри заметно различаются, см. табл. 1). Так как структуры этого распада часто не видны на электронном микроскопе при увеличении не менее $\times 20\,000$, то можно говорить, что размер ламелл такого распада меньше 0,05 мкм. Изредка встречаются примеры более крупного распада (см. рисунок), где состав матрицы близок магнетиту (см. табл. 1, 2). Кроме магнетита — продукта распада титаномагнетита — нередко присутствуют обособленные зерна заведомо вторичного магнетита. Такой магнетит характерен для пироксеновых габбро, габбро-диоритов (2 и 3 группы).

К сожалению, зерна ильменита в изученных породах редки и, соответственно, еще реже

Данные электронного микронзондирования рудных зерен

Номер образца	n	Размер, мкм	TiO ₂	FeO*	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	x	Примечание
6460г	3	50—450	4,1	78,5	4,1	7,6	0,4	0,137	Зерна ТМ округлые, однородные
6460е	2	250—850	4,7	84,5	3,7	6,6	0,2	0,145	ТМ однородные
6492	4	45—350	7,8	73,5	2,8	2,8	0,4	0,262	То же
6623б	3	90—600	6,5	83,8	4,7	5,6	0,3	0,198	», подплавленные
6636	4	50—500	8,3	86,9	3,6	3,5	—	0,240	Однородные, округлые
6636а	8	40—200	6,9	79,2	3,6	4,3	—	0,220	То же, идиоморфные
6636б	3	120—750	6,1	85,8	—	4,5	—	0,177	ТМ однородные
	1	15	<0,1	2,1	—	47,8	—	—	Шп
6636д	5	80—360	8,4	90,2	4,5	4,4	—	0,235	ТМ однородные
6730г	3	50—500	2,8	74,2	1,8	<0,1	—	0,100	ТМ
	2		34,0	42,2	1,9	—	—	0,845	Ил, крупные каймы и ламелли
	2	7—90	4,6	87,8	1,9	1,0	—	0,132	ТМ в прожилке аплита
6730е	1	60	3,7	83,2	—	0,8	—	0,115	ТМ распавшийся, ламелли
	1	900	1,8	—	—	—	—	—	Ил ≤ 0,5 мкм
			1,8	92,8	—	2,4	—	0,055	Агрегат
			46,2	49,0	—	0,1	—	0,915	ТМ
	3	3—95	0,5	95,0	—	<0,1	—	0,00	Ил
6730з	1	450	9,1	76,9	2,1	0,1	<0,1	0,288	Мт вторичные ксеноморфные
6730р	4	40—130	0,2	92,3	2,5	0,5	2,0	0,005	Единичные зерна, однородная часть; частично разведено силикатами, Cr ₂ O ₃ < 0,1 %
	3	200—500	8,2	85,8	1,7	0,8	0,2	0,239	Мт вторичный, таких много
	1	220	9,5	81,2	1,7	1,2	0,3	0,285	Тм распад, тонкие ламелли
			9,7	78,4	1,4	0,8	0,3	0,295	ИЛ ≤ 0,5 мкм
			37,8	52,5	1,7	0,8	—	0,798	ТМ центр (см. рисунок)
6737б	3	100—300	5,2	87,1	1,4	—	—	0,155	ТМ край (см. рисунок)
			18—61	5—9	0,0—1,4	—	≈12	—	ТМ край (см. рисунок)
	3	10—100	0,1	89,0	1,4	—	1,5	0,00	Ил в ТМ (см. рисунок)
Среднее	28	—	7,15	78,7	4,2	3,9	0,7	0,225	ТМ разъеден Сф, рутилом, тонкий распад (Ил 0,1—0,5)
									Мт вторичный, много
									Курило-камчатские включения, данные [6]

Примечание. n — число измеренных зерен; FeO* — суммарное содержание железа в зерне в форме окиси; x — атомная доля титана в титаномагнетите и ильмените, вычисленная по измеренному отношению TiO₂/FeO; ТМ — титаномагнетит; Ил — ильменит; Шп — шпинель; Сф — сфен; Мт — магнетит.

встречаются сростки зерен титаномагнетита и ильменита. Достаточно уверенно удалось определить составы таких сростков в двух образцах (см. табл. 1, рисунок). По геотермометру Линдсли [38] в первом случае (6730е) температура совместной кристаллизации титаномагнетита и ильменита составила 650 °С, летучесть кислорода ~10⁻¹⁷ атм, во втором случае (6730р) — 930 °С и 10⁻¹⁰ атм, соответственно. В образце 6730г некоторые зерна титаномагнетита окружены каймами ильменита, температура образования кайм 740 °С, летучесть кислорода 10⁻¹⁴ атм. Во всех трех случаях совместная кристаллизация происходила при температуре ниже базальтового солидуса, т. е. не в магматических условиях, при окислительных условиях выше линии равновесия базальтовой системы, обычно близкой буферу Ni — NiO.

По среднему содержанию титана $x_{ср}$ титаномагнетиты изученных включений Курило-Кам-

чатской дуги заметно отличаются от титаномагнетитов, вмещающих включения вулканитов. Последние более титанистые, их $x_{ср} = 0,36—0,5$ [6, 13, 23]. Это различие свидетельствует в пользу того, что режим перекристаллизации габбро-алливалитов и кристаллизации или перекристаллизации при этом титаномагнетита не связан с попаданием ксенолитов в вынесшую их магму. С другой стороны, $x_{ср}$ титаномагнетитов в изученных ксенолитах очень близок к преобладающим его значениям у ксенолитов габбро, гранулитов и т. п. — представителей как континентальной, так и океанской литосферы [8, 10, 14, 17, 18, 37]. Более того, практически аналогичен состав титаномагнетитов палеоокеанских габбро слоя 3 (офиолиты) заведомо метасоматического происхождения [25, 27]. Однако, в отличие от курильских, в ксенолитах габброидов, представляющих низы океанской или палеоокеанской земной коры



Сросток титаномагнетита и ильменита (темно-серый).

(слой 3), в первично немагнитных породах повсеместно встречаются единичные зерна первичных титаномагнетитов с типичным для океанских базальтов и офиолитов слоя 2 $x = 0,6-0,65$ [14, 15, 25, 27], которые в ряде случаев сохраняются и в метасоматически переработанных, перекристаллизованных разностях [14, 25, 27]. Зерна такого состава в курило-камчатских включениях ни разу не отмечены. Отсюда можно предположить, что в глубинных породах под Курило-Камчатской дугой такие титаномагнетиты отсутствуют. Более вероятно, что первичные титаномагнетиты в исходных глубинных породах (т. е. до перекристаллизации и амфиболитизации их) под дугой либо не было, либо их состав близок составу титаномагнетитов, образованных на втором этапе переработки пород.

МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ВКЛЮЧЕНИЙ

Измерен набор стандартных петромагнитных характеристик (см. табл. 1), позволяющий судить о составе (точка Кюри, T_c), концентрации (намагниченность насыщения, I_s и магнитная восприимчивость, χ) магнитных минералов и о некоторых структурных особенностях, как, например, размер зерен, их распад и т.п. (I_{rs}/I_s , остаточная коэрцитивная сила H_{CR} , медианное разрушающее поле H_M). По известной зависимости T_c и I_s от состава (x) титаномагнетита [15] определена концентрация магнитных минералов в породах: $C_\Phi = I_s/I_{TM} \cdot 100\%$, где I_s — измеренная удельная намагниченность насыщения образца, I_{TM} — удельная намагничен-

ность насыщения титаномагнетита, соответствующая измеренной T_c [19]. Концентрация магнитных минералов C_Φ варьирует от 0,3 до 12% (см. табл. 1).

По данным микронзондирования, магнитные минералы в изученных включениях представлены низкотитанистым титаномагнетитом с варьирующим количеством примесей магния и алюминия. Часто этим составам соответствуют измеренные T_c , что говорит о гомогенности зерен титаномагнетита. В таких образцах присутствуют крупные зерна, имеющие $I_{rs}/I_s < 0,4$, $H_{CR} \leq 100$ Э, $H_M < 100$ Э, причем $H_{MS} > H_{MT}$, что по тесту Лоури — Фуллера отвечает многодоменному состоянию зерен. В образцах, содержащих гомогенный титаномагнетит, точки Кюри варьируют от 385 до 520 °С, преобладают значения, близкие к 450 °С (см. табл. 1). Здесь важно подчеркнуть, что такие T_c встречаются и в магнитных, и в немагнитных разностях габбро. Судя по тому, что среди перекристаллизованных и амфиболитизированных пород встречаются исключительно магнитные разности ($I_s > 2$ Гс · см³/г), а среди немагнитных в полосчатых породах встречены «прослой» мало измененных верлитов (обр. 67236), можно предположить, что единичные крупные зерна гомогенного титаномагнетита, встреченные в немагнитных габброидах, являются первично магматическими. Такие титаномагнетиты встречаются в обр. 6730п (крупнозернистое пироксеновое габбро), его $T_c = 450$ °С. Напомним, что сохранившиеся единичные зерна первично магматического титаномагнетита с $x \approx 0,65$ встречаются в немагнитных габбро из океанской и палеоокеанской земной коры зон растяжения [14, 15, 25, 27]. В немагнитном верлите присутствуют только мелкие зерна заведомо вторичного титаномагнетита с $T_c = 530$ °С, что видно по высокому $I_{rs}/I_s = 0,13$; $H_{CR} = 417$ Э. Если верно высказанное предположение о возможном составе первично магматического титаномагнетита ($T_c = 450$ °, соответственно $x = 0,21$), то мы не можем только по этому признаку отличить такой титаномагнетит от продукта переработки габбро-алливалитов и их амфиболитизации. В группе габбро, куда попадает и обр. 6730п, в титаномагнетитах относительно низкое содержание магния и алюминия, что обычно для первично магматических титаномагнетитов в океанских базальтах и габбро. Для этой же группы пород не типичны округлые формы зерен титаномагнетита, типичные для высокотемпературной переработки, и характерны вторичные их изменения. Поздние зерна вторичного титаномагнетита более свежие. Аналогичная картина наблюдалась в офиолитах при заведомо метасоматической переработке пород слоя 2 [25, 27]. Таким образом, если мы не можем сказать, все ли титаномагнетиты с

**НЕКОТОРЫЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ
ОСОБЕННОСТИ ВКЛЮЧЕНИЙ,
ИМЕЮЩИЕ ОТНОШЕНИЕ
К ПЕТРОМАГНИТНЫМ ОСОБЕННОСТЯМ**

низким содержанием магния и алюминия первично магматические, то достаточно уверенно можно утверждать, во-первых, что они, как правило, более ранние и, во-вторых, что обогащение зерен титаномагнетита магнием и алюминием есть признак вторичного их образования в процессе перекристаллизации и амфиболизации габбро-алливалитов.

Помимо гомогенных титаномагнетитов часто встречаются образцы с расплавленным титаномагнетитом. Измеренные T_c таких образцов заметно больше расчетных и нередко приближаются к точке Кюри магнетита (580°C). По магнитной жесткости среди них встречаются образцы с $I_{rs}/I_s > 0,1$; $H_{cr} > 100$ Э; $H_M > 100$ Э, но в подавляющем большинстве $I_{rs}/I_s < 0,1$, H_{cr} и $H_M < 100$ Э, при этом $H_{Ms} > H_{MT}$, т. е. магнитные зерна крупные и многодоменные. Такое противоречие с фактом тонкого распада объясняется тем, что в случае очень тонкого распада размеры доменов превышают размеры ячеек распада и границы доменов не зависят от границ ячеек [26]. Такой вариант характерен для ненапряженного состояния зерен, например, в результате достаточно длительного отжига.

В первично немагнитных породах, не содержащих первичного титаномагнетита (6723б, 6745а), появляются очень мелкие зерна, близкие по составу к магнетиту ($T_c = 530-540^\circ\text{C}$). У этих образцов $I_{rs}/I_s = 0,12-0,13$; $H_{cr} = 400-420$ Э, по $H_{MT} > H_{Ms}$ эти мелкие зерна однодоменные. Такие зерна есть и в других образцах, но на фоне больших концентраций крупных зерен титаномагнетита они не отражаются в средних характеристиках магнитной жесткости, а фиксируются в виде заметных «хвостов» при размагничивании образцов переменным магнитным полем выше 1000 Э.

Как видно по отношению $I_{sn}/I_s = 0,8-1,2$ (преобладают значения около 1,0) и $T_c \leq 580^\circ\text{C}$, магнитные минералы не подверглись заметному низкотемпературному однофазному окислению.

Основные группы включений различаются по магнитной анизотропии. Наименее измененные верлиты, габбро и лейкократовые габбро изотропны ($A_x = 1,03$ в среднем); переработка алливалитов ведет к повышению анизотропии ($A_x = 1,02-1,14$, в среднем 1,06) и наиболее высока анизотропия при амфиболизации ($A_x = 1,10-1,33$, в среднем 1,18). Следовательно, процесс переработки и, особенно, амфиболизации пород происходил в условиях направленного давления [22]. Наличие анизотропии свидетельствует о том, что такие включения в принципе не могли кристаллизоваться из расплава вследствие изотропности поля гидростатического давления.

Общей химической особенностью курильских габбро-алливалитов, амфиболизированных пород и вмещающих ксенолиты вулканитов является низкое содержание натрия и, особенно, калия. Повышенной щелочностью отличаются амфиболсодержащие включения Шикотана и Чиривкотана, относящихся к иной тектонической ситуации.

Остановимся на распределении титана и железа — главных химических элементов, составляющих магнитные минералы, а также на степени окисления последнего (табл. 3). От первично немагнитных верлитов и габбро к магнитным разностям растет содержание кремния, т. е. уменьшается основность пород, относительно падает содержание магния, а растет содержание кальция, в меньшей мере натрия и калия, что видно в уменьшении параметра ω и отражает первично магматическую дифференцированность. В том же направлении в связи с дифференциацией происходит обогащение пород титаном и железом. Это видно в следующем ряду: первичный верлит — неизменные габбро-алливалиты (немагнитные) — магнитные габбро. В направлении первичной дифференциации меняется состав титаномагнетитов, отражая рост в этом процессе летучести кислорода от $x_{cr} = 0,23$ у габбро-алливалитов ($\omega = 0,606$) и пироксеновых габбро ($\omega = 0,368$) до $x = 0,155$ у лейкократовых габбро ($\omega = 0,288$). Эта тенденция нарушается метаморфизмом пород, приведшим к переработке габбро-алливалитов и амфиболизации их. С указанными процессами связан вынос кремния и привнос титана и железа (см. табл. 3). Как показано ранее на примере Авачинского вулкана [11], амфиболиты являются водными аналогами перекристаллизованных габбро-алливалитов (см. также табл. 3), амфиболизация последних связана с привнесом натрия, железа, титана и воды. По данным [7], реакция амфиболизации алливалитов протекает наиболее вероятно при 900°C и $P_{H_2O} = 1$ кбар. Изменения алливалитов и габбро происходят в высокоокислительных условиях, что видно по величине отношения $Fe_2O_3/(FeO + Fe_2O_3)$. В неизменном верлите это отношение равно 0,19, в алливалитах — 0,27, в габбро — около 0,4, в лейкократовых габбро — 0,45, а в измененных (перекристаллизованных, амфиболизированных) разностях — 0,5—0,6. Очевидно, привнос железа и титана, окислительная обстановка привели к образованию высоких концентраций низкотитанового титаномагнетита, обогащенного магнием и алю-

Некоторые петрохимические характеристики включений и лав

Регион, породы	№	SiO ₂	TiO ₂	FeO*	F×10 ²	ω×10 ⁴	Ссылка
Включения							
Курилы							
Верлит	1	45,04	0,29	10,11	19	1177	Наши дан- ные и [12]
Немагнитные габбро	1	50,68	0,79	9,61	56	867	»
Пироксеновые габбро	3	46,18	0,77	10,62	48	368	»
Лейкократовые габбро, габбро-диориты	4	53,93	0,95	9,34	45	288	»
Амфиболизированные габбро, амфиболиты	3	42,3	0,72	11,32	53	550	»
Алливалиты	15	41,12	0,43	11,75	57	606	[5]
Перекристаллизованные алливалиты, габбро	7	43,04	0,97	14,92	52	546	Наши дан- ные и [12]
Камчатка							
Алливалиты	14	42,61	0,31	7,28	27	751	[5]
Габбро	16	50,0	0,89	9,8	39	473	[5]
Амфиболиты	48	45,83	1,0	12,09	56	639	[5]
Исландия и Афар							
Магнитные габбро	10	48,35	1,06	8,7	—	613	[14, 15]
Немагнитные габбро	10	49,2	0,29	4,6	—	915	[14, 15]
Малый Кавказ							
Габбро	18	48,88	1,08	10,48	—	470	[9]
Пироксениты	8	45,8	0,91	10,68	—	645	[9]
Амфиболиты	3	45,86	1,12	8,83	—	428	[9]
Океанские драгированные габбро	—	49,97	0,59	6,8	—	754	[15]

Лавы

Курильская островная дуга	50,89	0,83	9,78	45	485	[20, 33]
Островные дуги, основные породы	50,32	0,76	10,53	38	372	[20, 29]
Рифтовые толеиты, 0—20 млн лет	49,3	1,57	11,2	25	569	[26]
Рифтовые базальты, 30—50 млн лет		2,1	13,6	35	421	[26]
Острова в океане, толеиты	49,88	2,03	11,6	—	601	[29]
Острова в океане, щелочные базальты	48,12	2,96	11,8	—	482	[29]
Окраинные моря, базальты	47,78	1,25	9,8	—	441	[29]
Континентальные рифты, базальты	50,07	2,24	11,62	—	560	[30]

Примечание. N — число определений; FeO* = FeO + Fe₂O₃; F = Fe₂O₃/(FeO + Fe₂O₃); ω = MgO/(CaO + Na₂O + K₂O).

минием, и, в дальнейшем, — магнетита. К аналогичному выводу пришли авторы при изучении коровых ксенолитов Малого Кавказа [10].

ВЫВОДЫ

В результате комплексного магнитопетрологического изучения включений габброидов из молодых вулканитов Курильской островной дуги показано, что они являются действительно ксенолитами глубинных горных пород, а не продуктами протокристаллизации вынесшей их на поверхность Земли магмы. Формировалась главная масса пород ксенолитов (габбро-алливалитов) в два этапа. На первом образованы крупнокристаллические габбро-алливалиты и более ультраосновные разновидности. Эти породы не содержат первичных магнитных минералов. Часть их, возможно, является продуктом кристаллизационной дифференциации — от первич-

но немагнитных верлитов до первично магнитных пироксеновых габбро и габбро-диоритов, содержащих титаномагнетит с малым содержанием титана, магния и алюминия ($x \approx 0,2 - 0,25$).

Второй этап — этап перекристаллизации габбро-алливалитов и амфиболитизации. Оба этих процесса происходили в условиях, близких к условиям граулитовой фации метаморфизма ($P \leq 9$ кбар, $T \leq 900$ °C). Учитывая заметную роль сжатия, что зафиксировано в высокой магнитной анизотропии пород, глубина переработки, особенно амфиболитизации, меньше 30 км. Это согласуется с высокой степенью окисленности пород ($Fe_2O_3/(FeO + Fe_2O_3) \geq 0,5$). Процессы второго этапа сопровождались неравномерным привнесом железа и титана и образованием высоких концентраций титаномагнетита. Содержание TiO₂ во вторичном титаномагнетите подобно первичному —

Некоторые петрохимические характеристики включений и лав

Регион, породы	N	SiO ₂	TiO ₂	FeO*	F×10 ²	ω×10 ⁴	Ссылка
Включения							
Курилы							
Верлит	1	45,04	0,29	10,11	19	1177	Наши дан- ные и [12]
Немагнитные габбро	1	50,68	0,79	9,61	56	867	»
Пироксеновые габбро	3	46,18	0,77	10,62	48	368	»
Лейкократовые габбро, габбро-диориты	4	53,93	0,95	9,34	45	288	»
Амфиболизированные габбро, амфиболиты	3	42,3	0,72	11,32	53	550	»
Алливалиты	15	41,12	0,43	11,75	57	606	[5]
Перекристаллизованные алливалиты, габбро	7	43,04	0,97	14,92	52	546	Наши дан- ные и [12]
Камчатка							
Алливалиты	14	42,61	0,31	7,28	27	751	[5]
Габбро	16	50,0	0,89	9,8	39	473	[5]
Амфиболиты	48	45,83	1,0	12,09	56	639	[5]
Исландия и Афар							
Магнитные габбро	10	48,35	1,06	8,7	—	613	[14, 15]
Немагнитные габбро	10	49,2	0,29	4,6	—	915	[14, 15]
Малый Кавказ							
Габбро	18	48,88	1,08	10,48	—	470	[9]
Пироксениты	8	45,8	0,91	10,68	—	645	[9]
Амфиболиты	3	45,86	1,12	8,83	—	428	[9]
Океанские драгированные габбро	—	49,97	0,59	6,8	—	754	[15]

Лавы

Курильская островная дуга	50,89	0,83	9,78	45	485	[20, 33]
Островные дуги, основные породы	50,32	0,76	10,53	38	372	[20, 29]
Рифтовые толеиты, 0—20 млн лет	49,3	1,57	11,2	25	569	[26]
Рифтовые базальты, 30—50 млн лет		2,1	13,6	35	421	[26]
Острова в океане, толеиты	49,88	2,03	11,6	—	601	[29]
Острова в океане, щелочные базальты	48,12	2,96	11,8	—	482	[29]
Окраинные моря, базальты	47,78	1,25	9,8	—	441	[29]
Континентальные рифты, базальты	50,07	2,24	11,62	—	560	[30]

Примечание. N — число определений; FeO* = FeO + Fe₂O₃; F = Fe₂O₃/(FeO + Fe₂O₃); ω = MgO/(CaO + Na₂O + K₂O).

миним, и, в дальнейшем, — магнетита. К аналогичному выводу пришли авторы при изучении коровых ксенолитов Малого Кавказа [10].

ВЫВОДЫ

В результате комплексного магнитопетрологического изучения включений габброидов из молодых вулканитов Курильской островной дуги показано, что они являются действительно ксенолитами глубинных горных пород, а не продуктами протокристаллизации вынесшей их на поверхность Земли магмы. Формировалась главная масса пород ксенолитов (габбро-алливалитов) в два этапа. На первом образованы крупнокристаллические габбро-алливалиты и более ультраосновные разновидности. Эти породы не содержат первичных магнитных минералов. Часть их, возможно, является продуктом кристаллизационной дифференциации — от первич-

но немагнитных верлитов до первично магнитных пироксеновых габбро и габбро-диоритов, содержащих титаномагнетит с малым содержанием титана, магния и алюминия ($x \approx 0,2 - 0,25$).

Второй этап — этап перекристаллизации габбро-алливалитов и амфиболитизации. Оба этих процесса происходили в условиях, близких к условиям гранулитовой фации метаморфизма ($P \leq 9$ кбар, $T \leq 900$ °C). Учитывая заметную роль сжатия, что зафиксировано в высокой магнитной анизотропии пород, глубина переработки, особенно амфиболитизации, меньше 30 км. Это согласуется с высокой степенью окисленности пород ($Fe_2O_3/(FeO + Fe_2O_3) \geq 0,5$). Процессы второго этапа сопровождались неравномерным привнесом железа и титана и образованием высоких концентраций титаномагнетита. Содержание TiO₂ во вторичном титаномагнетите подобно первичному —

меньше 10 %, но характерно заметно более высокое содержание Al_2O_3 (до 10 %) и MgO (до 5 %). Вероятная температура образования этого титаномагнетита 650—900 °С. В первичном (?) и вторичном титаномагнетитах отмечены также структуры распада.

Широкое распространение высокомагнитных ксенолитов габброидов говорит, казалось бы, о высокой намагниченности. значительной части земной коры под Курильской дугой. Однако над Большими Курилами отсутствуют региональные магнитные аномалии, значит в литосфере этого региона преобладают немагнитные породы. Причина такого противоречия пока неясна, однако оно может быть объяснено, например, появлением таких высокомагнитных перекристаллизованных и амфиболизированных пород в локальных зонах в связи с проникновением сверху флюидов, обогащенных кислородом.

Показано, что у островодужных основных пород значения петрохимических характеристик $\omega = MgO/(CaO + Na_2O + K_2O)$ и TiO_2/FeO^* ниже, чем у рифтовых океанских и континентальных, и эта разница заметно растет от пироксенитов, алливалитов и габбро к вулканитам на фоне относительного роста содержания титана и уменьшения магния в ходе кристаллизационной дифференциации от первично немагнитных габбро к первично магнитным габбро и базальтам (см. табл. 3). В первично магматических титаномагнетитах значения TiO_2/FeO^* также различны: в рифтовых базальтах варьируют от 0,28 до 0,31, а в островодужных — от ~0,3 до 0,1 и меньше [6, 13, 17, 24, 27].

Отмеченная закономерность, связанная с магматической стадией, нарушается в результате метаморфической переработки габброидов, что выражается в сближении значений $TiO_2/$

FeO^* в рифтовых и островодужных породах и содержащихся в них титаномагнетитах (см. табл. 3). Это не относится к ω , т. е. при метаморфизме габброидов баланс магния, кальция, натрия и калия нарушается гораздо меньше, чем железа и титана. Окисленность пород магматической стадии растет от верлитов к магнитным габбро, а при метаморфизме габброидов, судя по отношению $Fe_2O_3/(FeO + Fe_2O_3)$ и по составу титаномагнетитов в них и в островодужных вулканитах, близка или существенно выше, чем в базальтовой магме рифтовых зон. Во всех случаях метаморфизм габброидов (ксенолитов) ведет к резко неоднородному обогащению пород низкотитановым титаномагнетитом.

В заключение еще раз подчеркнем поразительное постоянство отношений TiO_2/FeO^* в породах и титаномагнетитах, образующих два как бы предельных уровня: нижний — рифтовые базальты, как океанские, так и континентальные (в породе 0,2—0,1, в титаномагнетите — 0,28—0,31); верхний — все магнитные габбро, обычно вторично магнитные, как океанские, так и континентальные, рифтовые и островодужные (0,02—0,06 в породе и 0,06—0,12 в титаномагнетите). Первый уровень соответствует узким пределам изменений окислительных условий в равновесной базальтовой магме рифтовых зон континентов и океанов всей планеты. Эти условия отвечают, видимо, единому уровню термодинамического равновесия базальтовой магмы на глубине образования первичных очагов — 50—60 км [24]. Второй уровень соответствует условиям высокотемпературной переработки пород земной коры (габбро, гранулиты) в однообразных высокоокислительных условиях с участием флюидов на глубине 5—25 км [13, 24]. Островодужные породы «заполняют» интервал между обоими уровнями.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ананьев В. В., Шнырев Г. Д. Гранат в расплавленных включениях из оливина оливин-анортитовых сегрегаций // Докл. АН СССР.—1984.—Т. 274, № 2.—С. 402—406.
2. Ананьев В. В. Происхождение $O1 - An - Spx$ -сегрегаций в вулканитах по результатам изучения шпинелей и расплавленных включений // Вулканические центры, их строение, петрология и полезные ископаемые.—Петропавловск-Камчатский, 1985.—С. 124—126.
3. Бабанский А. Д., Соловова И. П., Рябчиков И. Д.; Богатиков О. А. Происхождение известково-щелочных пород вулкана Мал. Семьячик по данным их комплексных физико-химических исследований // Тихоокеан. геология.—1982.—№ 5.—С. 70—84.
4. Бехгольд А. Ф., Приходько В. С., Хмельникова О. С. Ультраосновные и основные включения и мегакристаллы в вулканитах Идзу-Бонинской дуги // Докл. АН СССР.—1976.—Т. 226, № 6.—С. 1415—1417.
5. Включения в вулканических породах Курило-Камчатской дуги.—М.: Наука, 1978.
6. Вольнец О. Н., Щека С. А., Дубик Ю. М. Оливин-анортитовые включения в вулканах Камчатки и Курил // Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги.—М.: Наука, 1978.—С. 124—167.
7. Геншафт Ю. С. Экспериментальные исследования в области глубинной минералогии и петрологии.—М.: Наука, 1977.
8. Геншафт Ю. С., Печерский Д. М. Петрологическая и петромагнитная оценка возможных глубинных источников региональных магнитных аномалий // Геофиз. журнал.—1986.—Т. 8, № 5.—С. 61—66.
9. Геншафт Ю. С., Юганян А. К., Геворкян Р. Г. Ксенолиты и мегакристаллы в лавах Гегамского нагорья // Физико-химические исследования продуктов глубинного магматизма.—М.: Наука, 1982.—С. 6—38.

10. *Генштафт Ю. С., Лыков А. В., Печерский Д. М.* Петромагнитная характеристика ксенолитов и вмещающих пород Малого Кавказа // Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1985.— № 1.— С. 53—65.
11. *Ермаков В. А., Фарберов А. И., Хогин М. Ю., Ванде-Кирков Ю. В.* Включения габброидов и амфиболитов в вулканических породах Камчатки // Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги.— М.: Наука, 1978.— С. 124—167.
12. *Ермаков В. А., Волюнец О. Н., Колосков А. В.* Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги и их значение для понимания петрогенезиса // Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей.— М.: Наука, 1987.— С. 192—213.
13. *Ермаков В. А., Печерский Д. М., Шаронова Э. В.* Петромагнитная характеристика четвертичных вулканических пород Центральной Камчатки // Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1982.— № 12.— С. 76—87.
14. *Золотарев Б. П., Лыков А. В., Печерский Д. М.* Петромагнитная характеристика ксенолитов габбро из миоценовых туфов Исландии // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1988.— № 4.— С. 27—37.
15. *Кашинцев Г. Л., Печерский Д. М.* Оценка роли габбро в намагниченности океанской земной коры по ксенолитам из базальтовых лав Афара (Эфиопия) // Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1983.— № 9.— С. 101—110.
16. *Кугыев Ф. Ш., Шаронов В. Н.* Петрогенезис под вулканами.— М.: Недра, 1979.
17. *Лыков А. В., Печерский Д. М.* О магнитных характеристиках глубинных горных пород // Исследования региональных магнитных аномалий платформ.— Киев: Наук. думка, 1984.— С. 132—140.
18. *Масуренков Ю. П.* Проблема включений и возможности вулканической петрологии // Бюлл. вулканол. ст.— 1974.— № 50.— С. 10—18.
19. *Нагата Т.* Магнетизм горных пород.— М.: Мир, 1965.
20. *Океанический магматизм.*— М.: Наука, 1986.
21. *Павленко А. С.* Эволюция вещества современных материков и зон рифтообразования // Геохимия, минералогия, петрология.— М.: Наука, 1976.— С. 153—164.
22. *Печерский Д. М.* Связь анизотропии остаточной намагниченности с условиями формирования горных пород // Геология и геофизика.— 1965.— № 8.— С. 66—76.
23. *Печерский Д. М., Тихонов Л. В.* Петромагнитные особенности базальтов Атлантического и Тихого океанов // Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1983.— № 4.— С. 79—90.
24. *Печерский Д. М. и др.* Магнетизм и условия образования изверженных горных пород.— Л.: Наука, 1975.
25. *Печерский Д. М., Диденко А. Н., Куренков С. А.* Геолого-петромагнитные исследования комплекса параллельных даек Мугоджар // Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1983.— № 5.— С. 83—99.
26. *Печерский Д. М., Иванов В. А., Шолов Л. Е.* Оценка магнитной структуры гетерофазно измененных титаномагнетитов (на примере океанских базальтов) // Там же.— 1982.— № 8.— С. 78—83.
27. *Печерский Д. М., Бураков К. С., Диденко А. Н. и др.* Петромагнитная и палеомагнитная характеристика габбро Южных Мугоджар // Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1987.— № 7.
28. *Пополитов Э. И., Волюнец О. Н.* Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1981.
29. *Пополитов Э. И., Кузьмин М. И.* Особенности геохимии океанических базальтов в зависимости от геодинамической обстановки // Геохимическая модель земной коры и верхней мантии в зонах перехода от континентов к Тихому океану.— Владивосток, 1982.
30. *Рингвуд А. Е.* Состав и петрология верхней мантии Земли.— М.: Недра, 1981.
31. *Суханов М. К., Богатиков О. А.* Анортзитовая тенденция базитового магматизма континентов и океанов // Океанический магматизм.— М.: Наука, 1986.— С. 26—39.
32. *Федорченко В. И., Родионова Р. И.* Ксенолиты в лавах Курильских островов.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1974.
33. *Фролова Т. И., Бурикова И. А., Гуцин А. В. и др.* Происхождение вулканических серий островных дуг.— М.: Недра, 1985.
34. *Шаронов В. Н., Стенина Н. Г., Остапенко В. Ф., Шевченко Ю. С.* Локальная перекристаллизация и плавление мантийных пород под базальтоидными вулканами южных Курил // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1980.— С. 100—101.
35. *Шерер Дж. Ф., Куширо И.* Система $Di + Sp$ при атмосферном давлении и значение диоксид-шпинелевой ассоциации // Экспериментальная петрология и минералогия. Вып. 63—65.— М.: Недра, 1971.— С. 63—66.
36. *Щека С. А., Волюнец О. Н.* Реакция оливин + анортит в габброидах вулкана Кихпинич (Камчатка) // Проблемы глубинного магматизма.— М.: Наука, 1979.— С. 197—205.
37. *Mayhew M. A., Johnson B. D., Wasilewski P.* A review of problems and progress in studies of satellite magnetic anomalies // J. Geophys. Res.— 1985.— V. 90, N B3.— P. 2511—2522.
38. *Spencer K. J., Lindsley D. H.* A solution model for coexisting iron-titanium oxides // Amer. Mineralogist.— 1981.— V. 66.— P. 1189—1201.

УДК 550.83.015.072 : 550.34 : 551.24(571.6 + 571.56 + 518)

В. Я. Подгорный

ПОЛОЖЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ В СТРУКТУРЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА СССР

По своему отражению в аномальных геофизических полях выделяются бассейны докембрийских кратонов, палеозойско-мезозойских складчатых систем и средних массивов, позднемезозойско-раннекайнозойских складчатых систем. Результатами гравитационного моделирования показано, что впадины располагаются на

Под осадочным бассейном вслед за [7] понимается любое понижение земной поверхности, заполненное осадками и частично вулканитами. В настоящей статье этот термин имеет широкое значение применительно к отрицательным структурным элементам земной коры региона определенного ранга, таким как крупные континентальные впадины, прогибы, депрессии, разломные депрессии, выполненные преимущественно отложениями мезозойско-кайнозойского возраста. Некоторые бассейны дальневосточного региона (Анадырский, Хатырский, Пенжинский, Северо-Китайский, Ляохэ) имеют свое продолжение в окраинных морях и относятся к классу террааквальных осадочных бассейнов.

По своему тектоническому положению осадочные бассейны Дальнего Востока могут быть подразделены на внутрикратонные (Чульманский, Токинский, Северо-Китайский, Ордосский, Цзянханьский), складчатых систем (Сунляо, Эрлянский, Хайларский, Средне-Амурский, Пенжинский), осадочные бассейны средних массивов (Суйфунский, Верхне-Буреинский, Зее-Буреинский). Часть бассейнов располагается на границе указанных тектонических элементов (Верхне-Зейский, Удский, Сычуань).

Тектоническая природа осадочных бассейнов Дальнего Востока в настоящее время определяется неоднозначно. Их относят к рифтогенным (Сунляо), межгорным орогенным (Средне-Амурский), структурам активизации — дива структурам (Фэнь-Вей). Нерешенность этих вопросов в определенной степени связана с недостатком информации о глубинном строении бассейнов и их фундамента. В то же время характер геофизических полей, повышенные значения теплового потока позволяют предположить своеобразие глубинной структуры осадоч-

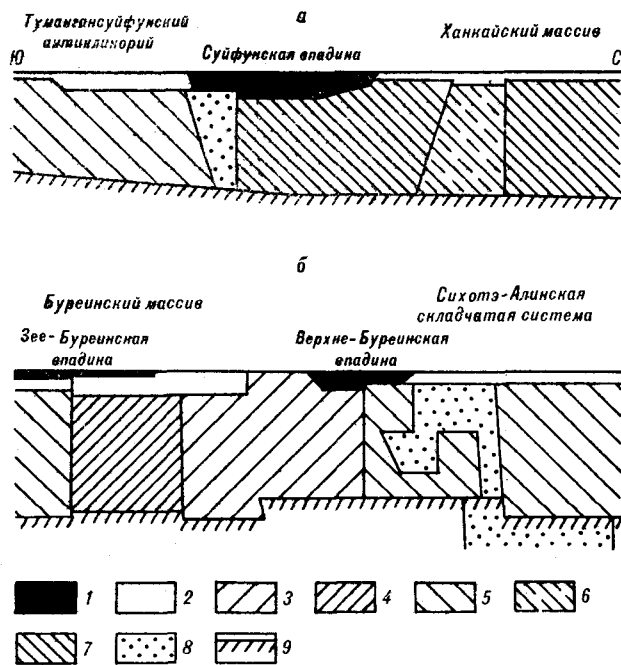
ных крупных блоков, краевая часть которых характеризуется широким проявлением глубинных процессов тектономагматической активизации и представляет собой участки земной коры, испытавшие тектонические напряжения со сменой режимов растяжения и сжатия.

ных бассейнов и их связь с глубинными горизонтами земной коры и верхней мантии.

Все это послужило основанием для привлечения методов геофизического моделирования глубинных разрезов земной коры и верхней мантии, пересекающих осадочные бассейны южной части Дальнего Востока, для выяснения особенностей их глубинного контроля. Немаловажным стимулом такого исследования является установленная перспективность осадочных бассейнов не только на уголь, нефть и газ, но и на эндогенную рудную минерализацию.

Отправной точкой дальнейшего исследования послужили результаты сейсмогравитационного моделирования, выполненного по линиям ГСЗ по методике стандартных моделей [1, 2]. Суть этой методики заключается в построении градиентно-плотностных двухслойных разрезов, когда рассматриваются самая верхняя, осадочно-вулканогенная, часть земной коры (верхнекоровый слой) и фундамент — остальная ее часть (нижнекоровый слой). Поперечные размеры блоков фундамента и глубина их нижней кромки (граница М) устанавливаются по данным ГСЗ. Принимается, что дефицит плотности в объеме блоков изменяется линейно с глубиной и компенсируется с учетом скачка на границе М. Сейсмогравитационным моделированием охвачены Суйфунский [2], Верхне-Буреинский и Зее-Буреинский [1, 6] осадочные бассейны.

Анализ результатов моделирования показал, что эти бассейны располагаются на стыках крупных блоков фундамента, которые различаются плотностными характеристиками. Так Суйфунский бассейн в центральной и северной своей части лежит на фундаменте с плотностью $2,75 \text{ г/см}^3$ (см. рисунок). Это соответствует плотности кристаллических пород Хан-



Схематизированные плотностные разрезы земной коры: *а* — пос. Зарубино — пос. Кировский; *б* — Свободный — Комсомольск. Верхнекоровый слой: 1 — осадочные бассейны; 2 — геосинклинально-складчатые и вулканогенные образования. Нижнекоровый слой, блоки с плотностью на верхней кромке (г/см^3): 3 — 2,60, 4 — 2,63, 5 — 2,72, 6 — 2,73—2,74, 7 — 2,75; 8 — области коровомантийного разуплотнения; 9 — граница М.

кайского массива, на южном продолжении которого находится бассейн. В нижнекоровом слое здесь установлены повышенные, по сравнению со стандартными, градиенты плотности, что является индикатором увеличения плотности и может отражать «базификацию» или «океанизацию» низов коры. Другими словами, предполагается насыщение ее высокоплотными основными и ультраосновными образованиями неустановленного генезиса. Основанием южной части Суйфунской впадины служит блок земной коры с плотностью в ее кровле, равной $2,72 \text{ г/см}^3$. В приконтактной части этого блока с северным наблюдается понижение градиента плотности, что может быть связано с возможным наличием в земной коре пород гранитного состава.

Зее-Буреинский бассейн восточной своей частью, а Верхне-Буреинский — западной располагаются на интенсивно переработанных палеозойскими гранитоидами образованиях фундамента Буреинского докембрийского массива [6]. В рамках принятой модели земная кора в этих блоках Буреинского массива, обладая невысокой ($2,60\text{--}2,63 \text{ г/см}^3$) плотностью на верхней кромке, характеризуется высоким ее вертикальным градиентом. Это может быть

объяснено наличием в нижнекоровом слое значительных масс повышенной плотности.

Восточная часть Верхне-Буреинского бассейна развита на образованиях преимущественно протерозойского возраста, плотность которых на кровле взята равной $2,72 \text{ г/см}^3$. Здесь устанавливается нормальный градиент плотности, т. е. изменение ее с глубиной соответствует стандартной плотностной модели. Во то же время в этом блоке земной коры выделена сложная по конфигурации область разуплотнения, имеющая продолжение в верхней мантии (см. рисунок). Она трактуется как область гетерогенного строения, насыщенная мезозойскими гранитами, и, возможно, продуктами кайнозойского вулканизма. Подтверждением существования магматического канала, связующего верхи коры с верхней мантией, является проявление кайнозойского базальтоидного магматизма в пределах Баджала. Предполагается также, что этот канал сопровождается серией глубинных разломов на северном продолжении Кукуканского разлома.

Западная часть Зее-Буреинского бассейна подстилается геосинклинальными отложениями, фундаментом которых служит блок земной коры с плотностью $2,72 \text{ г/см}^3$ (в кровле) и повышенным ее градиентом. В целом, средне-взвешенная плотность земной коры под Зее-Буреинским осадочным бассейном имеет повышенные значения (более $2,9 \text{ г/см}^3$) по сравнению с принятой нормальной ($2,86 \text{ г/см}^3$).

О характере взаимоотношения Средне-Амурского осадочного бассейна со структурами фундамента в настоящее время можно судить главным образом по геологическим данным. Они свидетельствуют о том, что осадочные отложения юго-западной окраины бассейна лежат на древних толщах Малого Хингана, в то время как большая по площади его часть располагается на складчатых структурах Сихотэ-Алиня [3]. По мнению Л. И. Красного [5], граница между Буреинским срединным массивом и мезозойской складчатой системой проходит от пос. Амурзет к г. Биробиджан и далее по р. Кукукан по сложной тектонической зоне разрывных дислокаций, названной им Биджано-Кукуканским глубинным разломом, который он относит к категории структурных швов. Следовательно, Средне-Амурский бассейн также сформировался в области сочленения двух крупных разновозрастных структурных элементов фундамента.

По данным ГСЗ, в области развития осадочных континентальных бассейнов юга Дальнего Востока заметного сокращения вертикальной мощности земной коры по отношению к соседним территориям не наблюдается. Это противоречит существующей статистической информации по характеристикам земной коры осадоч-

ных бассейнов континентов. В то же время по результатам моделирования средневзвешенная плотность блоков земной коры под осадочными бассейнами выше нормальной.

Для рассмотренных выше осадочных бассейнов устанавливается закономерное в региональном плане расположение их на стыке разнородных блоков. Выделенные блоки представляют собой крупные участки земной коры и различаются по плотностным характеристикам, которые являются наиболее чувствительными индикаторами суммарных эффектов предшествовавших и происходящих в настоящее время геологических процессов. Их различие говорит о том, что выделяемые геофизические блоки земной коры отличаются своеобразием геологического развития. Возникновению осадочных бассейнов предшествовали процессы тектономагматической активизации в области сочленения таких блоков. Контакты блоков представляют собой крупные глубинные разломы, достигающие мантии (см. рисунок). Тектонический режим каждого из блоков, по-видимому, оказывал свое воздействие на условия развития бассейна, формирования его структуры. Одним из признаков этого служит асимметричное блоковое строение Зее-Буреинского, Верхне-Буреинского и Верхне-Зейского бассейнов.

Подобные геолого-геофизические данные о взаимоотношениях осадочных бассейнов с блоками фундамента можно привести для других районов Дальнего Востока. Южно-Якутская группа мезозойских осадочных бассейнов (Чульманский, Токинский и другие) располагается в зоне контакта двух крупных блоков Алдано-Станового докембрийского щита — Алданского (Алданский кристаллический массив) и Станового (Становая складчатая система). Эти блоки различаются ориентировкой плотностных неоднородностей фундамента, плотностными и магнитными свойствами нижнекорового слоя. Интересно отметить, что при общем

разуплотнении нижнекорового слоя Алданского блока под Чульманским осадочным бассейном наблюдается относительное уплотнение этого слоя. На стыке блоков с разными геолого-геофизическими характеристиками находятся Приверхоянский, Момский, Зырянский, Верхне-Зейский, Удский и другие осадочные бассейны.

Те же закономерности в размещении осадочных бассейнов относительно блоков фундамента отмечаются на территории Восточного Китая [8], примыкающей к советскому Дальнему Востоку с юга. Некоторые особенности общности этих смежных регионов Востока Азии рассмотрены в работе [4]. Обнаруживаются черты сходства в истории формирования и тектонической позиции крупных осадочных бассейнов (омоложение бассейнов с запада на восток, сопряженность магматической активности с процессами активизации, локализация бассейнов на стыках различных блоков фундамента, их контролирование глубинными разломами).

Таким образом, в настоящей статье выдвигается утверждение, что установленная по геолого-геофизическим данным гетерогенность фундамента осадочных бассейнов в региональном плане при гравитационном моделировании материализуется в образе крупных блоков земной коры, различающихся по плотностным параметрам. Взаимодействие блоков могло приводить к растяжению, изгибам и дроблению их краевых частей, проникновению в земную кору горячего мантийного вещества, облегчению или утяжелению отдельных ее участков, их погружению и воздыманию, к ослаблению прочности, а в конечном счете, к созданию условий, способствовавших формированию осадочного бассейна. Установленные особенности размещения осадочных бассейнов в структуре земной коры южной части Дальнего Востока, связь ложа бассейнов с мантией являются благоприятными факторами их возможной нефтегазности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Брянский Л. И., Подгорный В. Я. Гравитационная модель земной коры по профилю Свободный — Комсомольск — мыс Сюркум // Тихоокеан. геология. — 1984. — № 5. — С. 76—81.
2. Брянский Л. И., Подгорный В. Я. Сейсмогравитационная модель земной коры Ханкайского массива и его южного обрамления // Там же. — 1986. — № 6. — С. 58—62.
3. Варнавский В. Г. Палеогеновые и неогеновые отложения Средне-Амурской впадины. — М.: Наука, 1971.
4. Варнавский В. Г., Малышев Ю. Ф. Восточно-Азиатский грабеновый пояс // Тихоокеан. геология. — 1986. — № 3. — С. 3—13.
5. Красный Л. И. Основные вопросы тектоники Хабаровского края и Амурской области // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. — 1960. — Вып. 37.
6. Подгорный В. Я. Глубинное строение и состав фундамента Зее-Буреинской и Буреинской впадины (по гравиметрическим данным) // Глубинное моделирование геологических структур по гравитационным и магнитным данным. — Владивосток, 1985. — С. 77—80. (Тр./ИТиГ ДВНЦ АН СССР).
7. *Geological nomenclature*/Ed. W. A. Visser. — Martinus Nijhoff, The Hague, Boston, London, 1980.
8. Tang Zhi. Tectonic features of oil and gas Basins in eastern part of China // *Bul. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* — 1982. — V. 66, N 5. — P. 509—521.

УДК 571.762(571.61)

И. И. Сей

СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ И ДИСКУССИОННЫЕ ВОПРОСЫ СТРАТИГРАФИИ ЮРСКИХ МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ

Критически рассматриваются стратиграфические схемы юрских морских отложений, принятые для территории Верхнего Приамурья. По мнению автора, стратиграфические построения в ряде случаев являются ошибочными, что связано, в основном, с неравномерной охарактеризованностью разреза остатками фауны,

В связи с широким проведением крупномасштабной геологической съемки особенно остро встают вопросы детальной стратиграфии осадочных толщ. Для многих районов Дальнего Востока существующие стратиграфические схемы разработаны на основе среднемасштабного картирования и, соответственно, нуждаются в пересмотре на ином качественном уровне с учетом современных биостратиграфических и палеонтологических представлений. Одним из таких районов является Верхнее Приамурье, характеризующееся широким развитием юрских отложений, представленных всеми тремя отделами юрской системы, из которых нижняя и средняя юра сложены морскими осадками, верхняя — скорее всего только континентальными.

Первая стратиграфическая схема юрских отложений Верхне-Амурского или Ольдойского прогиба была создана В. З. Скороходом более 40 лет назад. Впоследствии различными авторами для рассматриваемой территории предложен целый ряд преимущественно литостратиграфических шкал. Современные представления о стратиграфии морских образований района сложились в 50—60-х гг. в процессе среднемасштабной съемки, проводившейся А. С. Вольским, П. П. Емельяновым, В. Ф. Зубковым, З. Д. Москаленко, Г. Ф. Олькиным, А. И. Фрейдиным и др. Полученные в результате съемки и тематических и ревизионно-увязочных работ стратиграфические материалы были обобщены З. Д. Москаленко и А. И. Фрейдиным [4]. Одновременно в Верхне-Амурском прогибе стратиграфические исследования с последующим монографическим изучением фаунистических ос-

слабой их изученностью и отсутствием надлежащего анализа фаунистических комплексов. Намечены возможная датировка отдельных стратиграфических подразделений и их корреляция с эталонным разрезом юры Буреинского прогиба.

татков проводились Л. В. Сибиряковой [13], чьи стратиграфические построения в основном совпадают с таковыми геологов-съемщиков. Тем не менее, разработанную этим большим коллективом стратиграфическую схему нельзя считать надежно обоснованной и лишенной ошибок, что в значительной степени обусловлено однообразием литологического состава отложений, широким проявлением разрывной тектоники в поле развития юрских пород, неравномерной охарактеризованностью разреза остатками фауны и слабой их изученностью. Критические замечания в отношении этой схемы были сделаны В. В. Пановым и В. Ф. Зубковым [6], но предложенная ими в свою очередь стратиграфическая шкала включает, в основном, подразделения в объеме отделов юрской системы и является более схематичной по сравнению с предыдущей.

Несколько позднее более дробная в литостратиграфическом отношении схема, включающая большое число свит и подсвит, была разработана К. К. Анашкиной [1] для юрских отложений западной окраины Верхне-Амурского прогиба — низовьев р. Амазар и междуречья Шилки и Аргуни. Своей дробностью она существенно отличается от шкалы, созданной ранее для центральной части прогиба, но ее палеонтологическое обоснование также не может быть признано удовлетворительным.

Таким образом, для территории Верхнего Приамурья в настоящее время параллельно существуют две стратиграфические схемы: одна для центральной и восточной части прогиба, другая — для западной. Обе они приняты на

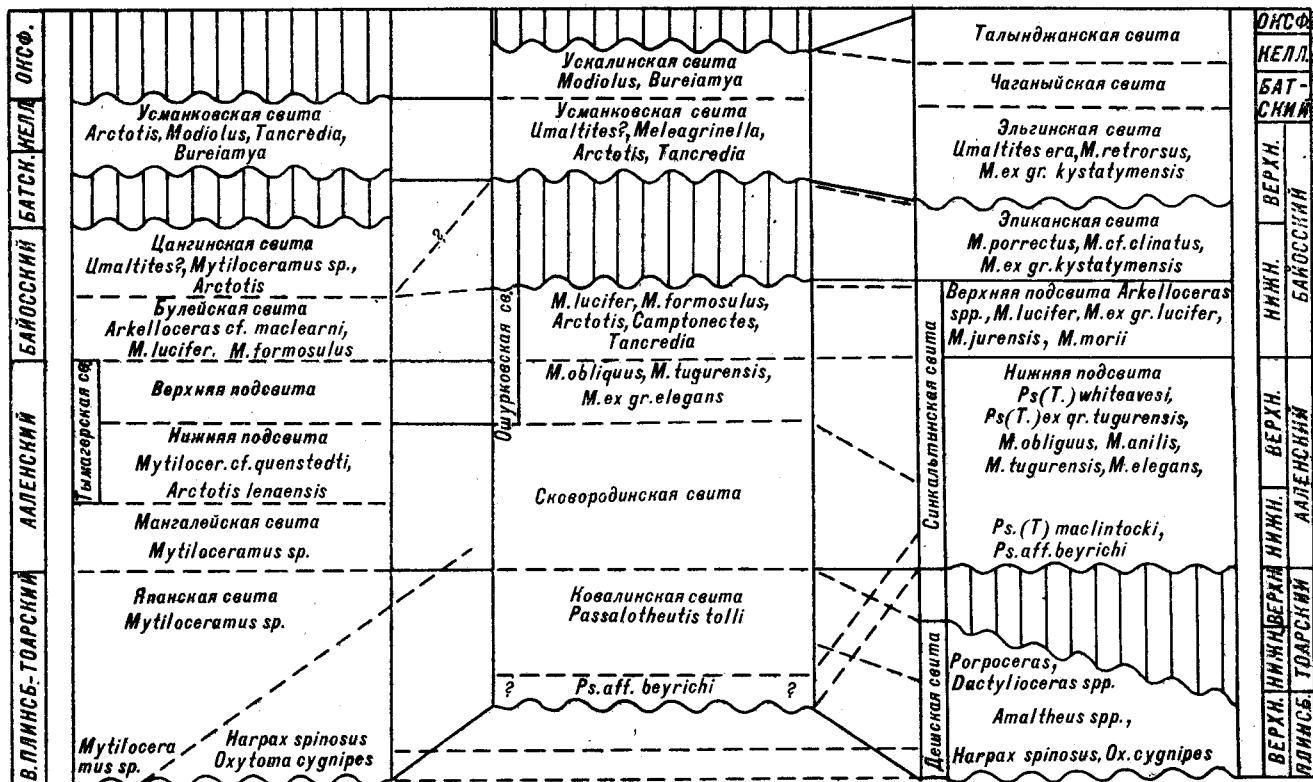
ВЕРХНЕ-АМУРСКИЙ ПРОГИБ

БУРЕЙСКИЙ ПРОГИБ

ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ
[1,8] С ИЗМЕНЕНИЯМИ

ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ [4,8,13]
С ИЗМЕНЕНИЯМИ

[8,10-12]



Примечание. Сплошными линиями показана принятая корреляция [8], пунктирными — возможная корреляция по фаунистическим комплексам. Изменения касаются отдельных палеонтологических определений.

Третьем Дальневосточном стратиграфическом совещании и весьма приближенно скоррелированы между собой [8].

Автором статьи в процессе подготовки к изданию листа N-(50), 51 масштаба 1 : 1 000 000 (Сковородино) проанализирован стратиграфический и частично палеонтологический материал по юрским отложениям рассматриваемой территории, что позволяет высказать ряд критических замечаний по поводу обеих схем.

К нижней юре в западной части Верхнего Приамурья отнесена япанская свита (см. таблицу), выделенная К. С. Шашкиным и представленная в стратотипической местности, по данным этого исследователя и К. К. Анашкиной [1], толщей черных алевролитов и аргиллитов (500 м) с базальным грубообломочным горизонтом в основании (125 м). Западнее породы становятся более грубозернистыми вплоть до грубообломочных и их мощность достигает 1500 м. Из низов свиты на левобережье р. Шилка и в междуречьи Шилки и Аргуни Л. В. Сибиряковой определены *Narпах cf. spinosus* (Sow.), *Oxytoma* (*Palmoxytoma*) *cf. cygnipes* Y. et B., *Chlamys cf. textoria* (Schloth.) —

комплекс, характерный для базальных слоев верхнего плинсбаха многих районов Дальнего Востока [8]. В то же время в стратотипической местности в бассейне р. Япан по материалам К. К. Анашкиной [1] в япанской свите сразу же над базальным горизонтом встречены обильные отпечатки и ядра *Mytiloceras* ("Retroceramus" по К. К. Анашкиной), один экземпляр найден также в верхах свиты. В настоящее время можно считать установленным, что на Востоке СССР появление митилоцерамов относится к началу ааленского века [7]. Следовательно, если определения верны, возраст япанской свиты не древнее ааленского и выделение этого стратона в качестве нижнеюрского неважно.

Собственно нижнеюрские отложения с *Narпах* и *O. (P.) cf. cygnipes* распространены, по видимому, только в низовьях р. Шилка и в междуречьи Шилки и Аргуни, где они включают верхнеплинсбахские и, возможно, тоарские слои, что подтверждается находками тоарской фауны в более западных районах — в пределах Восточного Забайкалья [5]. Эти отложения могут быть сопоставлены с дешеской свитой

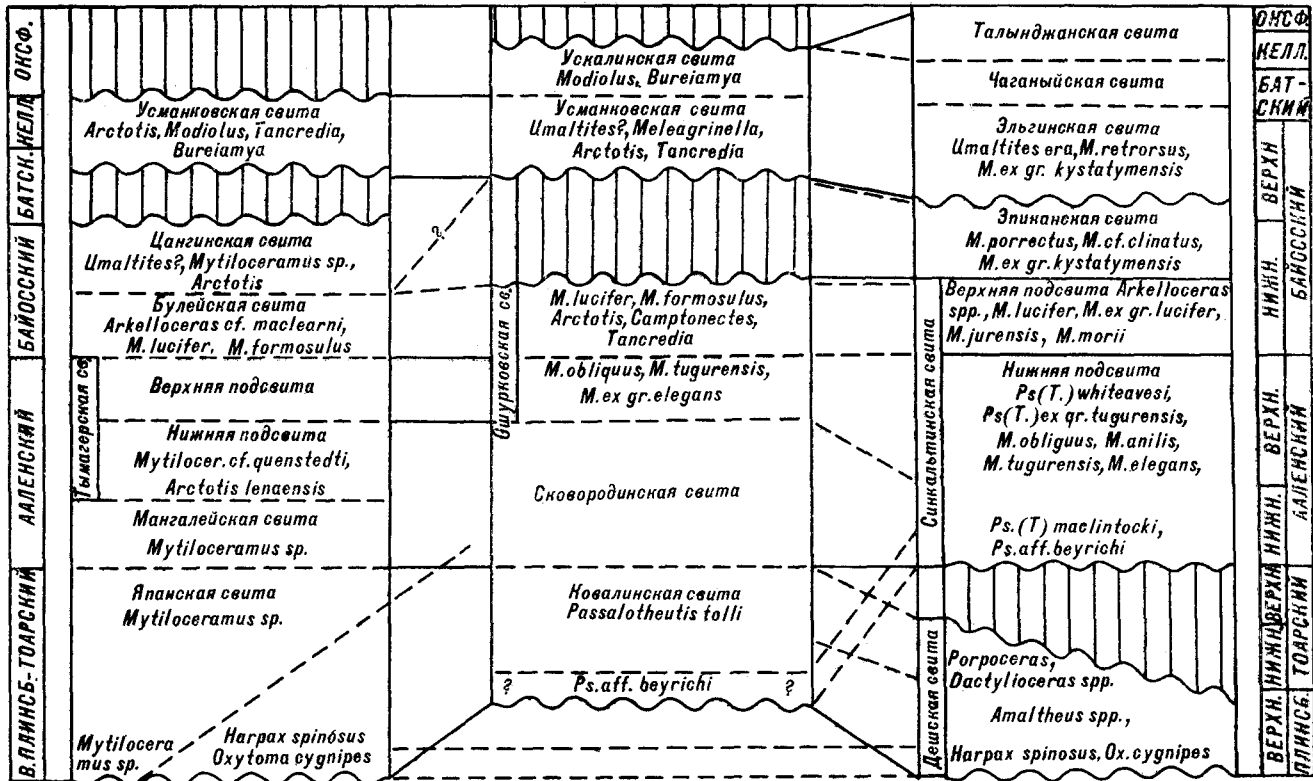
ВЕРХНЕ-АМУРСКИЙ ПРОГИБ

БУРЕЙНСКИЙ ПРОГИБ

ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ
[1,8] С ИЗМЕНЕНИЯМИ

ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ [4, 8, 13]
С ИЗМЕНЕНИЯМИ

[8, 10 - 12]



Примечание. Сплошными линиями показана принятая корреляция [8], пунктирными — возможная корреляция по фаунистическим комплексам. Изменения касаются отдельных палеонтологических определений.

Третьем Дальневосточном стратиграфическом совещании и весьма приблизительно скоррелированы между собой [8].

Автором статьи в процессе подготовки к изданию листа N-(50), 51 масштаба 1 : 1 000 000 (Сковородино) проанализирован стратиграфический и частично палеонтологический материал по юрским отложениям рассматриваемой территории, что позволяет высказать ряд критических замечаний по поводу обеих схем.

К нижней юре в западной части Верхнего Приамурья отнесена япанская свита (см. таблицу), выделенная К. С. Шашкиным и представленная в стратотипической местности, по данным этого исследователя и К. К. Анашкиной [1], толщей черных алевролитов и аргиллитов (500 м) с базальным грубообломочным горизонтом в основании (125 м). Западнее породы становятся более грубозернистыми вплоть до грубообломочных и их мощность достигает 1500 м. Из низов свиты на левобережье р. Шилка и в междуречьях Шилки и Аргуни Л. В. Сибиряковой определены *Harpax cf. spinosus* (Sow.), *Oxytoma* (*Palmoxytoma*) cf. *cygnipes* Y. et B., *Chlamys* cf. *textoria* (Schloth.) —

комплекс, характерный для базальных слоев верхнего плинсбаха многих районов Дальнего Востока [8]. В то же время в стратотипической местности в бассейне р. Япан по материалам К. К. Анашкиной [1] в япанской свите сразу же над базальным горизонтом встречены обильные отпечатки и ядра *Mytiloceras* ("Retroceramus" по К. К. Анашкиной), один экземпляр найден также в верхах свиты. В настоящее время можно считать установленным, что на Востоке СССР появление митилоцерамов относится к началу ааленского века [7]. Следовательно, если определения верны, возраст япанской свиты не древнее ааленского и выделение этого стратона в качестве нижнеюрского неважлично.

Собственно нижнеюрские отложения с *Harpax* и *O. (P.) cf. cygnipes* распространены, по видимому, только в низовьях р. Шилка и в междуречьях Шилки и Аргуни, где они включают верхнеплинсбахские и, возможно, тоарские слои, что подтверждается находками тоарской фауны в более западных районах — в пределах Восточного Забайкалья [5]. Эти отложения могут быть сопоставлены с дешской свитой

позднеплинсбахского — раннеюрского возраста бассейна р. Бурея*.

В центральной части Верхне-Амурского прогиба возрастным аналогом японской свиты считается ковалинская свита (8) (см. таблицы), история выделения которой достаточно сложна. Ранее на этой территории в основании юрского разреза выделялась дугинская свита нижне-среднеюрского возраста [4]. Но впоследствии было установлено, что базальные слои этого подразделения имеют ааленский возраст, в результате чего было предложено исключить их из состава дугинской свиты, а остальную мощную толщу средне-верхнелейасовых образований переименовать в ковалинскую (3).

Анализ разрезов по территории прогиба показывает, что остатки фауны в ковалинской (дугинской) свите приурочены в основном к низам разреза, в том числе к базальным ее горизонтам. В бассейнах рек Ольдой, Бол. Невер, Урка в отложениях, залегающих на размытой поверхности палеозойских пород, встречены *Mytiloceras* sp. («*Inoceramus ambiguus*»), *Oxytoma* ex gr. *jacksoni* Pomr., *Arctotis marchaeensis* (Petr.), т. е. фаунистический комплекс, характерный для ааленского яруса, главным образом, нижнего аалена Востока СССР. В бассейне р. Омутная, по данным Г. Ф. Олькина, в отложениях, относимых к низам дугинской свиты, встречен *Pseudolioceras* sp. indet, близкий к *P. aff. beyrichi* (Schloenb.) из низов аалена Буреинского прогиба [11] и *Mytiloceras* sp. Правда, указывается, что здесь осадки согласно залегают на среднеюрских породах японской свиты, но возраст последних нуждается в обосновании (при среднемасштабном картировании они были отнесены к палеозою).

Вопрос об исключении базальных отложений, образующих протяженную полосу вдоль северного фланга Верхне-Амурского прогиба, из состава ковалинской (дугинской) свиты, по видимому, не может быть решен однозначно. В бассейне рек Ольдой и Омутная разрез наращивается постепенно и неясно, какую по объему толщу следует «изъять». Неясны объем и возраст собственно ковалинской свиты (в понимании З. Д. Москаленко), так как низы ее неизвестны, а из фаунистических остатков, подтверждающих возраст свиты, приводятся только белемниты из рода *Passaloteuthis* [3, 13]. Следует отметить, что Л. В. Сибирякова [13] в основании юрского разреза Верхнего Приамурья выделяла две свиты — базальную дугинозерскую и вышележащую ковалинскую, обе тоар-ааленского возраста, переход между

* В настоящее время умальтинская свита Буреинского прогиба разделена на дешскую и синкальтинскую, в связи с тем, что внутри умальтинской свиты установлено стратиграфическое несогласие в основании ааленских слоев с выпадением из разреза отложений всего или части тоарского яруса [10].

которыми, по мнению этого исследователя, согласный и постепенный. Таким образом, вопрос об объеме и возрасте нижнего подразделения юры на всей территории Верхнего Приамурья остается открытым.

Как следует из принятой стратиграфической схемы [8], в центральной части Верхне-Амурского прогиба на ковалинской свите согласно залегают сквородинская свита. Она представлена ритмично чередующимися мелкозернистыми песчаниками и алевролитами, хорошо выдержана по простиранию, но практически лишена остатков фауны. Выше следует опурковская свита, которая, как отмечается, без видимого углового несогласия залегают на породах сквородинской свиты и местами на размытой поверхности палеозойских образований, имея здесь в основании базальный горизонт [4].

В отличие от нижележащей сквородинской свиты этот литостратон включает большое число фаунистических остатков, среди которых наибольшую стратиграфическую ценность представляют митилоцерамы. Последние монографически изучались З. Д. Москаленко [2], и на основании этих данных в пределах Верхнего Приамурья могут быть выделены три разновозрастных митилоцерамовых комплекса. Первый, встреченный в бассейне р. Уруша, включает *Mytiloceras obliquus* (Morr. et Lyc.), *M. turgensis* (Sey) («*Retroceramus karakuwensis*» по З. Д. Москаленко) и *M. elegans* (Kosch.) и характерен для верхнего аалена и низов байоса Востока СССР [7, 11]. В состав второго комплекса входят *Mytiloceras lucifer* (Eichw.) и *M. formosulus* (Vor), что указывает на нижнебайосскую митилоцерамовую зону *M. lucifer*, причем вид-индекс определен из целого ряда местонахождений в пределах рассматриваемой территории [13], т. е. эта ассоциация имеет широкое распространение и может служить маркирующей при внутрорегиональной корреляции. Третий комплекс известен из бассейна р. Уркан (кл. Березовый). Он содержит *Mytiloceras amurensis* (Mosc.) и *M. sp.* и по своему возрастному уровню отвечает, скорее всего, позднему байосу. Но этот комплекс указывается из нижней (базальной?) части опурковской свиты совместно с *Mesoteuthis inornata* Phill., *M. aff. rhenana* Orb., *Megateuthis* sp. indet [3], что не согласуется с возрастными уровнями других митилоцерамовых комплексов.

Наиболее вероятно, что опурковская свита в ее современном объеме включает разновозрастные, возможно, разделенные стратиграфическим несогласием толщи. Об этом свидетельствует весь фаунистический состав свиты, который помимо митилоцерамов включает многочисленные камптонектесы, хламисы, мелеагриеллы, танкредии, изогномоны, арктики [13]. Как можно видеть из фактического материала, митилоцерамы в разрезах обычно не встреча-

ются совместно с представителями других родов двустворок. Об этом пишет Л. В. Сибирякова, указывая, что в нижней части ошурковской свиты доминируют митилоцерамы, тогда как верхняя содержит разнообразный комплекс двустворок с включением отдельных иноцерамид.

В пределах Востока СССР аален-байосские толщи характеризуются, как правило, монотаксонной митилоцерамовой фауной [7], и увеличение таксономического разнообразия двустворок обычно происходит на более высоких стратиграфических уровнях. Подобную картину можно наблюдать в Буреинском прогибе, где аален-байосские митилоцерамовые фауны синкальтинской и эпиканской свит сменяются в конце байоса разнообразной фауной двустворчатых моллюсков эльгинской свиты, при этом комплексы двустворок из ее низов по своему систематическому составу близки к таковым верхней части ошурковской свиты. Различие фаунистических характеристик буреинского и верхне-амурского среднеюрских разрезов может свидетельствовать как о своеобразии ориктоценозов в пределах Верхнего Приамурья, так и о существовании разновозрастных подразделений в составе ныне единого стратона. Л. В. Сибирякова [13], говоря о возрасте ошурковской свиты, отмечает, что ее следует относить к средней юре в целом, так как она содержит фаунистические остатки очень широкого возрастного диапазона — от ааленских до батских. Последнее, по мнению автора статьи, определяется, скорее всего, смешением фауны из различных частей разреза, что обусловило столь широкую, «усредненную» палеонтологическую характеристику ошурковской свиты.

В западной части Верхне-Амурского прогиба (район низовьев р. Амазар и междуречье Шилки и Аргуни), где, как указывалось, существует иная стратиграфическая шкала [1, 8], среднеюрский интервал разреза включает четыре согласно залегающих свиты — мангалейскую, тьмагерскую, булейскую и цангинскую (см. таблицу). Из них три первых имеют единый план строения с преобладанием песчаников в нижней части стратона и алевроглинистых отложений — в верхней, и лишь для верхней, цангинской свиты характерно обратное соотношение в разрезе этих пород.

По данным К. К. Анашкиной [1], мангалейская свита согласно залегает на японской и в своей нижней части содержит *Mytiloceras* sp. («*Retroceramus* ex gr. *retrosus*»), что позволяет считать возраст свиты не древнее ааленского. Из низов лежащей выше тьмагерской свиты определены *Mytiloceras* cf. *quenstedti* (Přel.) и *Arctotis lenaensis* (Petr.), которые, если определения справедливы, свидетельствуют о раннеааленском возрасте вмещающих отложений. Напомним, что ааленский воз-

раст скорее всего имеют и отложения японской свиты в пределах стратотипической местности, где в низах стратона встречены скопления митилоцерамов. Т. е. в рассматриваемом районе выделены три крупных (свыше 1000 м каждый) литостратиграфических подразделения, имеющих идентичный или очень близкий возраст. Для булейской свиты, сменяющей тьмагерскую, приводятся *Oxyloma* ex gr. *jacksoni* (Pomp.), пропеамуссиумы, камптоментесы, арктотисы, тригонии, а также *Mytiloceras* *lucifer* (Eichw.), *M. ussuriensis* (Vor.), *M. formosulus* (Vor.) [1, 8]. По-видимому, к верхам свиты относятся находки аммонитов из рода *Arkelloceras* («*Normannites* sp. indet»), из которых единичные образцы могут быть определены как *Arkelloceras* cf. *maclearni* Freb. [14, 15]. Указанные аммониты и митилоцерамы с определенностью датируют возраст отложений как середину раннего байоса — зона *Arkelloceras tozeri* или зона *Mytiloceras* *lucifer* Востока СССР. В следующей выше по разрезу цангинской свите фаунистические остатки есть только в нижних ее слоях, откуда определены разнообразные двустворки — окситомы, кукулеи, арктотисы, граммадонны и митилоцерамы («*Retroceramus retrorsus*»). В низах свиты кроме того найден аммонит плохой сохранности, который из представителей дальневосточных аммонитовых фаун может быть сопоставлен, хотя и с большой степенью приближенности, лишь с аммонитами из рода *Umaltites*, характерными для нижней части эльгинской свиты бассейна р. Бурей, что позволяет предположительно говорить о позднебайосском возрасте цангинской свиты.

Мощность приведенного среднеюрского разреза западной окраины Верхне-Амурского прогиба по данным К. К. Анашкиной [1] превышает 6000 м, а по материалам М. И. Стецюка, проводившего здесь крупномасштабную съемку, она достигает почти 10 000 м. В центральной части прогиба мощность рассмотренной части средней юры, включая частично ковалинскую свиту, составляет около 4500 м [4]. Разрез юрских отложений Верхнего Приамурья большинством исследователей сопоставляется с разрезом юры Буреинского прогиба [1, 3, 6, 13], который благодаря большей фаунистической насыщенности и лучшей изученности обычно рассматривается как эталонный. Но в таком случае почти вся указанная мощная толща должна соответствовать синкальтинской свите аален-раннебайосского возраста бассейна р. Бурей [10], максимальная мощность которой немногим более 1000 м. В то же время по существующим стратиграфическим представлениям в Верхнем Приамурье отсутствуют аналоги эпиканской свиты [8]. Безусловно, нельзя исключить возможность различий в истории геологического развития обоих прогибов в юрское

время, но, по нашему мнению, более вероятны ошибки в стратиграфических построениях, которые, по-видимому, заключаются с одной стороны, в повторении в разрезе разновозрастных толщ, с другой — в объединении отложений разного возраста в составе единого подразделения.

Выше по разрезу на всей площади Верхне-Амурского прогиба с угловым и стратиграфическим несогласием на различных горизонтах юры и более древних породах залегает усманковская свита. Ее фаунистический комплекс содержит многочисленные моидолусы, мелеагринеллы, танкредии, а также *Samptonectes* s. l., *Arctotis*, *Bureiamya* и, по-видимому, редкие *Mutilusceramus*. Из отложений свиты указывается аммонит, найденный Н. П. Саврасовым в бассейне р. Бол. Невер, который ранее определялся как *Argoscerphalites* sp. indet. Этот аммонит, очень плохой сохранности, более напоминает *Umaltites* из бассейна р. Буряя [11], где слои с *Umaltites* era согласно последним данным сопоставляются с верхней частью верхнего байоса [12]. Соответственно возраст усманковской свиты может быть определен в пределах верхнего байоса и, возможно, части батского яруса.

Возрастной интервал прибрежно-морской ускалинской свиты, согласно сменяющей усманковскую, скорее всего средне-верхнеюрский, при этом он охватывает, по-видимому, лишь низы верхней юры (келловей). Сведения о находках в низах ускалинской свиты оксфорд-кимериджских белемнитов [3], по нашему мнению, необходимо уточнить. Приведенный ма-

териал показывает, что стратиграфия юрских морских отложений Верхнего Приамурья нуждается в существенной доработке. Основные нерешенные и спорные вопросы, мы считаем, сводятся к следующему.

Для всей рассматриваемой территории остаются неясными объем и возраст подразделений нижней юры и их взаимоотношения со среднеюрскими отложениями. Последнее особенно актуально для центральных районов Верхнего Приамурья.

Палеонтологически слабо обоснована среднеюрская шкала, которая в центральных частях Верхне-Амурского прогиба нуждается в детализации, тогда как для западных районов скорее можно говорить о частичной генерализации, поскольку здесь вероятнее всего, судя по фауне, имеет место дублирование разреза.

Неизвестен возраст и положение в разрезе литологически четкой, но палеонтологически не документированной сквородинской свиты.

К сожалению, мы не можем предложить собственной интерпретации стратиграфической схемы юры Верхнего Приамурья, поскольку большое число нерешенных вопросов требует полевых исследований и доизучения хорошо привязанных к разрезу фаунистических остатков. Возможные варианты корреляции и датировок отдельных стратиграфических подразделений показаны на прилагаемой таблице. Они могут быть учтены при специальных стратиграфических исследованиях и при проведении крупномасштабной съемки и других геологических работ на рассматриваемой территории.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анашкина К. К. Стратиграфия юрских морских отложений западной части Ольдойского прогиба (Забайкалье) // Вопросы биостратиграфии Советского Дальнего Востока.— Владивосток, 1974.— С. 33—41.
2. Москаленко З. Д. Находки среднеюрских иноцерамид в Верхнем Приамурье // Зап.ЛГИ.— 1967.— Т. 53, вып. 2.— С. 86—98.
3. Москаленко З. Д. Белемниты из юрских отложений Верхнего Приамурья // Мезозойские морские фауны Севера и Дальнего Востока СССР и их стратиграфическое значение.— М.: Наука, 1968.— С. 26—34. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 48).
4. Москаленко З. Д., Фрейдлин А. И. Стратиграфия юрских и меловых отложений Верхнего Приамурья // Зап.ЛГИ.— 1962.— Т. 47, вып. 4.— С. 3—13.
5. Окунева Т. М. Стратиграфия юрских морских отложений Восточного Забайкалья и ее палеонтологическое обоснование // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер.— 1973.— Т. 219.— С. 3—117.
6. Панов В. В., Зубков В. Ф. К стратиграфии юрских отложений Верхне-Амурского прогиба // Геология и геофизика.— 1968.— № 4.— С. 69—74.
7. Полуботко И. В., Сей И. И. Расчленение среднеюрских отложений восточной части СССР по мтилоцерамам // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1981.— № 12.— С. 63—70.
8. Решения Третьего Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозю Дальнего Востока СССР.— Владивосток, 1978; Магадан, 1982.
9. Сей И. И. Позднеюрские двустворчатые моллюски Буреинского прогиба // Новые данные по детальной биостратиграфии фанерозоя Дальнего Востока.— Владивосток, 1984.— С. 86—97.
10. Сей И. И., Брудницкая Е. П., Калачева Е. Д., Кузьмин С. П. Новые литостратиграфические подразделения нижней и средней юры Буреинского прогиба (Дальний Восток) // Геология и геофизика.— 1984.— № 6.— С. 28—37.
11. Сей И. И., Калачева Е. Д. Биостратиграфия нижней и среднеюрских отложений Дальнего Востока.— Л.: Недра, 1980. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер.; Т. 285).
12. Сей И. И., Калачева Е. Д. Проблема байосского и батского ярусов средней юры Востока и Севера СССР // Сов. геология.— 1987.— № 4.— С. 51—57.
13. Сибирякова Л. В. Стратиграфия морских юрских отложений Верхнего Приамурья и ее палеонтологическое обоснование.— // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер.— 1973.— Т. 219.— С. 119—237.
14. Frebold H. Fauna, age and correlation of the Jurassic rocks of Prince Patrick island // Geol. Surv. Can. Bull.— 1958.— N 41.— P. 69.
15. Imlay R. Middle Jurassic (Bajocian and Bathonian) Ammonites from Northern Alaska // Geol. Surv. Profess. Pap.— 1976.— N 854.— P. 19.

УДК 550.8.013 : 553.22.065 : 550.83

*М. Ю. Носырев, В. Г. Парышев***ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ
В ВУЛКАНОТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ БУРЕЙНСКОГО МАССИВА**

Рассмотрены физические свойства метасоматически измененных вулканогенных пород в пределах месторождений гидротермального генезиса. Обоснована воз-

можность выделения геофизическими методами потенциально рудоносных участков.

Вулканотектонические структуры (ВТС) или их отдельные рудоносные блоки соответствуют в общей иерархии металлогенических объектов рудным полям, т. е. единым в структурном отношении участкам земной коры, включающим серию пространственно сближенных, одновозрастных и генетически родственных эндогенных месторождений. Отдельные месторождения и разделяющие их участки пустых или слабоминерализованных пород являются элементами неоднородности рудного поля [1, 2].

Одна из главных задач геофизических методов при изучении рудных полей — выделение геолого-структурных обстановок, отвечающих по масштабности и набору признаков потенциальным месторождениям. В конкретных условиях эта задача может решаться различными способами, одним из которых является выделение областей развития метасоматически измененных пород, связанных с проявлением рудоформирующего процесса. Для этого необходимо знание физических свойств как неизмененных (фоновых), так и метасоматически измененных пород, а также представление о пространственном расположении и соотношении различных метасоматитов в пределах самого месторождения.

Рассмотрим этот вопрос для рудоносной ВТС этапа позднемезозойской тектономагматической активизации, расположенной на Бурейнском массиве. В ее пределах выявлен ряд месторождений и рудопроявлений эндогенной минерализации, сформированных в связи с гидротермальной деятельностью. Локализуясь в северной части вулканоструктуры, они в совокупности определяют рудное поле как единую рудонасыщенную полосу субширотной ориентировки протяженностью до 14 км при ширине от

2 до 5 км, контролируемую системой крупных разломов того же направления.

В геологическом разрезе рудного поля выделяются породы нижнего структурного этажа (кристаллический фундамент, сложенный гранитизированными образованиями предположительно протерозойского возраста, интродуцированными палеозойскими магматическими образованиями) и верхнего структурного этажа, представленного вулканогенно-осадочными породами мелового возраста. Вулканогенный разрез делится на нижний и верхний вулканогенные комплексы.

В основании верхнего комплекса залегают игнимбриты липаритов, фельзитов, редко туфы кислого состава, мощностью от первых десятков до первых сотен метров. Выше в разрезе отмечается горизонт туфогенно-осадочных пород (мощностью от 10 до 100 м, реже более), сложенный чередующимися прослоями алевролитов, песчаников, гравелитов, конгломератов и туфов от основного до кислого состава. Разрез заканчивается пирокно развитой толщей лав, представленной фельзитами и липаритами, максимальная мощность которой достигает 900 м, составляя в среднем в пределах рудного поля 300—600 м.

Физические свойства неизмененных или слабоизмененных пород верхнего комплекса, полученные по данным промера ядра скважин ниже зоны гипергенеза, приведены в таблице.

Низкотемпературная гидротермальная минерализация развита в основном в пределах верхнего комплекса и локализуется в приподонных частях лавовых прослоев, туфогенно-осадочном горизонте и в зонах трещиноватости внутри фельзитов. С рудной минерализацией тесно связаны гидротермальные изменения пород по типу аргиллизации, которые в

Породы	Объемный вес, $\cdot 10^3$ кг/м ³	Коэффициент пористости открытой, %	Магнитные свойства		Кажущееся электрическое сопротивление, Ом·м
			Магнитная восприимчивость, 10^{-5} ед. СИ	Остаточная намагниченность, 10^{-3} А/м	
Лавовая составляющая верхнего комплекса: липариты крупновкрапленниковые	2,53	4,3	350	160	1500
			160—1050	50—280	
липариты средне-, густопорфиновые	2,56	2,3	375	170	2300
			250—1200	120—800	
фельзиты	2,57	3,0	400	280	2500
			190—880	100—970	
Туфогенно-осадочный горизонт	2,52	4,0	25	—	300
			6—75	—	
Игнимбриты липаритов	2,55	5,2	325	2100	200
			125—780	150—5000	

Примечание. Для магнитных свойств в числителе — наиболее вероятное значение, в знаменателе — максимальное и минимальное значения. Для остальных параметров приведены средние значения. Определения объемного веса и пористости проведены методом гидростатического взвешивания на весах ВЛКТ-50, магнитных свойств на приборах KLY-2 и ИР-4, электрическое сопротивление определялось установкой AM = MN = NB = 1 см. Все измерения выполнены в лаборатории ПГО Ташгеология.

значительной степени меняют и физические свойства пород (рис. 1).

Продукты начальной стадии аргиллизации (кислотного выщелачивания) представлены в основном кварц-каолинитовыми и кварц-каолинит-гидрослюдистыми метасоматитами. Для них характерно резкое и существенное уменьшение объемного веса образцов (до $2,3—2,35 \cdot 10^3$ кг/м³) и возрастание пористости (открытая пористость увеличивается с 4—5 % до 10—15 %). Причем потеря объемного веса происходит преимущественно за счет пористости: удельный вес пород остается практически неизменен. Магнитная восприимчивость сред-

не- и сильноаргиллизированных пород падает до $(6—15) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, а слабоаргиллизированных не превышает $100 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Остаточная намагниченность уменьшается примерно пропорционально магнитной восприимчивости, причем для слабоаргиллизированных пород уменьшение остаточной намагниченности несколько отстает от магнитной восприимчивости. Уменьшение электрического сопротивления образцов находится в прямой зависимости от пористости и достигает первых сотен Ом на метр, т. е. на порядок меньше фоновых значений.

Образующиеся в результате последующей слабощелочной стадии аргиллизации гидрослюдистые метасоматиты характеризуются плотностью $(2,5—2,53) \cdot 10^3$ кг/м³. Относительное повышение плотности по сравнению с каолинит-содержащими метасоматитами связано с уменьшением пористости в результате заполнения порового пространства гидрослюдами. Характерно, что и здесь удельный вес пород практически не меняется. Магнитная восприимчивость остается низкой $((10—40) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ), так же, как и остаточная намагниченность.

С заключительными стадиями аргиллизации тесно связаны процессы гематитизации и карбонатизации пород.

Гематитизированные породы характеризуются плотностью порядка $(2,52—2,60) \cdot 10^3$ кг/м³ и магнитной восприимчивостью $(30—80)$, иногда до $(125—180) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

Карбонатизация приводит к увеличению объемного веса до $2,6—2,65$, редко $2,75 \times 10^3$ кг/м³, что связано с появлением таких

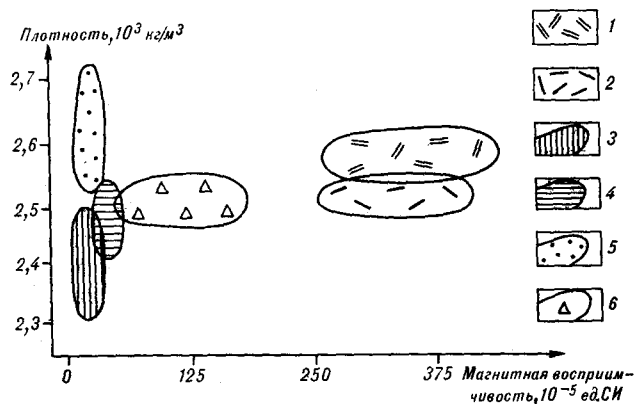


Рис. 1. Зависимость физических свойств фельзитов и липаритов верхнего комплекса от типа гидротермально-метасоматических изменений.

1 — фельзиты, липариты; 2 — крупновкрапленниковые липариты; 3 — кварц-каолинитовые, кварц-каолинит-гидрослюдистые аргиллизиты, 4 — кварц-гидрослюдистые аргиллизиты, 5 — карбонатизированные породы, 6 — гематитизированные породы.

тяжелых минералов как кальцит и сидерит и соответственно увеличением удельного веса пород. Магнитная восприимчивость составляет $(10-40) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, увеличиваясь до $(60-90) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ для сидеритсодержащих пород. Разобранные типы изменений являются основными и наиболее масштабно проявленными в связи с формированием месторождений.

Из рассмотренных материалов следует, что изменение физических свойств пород рудного поля до глубин 200—800 м (т. е. до подошвы лав верхнего комплекса) связано в первую очередь с появлением в разрезе метасоматитов, что создает благоприятные условия для изучения их геофизическими методами.

Пространственное положение и взаимоотношение метасоматитов с различными физическими свойствами изучалось в пределах конкретных месторождений и рудопроявлений. По результатам этого разрабатана петрофизическая модель месторождения, локализованного в пределах верхнего комплекса (рис. 2). Она представляется совокупностью закономерно расположенных в пространстве петрофизических зон. Для каждой из зон присущи специфические значения физических свойств и их соотношений.

Зона рудолокализации (А) характеризуется резкой и значительной дифференциацией физических свойств пород: плотности от 2,30 до $2,75 \cdot 10^3$ кг/м³, магнитной восприимчивости от 5—15 до $(125-180) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, остаточной намагниченности от первых десятков до сотен 10^{-3} А/м, кажущегося электрического сопротивления от сотен до тысяч Ом на метр. Дифференциация свойств обусловлена совмещением в зоне продуктов как предрудного, так и рудопроявляющегося метасоматоза. Резкое увеличение плотности в зоне связано с карбонатизированными породами, уменьшение — с архиллизированными. Относительное повышение магнитных свойств обусловлено гематитизацией пород. Сама зона в несколько раз больше по размерам собственно рудных залежей и не является синонимом области развития кондиционного оруденения, а определяется как участок развития метасоматитов рудного и пострудного этапов. Мощность зоны по вертикали может достигать 100—120 м.

Зона объемной гидротермальной проработки предрудного этапа (В) характеризуется устойчивым понижением плотности до $(2,45-2,47) \times 10^3$ кг/м³ (в целом на весь объем зоны). Магнитная восприимчивость как правило не превышает $30 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, остаточная намагниченность составляет первые десятки единиц 10^{-3} А/м. Электрическое сопротивление также понижено. Дифференциация физических свойств мала. Для плотности характерен инвервал колебаний $(2,4-2,5) \cdot 10^3$ кг/м³, прередка

до $(2,30-2,35) \cdot 10^3$ кг/м³. Выделяемая зона характеризуется развитием кварц-кашлинитовых и кварц-кашлинит-гидрослюдистых метасоматитов этапа предрудной гидротермальной проработки.

Зона В расположена выше и может быть несколько смещена в сторону от зоны А. Ее вертикальная мощность достигает 300—400 м. Это наиболее крупная в контурах месторождения петрофизическая зона. Главная ее особенность — объемная метасоматическая проработка пород, в ее пределах практически нет участков, не затронутых изменениями. Скольконичибудь значимого оруденения внутри этой зоны, как правило, не отмечается. Выше зоны В располагается зона В или зона линейной гидротермальной проработки, которая характеризуется затуханием объемом проявленного метасоматоза и развитием измененных пород лишь по отдельным тектоническим структурам, между которыми наблюдаются блоки не затронутых или слабозатронутых изменениями пород. Характеризуется дифференцированными распределением физических свойств, но это связывается с наличием в зоне как измененных, так и не затронутых изменениями пород с нормальными петрофизическими характеристиками. Густота тектонических нарушений и сопряженных с ними изменений в зоне В существенно превышает нормальный «фон» безрудных участков. Предполагая гипсометрически выше зоны В, зона В также может быть несколько смещена в плане. Вертикальный размер ее не превышает 100—200 м.

Все три петрофизических зоны создают определенный объем пород с аномально высокой насыщенностью продуктами метасоматоза.

Причины формирования подобных участков заключаются в их высокой проницаемости для гидротермальных растворов. А это определяется прежде всего степенью тектонической нарушенности разреза данного участка, наличием своеобразных трещинных штокерков, развитых от подошвы лавовой составляющей верхнего комплекса выше по разрезу на сотни метров. Причины возникновения таких узлов аномальной тектонической нарушенности разреза могут быть самые разнообразные. Не останавливаясь на этом, отметим лишь, что немалую роль в их формировании играют гравитационная тектоника, как результат негоризонтальной поверхности, подстилающей рудоносные толщи, а также физико-механические свойства пород.

Таким образом, месторождение, как объект поиска геофизическими методами, представляется определенным объемом горных пород, характеризующимся интенсивной тектонической и гидротермально-метасоматической проработкой, аномальной по отношению к вмещающей

тяжелых минералов как кальцит и сидерит и соответственно увеличением удельного веса пород. Магнитная восприимчивость составляет $(10-40)10^{-5}$ ед. СИ, увеличиваясь до $(60-90)10^{-5}$ ед. СИ для сидеритосодержащих пород.

Разобранные типы изменений являются основными и наиболее масштабно проявленными в связи с формированием месторождений.

Из рассмотренных материалов следует, что изменение физических свойств пород рудного поля до глубин 200—800 м (т. е. до подошвы лав верхнего комплекса) связано в первую очередь с появлением в разрезе метасоматитов, что создает благоприятные условия для изучения их геофизическими методами.

Пространственное положение и взаимоотношение метасоматитов с различными физическими свойствами изучалось в пределах конкретных месторождений и рудопроявлений. По результатам этого разработана петрофизическая модель месторождения, локализованного в пределах верхнего комплекса (рис. 2). Она представляется совокупностью закономерно расположенных в пространстве петрофизических зон. Для каждой из зон присущи специфические значения физических свойств и их соотношений.

Зона рудолокализации (А) характеризуется резкой и значительной дифференциацией физических свойств пород: плотности от 2,30 до $2,75 \cdot 10^3$ кг/м³, магнитной восприимчивости от 5—15 до $(125-180)10^{-5}$ ед. СИ, остаточной намагниченности от первых десятков до сотен 10^{-3} А/м, кажущегося электрического сопротивления от сотен до тысяч Ом на метр. Дифференциация свойств обусловлена совмещением в зоне продуктов как предрудного, так и рудосопровождающего метасоматоза. Резкое увеличение плотности в зоне связано с карбонатизированными породами, уменьшение — с аргиллизированными. Относительное повышение магнитных свойств обусловлено гематитизацией пород. Сама зона в несколько раз больше по размерам собственно рудных залежей и не является синонимом области развития кондиционного оруденения, а определяется как участок развития метасоматитов рудного и пострудного этапов. Мощность зоны по вертикали может достигать 100—120 м.

Зона объемной гидротермальной проработки предрудного этапа (Б) характеризуется устойчивым понижением плотности до $(2,45-2,47) \times 10^3$ кг/м³ (в целом на весь объем зоны). Магнитная восприимчивость как правило не превышает $30 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, остаточная намагниченность составляет первые десятки единиц 10^{-3} А/м. Электрическое сопротивление также понижено. Дифференциация физических свойств мала. Для плотности характерен интервал колебаний $(2,4-2,5)10^3$ кг/м³, изредка

до $(2,30-2,35)10^3$ кг/м³. Выделяемая зона характеризуется развитием кварц-каолинитовых и кварц-каолинит-гидрослюдистых метасоматитов этапа предрудной гидротермальной проработки.

Зона В расположена выше и может быть несколько смещена в сторону от зоны А. Ее вертикальная мощность достигает 300—400 м. Это наиболее крупная в контурах месторождения петрофизическая зона. Главная ее особенность — объемная метасоматическая проработка пород, в ее пределах практически нет участков, не затронутых изменениями. Сколько-нибудь значимого оруденения внутри этой зоны, как правило, не отмечается. Выше зоны В располагается зона Б или зона линейной гидротермальной проработки, которая характеризуется затуханием объемно проявленного метасоматоза и развитием измененных пород лишь по отдельным тектоническим структурам, между которыми наблюдаются блоки не затронутых или слабозатронутых изменениями пород. Характеризуется дифференцированным распределением физических свойств, но это связывается с наличием в зоне как измененных, так и не затронутых изменениями пород с нормальными петрофизическими характеристиками. Густота тектонических нарушений и сопряженных с ними изменений в зоне В существенно превышает нормальный «фон» безрудных участков. Располагаясь гипсометрически выше зоны Б, зона В также может быть несколько смещена в плане. Вертикальный размер ее не превышает 100—200 м.

Все три петрофизических зоны создают определенный объем пород с аномально высокой насыщенностью продуктами метасоматоза.

Причины формирования подобных участков заключаются в их высокой проницаемости для гидротермальных растворов. А это определяется прежде всего степенью тектонической нарушения разреза данного участка, наличием своеобразных трещинных штотверков, развитых от подошвы лавовой составляющей верхнего комплекса выше по разрезу на сотни метров. Причины возникновения таких узлов аномальной тектонической нарушенности разреза могут быть самые разнообразные. Не останавливаясь на этом, отметим лишь, что немалую роль в их формировании играют гравитационная тектоника, как результат негоризонтальности поверхности, подстилающей рудоносные толщи, а также физико-механические свойства пород.

Таким образом, месторождение, как объект поиска геофизическими методами, представляется определенным объемом горных пород, характеризующимся интенсивной тектонической и гидротермально-метасоматической проработкой, аномальной по отношению к вмещающей

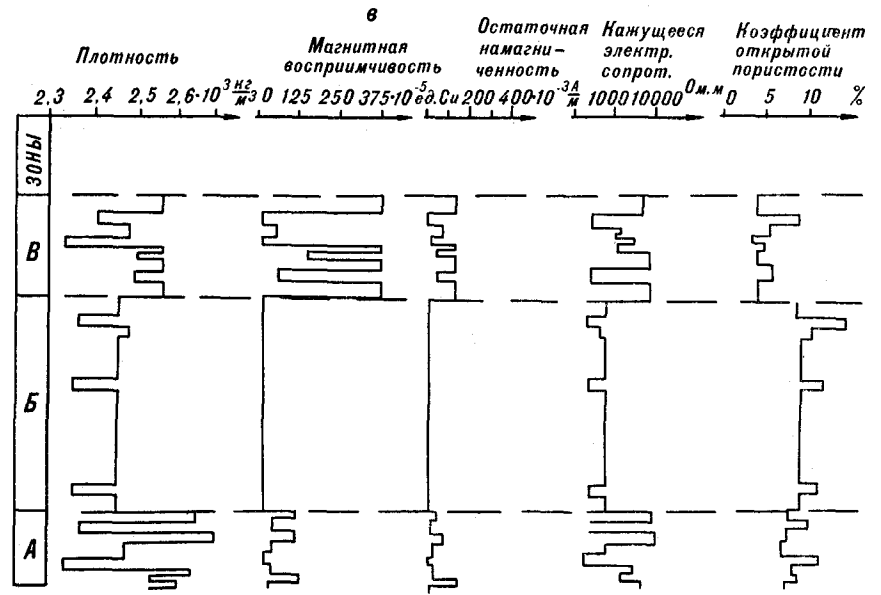
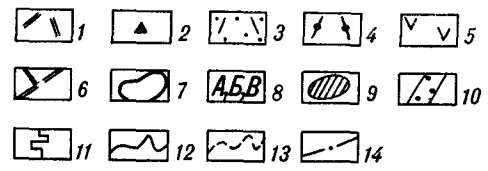
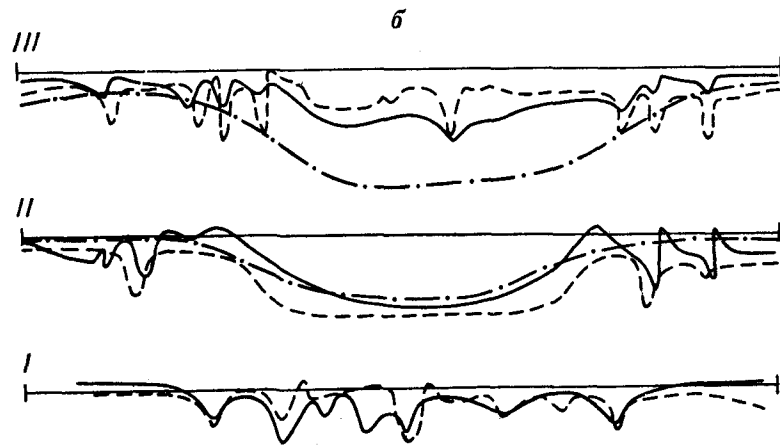
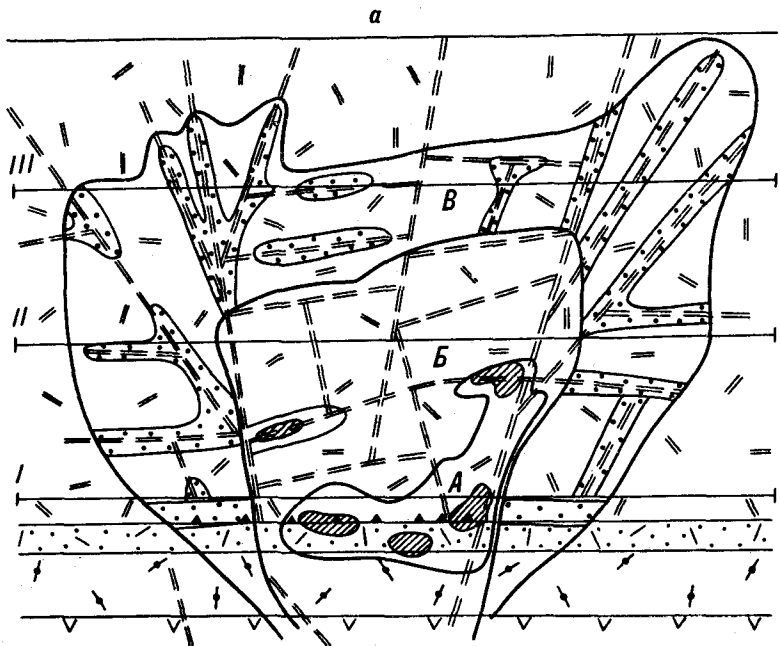


Рис. 2. Петрофизическая модель месторождения.

а — схема глубинного строения: А — В см. в тексте; 1 — фельзиты, липариты верхнего комплекса, 2 — их кластолавы, лавобрекчи, 3 — туфогенно-осадочный горизонт, 4 — игнимбриты липаритов, 5 — нижний комплекс, нерасчлененный, 6 — тектонические нарушения, 7 — граница петрофизических зон, 8 — петрофизические зоны, 9 — рудные тела, 10 — области гидротермальной проработки в зоне В, 11 — графики характерного изменения физических свойств по вертикали; б — уровни эрозийного среза, для которых построены графики физических полей; в — характерные графики физических полей: 12 — магнитного, 13 — кажущегося сопротивления по данным ЭП, 14 — гравитационного.

среде, что обуславливает и специфические свойства горных пород в его пределах. При этом собственно рудные тела занимают не более 5—10 % всего объема.

Очевидно, что наибольший практический интерес представляет зона *B*, которая создает масштабные отрицательные аномалии магнитного (до 150—200 нТ), гравитационного (от 0,5 до 1—1,2 мГал) и электрического полей.

Проявленность месторождений в геофизических полях и особенности аномалий определяются величиной эрозионного среза объекта, тем, какая из петрофизических зон вскрывается на современной поверхности.

В случае выхода на поверхность зоны *A* над месторождением практически не наблюдается магнитной аномалии, электрическое сопротивление на поверхности коренных пород (по данным электропрофилеирования) имеет дифференцированный характер: наряду с локальными зонами минимумов кажущегося сопротивления отмечаются и участки его повышенных значений. Гравитационной аномалии также не отмечается. Петрофизические карты, построенные по данным промера образцов с поверхности (масштаб 1 : 10 000), характеризуют месторождение этого эрозионного среза в целом относительно повышенной плотностью ((2,55—2,65) 10^3 кг/м³) с отдельными локальными участками аномально низких значений. Магнитная восприимчивость составляет в среднем $60 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ с локальными понижениями до значений менее $10 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

В случае более погруженного объекта, когда на поверхности вскрывается зона *B*, характерно наличие локальной отрицательной аномалии магнитного поля, интенсивность которой зависит от мощности зоны *B* и составляет в среднем от 100 до 200 нТ. Месторождение отмечается площадной отрицательной аномалией электрического сопротивления (первые сотни Ом на метр). Над ним возможна слабая отрицательная аномалия гравитационного поля. Петрофизические карты свидетельствуют о развитии в контуре месторождения пород с аномально низкой плотностью (менее $2,45 \times$

$\times 10^3$ кг/м³) и магнитной восприимчивостью до $15 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

Третий характерный случай эрозионного среза — вскрытие на поверхности зоны *B*. В этом случае остается отрицательная магнитная аномалия, несколько повышается дифференцированность магнитного поля. Электрическое поле также приобретает дифференцированный характер, линейным тектоническим швам и зонам гидротермальной проработки соответствуют минимумы кажущегося сопротивления, а блокам неизменных или слабоизмененных пород — уровень нормального (тысячи Ом на метр) поля. Петрофизические карты свидетельствуют о дифференцированном распределении плотности и магнитной восприимчивости в пределах месторождения от значений, характерных для интенсивно аргиллизированных пород, до значений петрофизических параметров нормальных пород. Над объектом наблюдается отрицательная гравитационная аномалия интенсивностью до 1—1,2 мГал. Такая же гравитационная аномалия будет наблюдаться и при выходе на поверхность самых верхних частей зоны *B*. Вероятней всего причиной возникновения локальных отрицательных гравитационных аномалий является не только разуплотнение пород в связи с гидротермальной проработкой, но и аномальная тектоническая нарушение рудоносного участка, приводящая к появлению широко проявленной макропустотности и уменьшению объемного веса рудоносного блока в целом.

Таким образом, на основании разработанной петрофизической модели и характеризующих ее геофизических аномалий возможны выделение участков, отвечающих по интенсивности тектонической и гидротермально-метасоматической проработки возможным месторождениям, и оценка их наиболее вероятного эрозионного среза, что в совокупности с другими данными играет важную роль при ориентации поисковых работ в пределах рудных полей рассмотренного типа на выявление глубокозалегающего, не проявленного на поверхности оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Каждан А. Б. Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых.— М.: Недра, 1984.

2. Крейгер В. М. Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых.— М.: Недра, 1969.

ИГО Таежгеология
Хабаровск

Поступила в редакцию
30 октября 1987 г.

Необходимость создания физико-геологических моделей металлогенических подразделений разного иерархического уровня определяется тем, что модели являются основой для формирования рационального прогнозно-поискового комплекса на той или иной стадии геолого-разведочного процесса. Экономическая и геологическая эффективность соответствующего этапа работ во многом зависит от полноты наших знаний об объекте поисков соответствующего ранга. В отечественной литературе [1, 4], посвященной данному вопросу, акцентируется внимание на том, что сила моделей состоит не в упрощении явлений, а в отражении в них наиболее существенного, без чего нельзя извлечь необходимую информацию из наблюдаемых физических полей и правильно определить состав комплекса на следующем этапе изучения.

В исследовании специализированных физико-геологических моделей можно выделить три основных направления: 1) изучение конкретных рудных объектов разного ранга с целью построения их физико-геологических моделей; 2) обобщение и систематизация данных по первому направлению с целью выработки типовых обобщающих моделей для рудных объектов определенного генезиса и близких условий локализации; 3) использование типовых моделей на ранних стадиях изучения новых перспективных территорий с целью обоснования эффективного прогнозно-поискового комплекса для конкретных условий района.

К сожалению, в настоящее время разработка второго и третьего направлений существенно отстает от первого, особенно для металлогенических объектов гидротермального генезиса. В итоге информация, полученная с применением больших объемов бурения и горных работ, недостаточно используется при изучении новых площадей аналогичного геологического строения.

Статья М. Ю. Носырева и В. Г. Парышева представляет собой хороший пример целенаправленного и тщательного исследования конкретного месторождения и является несомненным вкладом в разработку первого направления. Авторами обобщен богатый фактический материал по физическим свойствам неизменных пород и метасоматитов рудного и прерудного этапов. В качестве наиболее существенных элементов модели обоснованно выделены три разноудаленные от рудных тел зоны. Определены параметры этих зон и выясне-

ны особенности проявленности месторождения в данных геофизических методов при разных уровнях его эрозийного среза.

Изученный объект является типовым, что позволяет использовать полученные выводы в других районах. Недостатком предлагаемой модели является отсутствие в ней такого важного (по мнению самих же авторов) элемента как зоны объемной мелкой трещиноватости. Такие зоны, с одной стороны, определяют положение наложенной минерализации, а с другой — характеризуются изменением плотности, сопоставимым с изменением, обусловленным метасоматическими процессами. Вызывает сожаление, что авторы не смогли подробно остановиться на весьма интересном и слабоизученном вопросе о роли гравитационной тектоники при формировании больших объемов нарушенных пород. Было бы полезно рассмотреть вопрос о возможности получения принципиальной информации о главных элементах модели по ограниченному количеству данных на ранних стадиях работ.

Представляется неудачным употребление термина «петрофизическая модель месторождения», так как фактически петрофизическая информация в предлагаемой модели отсутствует. Достаточно сказать, что практически в каждой горной породе, указанной в пояснении к модели, может быть дополнительно выделено несколько петрографических разновидностей, иногда с различными физическими свойствами. В этой связи целесообразнее было бы использовать распространенный в литературе термин «физико-геологическая модель», как наиболее правильно отражающий содержание модели.

Нельзя согласиться с утверждением авторов о соответствии вулканотектонических структур металлогеническим объектам ранга рудных полей. Вулканотектонические структуры тоже могут принадлежать разным иерархическим уровням. На Буреинском массиве, например, имеется Хингаю-Олонойская вулканотектоническая структура, северный блок которой вмещает рудный район.

В целом статья содержит убедительное обоснование типовой физико-геологической модели гидротермального месторождения, локализованного в вулканитах. Затронутые в ней вопросы представляют несомненный интерес.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бродовой В. В. Физико-геологическое моделирование рудных объектов // Разведка и охрана недр.— 1980.— № 8.— С. 35—40.
2. Бродовой В. В. Геофизические исследования в рудных провинциях.— М.: Недра, 1984.
3. Вахромеев Г. С. Основы методологии комплексирования геофизических исследований при поисках рудных месторождений.— М.: Недра, 1978.
4. Вахромеев Г. С., Давыденко А. Ю. Моделирование в разведочной геофизике.— М.: Недра, 1987.

ДВИМС
Хабаровск

Б. Г. Саксин

УДК 551.761/762/763(571.63)

В. А. Михайлов, Ю. Г. Волохин, В. П. Парняков,
Л. М. Олейник

О ВОЗРАСТЕ И ОБЪЕМЕ ГОРБУШИНСКОЙ СЕРИИ ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ СИХОТЭ-АЛИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

На основе биостратиграфических и литологических исследований, проведенных в Прибрежной зоне, обосновывается выделение нового стратиграфического подразделения — горбушинской серии раннетриасового — раннемелового возраста. Серия разделена на две толщи: толщу кремней раннетриасового — позднеюрского возраста и терригенную толщу позднеюрского — ран-

немелового возраста общей мощностью 335—510 м. Возраст обоснован сборами ранне-, средне- и поздне- триасовых конодонтов, триасовых, юрских и раннемеловых радиолярий, раннемеловых папоротников. Приводится описание стратотипического и парастратотипических разрезов серии.

Кремнистые отложения Прибрежной зоны ранее включались в состав горбушинской свиты (Дальнегорский район) или произвольно помещались на различные уровни стратиграфической колонки (Ольгинский район). Горбушинская свита, выделенная Ю. Т. Гурулевым в 1964 г. [7], включала кремневые и терригенные породы, образующие четыре мезоритма (от 60—260 до 1000 м каждый), начинающихся обломочными и заканчивающихся кремнистыми породами и алевролитами. Мощность свиты оценивалась в 535—2640 м, возраст считался среднеюрским на основании единичной находки среднебайосского аммонита (*Stephanoceras ex. gr. umbilicum* Quenst.) из второго горизонта первого мезоритма (руч. Тигровый) и комплекса радиолярий средне-позднеюрского возраста [5, 9].

Авторами получен фактический материал, коренным образом меняющий эту схему: 1) в точке находки юрского аммонита В. П. Парняковым и др. были собраны берриас-валанжинские *Neocomites* sp. и др., *Coniopteris* cf. *burejensis* (Zal) Seward и др.*; 2) на стратотипическом (р. Рудная) и других разрезах свиты в кремнистых отложениях всех мезоритмов обнаружены последовательно сменяющие друг друга в пределах толщи кремней триасовые конодонты [3, устное сообщение Н. Ю. Брагина], триасовые и юрские радиолярии; 3) в терригенных породах свиты собраны позднеюрские

и раннемеловые радиолярии, а также раннемеловые папоротники *Alsophilites nipponensis* (Oishi) Krass. [8]; 4) установлено повторение литологических особенностей пород во всех «мезоритмах», являющихся аллохтонными пластинами. Эти факты обусловили необходимость пересмотра стратиграфического объема и возраста горбушинской свиты, а также вызвали сомнения в валидности этого стратиграфического подразделения.

Горбушинская серия представляет собой комплекс морских кремнистых и терригенных пород, характеризующийся асимметричным строением с регрессивной последовательностью фаций в разрезе. Она разделяется на две толщи: толщу кремней раннетриасово-позднеюрского возраста и сменяющую ее в разрезе терригенную толщу позднеюрского — раннемелового возраста. Общая мощность серии — 335—510 м в Дальнегорском и 390—1100 м — в Ольгинском районе.

Она широко распространена в Дальнегорском районе в бассейнах рек Рудная, Горбуша, Высокогорская и др., где слагает аллохтонные покровы, тектонически перекрывающие раннемеловую олистострому. Многократное повторение разреза серии по р. Рудная и в других разрезах объясняется конседиментационным нагромождением пластин друг на друга при их подводном оползании со склонов. В строении пластин отмечается нормальная стратиграфическая последовательность пород (снизу): глинистые яшмы и кремни — кремни — глинистые кремни — алевролиты с прослоями кремнистых аргиллитов — песчано-алевролитовые флишмассивные аркозовые песчаники с единичными прослоями алевролитов.

* Здесь и далее определения проведены: раннемеловой фауны — В. П. Коноваловым, флоры — В. А. Красильниковым и С. А. Шороховой, конодонтов — Г. И. Бурый, радиолярий — Л. М. Олейник (за исключением специально оговоренных случаев).

Стратотипический разрез серии представлен практически непрерывной цепочкой обнажений докольной террасы р. Рудная в 1,5—2,5 км выше устья р. Горбуша (рис. 1). Наиболее полный разрез толщи кремней известен на р. Рудная в 2 км выше устья р. Горбуша (рис. 2, а), где она входила в состав «второго мезоритма» горбушинской свиты [7] (снизу):

- Мощность, м
1. Глинистые кремни зеленовато-серые, в нижней части сургучно-красные глинистые яшмы с подчиненными слоями и линзами серых кремней с многочисленными *Neospathodus discreta* (Müller), *N. waageni* Sweet, *N. homeri* (Bender), *N. aff. triangularis* (Bender), *N. zaksi* Buryi, *Oncodella obuti* Buryi (образцы 164, 166, 167, 169, 170), характерными для оленекского яруса Южного Приморья [2], Греции [12], Пакистана [20], Северной Америки [17]. 9
 2. Глинистые кремни зеленовато-серые с прослоями (0,2—10 см) фтанитов и глинистых фтанитов с конодонтами *Neospathodus aff. triangularis* (Bender), *N. sp.* (образцы 162, 163), сходные с вышеприведенными. 6
 3. Глинистые кремни зеленовато-серые с редкими прослоями фтанитов и кремней с *Neospathodus homeri* (Bender), *N. timorensis* (Nogami), *Neogondolella sp.* (образцы 174, 175), аналогичными конодонтам из отложений самой верхней части нижнего триаса Греции [12]. В верхней части слоя встречаются *Neospathodus aff. kockeli* (Tatge) (обр. 176). 7
 4. Глинистые кремни зеленовато-серые с подчиненными линзами и прослоями кремней с конодонтами *Neospathodus kockeli* (Tatge), *N. germanicus* Kozur, *Ozarkodina saginata* Huckriede, *Diplododella cf. weibneri* (Tatge), *Prioniodina venusta* (Huckriede) (обр. 173), характерными для анизийского яруса Западной Европы [14] и Северной Америки [16], и радиоляриями *Plafkerium sp. indet.*, *Capnuchosphaeridae gen. indet.* (обр. 8212), известными из триаса Калифорнии [19], Греции, Сицилии, Турции [23]. 2,5
 5. Кремни зеленовато-серые линзовидно-слоистые толстоплитчатые (8—10 см) с маломощными (2—8 см) слоями и линзами глинистых кремней и кремнистых аргиллитов, единичными слоями фтанитов с *Neospathodus kockeli* (Tatge), *Ozarkodina tortilis* Tatge (обр. 179), также характерными для анизийского яруса. 5
 6. Кремни темно-серые и голубовато-серые среднетолстоплитчатые (5—12 см) горизонтально-слоистые с маломощными (0,5—10 мм) прослоями глинисто-кремнистых пород с *Gladigondolella cf. trümpyi* Hirsch (обр. 182), сходными с конодонтами, описанными в отложениях ладинского яруса Западной Европы [13], в верхней части слоя — с радиоляриями *Capnodocoe sp. indet.* (обр. 8213), описанными в верхнем триасе Северной Америки [19] и Турции [23]. 4
 7. Кремни зеленовато-серые тонкоплитчатые (1—3 см) ритмично-слоистые с верхнетриасовыми конодонтами плохой сохранности из родов *Epigondolella*, *Neocavittella*, *Paragondolella*, *Metapolygnathus* (образцы 184—186). 8
 8. Глинистые кремни зеленовато-серые с прослоями кремнистых аргиллитов с радиоляриями *Tricolocapsa plicarum* Yao, *T. (?) fusiformis* Yao, *Lithocampe tetracapsa* Zham., *Stichocapsa japonica* Yao, *Protunuma sp.* (обр. 12с/39^а), *Parvi-*

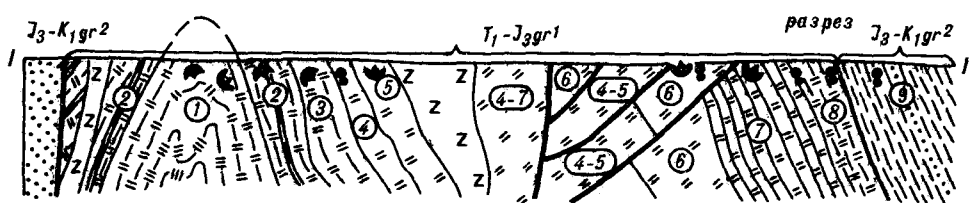
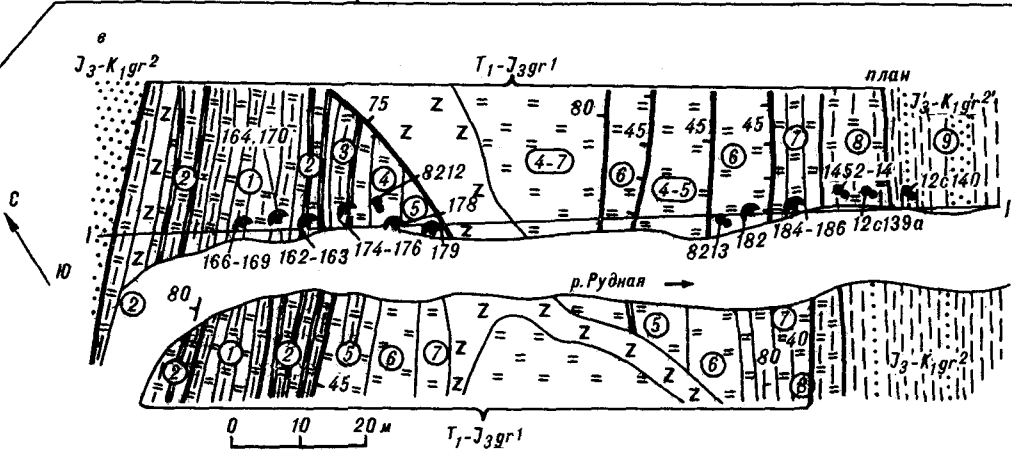
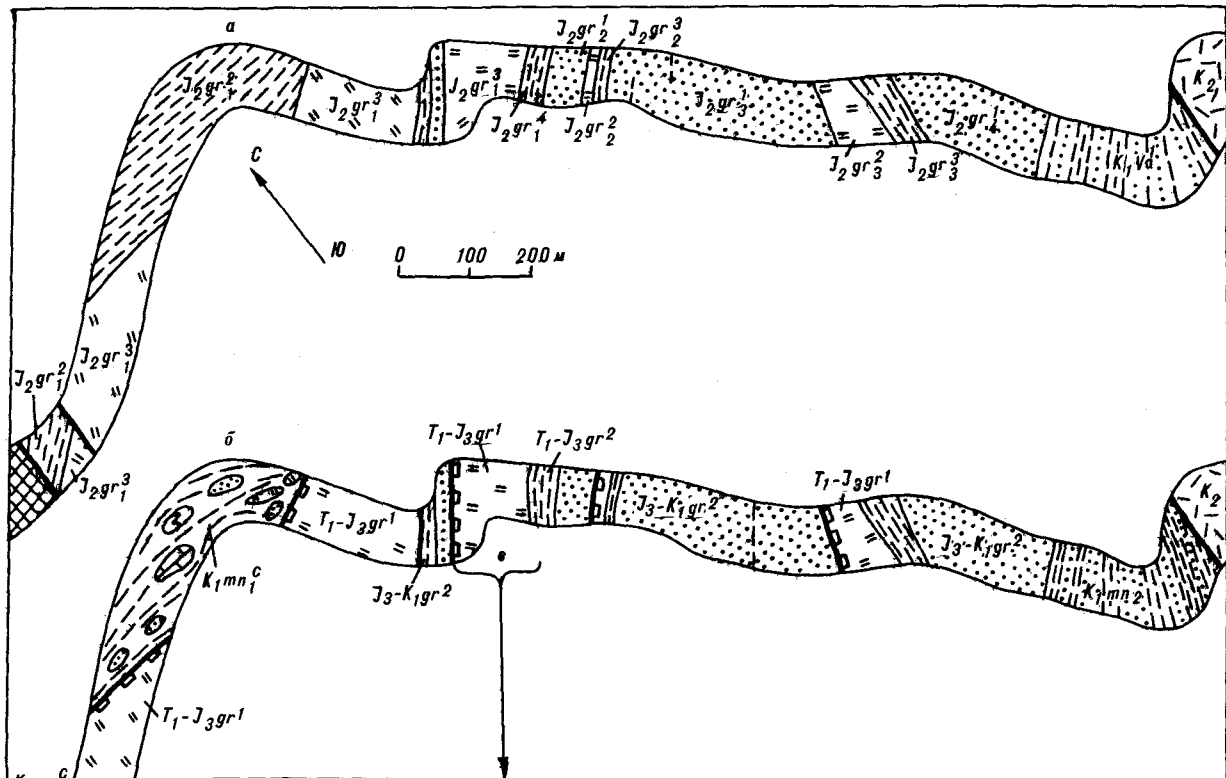
cingula altissima (Rüst), *Mirifusus baileyi* Res-sagno, *Thecacapsula armenica* Tikhomirova (1452-14), характерными для позднеюрских ассоциаций Тетиса [10, 11], Северной Америки [18], Японии [21]. 8

Мощность толщи кремней в этом разрезе — 50 м. Выше согласно с постепенным переходом залегает терригенная толща (рис. 3, б):

9. Кремнистые аргиллиты темно-серые с неясным зеленоватым оттенком с тонкими (1—2 см) прослоями темно-серых аргиллитов. 3
10. Серые, светло-серые до темно-серых алевролиты горизонтально-слоистые, иногда пологокосо-слоистые с маломощными (3—5 см) прослоями серых и светло-серых песчаников, в алевролитах радиолярии: *Tricolocapsa tetragona* Matsuoka, *T. conexa* Matsuoka, *Stichocapsa japonica* Yao, *Protunuma cf. turbo* Matsuoka, *Gongilitorax oblongus* Yao, *Eusyngium musylevi* Zham. и др. (обр. 12с/40), известные из средней — поздней юры Тетиса [10, 11], Северной Америки [18], Японии [15, 21]. 30
11. Ритмичное переслаивание алевролитов темно-серых неяснослоистых и слоистых и мелко-среднезернистых белесых песчаников с преобладанием алевролитов в нижней и песчаников в верхней части слоя. 20
12. Песчаники аркозовые массивные средне-крупнозернистые с редкими маломощными прослоями более алевролитов. 40

Мощность терригенной толщи в описанном разрезе превышает 93 м. На ней с тектоническим контактом залегает толща кремней, входящая ранее в состав третьего «мезоритма» горбушинской свиты (см. рис. 1).

Сходные состав и строение горбушинская серия имеет и в других разрезах, в том числе в повторяющихся пластинах тектонического пакета по р. Рудная (см. рис. 1). Так, выделявшаяся ранее в составе первого «мезоритма» горбушинской свиты [7] толща кремней имеет двучленное строение (см. рис. 3, а). Нижняя часть (более 100 м) сложена серыми массивными и горизонтально-слоистыми кремнями с прослоями зеленовато-серых глинистых кремней. Здесь, по устному сообщению С. В. Рыбалки, им обнаружены и определены ранне-среднетриасовые (*Neospathodus sp.*) и средне-позднетриасовые (*Epigondolella abneptis* (Huckriede)) конодонты. Слой охарактеризован радиоляриями *Orbiculiforma cedrosensis* Pessagno, *Natraglia sp. indet.*, *Conosphaera (?) fleuryi* De Wewer, *Capnuchosphaera mexicana* Pessagno, *Sarla sp. indet.*, *Pantanellium cf. silberlingi* Pessagno, характерными для верхнетриасовых отложений Калифорнии [19]. Верхняя часть толщи (45 м) сложена глинистыми кремнями, кремнистыми аргиллитами и маломощными прослоями кремней. В основании слоя встречаются радиолярии *Parachsuum simplum* Yao, характерные для нижнеюрских отложений



- | | | | | | | | |
|---|----|----|----|----|----|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | | |

Японии [22], а также единичные *Tricolocapsa conexa* Matsuoka и *T. tetragona* Matsuoka, описанные из средней юры Японии [15]. Средняя — верхняя часть слоя охарактеризована позднеюрскими *Parvicingula altissima* (Rüst), *Mirifusus guadalupensis* Pessagno, *Obesacapsula rotunda* (Hinde), *Hsuum maxvelli* Pessagno, *Lithocampe nudata* Kocher.

Толща кремней здесь согласно с постепенным переходом перекрывается алевролитами терригенной толщи, охарактеризованными позднеюрскими радиоляриями *Archaeodictyomitra apiarium* (Rüst), *Zhamoidellum* cf. *ovum* Dumitrica и др. Еще выше залегают ритмично переслаивающиеся алевролиты и песчаники с позднеюрскими — раннемеловыми радиоляриями (по мнению Л. М. Олейник) *Ditrabs sansalvadorensis* (Pessagno), *Homoeoparonella elegans* (Pessagno) (определения Л. Б. Тихомировой), постепенно сменяющиеся массивными бурными песчаниками. Мощность терригенной толщи здесь превышает 56 м.

В составе четвертого «мезоритма» [7] стратотипического разреза 64-метровая толща кремней имеет аналогичное строение. В нижней части кремневой толщи (58 м) найдены верхнетриасовые конодонты: *Epigondolella bidentata* Mosher (определения С. В. Рыбалки) и радиолярии *Triassocampe* sp., *Pantanellium rothwelli* Pessagno et Blome (определения Л. Б. Тихомировой). В верхней части толщи, сложенной кремнисто-глинистыми породами (6 м), обнаружены юрские радиолярии: *Diasantocapsa* sp., *Tricolocapsa* sp., *Lithocampe* cf. *apiara* (Rüst) (определения Л. Б. Тихомировой). Толща перекрыта пачкой ритмичного переслаивания алевролитов и песчаников (40 м) с юрскими радиоляриями: *Stichocapsa japonica* Yao, *Diasantocapsa* sp. и др. (определения Л. Б. Тихомировой), постепенно переходящих в пачку песчаников с редкими маломощными прослоями алевролитов (см. рис. 3, в).

В качестве парастратотипического можно рассматривать разрез серии по р. Рудная у пос. Садовый, в 7 км юго-восточнее описанного разреза. Здесь она характеризуется сходным

строением (см. рис. 2, б, 3, г) (снизу):

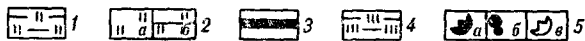
	Мощность, м
1. Глинистые кремни зеленовато-серые и серые с неопределимыми обломками конодонтов.	более 6
2. Глинистые кремни зеленовато-серые, светло-серые с прослоями глинистых фтанитов, фтанитов и серых кремней.	6
3. Глинистые кремни зеленовато-серые, с линзовидными слоями серых кремней.	4
4. Темно-серые брекчированные кремни с редкими тонкими слоями фтанитов, со среднетриасовыми (?) конодонтами: <i>Neogondolella</i> sp. indet. (обр. 197).	6
5. Кремни серые с прослоями глинистых кремней и кремнистых аргиллитов мощностью 1—4 см (2:1:1), с карнийскими конодонтами: <i>Paragondolella polygnathiformis</i> (Budurov, Stephanov) (обр. 198).	6
6. Кремни серые и зеленовато-серые ритмично-слоистые тонкоплитчатые (1,5—2,5 см), в верхней части — темно-серые брекчированные, с юрскими конодонтами: <i>Metapolygnathus</i> aff. <i>spatulatus</i> (Hayashi) (обр. 199) в нижней, <i>Epanthognathus ziegleri</i> Diebel в средней (обр. 200), <i>Ancyrogondolella triangularis</i> Budurov — в верхней части слоя (обр. 201).	6
7. Кремни линзовидно-слоистые, тонко переслаивающиеся с глинистыми кремнями.	5
8. Глинистые кремни зеленовато-серые горизонтально-слоистые (5—8 см) с прослоями кремнистых аргиллитов (0,5—5 мм).	10
9. Глинистые кремни зеленовато- и голубовато-серые с маломощными линзами кремней.	7
Мощность толщи кремней здесь 57 м. Она согласно перекрыта терригенной толщей (290 м):	
10. Черные слоистые алевролиты с будинированными прослоями (10—20 см) тонкозернистых, реже средне-крупнозернистых песчаников, кремнистых аргиллитов и кремнистых брекчий.	10
11. Флишевое переслаивание (0,5—0,6 м) алевролитов черных слоистых и песчаников темно-серых мелко-тонкозернистых в равных соотношениях.	40
12. Среднеслоистое флишевое переслаивание (до 3—5 м) алевролитов и песчаников (часто косослоистых) с преобладанием песчаников.	40
13. Песчаники мелко-среднезернистые серые плотные с прослоями (1—2 см) тонкослоистых алевролитов.	30
14. Ритмичное переслаивание (0,5—4 м) средне-мелкозернистых песчаников (60—70 %) и алевролитов (30—40 %).	10

Рис. 1. Геологический план и разрезы горбушинской серии на р. Рудная. а — по Ю. Т. Гурулеву [7]; б — по авторам; в — фрагмент (стратотипический разрез толщи кремней).

1 — кремни: массивные и толстоплитчатые (а), тонкоплитчатые (б); 2 — глинистые кремни, кремнистые аргиллиты; 3 — глинистые кремни с прослоями фтанитов; 4 — глинистые яшмы; 5 — алевролиты (а), песчаники (б); 6 — олистограмма; 7 — туфы липаритов; 8 — дайки диабазов и андезитов; 9 — скарны; 10 — разломы и элементы залегания поверхности сместителя; сдвигосброи (а), взброснадвиги (б), предполагаемые конседиментационные надвиги (в); 11 — границы слоев (а), литологических разновидностей пород (б); 12 — номера слоев (а), элементы залегания слоистости (б); 13 — места находок конодонтов (а), радиолярий (б), их номера и возраст; 14 — линии разрезов на плане. Геологические индексы: $J_2gr_1^2$ — алевролиты, аргиллиты, песчаники; $J_2gr_1^3$ — кремнистые сланцы, диабазы, линзы алевролитов и песчаников; $J_2gr_1^4$ — алевролиты — первая подсвита горбушинской свиты; $J_2gr_2^1$ — песчаники, реже алевролиты; $J_2gr_2^2$ — кремнистые сланцы, кремнисто-глинистые сланцы; $J_2gr_2^3$ — алевролиты, прослой песчаников — вторая подсвита; $J_2gr_2^4$ — песчаники, единичные прослои алевролитов; $J_2gr_3^1$ — кремнистые сланцы; $J_2gr_3^2$ — алевролиты, прослой песчаников — третья подсвита; J_2gr_4 — песчаники, четвертая подсвита; K_2 — верхнемеловые аффузвы. T_1 — J_3gr^1 — толща кремней (кремни, глинистые кремни, глинистые яшмы, фтаниты); J_3 — K_2gr^2 — терригенная толща (алевролиты, песчаники, прослой кремнистых аргиллитов); K_3mp — нижняя подсвита мономаховской свиты (флишевое переслаивание алевролитов и песчаников с глыбами кремней, известняков, диабазов, песчаников (олистограмма)).

а

СИСТЕМА	ОТДЕЛ	ЯРУС	НОМЕР СЛОЯ	МОЩНОСТЬ, М	НОМЕРА ОБРАЗЦОВ		
ЮРСКАЯ			8	8	12с/39 ^а 1452-14		
			ВЕРХНИЙ	7	8	186	
					8	184, 185	
					4	8213	
			СРЕДНИЙ	АНЖУЙСКИЙ	6	4	182
					5	5	179
			НИЖНИЙ	ОЛЕНЕКСКИЙ	4	2,5	178 8212 176
					3	7	175 174
					2	6	162 163 170 164
1	9	169, 166 167					



б

НОМЕР СЛОЯ	МОЩНОСТЬ, М	НОМЕРА ОБРАЗЦОВ
9	7	
8	10	
7	5	
6	6.5	201 200 199
5	6	198
4	6	197
3	4	
2	6,4	
1	6	

Рис. 2. Сопоставительные колонки толщи кремней по разрезам на р. Рудная (а) и у пос. Садовый (б).

1 — глинистые кремни, кремнистые аргиллиты; 2 — кремни массивные и толстоплитчатые (а), тонкоплитчатые (б); 3 — прослои фтанитов; 4 — глинистые яшмы; 5 — конодонты (а), радиолярии (б), неопределимые остатки конодонтов (в).

Мощ-
ность,
м

15. Песчаники массивные светло-серые аркозовые средне-крупнозернистые неравномерно-зернистые с галькой и остроугольными обломками алевролитов, кремнистых аргиллитов, кремней, с редкими маломощными (до 0,1 м) прослоями алевролитов с позднеюрскими радиоляриями: *Zhamoidellum ovum Dum.*, *Willriedellum crystallinum Dum.*, ритмичным переслаиванием алевролитов и песчаников (1 : 3), взмученных песчаников с обломками (до 5 см) и изогнутыми слоями зеленовато-серых алевролитов.

160

Таким образом, в составе горбушинской серии выделяется толща кремней и терригенная толща. Толща кремней мощностью от 50 до 150 м повсеместно, хотя и с разной полнотой,

охарактеризована последовательно сменяющимися друг друга комплексами ранне-, средне- и поздне триасовых конодонтов, триасовых и юрских радиолярий. Повторяются и основные литологические особенности толщи: к ее низам приурочены глинистые кремни с прослоями глинистых яшм и углеродистых силицитов, средние части сложены кремнями, верхние — глинистыми кремнями. Необходимо отметить, что к юрской системе, вероятно, относится только самая верхняя часть толщи (см. рис. 2). Возраст толщи — раннетриасовый — позднеюрский.

Терригенная толща развита в тесной ассоциации с толщей кремней, которую перекрывает согласно и с постепенным переходом [8]. Ее

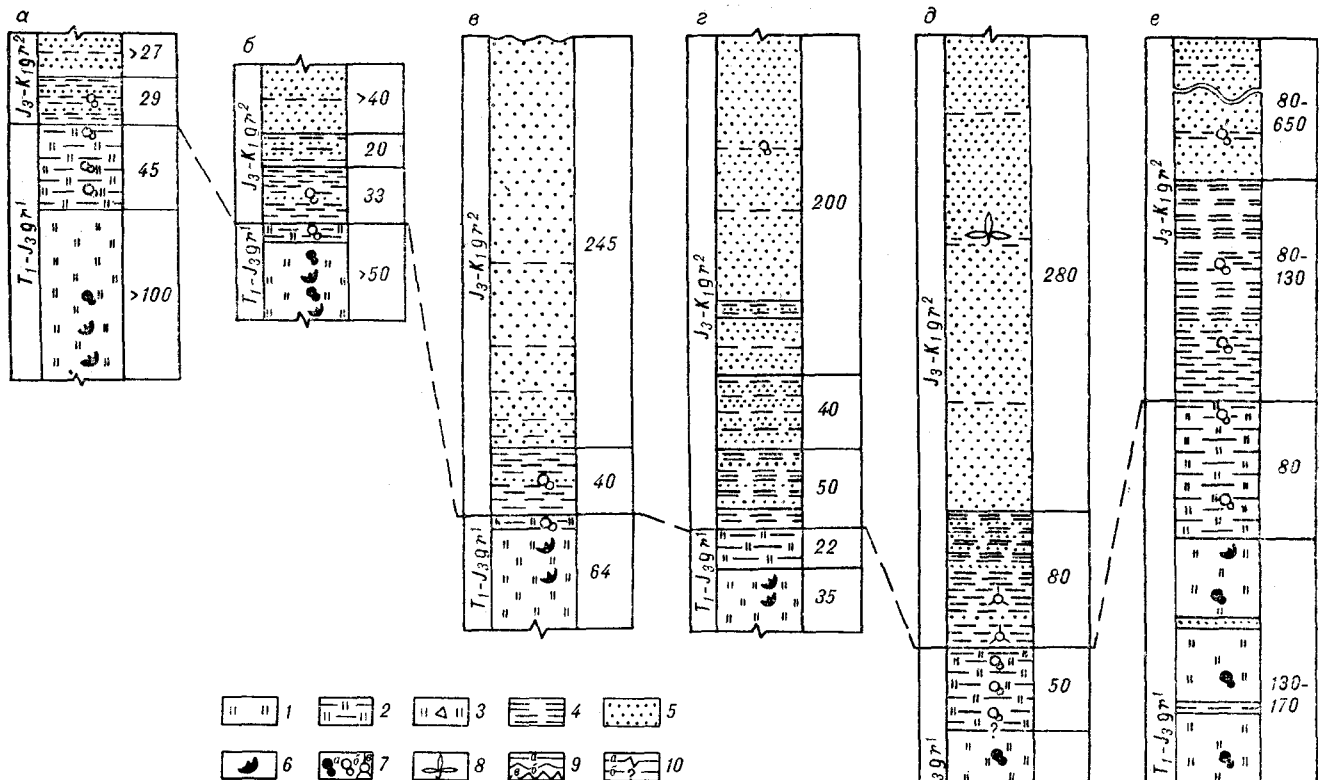


Рис. 3. Сопоставительные колонки горбушинской серии.

Местоположение разрезов: а — р. Рудная, первая, вторая и четвертая пластины соответственно; б — пос. Садовый; в — руч. Тигровый; г — бассейн р. Авакумовка (Ольгинский район). 1 — кремни; 2 — глинистые кремни, кремнистые аргиллиты; 3 — кремнистые конгломератобрекчии; 4 — алевролиты; 5 — песчаники; 6 — конодонты; 7 — радиолярии триасового (а), юрского (б) и мелового (в) возраста; 8 — раннемеловая флора; 9 — границы: согласные (а), со стратиграфическим несогласием и размывом (б), с угловым несогласием (в); 10 — разрывные нарушения (а), неизученные границы (б).

мощность колеблется от 285 до 360 м. Как правило, она сохраняет двучленное строение. В ее основании залегает горизонт флишевого переслаивания алевролитов (преобладают), кремнистых аргиллитов, мелко-среднезернистых песчаников, часто с позднеюрскими радиоляриями (см. рис. 3). Лишь в разрезе по руч. Тигровый, по устному сообщению Н. Ю. Брагина, горизонт охарактеризован берриас-валанжинскими радиоляриями *Parvicingula cretacea* Baumgartner, *Mirifusus mediodilatatus* (Rüst) и др. Верхняя часть толщи сложена характерными светло-серыми массивными аркозовыми песчаниками с редкими маломощными прослоями алевролитов. В одном из таких прослоев в разрезе у пос. Садовый обнаружены позднеюрские радиолярии (список приведен выше). Сходный комплекс радиолярий был собран в прослое алевролитов среди песчаников в верховьях р. Кривая: *Emiluvia sedesimporata* (Rüst), *E. antique* (Rüst), *Tripocyclia blakei* Pessagno, *Parvicingula altissima* (Rüst), *Mirifusus mediodilatata* (Rüst), *M. rachovensis* Tikhomirova. Однако, на руч. Тигровый в песчаниках, сопоставляемых с «горбушинскими»

(см. рис. 3, в), были обнаружены отпечатки раннемеловых папоротников *Alsophilites nipponensis* (Oishi) Krass. [8]. В силу неоднозначности возрастных датировок, возраст толщи принимается позднеюрским — раннемеловым.

Горбушинская серия с размывом перекрывается флишевыми отложениями с берриас-валанжинскими бухиями. Так, в верховьях руч. Тигровый на размытой поверхности средне- и верхнетриасовых кремней горбушинской серии залегают переслаивающиеся дресвянистые и гравелистые песчаники с берриас-валанжинскими *Buchia* (?) cf. *uncitoides* (Pavl.) и др., перекрытые черными массивными алевролитами с редкими прослоями песчаников, с берриас-валанжинской фауной: *Neocomites* sp., *Buchia* sp. и флорой *Cladophlebis* ex gr. *frigida* (Heer) Sew. и др. По своему строению, возрасту и составу эта толща отвечает верхней подлите мономаховской свиты Дальнегорского района.

Сходная картина наблюдается и на стратиграфическом разрезе по р. Рудная, где на аркозовых песчаниках горбушинской серии залегают конгломераты (7 м), алевроаргиллиты с

прослоями кремнистых аргиллитов с юрско-раннемеловыми радиоляриями: *Dicolocapsa conoformis* Matsuoka, *Amphibrachium* cf. *clavatum* Rüst. и др. (12 м), кремнистые аргиллиты с радиоляриями *Parvicingula altissima* (Rüst) и др. (16 м), алевролиты (3 м), песчаниково-кремнистые конгломератобрекчии (8 м). Выше залегают характерные для подсыты алевролиты с прослоями песчаников.

В Ольгинском районе в бассейне р. Аввакумовка, по данным Ф. И. Ростовского, на размытой поверхности позднепалеозойской скалистореченской толщи вулканогенно-кремнисто-карбонатного состава с угловым несогласием залегает толща кремней с базальными мелко-обломочными конгломератобрекчиями. Они состоят из окатанных обломков кремнистых пород, известняков и спилитов, сцементированных мелкозернистым песчаником, переходящим вверх по разрезу в кремнисто-глинистую породу. Мощность горизонта — 20—70 м. Выше залегают тонко- и грубослойные кремневые породы (130—170 м) с прослоями яшмовидных пород, кремнисто-глинистых сланцев, алевролитов, песчаников. Они охарактеризованы ранне- и поздне триасовыми конодонтами (по определению Г. И. Бурий и С. В. Рыбалки): *Nadrodontina simmetrica* (Staesche), *Epigondolella postera* (Kozur et Mostler) и средне-поздне триасовыми (по определению Л. М. Олейник и Л. Б. Тихомировой) радиоляриями: *Carpofhaera* sp., *Congylothorax anticefalus* Tikhomirova и др. Разрез толщи кремней завершается 80-метровым горизонтом кремнисто-глинистых сланцев с поздне триасовыми — раннеюрскими (*Stichocapsa pyramidalis* Chedia, *Tricolocapsa pilula* Hinde, *T. elongata* Pant. и др.), ранне-позднеюрскими (*Eucyrtidium* (?) *unumaensis* Yao), среднеюрскими (*Gongilotorax oblongus* Yao, *Diacantocapsa normalis* Yao), средне-поздне- и позднеюрскими (*Emiluvia antike* Rüst, *Em. sedecimporata* (Rüst), *Theocapsa unterculus* Parona, *Trisphaera bicornispinosa* Zham., *Stylocapsa catenarum* Matsuoka и др.) радиоляриями (определения Л. М. Олейник и Л. Б. Тихомировой). Общая мощность толщи кремней изменяется от 230 до 320 м (см. рис. 3, е).

Она согласно перекрыта терригенной толщей, в основании которой залегает 80—130-метровый горизонт алевролитов с прослоями кремнисто-глинистых сланцев и аркозовых мелко- и грубозернистых песчаников. В алевролитах собраны средне-позднеюрские радиолярии: *Tetratrabas gratiosa* Baumgartner, *Spongocapsulidea* gen. indet., *Diacantocapsa normalis* Yao, *Gongilotorax oblongus* Yao и др. Алевролиты согласно перекрыты аркозовыми песчаниками серыми средне-мелкозернистыми до грубозернистыми, с угловатыми обломками черных алевро-

ролитов размером 0,3—1 см, с прослоями алевролитов с юрскими и юрско-раннемеловыми радиоляриями: *Hemicryptocapsa ornata* (Zham.), *Tricolocampe clepsidra* Rüst., *T. elongata* Pant., *Gongilotorax* sp. и др. Общая мощность терригенной толщи — 160—780 м (см. рис. 3, е).

Как видно из вышеприведенного материала, кремнистые и связанные с ними терригенные толщи Дальнегорского и Ольгинского районов хорошо сопоставляются по составу, строению, возрасту и могут рассматриваться в качестве возрастных аналогов.

Терригенная толща в Ольгинском районе перекрывается таухинской свитой (750—830 м), в основании которой, по данным Ф. И. Ростовского, залегает горизонт гравелитов, конгломератов, конгломератобрекчии, гравелистых песчаников, перекрытых переслаивающимися песчаниками и алевролитами с раннемеловой флорой: *Cladophlebis nipponensis* Oishi, *C. exiliformis* Oishi, *Nilssonina* cf. *shaumburgensis* и др.

Таким образом, приведенные данные не подтверждают существовавшие ранее представления о полициклическом строении и среднеюрском возрасте кремнисто-терригенных толщ Прибрежной зоны, объединявшихся в горбушинскую свиту [5, 7]. В связи с существенным изменением состава и возраста горбушинской свиты предлагается этот термин упразднить, а кремнистые и связанные с ними постепенными переходами в рамках единого парагенетического ряда фаций с регрессивной направленностью развития терригенные отложения Прибрежной зоны выделять в качестве горбушинской серии раннетриасового — раннемелового возраста со стратотипическим разрезом на р. Рудная выше устья р. Горбуша. В составе серии предлагается выделять раннетриасовую — позднеюрскую толщу кремней и позднеюрскую — раннемеловую терригенную толщу.

Выпадение терригенной толщи из разрезов серии в верховьях ручьев Тигровый, Больничный и др., по-видимому, обусловлено палеогеографическими условиями осадконакопления, существовавшими в Восточном Сихотэ-Алине в триас-раннемеловое время. В частности, имеющиеся материалы позволяют предположить, что осадконакопление происходило в пределах островного шельфа, расчлененного на ряд вытянутых в северо-восточном направлении прогибов и поднятий. К поднятиям приурочено формирование среднепоздне триасовых рифовых построек (тетюхинская свита), к прогибам — накопление глинисто-кремнистых и кремневых толщ. Выявленные при петрографических исследованиях следы конседиментационной эрозии и наличие кремнекластитовых слоев среди кремней, глинисто-кремнистый состав толщи, наличие углеродистых силицитов, особенности химизма кремнистых отложений свиде-

тельствуют об их образовании в условиях относительно малых глубин вблизи небольших участков островной суши. Однако, глубина кремненакопления должна была превышать уровень карбонатной компенсации, который для современных океанов оценивается в 3650—6000 м, но может расти при повышении содержания свободной углекислоты в палеобассейнах до 500—1000 м [1, 6]. Тектурные признаки (ламинарная микрослоистость) говорят о достаточно высоких скоростях накопления (10—15 мм/1000 лет). При таких скоростях накопление толщи кремней могло занять от 5 до 15 млн лет, что противоречит биостратиграфическим данным. В этой связи не исключен конседиментационный смыв значительной части накапливающихся осадков, что подтверждается следами эрозии и наличием тонких кремнекlastитовых алевроитовых и песчаных слоев среди кремней. Позже кремнистое осадконакопле-

ние постепенно сменяется терригенным с преобладанием аркозовых песчаников. Осадконакопление первого этапа происходило в относительно стабильных тектонических условиях при плавных, эпейрогенических колебаниях океанического дна (или уровня моря), синхронно с образованием мощной площадной каолиновой коры выветривания в Приморье, Северной Евразии и Америке в условиях длительного пенеппла, тектонического покоя и отсутствия эрозии [4]. Дифференцированное движение блоков вызвало в юрско-раннемеловое время выпадение части разреза на отдельных участках, а в берриас-валанжинское — скольжение чешуй консолидированных осадков и их нагромождение в основании склонов в виде хаотичных олистостромовых толщ и многократно повторяющихся конседиментационных тектонических пакетов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аристов А. А., Чернощук В. П. Переотложенные комплексы конодонтов как индикаторы геологических событий // Изв. АН СССР. Сер. геол.—1985.— № 7.— С. 53—61.
2. Бурый Г. И. Нижнетриасовые конодонты Южного Приморья.— М.: Наука, 1979.
3. Бурый Г. И. Первые находки триасовых конодонтов в кремнистых отложениях Дальнего района // Новое в геологии Дальнего рудного района/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1984.— С. 176—178.
4. Вологин Ю. Г. Кремневые породы Сихотэ-Алиня и проблема происхождения геосинклинальных кремневых толщ/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1985.
5. Геология СССР. Т. 32.— М.: Недра, 1969.— С. 235—236.
6. Горбачев О. В. Кремнистые породы углеродистых формаций и их геохимические особенности // Литология и полезн. ископаемые.—1985.— № 3.— С. 111—119.
7. Гурулев Ю. Т., Пальгуева М. Ф. Новые данные о юрских отложениях Тетюхинского района: Инф. сб. Прим. геол. упр.— № 5.— Владивосток: Дальневост. кн. изд-во, 1964.— С. 27—29.
8. Парняков В. П. Новые данные о строении и возрасте горбушинской свиты // Новое в геологии Дальнего рудного района/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1984.— С. 71—74.
9. Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР.— Магадан, 1982.— С. 121—141.
10. Тихомирова Л. Б. Радиоларии верхней юры и мела Средиземноморской палеогеографической области (Карпаты и Малый Кавказ) // Морфология, экология и эволюция радиоларий.— Л.: Наука, Ленингр. отд-ние, 1984.— С. 159—171.
11. Baumgartner P. O., De Wever P., Kocher R. Correlation of tethyan late Jurassic — Early Cretaceous Radiolarian Events // Cahiers de Micropaleontologie.— 1980.— N 2.— P. 24—25.
12. Bender H. Zur Gliederung der Mediterranen Trias. Die Conodontenchronologie der Mediterranen Trias // Ann. Geol. Pays. Hellen. Ser. 1.— 1967.— N 19.— P. 465—540.
13. Hirsch F. Conodontes nouvelles du Trias mediterraneen // C. r. seances Soc. phys. et hist. natur. Geneva.— 1971.— V. 6, N 1.— P. 65—69.
14. Kozur H. Vorläufig Mitteilung zur Parallelisierung der germanischen und thethyalen Trias so wie einige Bemerkungen zur Stufen- und Unterstufengliederung der Trias // Mitt. Ges. Ged. Bergbaustud.— 1972.— Bd 21.— P. 361—412.
15. Matsuoka A. Middle and Late Jurassic Radiolarian Biostratigraphy in the Sakawa and Adjacent Areas, Shikoku, Sauthwest Japan // J. of Geosciences Osaka city University.— 1983.— V. 26.— P. 1—49.
16. Mosher L. C. Triassic conodonts from western North America and Europe and their correlation // J. Paleontol.— 1968.— V. 42, N 4.— P. 895—946.
17. Muller K. G. Triassic conodonts from Nevada // Ibid.— 1956.— V. 30, N 4.— P. 818—830.
18. Pessagno E. A. Jr. Upper Jurassic Radiolaria and radiolarian biostratigraphy of the California Coast Ranges // Micropaleontology.— 1977.— V. 23, N 1.— P. 56—113.
19. Pessagno E. A. Jr., Finch W., Abbott P. L. Upper Triassic Radiolaria from the San Hipolito Formation Baja California // Ibid.— 1979.— V. 25, N 2.— P. 160—197.
20. Sweet W. C. Uppermost Permian and Lower Triassic conodonts of the Salt Range and Trans-Indus Ranges, West Pakistan // Univ. Kansa Paleontol. Contrib.— 1970.— Spc. Publ.— 4.— P. 207—275.
21. Yao A. Subdivision of the Mesozoic Complex in Kii-Jura Area, Southwest Japan and Its Bearing in the Southern Chichibu Terrane // J. of Geoscience, Osaka city University.— 1984.— V. 27, Art. 2.— P. 41—103.
22. Yao A., Matsuoka A., Nakatani T. Triassic and Jurassic radiolarian assemblage in Southwest Japan // Proceedings of the First Japanese Radiolarian Symposium, News of Osaka Micropaleontologists.— 1982.— Spec. V., N 5.— P. 27—44.
23. Wever P. De, Sanfilippo A., Riedel W. R., Gruber B. Triassic radiolarians from Greece, Sicily and Turkey // Micropaleontology.— 1979.— V. 25, N 1.— P. 75—110.

УДК 552.086

*Л. Г. Филимонова, Г. А. Арапова, Р. В. Боярская,
Н. В. Трубкин*

О ТИПОМОРФНЫХ ОСОБЕННОСТЯХ МАГНИТНЫХ СФЕРУЛ ОРОГЕННЫХ ВУЛКАНИТОВ ЮЖНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ

Магнитные сферулы из шлифов, штуфов, шлихов протолок сеноман-эоценовых орогенных липаритов и андезитов Южного Сихотэ-Алиня и делювиальных отложений изучались химическим, спектральным, рентгеноспектральным и электронно-микроскопическим методами. В результате установлено, что в их состав кроме традиционных компонентов — магнетита, вюсти-

та, ульвошпинели, гематита, самородного α -железа, входят кальцит, кварц, содержащий кремний, ферришпинелид, аморфные кремнеземистые фазы, которые определяют типоморфные черты изученных частиц. Сделан вывод о возможной принадлежности вещества сферул к глубинным базитовым горизонтам литосферы.

Детальное исследование состава акцессорных минералов магматических горных пород, гидротермальных образований, россыпей, некоторых осадочных образований позволило к настоящему времени установить, что магнитные сферулы имеют достаточно широкое распространение [6, 8, 9, 11, 15 и др.]. Железо является одним из их основных компонентов и находится как в самородной форме, так и в составе простых и сложных оксидов. Все исследователи отмечают некоторые общие черты их внешнего облика: овальную форму, гладкую или полигональную поверхность, сложное, часто зональное внутреннее строение, высокую пористость и др. Большая часть авторов относит сферулы к земным природным образованиям и их формирование связывает с магматическими и постмагматическими процессами. При этом В. С. Соболев [13], В. Р. Ветрин, А. Н. Богданова, Л. И. Полежаева [3] и др. не исключают возможности их техногенного происхождения.

Хотя магнитные сферулы из различных геологических образований изучены с неодинаковой степенью детальности, уже становится ясно, что их химический и минералогический состав изменчив и, вероятно, отражает условия генезиса и кристаллизации. Так для сферул гранитоидов характерна четко выраженная концентрическая зональность, обусловленная чередованием слоев, сложенных α -железом, вюститом, магнетитом, гематитом [5 и др.]. В. И. Ваганов, П. Ф. Иванкин, П. Н. Кропоткин и др. [2] установили, что сферулы, принадлежащие магматическим образованиям взрывных структур платформ, содержат кроме самородного железа и его оксидов магнезиаль-

но-марганцевые шпинели, когенит, стекловатые фазы.

С целью выявления типоморфных особенностей магнитных сферул орогенных вулканитов были изучены частицы, собранные на территории южной части Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Для исследования были отобраны сферулы, извлеченные из шлифов протолок вулканитов и делювиальных отложений водотоков, дренирующих площади широкого распространения вулканогенных образований. Кроме того, исследовались сферулы, обнаруженные в штуфах и заключенные в породообразующие и акцессорные минералы.

Особенности локализации магнитных сферул в вулканитах, их химический и минералогический состав изучались различными методами. При этом широко использовались методы электронной микроскопии — сканирующей и просвечивающей (СЭМ и ПЭМ). В сканирующем электронном микроскопе изучались особенности морфологии и внутреннего строения частиц, их соотношение с другими минералами. Для определения их минерального состава применялись рентгеноструктурный анализ и микродифракция. Химический состав определялся методами химического, спектрального и рентгеноспектрального анализов.

Экструзивные и субвулканические фации контрастных средних и кислых сеноман-эоценовых вулканитов, содержащие магнитные сферулы, формировались в определенный этап развития вулканического пояса в условиях активизации радиально-концентрических систем разломов растущих орогенных сводовых сооружений [14]. Центральные части этих тел чаще

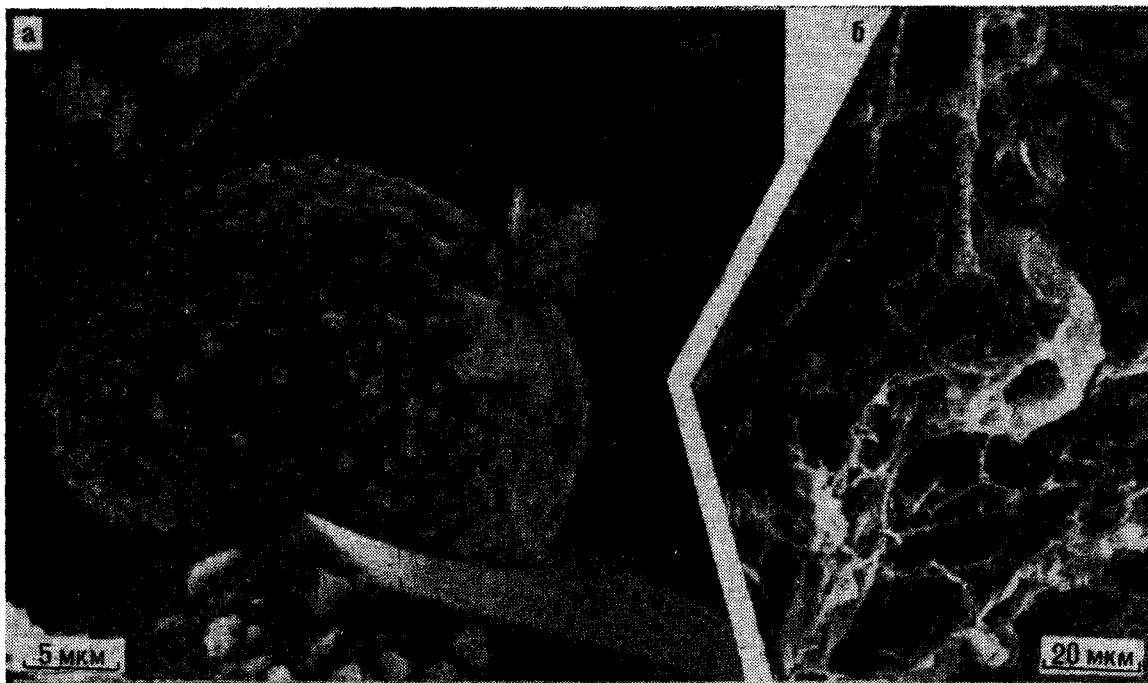


Рис. 1. Магнитные сферулы в пустотах сферолитовых фаций кислых вулканитов Южного Сихотэ-Алиня (СЭМ). а — расположение сферулы на ребрах одного из кристаллов кварца, обрамляющих стенки овальной полости; б — сферула среди волоконистых агрегатов силикатного и кремнеземистого состава.

всего сложены полнокристаллическими разностями, а по периферии распространены пористые, сферолитовые фации, тела автоматических брекчий. Для последних характерно наличие беспорядочно расположенных овальных и изометрических полостей, возникших в кристаллизующейся магме под воздействием газовых струй. Контрастные вулканиты относятся к известково-щелочной серии и в некоторых случаях отличаются повышенным содержанием калия. Данные о химическом составе вулканитов и соотношении изотопного состава стронция в них позволили нам ранее прийти к выводу о том, что контрастные вулканиты не являются членами единой дифференцированной серии, а кислые и средние составляющие имеют свою собственную глубинную область генерации.

При изучении в СЭМ штучных образцов упомянутых вулканитов было установлено, что магнитные сферулы являются характерными компонентами минеральных ассоциаций, развивающихся на стенках полостей. В одних случаях они ассоциируют с кварцем и располагаются на ребрах и гранях кристаллов в виде черной тестообразной массы (рис. 1, а). При большом увеличении можно видеть, что эти массы сложены плотно упакованными изогнутыми чешуями или почковидными агрегатами. Сферулы располагаются не только на поверхностях кристаллов кварца, но и включены в

их внутреннюю часть, что наблюдается в полированных шлифах. В других случаях сферулы располагаются в полостях среди светло-желтой скрытокристаллической массы, образующей нитевидные, волоконистые агрегаты (см. рис. 1, б). В составе последних методом электронной микроскопии на просвет в сочетании с микродифракцией были установлены мусковит, каолинит, кварц.

В шлифах сферулы обнаружены либо в качестве включений в цирконе, кварце, сфене, гранате, либо среди основной массы вулканитов. В первом случае их размер не превышает 0,2 мм, и они обладают наиболее однородным внутренним строением. В отраженном свете поверхность их среза обладает серым цветом со слабым розовым оттенком, иногда наблюдаются эффекты анизотропии. В химическом составе резко преобладают оксиды железа, а содержание элементов-примесей не превышает первых десятых процента и практически не зависит от принадлежности сферулы тому или иному минералу, кислой или средней породе (см. таблицу). Лишь величина содержания оксида кремния превышает процент. В альмадиновом гранате обнаружены многочисленные овальные частицы ильменитового состава. Величины содержания оксидов кремния, алюминия, магния, кальция в них близки к таковым у сферул магнетитового состава. Среди основной массы вулканитов встречаются более круп-

Химический состав магнитных сферул из орогенных вулканитов Южного Сихотэ-Алиня (по данным рентгеноспектрального (1—8) и химического (9) анализов)

Магнитные сферулы	Оксиды										Сумма
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	
1. Включение в сфене сеноман-туронского субвулканического гранодиорит-порфира	2,04	0,27	<0,01	95,05	0,12	<0,01	0,11	0,38	0,04	0,12	98,13
2. Включение в цирконе эоценового калиевого липарита	1,52	0,36	<0,01	96,25	0,20	<0,01	0,15	0,26	0,05	0,25	99,04
3. Включение в альмандиновом гранате той же породы	0,19	54,17	0,26	44,04	0,28	0,81	0,03	0,01	0,01	0,04	99,84
4. Сферула расположена среди основной массы калиевого липарита	1,85	0,46	<0,01	96,15	0,25	0,41	0,07	0,15	0,08	0,08	99,50
5. Магнитная фракция протолочки той же породы	2,15	0,51	0,05	94,85	0,32	0,05	0,20	0,16	0,05	0,11	98,45
6. Магнитная фракция делювия	1,38	0,20	0,30	95,93	0,68	<0,01	0,25	<0,01	<0,01	0,19	98,93
7. Включение в сферуле из самородного железа	0,75	0,45	<0,01	97,99	0,45	<0,01	0,20	Не опр.	Не опр.	0,04	99,88
8. То же (среднее из двух анализов)	3,76	23,57	3,65	58,35	8,34	<0,01	0,31	»	»	0,15	98,13
9. Среднее для сферул из магнитной фракции делювия	3,35	3,07	0,50	90,96	0,86	0,28	1,32	0,135	0,05	0,10	101,98

Примечание. Определение Fe, Ti, Ca, Mg, Cu, Zn, Ni, Co, Mn, Cr, CO₂ проводилось из навески 10 мг, а определение Na и K из навески 15 мг. Сферулы растворялись в смесях крепких соляной и азотной кислот, а определение элементов проводилось спектрометрическим и атомно-абсорбционным методом. Данные анализа частично приведены в тексте. Сумма в последнем случае превышает 100 %, так как в сферулах кроме окисленного железа присутствует самородное α-железо, содержание которого не установлено. **Анализ:** Г. А. Арапова, И. В. Басалаева, И. П. Лапутина, Г. Н. Муравичка. В рентгеноспектральных анализах содержание CO₂ не определялось, в химическом оно составляет 1,35 %.

ные сферулы, размер которых достигает 1 мм. Они обычно не отличаются монолитностью и слагаются пачками различно ориентированных пластин, толщина которых колеблется в пределах десятков микрон. Химический состав одной из них близок составу частиц, заключенных в сфене, цирконе.

Итак, установлено, что химический состав сферул, заключенных в основную массу и минералы вулканитов, близок к фазам ферришпинелевого состава. Отличительной, необычной особенностью состава является высокое содержание оксида кремния (1—2 %) при низких — оксидов титана, марганца, кальция, натрия, хрома (десятые доли процента), еще более низких — оксидов алюминия, магния, калия (сотые доли процента). Близкие по составу шпинели были обнаружены Б. В. Олейниковым и др. в траппах Сибирской платформы [10].

Так как сферулы, обнаруженные в шлифах, обладают малыми размерами и непригодны для тонких минералогических исследований, подобные частицы больших размеров были извлечены из искусственных шлихов вулканических пород и шлихов делювиальных отложений. Магнитные сферулы из шлихов двух типов обладают сходным внешним обликом, для которого характерна гладкая или шерохо-

ватая матовая поверхность серого цвета. Нередко они образуют гроздеобразные скопления. Частицы чрезвычайно хрупкие и отличаются высокой пористостью. Внутренние поры имеют овальные очертания и в одних случаях их размер может превышать половину объема сферулы, а в других — достигать малых, едва различимых под микроскопом размеров. На стенках полостей, как и на некоторых участках поверхности, располагаются мельчайшие кристаллы нерудных минералов белого цвета. В некоторых сферулах обнаружены беспорядочно расположенные овальные включения самородного железа, которое по данным рентгеноструктурного анализа принадлежит α-железу с параметром элементарной ячейки $a = 2,68 \text{ \AA}$. Величины содержаний элементов-примесей в нем чрезвычайно низки и достигают для никеля 0,18 %, а для кобальта, марганца, хрома лишь сотых долей процента. В самородном железе были обнаружены мельчайшие (6—8 мкм) овальные включения, которые, судя по их химическому составу, представлены шпинелевыми фазами, близкими по величинам содержания основных компонентов к выше охарактеризованным сферулам.

Для более детального изучения внутреннего строения сферул и определения их среднего

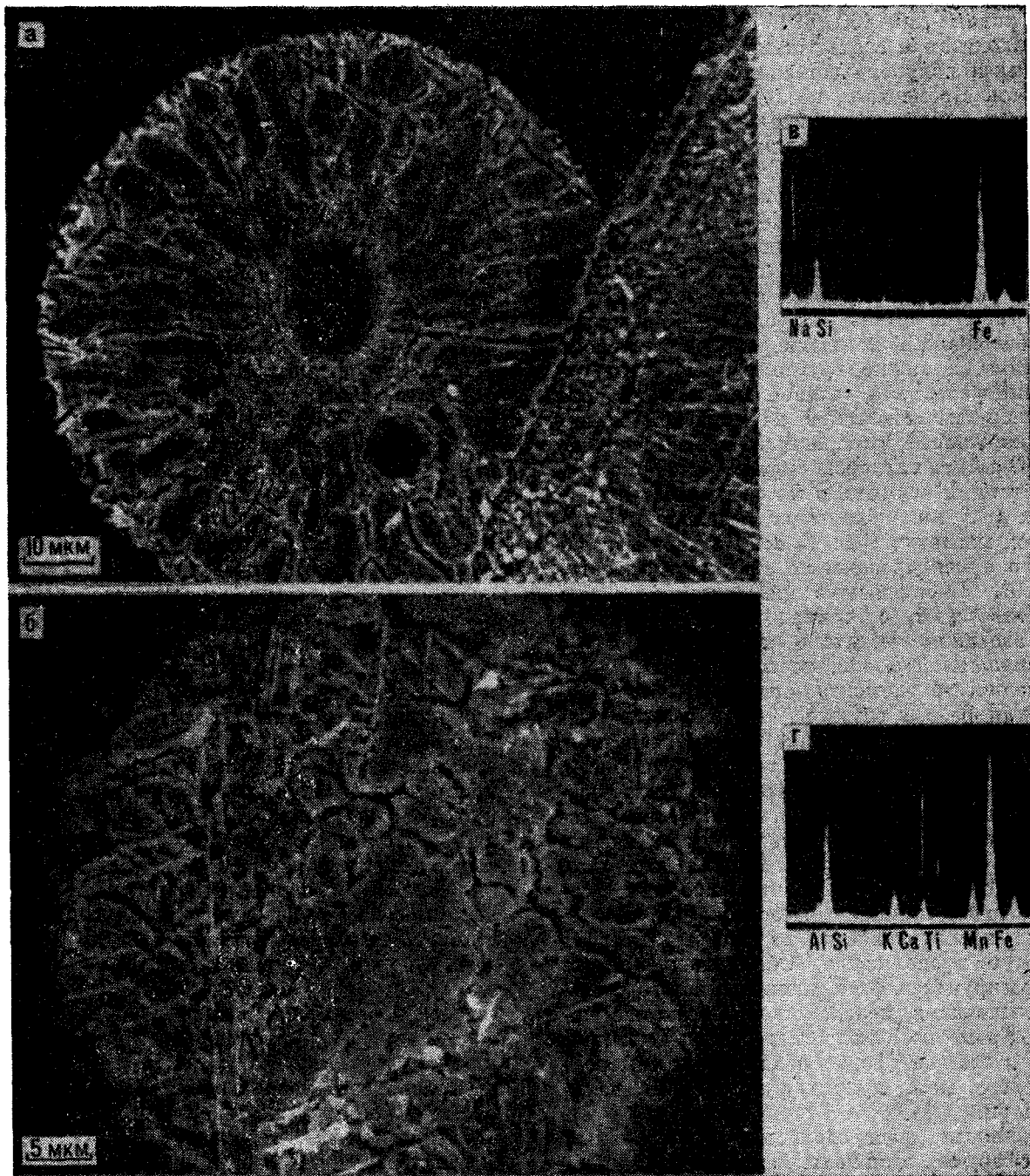


Рис. 2. Фигуры травления на срезах магнитных сферул (СЭМ).

a — радиально-лучистое расположение скелетных кристаллов шпинелей и шнуровидных аморфных фаз на срезе, проходящем через центр пористой сферулы; *b* — дендритовидные выделения шпинели и пластины сферулы; *e*, *г* — составы шнуровидных (*e*) и дендритовидных (*г*) фаз.

химического состава методами спектрального и химического анализов были отобраны сотни частиц из делювия одного из водотоков, в бассейне которого широко распространены охарактеризованные выше вулканические породы. Средний химический состав частиц существенно не отличается от состава единичных сферул,

обнаруженных непосредственно в вулканитах. Повышенное содержание окиси кальция и наличие CO_2 может быть связано с вхождением кальцита в минеральные ассоциации, развивающиеся на поверхностях сферул и их внутренних полостей. Химическим методом анализа было также установлено, что уровни содержа-

ния меди, цинка, никеля, кобальта соответственно равны 780, 190, 491, 145 г/т. Эти данные находятся в соответствии с данными, полученными полуквалициметренным спектральным анализом. Кроме того, последним методом было установлено присутствие стронция в десятых долях процента, галлия, молибдена — в тысячных, а величины содержаний Pb, Zn, Nb, Ag, Zr, V ниже чувствительности определения, которая обычно составляет 5—7 г/т.

В результате исследования сферул методами электронной микроскопии было установлено, что они обладают сложной внутренней структурой (рис. 2, а, б). Их составляют несколько фаз, содержащих железо в различной степени окисления, а также другие рудные и нерудные минералы, что установлено при анализе суспензии, изготовленной из пористой сферулы. Наибольшее распространение имеют две фазы. Одна из них представлена бесформенными частицами вюстита, в массе которых в виде мелких (<1 мкм) овальных выделений располагается магнетит (рис. 3, а). Последние закономерно ориентированы по плоскостям вюстита {100}. Наблюдаемые рефлексы-сателлиты свидетельствуют о спинодальном механизме преобразования вюстита в магнетит. Наряду с этой смешанной фазой, не содержащей значимых количеств элементов-примесей, обнаружена другая фаза, в составе которой кроме железа присутствуют кремний, титан, марганец, следы кальция, алюминия, натрия (см. рис. 2, в). Предварительно рассчитанные микродифракционные данные близки, но не совсем соответствуют известным параметрам ячейки шпинели сложного состава. Вполне возможно, что это объясняется вхождением кремния в состав обычной шпинелевой ассоциации. Исследования кристаллической структуры этой фазы будут продолжены. Обнаружена также недифрагирующая фаза кремнеземистого состава, включающая мельчайшие железистые частицы. Кроме перечисленных основных компонентов в составе сферул обнаружены самородное железо, медь, куприт, рутил, барит, кальцит, кварц.

Особенности распределения минеральных фаз в сферах выявлены после их травления концентрированной соляной кислотой. При воздействии кислоты на пористые сферулы происходит интенсивное вскипание последних, а на поверхности появляются ямки травления, диаметр которых составляет несколько микронов. При исследовании травленной поверхности в СЭМ в этих ямках были обнаружены имеющие форму цветка новообразования, которые, по данным локального микроспектрального анализа, содержат кальций и, вероятно, представлены его солями (см. рис. 3, б). Наблюдаемое явление не оставляет сомнения в том,

что кальцит в виде мельчайших выделений широко распространен в изучаемых магнитных сферах. В результате травления поверхности и срезов частиц, когда происходит растворение магнетита и вюстита, четко обозначаются контуры дендритовых скелетных кристаллов шпинели (см. рис. 2, а, б, 3, в). Они имеют радиально-лучистую ориентировку, что проявляется в тех срезах, которые проходят через центр сферулы. На других срезах и на поверхности частиц проявляются различно ориентированные блоки кристаллов, которые придают поверхности сферул характерный полигональный облик. На границах соседствующих скелетных кристаллов шпинели располагаются шнуровидные тончайшие фазы, в которых качественным микроанализом установлено присутствие кремния и железа (см. рис. 2, а, в). По-видимому, эти агрегаты и являются той аморфной фазой, состоящей из кремния и железа, которая была обнаружена при микродифракционных исследованиях.

На некоторых участках шлифов после глубокого травления выявлены расположенные под прямым углом друг к другу цепочки октаэдрических кристаллов, размер которых колеблется около 1 мкм (см. рис. 3, г). При анализе этих кристаллов было установлено, что они состоят из оксидов железа и титана, содержание которых соответственно 62 и 31 %. Кроме них обнаружены окислы алюминия (4 %) и кремния (2 %). Судя по химическому составу кристаллов и их морфологии, они принадлежат ульвошпинели. В периферических участках некоторых сферул отмечается гематит, который иногда проникает в более глубокие части по микротрещинам. При больших увеличениях обнаружено, что гематит образует системы пластин, располагающихся друг относительно друга под углом, близким к 60° (см. рис. 2, б). Кроме оксидов железа (96 %) в его составе обнаружены оксиды кремния (2,7 %), алюминия (0,7 %), следы титана, магния, марганца.

Особенности локализации магнитных сферул в вулканических породах, а также данные о химическом и минералогическом составе проанализированных экземпляров позволяет считать, что они являются образованиями природного происхождения, а принадлежность их к техногенным продуктам практически исключается. Участие вещества космического происхождения в исследованных частицах также маловероятно, поскольку железосодержащие фазы неземного происхождения обычно имеют повышенное содержание никеля и, как известно, не содержат кальцит, кварц и другие содержащиеся кремний фазы.

Приуроченность сферул к полостям вулканитов, их пористое сложение, каплевидная фор-

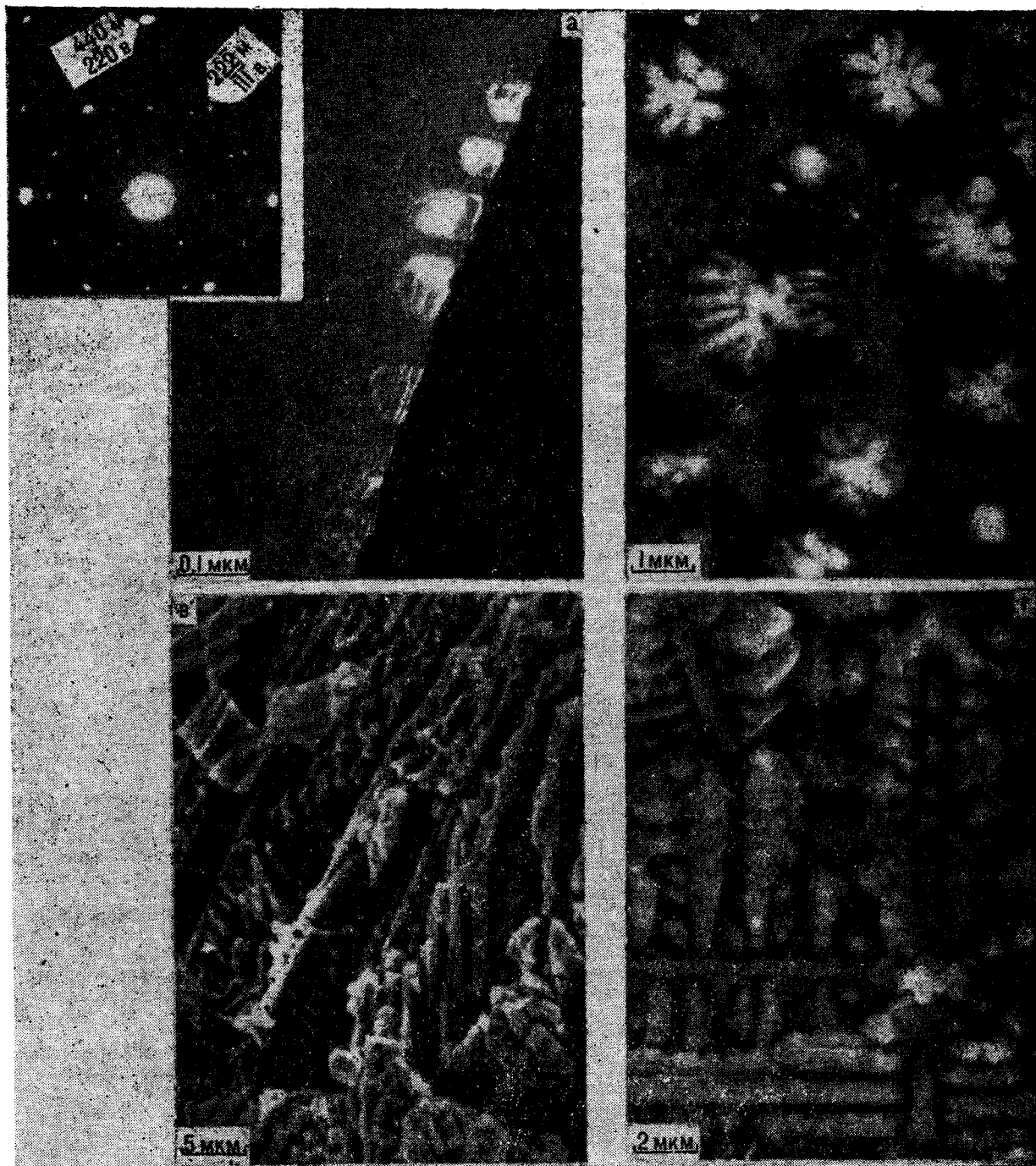


Рис. 3. Выявление фазового состава магнитных сферул в СЭМ и в ПЭМ.

а — тонкие выделения магнетита (белое) в вюстите (серое) и микродифракция с контактирующих фаз (на врезе); б — выявленная под действием соляной кислоты, перерожденная в ямках травления кальцийсодержащая фаза; в — магнетит-шпинелевый распад; г — магнетит-ульвошпинелевый распад.

ма позволяют полагать, что их образование непосредственно связано с потоками газонасыщенных флюидов, которые оказывали большое влияние на процессы минералообразования в вулканогенной магме. По всей вероятности, содержащие различные формы железа каплевид-

ные образования могли поступать в магму вместе с газообразными компонентами глубинных флюидов. Многие из них могли сохраняться в заполненных газами полостях, характерных для приповерхностных фаций вулканитов. Судя по составу элементов-примесей в магнитных

сферулах, вещество последних было генерировано из глубинного базитового субстрата. Величины отношений никеля к кобальту в ферришпинелевых и в железных фазах близки и превышают 3,5, а в вулканитах, их содержащих, колеблются около 1,5. Самородное железо, формирующееся в гранулитах нижней части коры, содержит больше кобальта, чем никеля. Величины их содержаний, по данным С. Е. Хаггерти [17], составляют соответственно 0,35 и 0,15 %, тогда как самородное железо из ультраосновных пород содержит больше никеля [12]. Ильменит, заключенный в алмандиновом гранате, обладает повышенным содержанием окиси хрома и пониженным — марганца по сравнению с ильменитом кислых пород, данные по которым приводятся Э. А. Багдасаровым [1]. Его состав ближе к таковому у ильменитов, которые характеризуют первый этап эволюции ультраосновных и основных магм, когда происходит усиление окислительной обстановки среды магмообразования [4]. Возможность формирования железистых каплевидных фаз при охлаждении базитовых расплавов экспериментально установлена А. В. Манаковым и В. Н. Шараповым [7]. Эти капли могут возникнуть в результате проявления процессов ликвации в восстановительной обстановке при избытке водорода.

Следовательно, кристаллизация исследованных сферул могла происходить в восстанови-

тельных условиях, созданных соединениями водорода и углерода, при их быстром охлаждении. В результате агрегаты скелетных кристаллов сохранили овальную форму и состав сферул не был полностью гомогенизирован. Наличие ферришпинелевых и ульвошпинелевых фаз свидетельствует о том, что температура во время кристаллизации сферул могла достигать 500—800 °С. Более высокотемпературные частицы, представленные самородным железом, могли уже находиться в твердом состоянии и формировать сложные агрегаты с магнетитовыми, вюститовыми и шпинелевыми фазами. Появление гематита в периферических зонах сферул, как это показали экспериментальные исследования А. Ф. Баддингтона и Д. Х. Линдсли [16], связано с изменением фугитивности кислорода в окружающей сферулы среде. В заключение следует отметить, что типоморфными особенностями магнитных сферул, сформировавшихся в процессе кристаллизации орогенной вулканической магмы на территории современных тихоокеанских окраин, являются неупорядоченное распределение магнетитовых и вюститовых фаз, а также широкое распространение кремнийсодержащих ферришпинелей, присутствие кальцита, кварца, аморфных фаз, содержащих кремний.

ЛИТЕРАТУРА

- Багдасаров Э. А. Сравнительная характеристика состава ильменитов изверженных пород // Зап. Всес. минерал. об-ва.— 1986.— Ч. 115, вып. 2.— С. 155—165.
- Ваганов В. И., Иванкин П. Ф., Кропоткин П. Н. и др. Взрывные кольцевые структуры щитов и платформ.— М.: Недра, 1985.
- Ветрин В. Р., Богданова А. Н., Полежаева Л. И. Состав и происхождение магнитных шариков из гранитоидов и метаморфических пород Кольского полуострова // Акцессорные минералы докембрия.— М.: Наука, 1986.— С. 220—230.
- Гаранин В. К., Кудрявцева Г. П., Сожкина Л. Т. Генезис ильменита кимберлитов // Докл. АН СССР.— 1983.— Т. 272, № 5.— С. 1190—1195.
- Дженчураев Д. Д., Соломович Л. И. О находке коцит- и железосодержащих шариков в гранитоидах Кокшал-Тау (Южный Тянь-Шань) // Зап. Киргизского отд-ния ВМО.— Фрунзе.— 1972.— Вып. 8.— С. 86—89.
- Новгородова М. И. Самородные металлы в гидротермальных рудах.— М. Наука, 1983.
- Манаков А. В., Шарапов В. Н. Механизм и кинетика обособления магматизма в базитовых расплавах // Докл. АН СССР.— 1983.— Т. 272, № 3.— С. 670—674.
- Мельцер М. Л., Константинов С. С. Самородное железо в золотоносных жилах Аллак-Юньского района и некоторые вопросы их генезиса // Новые данные по геологии Якутии/ЯФ СО АН СССР.— Якутск, 1975.— С. 74—78.
- Олейников Б. М. Металлизация магматических расплавов и ее петрологические и рудогенные следствия // Самородное минералообразование в магматическом процессе.— Якутск, 1981.
- Олейников Б. В., Окугин А. В., Заякина Н. В., Махотко В. Ф. Кремнийсодержащий ферришпинелид в траппах Сибирской платформы // Докл. АН СССР.— Т. 258, № 3.— С. 734—737.
- Осипов М. А. Иоцит из интрузивных пород рудного Алтая // Там же.— 1962.— Т. 146, № 6.— С. 1404—1407.
- Смирнова Т. А. Теллурическое железо в ультраосновных породах Кимберсайского плутона // Зап. Всес. минерал. о-ва.— 1970.— Ч. 99, вып. 6.— С. 745—748.
- Соболев В. С. Новая опасность дезинформации в результате засорения проб посторонними минералами и техническими продуктами. // Зап. Всес. минерал. о-ва.— 1979.— № 6.— С. 691—695.
- Филлимонова Л. Г. Закономерности развития вулканизма и рудообразования активизированных Тихоокеанских окраин.— М.: Недра, 1985.
- Хенкина С. Б. Продукты ликвации в породах мелового — палеогенового возраста Охотско-Чукотского вулканического пояса и особенности их металлогении // Докл. АН СССР.— 1978.— Т. 238, № 2.— С. 433—436.
- Buddington A. F., Lindsley D. H. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents // J. Petrol.— 1964.— V. 5.— P. 310—357.
- Haggerty S. E., Toft P. B. Native iron in the continental low crust; petrological and geophysical implications // Science.— 1985.— V. 229, N. 4714.— P. 647—649.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

А. С. Астахов, С. А. Горбаренко, О. А. Ткалич

ДИНАМИКА ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА МАТЕРИКОВОМ СКЛОНЕ ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ

Изучены колонки осадков с материкового склона юго-западной части Южно-Китайского моря. В районе между 8° и 10° с. ш. отчетливо выражено двучленное строение изученной толщи. Нижний горизонт, относимый по данным микропалеонтологического и изотопно-кислородного анализов к позднему плейстоцену, отли-

чается от верхнего комплексом литологических, геохимических, изотопно-углеродных характеристик, свидетельствующих о формировании его при усиленном поступлении терригенного вещества с шельфа. Это явление связывается с миграцией дельты р. Меконг при эвстатическом повышении уровня моря.

Изучение изменчивости скорости и характера осадконакопления на материковом склоне в участках массового выноса терригенного материала с суши в зависимости от глобальных климатических и палеогеографических факторов в четвертичное время является необходимым этапом познания закономерностей формирования мощных древних толщ, обычно перспективных на залежи углеводородов. Нами исследованы пробы голоценовых и позднеплейстоценовых осадков материкового склона и прилегающей котловины Южно-Китайского моря, полученные гидростатическими трубками на участке предполагаемого накопления

взвешенных наносов р. Меконг (рис. 1). Исходя из гидрологической обстановки в этом районе, можно предположить, что основная масса тонкозернистых осадков выносятся на материковый склон в восточном—северо-восточном направлении. Это определяется преобладающим переносом водных масс (см. рис. 1) под действием летних муссонов (июнь—ноябрь), когда водный и твердый сток р. Меконг увеличивается относительно среднего в несколько раз [6]. О выносе части взвешенных компонентов р. Меконг в северо-восточном направлении может свидетельствовать и пониженная за счет терригенного разбавления карбонатность глубоководных осадков в районе между 9° и 11° с. ш. (см. рис. 1).

Для всех полученных колонок осадков были изготовлены и описаны микроскопические препараты, определены содержание карбоната кальция газометрическим методом [2, 5], магнитной восприимчивости (прибор ИМВ-2), объемного веса и влажности (полевая лаборатория Литвинова), проведены гранулометрический и спектральный полуколичественный анализы по стандартной методике. Радиоуг-

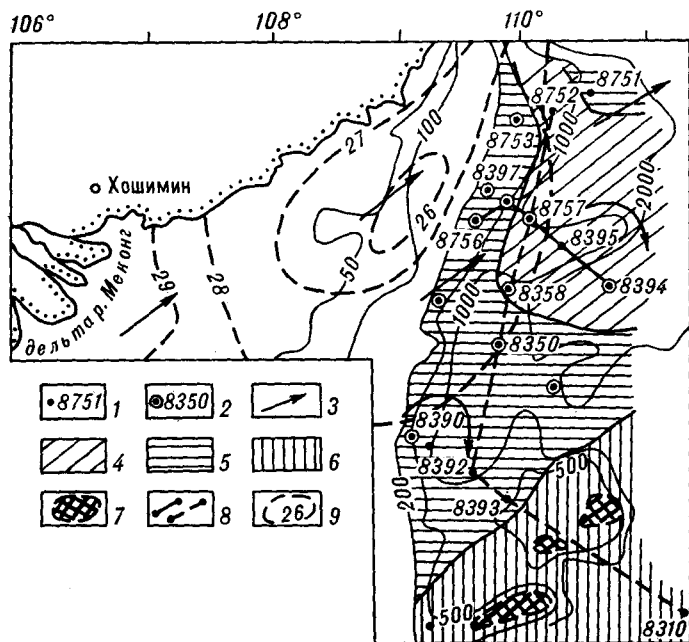


Рис. 1. Схема расположения колонок на материковом склоне Южно-Китайского моря. 1 — станции 3 и 11 рейсов НИС «Академик Несмеянов» с отбором колонок осадков трубками ГСП-2 и их номера; 2 — то же, вскрывшие толщину голоцен-верхнеплейстоценовых осадков с явно выраженной литологической стратификацией; 3 — направление переноса водных масс в период летнего муссона [6]; 4—7 — содержание карбоната кальция в поверхностных осадках (%): 4 — менее 10, 5 — 10—20, 6 — более 20, 7 — вершины подводных возвышенностей с аномально высокими и неравномерными содержаниями; 8 — местоположение профилей, приведенных на рис. 2; 9 — температуры поверхностных вод летом, °С [6].

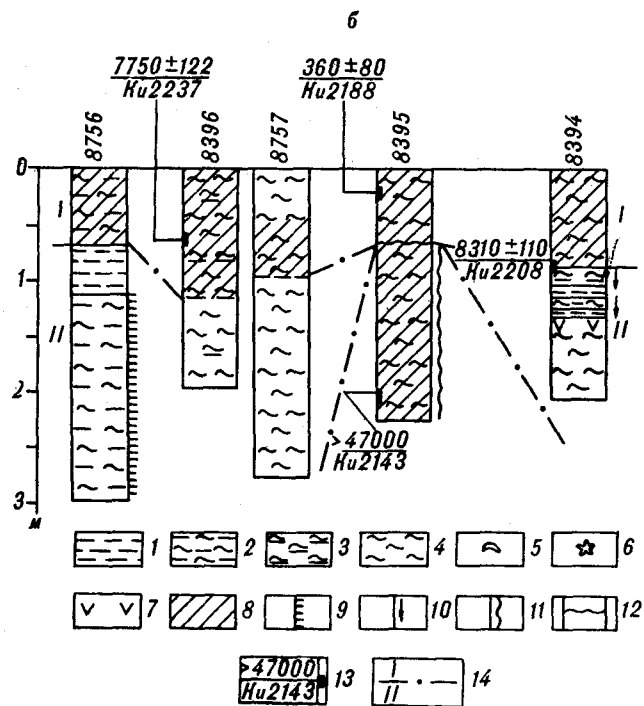
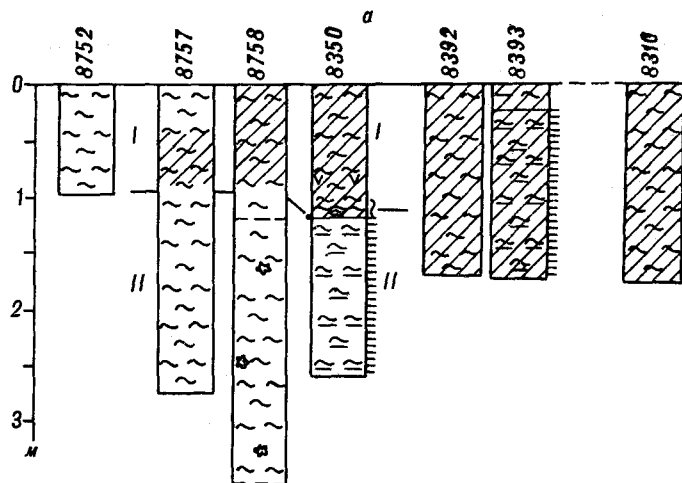


Рис. 2. Строение голоцен-верхнеплейстоценовых отложений по профилям 8752—8310 (а) и 8756—8394 (б). Местоположение профилей см. на рис. 1.

1—4 — литологические типы осадков: 1 — алеврит, 2 — алеврит пелитовый, 3 — пелит алевритовый, 4 — пелит; 5 — примесь перекатанных комков плотного осадка; 6 — конкреции пирита; 7 — примесь мелкой рассеянной пирокластики; 8 — осадки с содержанием карбоната кальция более 7%; 9—12 — текстурные особенности осадков: 9 — неявно выраженная микро-слоистость, 10 — турбидитные прослои, 11 — слой с нарушенной текстурой (предположительно оползневый), 12 — поверхности оползания; 13 — радиоуглеродные датировки; возраст/лабораторный индекс; 14 — границы литостратиграфических горизонтов. I — верхний, II — нижний литостратиграфические горизонты.

няются мало. Лишь в наиболее мелко-водных колонках (ст. 8390, 8753) наблюдается локальное изменение характера осадконакопления, о котором свидетельствуют более грубый гранулометрический состав поверхностного горизонта за счет повышенного содержания раковин фораминифер, меньшая магнитная восприимчивость, микрослоистость в основании колонок.

В центре изученного района материкового склона и глубоководной котловины Южно-Китайского моря между $8^{\circ}30'$ и 10° с. ш. выявлено двучленное строение вскрытого осадочного чехла. Верхний горизонт представлен однородными пелитовыми слабоуплотненными, карбонатными или слабокарбонатными осадками, распространенными и в других изученных районах (см. рис. 1). Нижний горизонт осадков отличается более грубым гранулометрическим составом, значительно меньшей карбонатностью (менее 7%), более высоким содержанием тяжелых минералов в крупноалевритовой фракции (ильменит), большей магнитной восприимчивостью. Часты следы гравитационного перемещения материала по склону (см. рис. 2, б). Подобное двучленное строение верхней части осадочного слоя, связанное с изменениями уровня моря, выявлено на многих материковых окраинах [7, 13] и особенно контрастно проявляется в глубоководных конусах выноса [8, 12].

Для выяснения возраста осадков и палеоокеанологических условий их формирования детально изучена колонка ст. 8350 из центральной части района с глубины 1780 м (рис. 3). Анализ гранулометрического состава и физико-химических свойств осадков в целом подтверждает литологическое расчленение колонки на два горизонта. В нижнем горизонте осадков по сравнению с верхним примерно в два раза увеличиваются содержание алеврита и величина магнитной восприимчивости, возрастает содержание Ti, карбонатность умень-

леродное датирование выполнено по карбонатному материалу (Институт геохимии и физики минералов АН УССР, аналитик Н. Н. Ковалюх). В колонке 8350 изучались видовой состав и изотопные соотношения O^{18}/O^{16} и C^{13}/C^{12} раковин ископаемых фораминифер по стандартной методике [4] с предварительной обработкой по методу Шеклтона [14].

При анализе литологических особенностей осадков выявлено два типа строения вскрытой осадочной толщи. Весь разрез представлен достаточно однородными пелитовыми некарбонатными (на севере, ст. 8752) или слабокарбонатными (на юге, ст. 8392, 8393, 8310) осадками (рис. 2, а). Их гранулометрический состав, плотность, влажность, магнитная восприимчивость и карбонатность по разрезу ме-

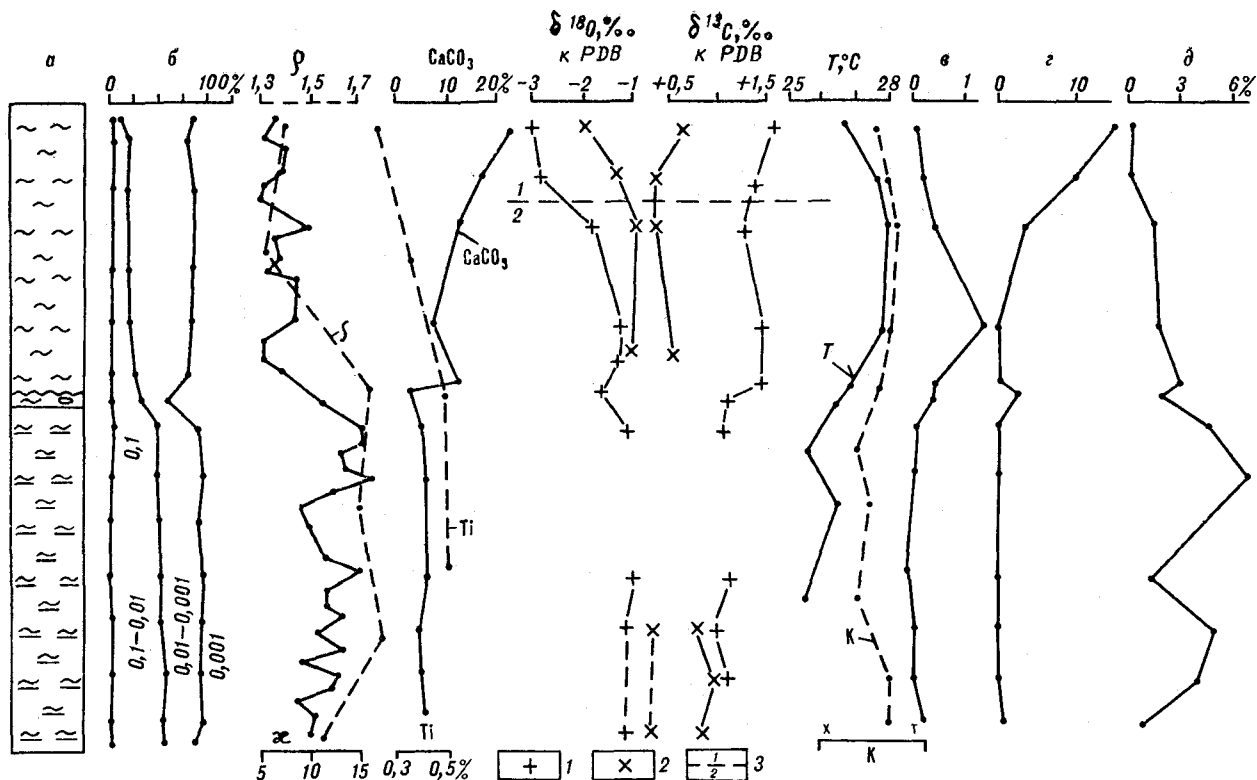


Рис. 3. Характеристики осадков колонки ст. 8350.

а — литологические типы осадков (усл. обозн. см. на рис. 2); б — распределение гранулометрических фракций, мм; в — отношение *Globigerinoides sacculifer* к *G. ruber*; г — отношение *G. sacculifer* к *Globorotalia inflata*; д — содержание *Globorotalia inflata*, ρ — объемная масса осадков, г/см³; ж — магнитная восприимчивость осадков, 10⁻⁶ ед. СГС; δ¹⁸O и δ¹³C — кривые изменения изотопного состава кислорода и углерода: 1 — для вида *Pulleniatina obliquiloculata*, 2 — для вида *Globigerinoides trilobus*, 3 — граница 1 и 2 кислородно-изотопных стадий; Т, °С — палеотемпературная кривая; К — палеоклиматическая кривая.

шается до 2—3%. Граница между горизонтами резкая, в интервале 115—120 см присутствуют смешанные осадки с привнесенными комками плотного ярко-зеленого пелита. Здесь возможно выпадение части разреза. Полученные данные количественно подтверждают резкое усиление поставки грубообломочного терригенного материала при накоплении осадков нижнего горизонта, сформировавшегося, вероятно, при низком положении уровня моря.

По данным фораминиферового анализа отмечаются существенные различия верхнего и нижнего горизонта. Верхний характеризуется разнообразным видовым составом (20—23 вида), обилием и хорошей сохранностью раковин. В комплексе доминируют глобигериниодессы (*Globigerinoides ruber*, *G. trilobus*), многочисленны тепловодные виды *Pulleniatina obliquiloculata*, *Globorotalia menardii*, *Sphaeroidinella dehiscens*. По числу видов и в процентном отношении преобладают тропическая и тропико-экваториальная группы (около 80%). По всему интервалу встречаются переотложенные виды: *Globigerinoides obliquus*, *G. cf. fistulosus*, *Globorotalia flexuosa*.

В нижнем горизонте возрастает роль *Neogloboquadrina dutertrei*, несколько уменьшается доля умеренных видов *Globorotalia inflata*, *Globigerina bulloides*. Ниже 140 см исчезает экваториальный *Sphaeroidinella dehiscens*, а *Globigerinoides sacculifer* становится малочисленным. Число видов в комплексе сокращается до 18, а в некоторых интервалах — до 14. По-видимому, верхний интервал отлагался в более теплых условиях, чем нижний. Это подтверждается как палеоклиматической, так и палеотемпературной кривой (см. рис. 3). Последняя построена для интервала 0—200 см по методике М. С. Бараша [1], дополненной Е. В. Ивановой [3]. Расчетные среднегодовые температуры поверхностных вод во время формирования нижнего горизонта были на два градуса меньше, чем верхнего. Эти данные, а также некоторые основные видовые соотношения (см. рис. 3) в сопоставлении с результатами других исследователей [15] позволяют отнести верхний горизонт к голоцену, а нижний — к верхам позднего плейстоцена. Самая нижняя часть колонки в интервале 200—257 см, в которой возрастает доля переотло-

женных раковин, в том числе миоцен-плиоценовых видов (*Globigerina perenthes*, *Globigerinoides obliquus*, *Globorotalia pseudomiocena*, *G. cf. plesirotunda*, *Neogloboquadrina humerosa*) при этом не учитывалась.

Изотопный анализ кислорода и углерода проводился для двух видов планктонных фораминифер: поверхностного *Globigerinoides trilobus* и более глубоководного *Pulleniatina obliquiloculata* (см. рис. 3). Полученные результаты по обоим видам позволяют согласно стандартной изотопно-кислородной шкале [11] выделить границу первой и второй изотопных стадий, с возрастом 11—13 тыс. лет, в интервале 30—50 см. В первой изотопной стадии вид *Globigerinoides trilobus* значительно (на 1‰) «облегчен» по кислороду относительно более глубоководного вида, вследствие, вероятно, обитания его в более теплых поверхностных водах. Ниже первой стадии эта разница уменьшается в связи с похолоданием поверхностного слоя вод. Учитывая высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ по обоим видам ниже 50 см, можно предположить, что осадки этой части колонки не вышли из «холодных» изотопных стадий 2—4.

Изотопный состав углерода раковин также закономерно различается для указанных видов с разной глубиной обитания (см. рис. 3), что определяется изменением $\delta^{13}\text{C}$ суммарного неорганического углерода (ΣCO_2) с глубиной [9]. Определения $\delta^{13}\text{C}$ раковин фораминифер показывают «облегчение» изотопного состава углерода по обоим видам в интервале 30—50 см. Если учитывать отмеченное в ряде колонок Тихого и Индийского океанов уменьшение $\delta^{13}\text{C}$ в терминале второй и начале первой изотопной стадии [10], это может служить подтверждением стратификации по изотопно-кислородной шкале. Значение $\delta^{13}\text{C}$ поверхностного вида *Globigerinoides trilobus* ниже 110 см уменьшается примерно на 0,4‰, тогда как для двух проб более глубоководного вида из нижней части колонки аналогичного сдвига не отмечается. Вероятно, этот изотопно-углеродный сдвиг вызван уменьшением значений $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ поверхностных вод во время формирования нижнего горизонта. В условиях окраинного бассейна это могло быть следствием более интенсивного поступления в поверхностные воды изотопно легкого углерода с кон-

тинента или при размыве и разложении органики на шельфе в периоды низкого положения уровня моря.

Вариации видового состава фораминифер, $\delta^{18}\text{O}$ в их раковинах и карбонатность осадка в колонке ст. 8350 в целом имеют аналогичный тренд во времени, что и в колонке ст. V36-06-3 из северной части моря [15]. Некоторые особенности изменений перечисленных параметров колонки ст. 8350 и, в частности, неоднозначность определения границы голоцена и плейстоцена могут быть объяснены локальными палеоокеанологическими особенностями, переотложением и избирательным растворением раковин фораминифер и требуют дополнительного изучения.

Выполненные исследования позволяют выделить в изученном регионе ряд различных этапов осадконакопления. При формировании нижнего горизонта, во время наиболее низкого положения уровня моря в позднеюрмское время, на материковом склоне между 8°30' и 10°30' с.ш. интенсивно накапливался терригенный материал мелкоалевритовой и пелитовой размерности. Наносы поступали из приустьевой зоны р. Меконг и, частично, из размываемых четвертичных и неогеновых отложений шельфа и верхов материкового склона. При этом широко проявлялись процессы гравитационного перемещения наносов. Севернее и южнее указанного района происходило менее интенсивное накопление монотонных пелитовых слабокарбонатных и карбонатных осадков. Это свидетельствует о локальной поставке в это время на ограниченный участок материкового склона больших количеств терригенного материала, выносимого, вероятно, р. Меконг.

При последующем повышении уровня моря в позднеледниковье, во время накопления нижней части верхнего горизонта, прекратились процессы гравитационного перемещения осадков по склону и постепенно уменьшилось поступление взвешенного терригенного вещества. Содержание биогенного карбоната в осадках материкового склона при этом несколько увеличилось. В голоцене, во время формирования верхнего горизонта, происходило непрерывное и умеренное по интенсивности накопление пелитовых слабокарбонатных осадков, аналогичных современным.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бараш М. С. Четвертичные палеотемпературы океанов и некоторые палеогеографические реконструкции // Современные проблемы геологии морей и океанов.— М.: Наука, 1980.— С. 102—128.
2. Воробьева Л. К. Газообъемный метод при анализе карбонатов в морских осадках // Донные отложе-

- ния и биоценозы Баренцева и Белого морей.— Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1974.— С. 30—35.
3. Иванова Е. В. О палеотемпературном анализе по планктонным фораминиферам // Океанология.— 1983.— Т. 23, вып. 3.— С. 456—463.

4. *Игнатъев А. В., Горбаренко С. А., Киселев В. И.* К методике исследования температуры роста морских организмов изотопно-кислородным методом // Биогеохимия морских беспозвоночных.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1979.— С. 118—123.
5. *Китаев И. В., Лихт Ф. Р.* Определение общей карбонатности и органического углерода в породах газометрическим методом // Вопросы литологии и геохимии вулканогенно-осадочных образований юга Дальнего Востока/ ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1971.— С. 238—245.
6. *Океанографическая энциклопедия.*— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.
7. *Щербаков Ф. Л.* Отражение изменения уровня моря в разрезах позднечетвертичных морских отложений // Колебания уровня морей и океанов за 15 тыс. лет.— М.: Наука, 1982.— С. 112—120.
8. *Damuth J. E., Kumar N.* Amazon cone morphology, sediments, age and growth Pattern // Bull. Geol. Soc. Amer.— 1975.— V. 86, N 6.— P. 863—878.
9. *Kroopnick P.* The distribution of ^{13}C in the Atlantic ocean // Earth and Planet. Sci.— 1980.— V. 49.— P. 469—484.
10. *Luybeyle L. D., Duplessy C.* Changes in the oceanic $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio during the last 140 000 years: high-latitude surface water records // Palaeogeography, Pa-

laeoclimatology, Palaeoecology.— 1985.— V. 50.— P. 217—240.

11. *Morley I. I., Hays I. D.* Toward a high-resolution, global, deep-sea chronology for the last 750 000 years // Earth and Planet. Sci.— 1981.— V. 53, N 3.— P. 279—295.
12. *Nelson C. H.* Late Pleistocene and Holocene depositional trends, processes and history of Astoria deep-sea fan, northeast Pacific // Mar. Geol.— 1976.— V. 20.— P. 129—173.
13. *Normark W. R.* Fan valleys, channels and depositional lobes on modern submarine Fans. Character for Recognition of sandy turbidite Environments // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.— 1978.— V. 62, N 6.— P. 913—931.
14. *Shackleton N. J.* Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and the benthonic foraminifera genus *Uvigerina*: isotopic changes in the ocean during the last glacial // Variation du climate en cours du Pleistocene.— Paris: CNRS, 1974.— P. 203—211.
15. *Wang Pinxian, Min Qiubao, Bean Yunhua, Feng Wenke.* Planctonic foraminifera in the continental slope of the northern Southern China Sea during the last 130 000 years and their paleo-oceanographic implication // Acta geol. sinica.— 1986.— V. 60, N 3.— P. 1—11.

ТОИ ДВО АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
4 марта 1988 г.

УДК 552.08 : 53 + 550.831.017

В. В. Мишин, С. Л. Иванов, В. И. Исаев

ПЛОТНОСТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ИЧИНСКОГО ПРОГИБА ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

В результате анализа и математической обработки керновых определений плотности получена стратифицированная градиентно-слоистая модель разреза. Модель отражает нелинейные изменения плотности осадочных пород с глубиной и объясняет основные черты гравитационного поля различных частей прогиба. Ис-

пользование модели в качестве начального приближения при решении обратной задачи гравиметрии (методом квадратичного программирования) повышает точность решения до $\pm 0,02$ г/см³. Это открывает возможности прогнозирования латеральных литолого-фациальных изменений в пределах локальных структур.

Ичинский передовой прогиб разделяет Охотскую эпимезозойскую платформу и внутреннюю часть Западно-Камчатской складчато-глыбовой области [6]. Крутогоровской шовной зоной прогиб разделяется на внутреннее и внешнее (приплатформенное) крылья. Последнее получило название Колпаковской впадины. Кайнозойский осадочный чехол прогиба залегает на складчатом основании верхнемелового возраста. Чехол несогласиями разделяется на тигильскую (P_1-P_2), воямпольскую (P_3-N_1) и кавранскую (N_1) серии. Верхнюю часть разреза слагают отложения плиоцен-антропогенного возраста. На Кшукской, Нижне-Квакчинской и Средне-Кунжикской локальных антиклиналях Колпаковской впадины открыты газовое и газоконденсатные месторождения [5]. В прогибе интенсивно ведутся геофизические исследования и поисковое бурение.

Интерпретация геофизических данных требует знания петрофизических свойств, применительно к гравиразведке — плотности. Традиционно стратиграфическим горизонтам присваивалось постоянное (среднее) значение плотности. На современном этапе такой подход вступил в противоречие с экспериментальным материалом: решение прямой задачи гравиметрии для малоамплитудных структур Колпаковской впадины с использованием средних плотностей приводит к эффектам, несопоставимым с наблюдаемыми.

Изучение фактического материала по скважинам (например, рис. 1) показывает, что главной закономерностью плотностного разреза является постепенное нарастание плотности с глубиной. Поэтому плотность отдельных стратиграфических подразделений не может быть охарактеризована константой. Уже есть

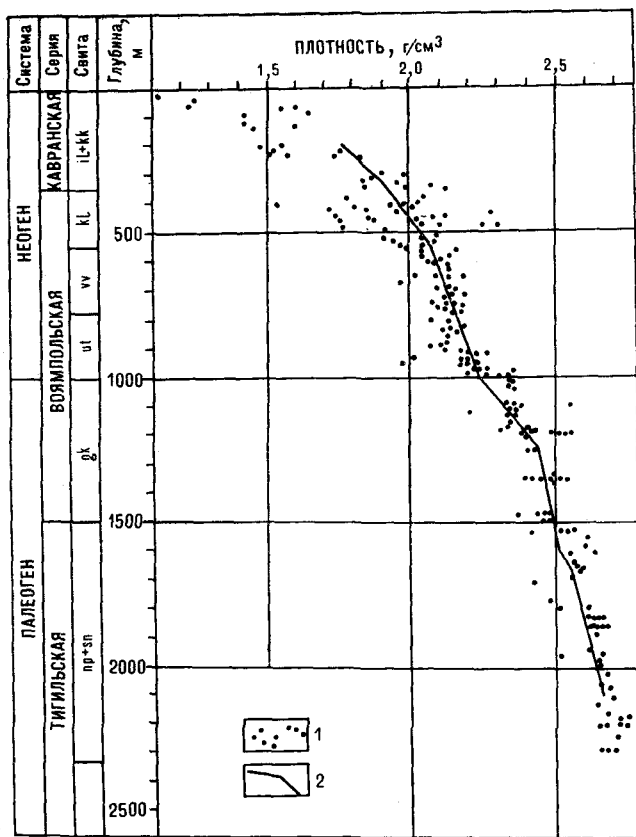


Рис. 1. Плотностная колонка скважин Междуреченская-3 и ГР-8.
1 — значения плотности образцов керна; 2 — значения плотности, сглаженные скользящим фильтром.

опыт [4] получения зависимостей вида $\sigma(H) = B_0 \cdot H^{(B_1)}$ изменения плотности с глубиной. Однако для этих зависимостей отсутствует стратиграфическая привязка.

Ниже приводятся полученные нами зависимости вида [8]

$$\sigma(H) = C - B_0 \cdot \exp(-B_1 \cdot H) \quad (1)$$

для разделенных несогласиями серий кайнозоя.

Закономерности $\sigma(H)$ Пчинского прогиба. Для подбора коэффициентов уравнения (1) использованы представительные определения плотности по керну из 40 скважин. Относительно однородный терригенный характер разреза, выраженное по всем скважинам стремление кривой $\sigma(H)$ к асимптоте и реально встреченные максимальные значения плотности позволили принять для всего района значение $C = 2,67 \text{ г/см}^3$. Коэффициенты B_0 и B_1 подобраны способом наименьших квадратов.

Получены следующие закономерности: для тигильской серии (ошибка приближения $\epsilon_\sigma = \pm 0,06 \text{ г/см}^3$)

$$\sigma(H) = 2,67 - 0,36 \cdot \exp(-0,61 \cdot H); \quad (2)$$

для воямпольской серии ($\epsilon_\sigma = \pm 0,08 \text{ г/см}^3$)

$$\sigma(H) = 2,67 - 0,67 \cdot \exp(-0,47 \cdot H); \quad (3)$$

для кавранской серии ($\epsilon_\sigma = \pm 0,15 \text{ г/см}^3$)

$$\sigma(H) = 2,67 - 1,18 \cdot \exp(-0,49 \cdot H). \quad (4)$$

Из (2) — (4) и анализа ϵ_σ следует, что на формирование плотности осадочных пород прогиба определяющее влияние оказывает геостатическая нагрузка. Литологический состав определяет дисперсию плотности, которая уменьшается с возрастом отложений. С увеличением возраста пород плотность становится все менее подвержена изменению с глубиной.

Адекватность приближений (2) — (4) проверена при построении геоплотностной модели вдоль профиля в центральной части Колпаковской впадины. Здесь сейсморазведкой (МОВ — ОГТ, КМПВ) и глубоким бурением наиболее достоверно изучены структурные формы осадочного чехла и поверхность складчатого основания. На ЭВМ решалась обратная линейная задача гравиметрии, сформулированная как задача квадратичного программирования [2, 7]:

$$\|Ax - b\| + \alpha \|x - x_0\|^2 = \epsilon_b \quad (5)$$

при

$$x^{(H)} \leq x \leq x^{(B)}. \quad (6)$$

То есть при известной геометрии разреза A по детальным ($\pm \epsilon_b$) гравиметрическим наблюдениям b подбирались плотности x аппроксимирующих тел. В качестве начального приближения плотностей x_0 были заложены определения по (2) — (4). Ограничения (6) были заданы согласно ϵ_σ .

Плотности, полученные в результате решения задачи (5) — (6), оказались очень близкими ($\pm 0,017 \text{ г/см}^3$) к их начальному приближению (рис. 2). Результаты моделирования подтвердили адекватность зависимостей (2) — (4).

Для различных зон прогиба составлены сводные плотностные колонки (рис. 3), на которых в виде полос $\sigma(H) \pm \epsilon_\sigma$ изображены изменения плотности различных стратиграфических комплексов. Отражены возможные для каждой зоны изменения глубин и мощностей.

Наиболее простая плотностная колонка характерна для *Соболевского выступа* (см. рис. 3, а), где кавранские отложения непосредственно залегают на складчатом основании. Плотностная граница характеризуется значительной избыточной плотностью, которая меняется от $0,7 \text{ г/см}^3$ на глубине 1 км до $0,4 \text{ г/см}^3$ на глубине 2 км.

В *Колпаковской впадине* (см. рис. 3, б) поверхность основания залегает на больших глубинах, где породы осадочного чехла приобретают значительную плотность. Поэтому по-

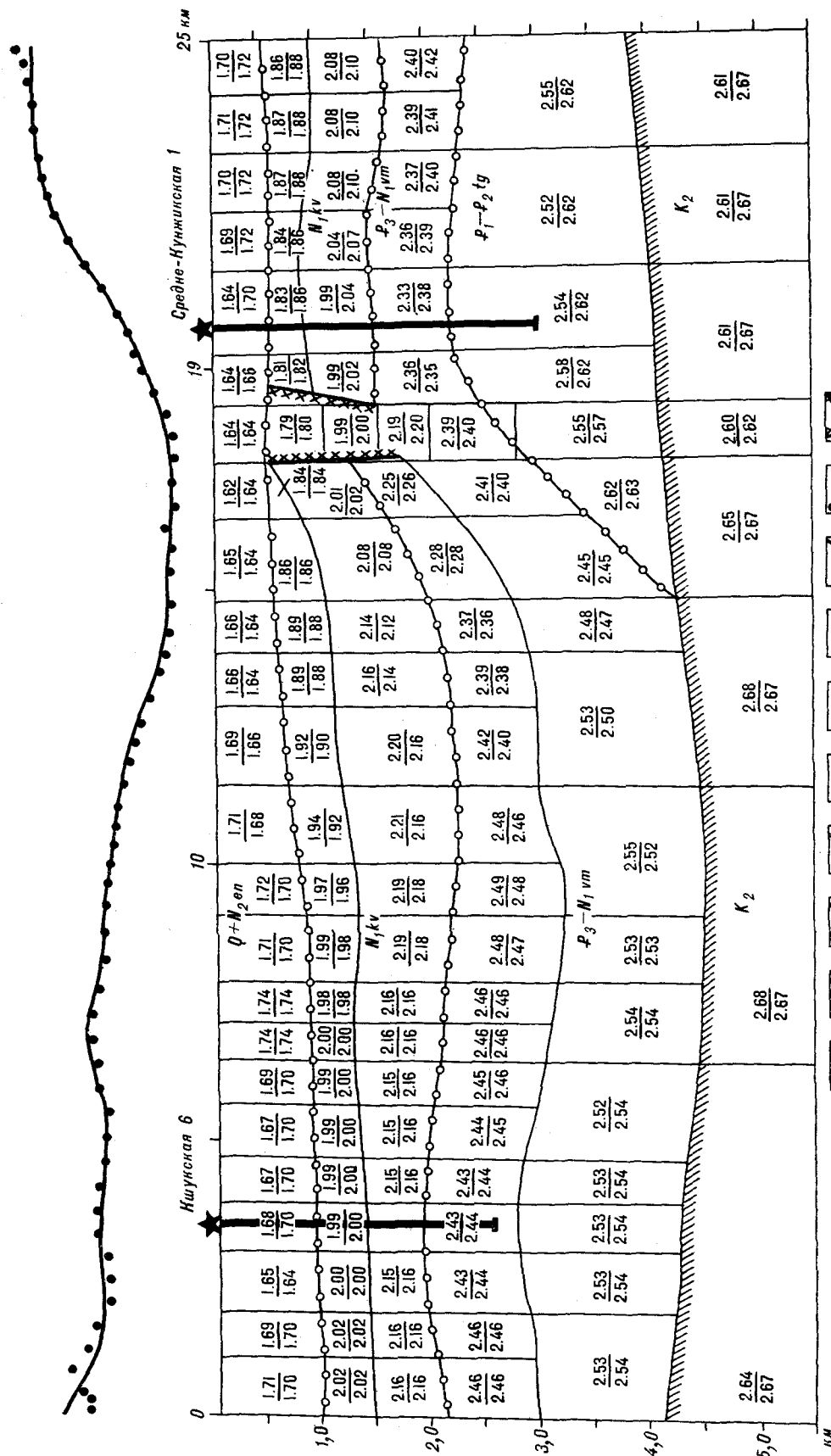


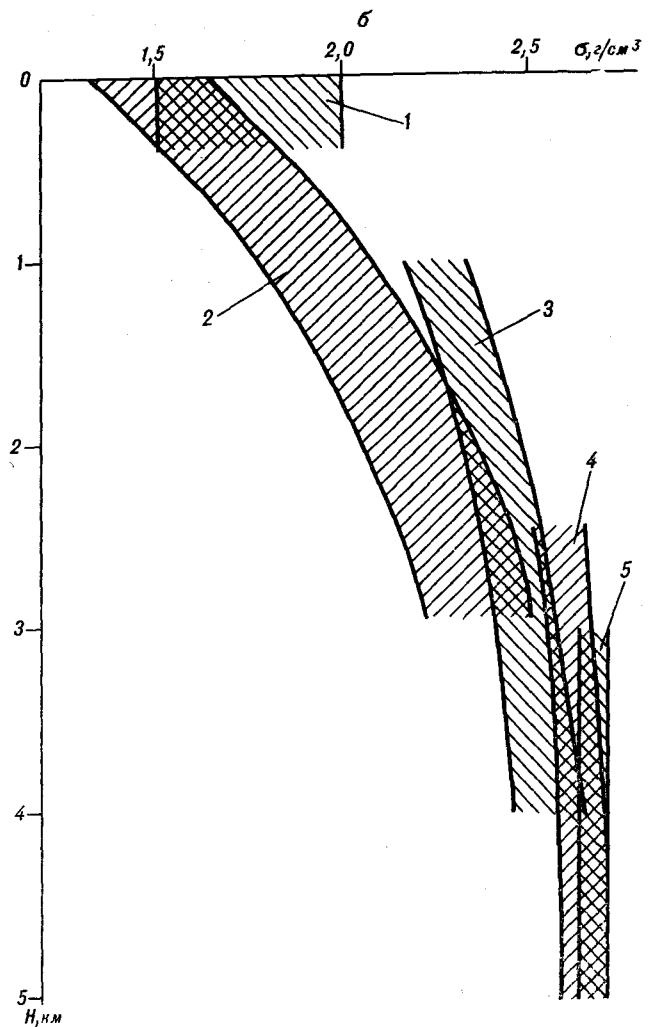
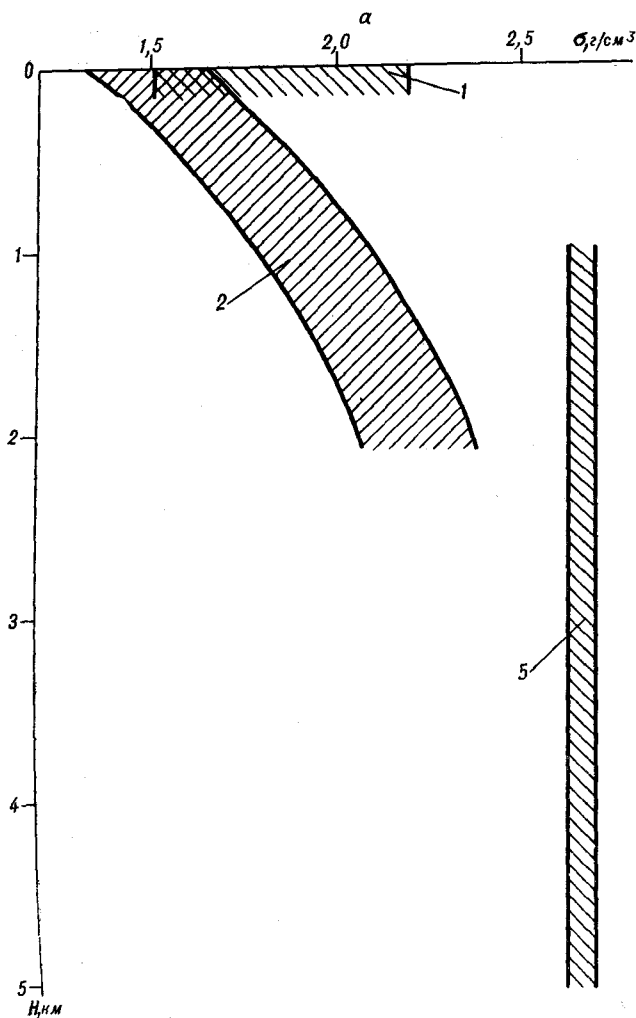
Рис. 2. Геоплотностная модель вдоль Крутого-Колпаковского профиля (Центральная часть Колпаковской впадины).

1 — скважины глубокого бурения; 2 — геологические границы; 3 — отражающие горизонты по данным МОВ — ОГТ; 4 — преломляющая граница по данным КМПВ, отождествляемая с поверхностью складчатого основания; 5 — границы тел, аппроксимирующих разрез; 6 — значения плотности, подобранные в результате решения обратной задачи гравиметрии, г/см³; 7 — начальное приближение значений плотности, определенное по закономерностям $\delta(H)$, г/см³; 8 — наблюдаемое поле; 9 — рассчитанное поле в результате решения обратной задачи; 10 — зона разлома по данным МОВ — ОГТ.

верхность основания характеризуется незначительной избыточной плотностью. Большое аномалеобразующее значение, очевидно, имеет граница кавранских и войпольских отложений, избыточная плотность на которой меняется от 0,30 до 0,15 г/см³ при изменении глубин от 1 до 3 км.

Внутреннее крыло прогиба (см. рис. 3, а) характеризуется значительным изменением глубин и мощностей от антиклинальных зон к синклиналим. Разрез последних, вероятно, близок к разрезу Колпаковской впадины. Для антиклинальных зон характерно наличие одной или нескольких резких плотностных границ на сравнительно небольших глубинах.

Проведенное исследование позволяет сделать следующие выводы. 1. Анализ данных о плотности горных пород Ичинского прогиба



свидетельствует о градиентно-слоистом строении плотностного разреза. В каждом слое, отождествляемом с отделенной несогласиями серией кайнозоя, плотность меняется с глубиной по индивидуальной зависимости. Эта модель определяет главные черты гравитационного поля в разных частях прогиба и позволяет более адекватно ставить перед гравиразведкой геологические задачи.

2. Полученные закономерности $\sigma(H)$ есть своего рода нелинейная региональная плотностная модель прогиба. Она может служить уверенным приближением для изучения латеральных изменений плотности, связанных с литолого-фациальными изменениями в пределах локальных структур.

3. Один из способов выявления названных изменений (прогнозирования геологического

разреза) — это количественная комплексная интерпретация в рамках интерпретационной модели (5) — (6). Имитационное решение задачи на Крутогоровском профиле (см. рис. 2) показывает, что использование зависимостей (2) — (4) для формирования начального приближения x_0 и векторов $x^{(H)}$, $x^{(B)}$, позволяет повысить точность решения обратной задачи гравиметрии не меньше, чем до $\pm 0,02$ г/см³. Это в два раза точнее обычного при решении подобных задач [2].

Изложенный подход в изучении плотностной характеристики осадочного чехла может быть применен и для других кайнозойских осадочных бассейнов Востока СССР. Вертикальный градиент плотности, вероятно, является универсальным свойством структур земной коры [1, 3 и др.].

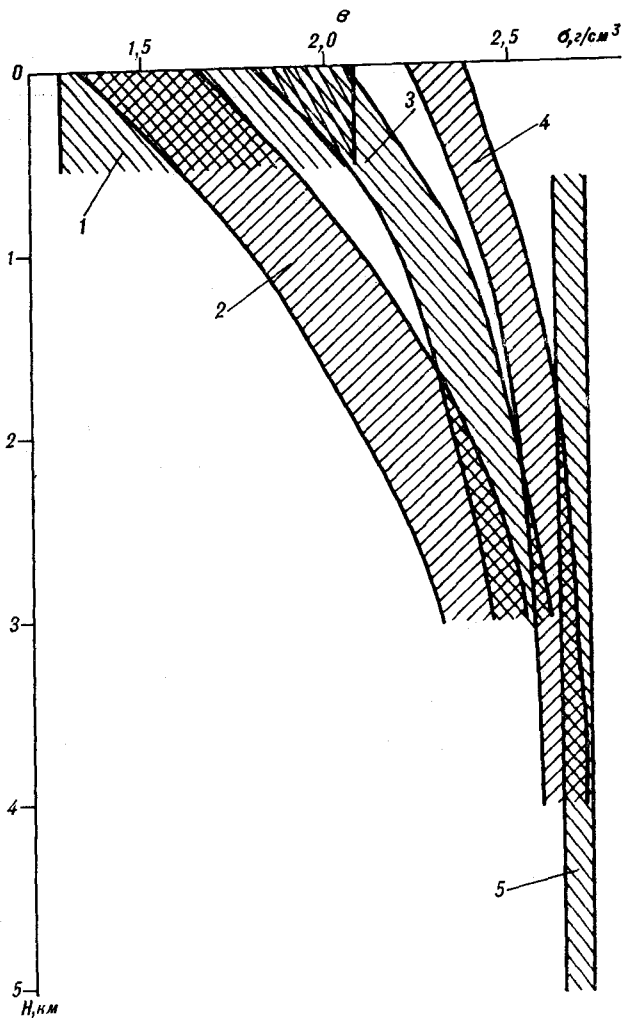


Рис. 3. Сводные плотностные колонки различных тектонических зон Ичинского прогиба: а — Соболевского выступа; б — Колпаковского впадины; в — Внутреннего крыла прогиба.

1 — изменения плотности отложений плиоцен-антропогенного возраста; 2 — кавранской серии; 3 — воямпольской серии; 4 — тигильской серии; 5 — изменения плотности пород складчатого основания.

ЛИТЕРАТУРА

1. Брянский Л. И. Гравитационные модели Сихотэ-Алиньской складчатой области // Тихоокеан. геология.— 1984.— № 2.— С. 52—61.
2. Исаев В. И. Принципиальная схема комплексной интерпретации гравиметрических съемок на примере профиля Средние Лангары — Мухто (Северный Сахалин) // Там же.— 1983.— № 1.— С. 107—112.
3. Красовский С. С. Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле.— Киев: Наук. думка, 1981.
4. Мороз Ю. Ф., Шиленко Р. И. Физические свойства горных пород кайнозойского осадочного чехла юго-западной Камчатки // Тихоокеан. геология.— 1987.— № 1.— С. 77—82.
5. Мотовилов Ю. В., Козьянин В. К., Косыгин Ю. А., Тютрин И. И. Новые данные о нефтегазоносности Колпаковского прогиба Западной Камчатки // Там же.— 1987.— № 1.— С. 63—65.
6. Смирнов Л. М. Тектоника Западной Камчатки // Геотектоника.— 1971.— № 3.— С. 104—117.
7. Старостенко В. И. Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии.— Киев: Наук. думка, 1978.
8. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика): Справочник геофизика/ Н. Б. Дортман.— М.: Недра, 1976.

ЕГФЭ ПГО Камчатгеология
Елизово
ИВЦ ПГО Сахалингеология
Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию
30 марта 1988 г.

УДК 553.064.5 : 551.24

А. П. Сорокин

РОССЫПЕКОНЦЕНТРИРУЮЩИЕ СТРУКТУРЫ ПРИАМУРЬЯ

Выделены и проанализированы типы и классы россыпеконцентрирующих структур в орогенной и платформенной областях Приамурья. Предложена иерар-

Развивая представления о важнейшей роли в россыпеобразовании морфотектонических особенностей, заложенные работами Г. П. Вола-ровича [1], Н. А. Шило [6], С. С. Воскресен-ского [2], Ю. П. Казакевич [3], мы предлагаем выделять россыпеконцентрирующие струк-

хия россыпеконцентрирующих структур: пояс — область — район — узел, которая коррелируется с соподчиненностью рудных площадей.

туры, которые по ряду признаков являются оптимальными для локализации россыпей. Это устойчивые и длительно развивающиеся депрессионные или орогенные структуры с малыми амплитудами движений, сформированные вдоль шовных зон на контакте областей

Основные классификационные признаки россыпеконцентрирующих структур Приамурья

Геодинамический режим развития	Классы	Размеры, тыс. км ²	Типы морфоструктур	Формы сопряжения с основными областями денудации
Орогенный	Пояса	Сотни, десятки	Межгорные понижения Крупные аккумулятивные структуры и системы высокопорядковых аккумулятивных и денудационных впадин Отдельные аккумулятивные структуры, группы сопряженных низкопорядковых аккумулятивных и денудационных межгорных понижений, предгорные шлейфы Низкопорядковые аккумулятивные и денудационные впадины, дельты рек, гидрографические узлы	Резко контрастные с поздне-мезозойскими орогенами и пологие со сводами, сформированными на областях докембрийской консолидации
	Области	От 5,0 до 24,0		
	Районы	От 2,2 до 6,7		
	Узлы	От 0,14 до 0,9		
Платформенный (плитный)	Пояса	Сотни, десятки	Предгорные понижения вдоль внешнего обрамления плиты, системы областей внутренней денудации Группы сопряженных низкопорядковых аккумулятивных и денудационных впадин, области внутренней денудации Отдельные аккумулятивные и денудационные впадины, участки разгрузки флювиальных потоков Локальные аккумулятивные и денудационные понижения	Резко и умеренно контрастные вдоль внешнего обрамления плиты, пологие на периферии областей внутренней денудации
	Области	От 4,5 до 16,0		
	Районы	От 1,5 до 6,0		
	Узлы	От 0,18 до 1,8		

разновозрастной складчатости и на склонах остаточных горных массивов в пределах плит. По аналогии с группировкой коренных месторождений предлагается следующий ряд ранжирования россыпеконцентрирующих структур: пояс—область—район—узел (табл. 1).

В пределах Приамурья россыпи золота представлены мезозойской и кайнозойской возрастными группами. В мезозойской группе они связаны с геосинклинальным (поздний триас—средняя юра) и орогенным (поздняя юра—ранний мел) этапами развития региона. В геосинклинальном комплексе россыпи золота установлены в приматериковых зонах палеошельфов Монголо-Охотской системы, образуя прибрежно-морские и дельтовые месторождения. Россыпи золота мезозойского орогенного этапа представлены пролювиально-аллювиальными генетическими типами, локализованными в односторонних и двусторонних грабенах вулканоплутонических поясов и зон, сопряженных с блоками с полициклической магматической деятельностью. Указанные россыпи обычно служат промежуточными коллекторами для формирования палеогеновых, неогеновых и четвертичных россыпей и реже образуют самостоятельные промышленные типы (табл. 2).

Кайнозойские россыпи представлены месторождениями олигоценового, позднемiocенового, плиоцен-раннеантропогенового, среднеплейстоценового, позднеплейстоценового и голоценового стратиграфических уровней. По геотектоническим условиям развития россыпеконцентрирующих структур их можно разделить

на две группы: россыпи орогенных и платформенных областей.

Россыпи орогенных областей в подавляющем большинстве локализованы в Тында-Зейском и Хинганско-Ниманском межгорных понижениях, разделяющих, соответственно, Становое и Тукурингра-Джагдинское, Туранское и Буреинское сводовые и сводово-глыбовые поднятия. Эти структуры представляют собой системы денудационно-аккумулятивных депрессий протяженностью 500—1000 км и шириной 60—250 км. Площадь их — десятки тысяч квадратных километров (см. табл. 1). Они сопоставимы с наиболее крупными из рудоносных площадей юга Сибирской платформы — металлогеническими зонами (поясами).

Россыпеконцентрирующие пояса характеризуются прерывисто-звенным строением клавишного типа с меридиональным делением в Тында-Зейской и широтным — в Хинганско-Ниманской депрессии. Опущенные участки межгорных понижений состоят из мезозойско-кайнозойских аккумулятивных (Верхнезейская, Удская, Верхнебуреинская и др.) и денудационных (Тындинская, Ниманская, Ларбинская и др.) впадин, разделенных «перемычками» более высокого гипсометрического уровня. Первые из них обычно представлены структурами длительного депрессионного, а вторые — прерывистого режимов. Эти структуры образуют класс золотоносных областей (см. табл. 1).

Следующее по соподчиненности деление россыпеконцентрирующих структур орогенных

Характеристика мезозойских и кайнозойских россыпеконцентрирующих структур и россыпей золота Приамурья

Россыпеконцентрирующие структуры		Россыпи золота					Практическое значение
Возраст	Морфотектонические типы	Литологический состав и мощность	Наиболее благоприятные эпохи формирования	Участки локализации	Генезис	Строение	
Поздний мел — Кайнозойские	Зоны устойчивого прогибания центральной части Зейско-Буринской плиты (Зейско-Селенгинская и др.) с малыми скоростями осадконакопления (до 14,7)*; остаточные массивы (Гонимский, Октябрьский и др.); приразломные впадины вдоль внешнего обрамления плиты с колебательным типом движений (Уруша-Ольдойская, Урканская, Никанская и др.)	Глинистые, песчано-глинистые, реже глинисто-галечные (до 1500 м) в зонах устойчивого прогибания; глинисто-галечные и песчано-галечные (до 250 м) в приразломных впадинах	Маастрихт — даний, олигоцен, поздний миоцен, плиоцен — ранний антропоген, поздний плейстоцен, голоцен	Область сопряжения зон устойчивого прогибания с остаточными горными массивами; периферия приразломных впадин	Аллювиальный в зонах устойчивого прогибания на склонах остаточных горных массивов; пролювиально-аллювиальный в приразломных впадинах	Многоуровневые и пластовые, линзовидные, ленточные образные, местничные	Самостоятельные промышленные типы
Орепный (поздний антропоген)	Приразломные впадины и прогибы вдобль областей разновозрастной складчатости (Становой, Монголо-Охотской систем и др.) с умеренными скоростями осадконакопления (до 62 в Верхне-Зейской впадине); денудационные и денудационно-аккумулятивные депрессии межглыбовых поющих зон с колебательным типом движений (Яснополянская, Золотогорская, Тындинская и др.)	Глинисто-песчано-галечные (более 1400 м) в крупных аккумулятивных впадинах; песчано-галечные и галечные (до 60 м) в денудационно-аккумулятивных депрессиях	Олигоцен, поздний миоцен, плиоцен — ранний антропоген, поздний плейстоцен, голоцен	Денудационно-аккумулятивные депрессии с колебательным типом движения; периферия крупных впадин	Пролувиально-аллювиальный, реже — аллювиальный	Многоуровневые, реже — пластовые, гнездовые, линейные, разнообразные	
Орепный (поздняя юра — ранний мел)	Односторонние и двусторонние грабени орогенных вулканоупутичских поясов и зон (Умлекано-Огоджинский, Махнинганский, Приамурский и др.) с высокими скоростями осадконакопления (до 133) и широким развитием вулканистов (Первомайский, Покровский, Огоджинский и др.)	Песчаниково-конгломератовые, алевролит-конгломератовые, песчаниково-песчаные (до 2800 м) верхней молассы	Ранний мел	Приразломные депрессии в зонах сопряжения с блоками с полициклической материнской деятельностью	Пролувиально-аллювиальный, реже — аллювиальный	Многоуровневые, гнездовые, линзовидные, разнообразные	Преимущественно промисленные коллукторы для формирования палеогеновых, неогеновых и четвертичных россыпей, реже — самостоятельные промышленные типы
Песчаные (поздняя юра — ранний мел)	Приматериковые зоны Удско-Зейского и Северо-Буринского палеопельфов Монгольской геосинклинальной системы (Верхнеамурский, Улунунский, Зейский и др.)	Алевролит-песчаниковые, алевролит-песчаниково-конгломератовые, конгломератопесчаниково-алевролитовые (до 7000 м)	Ранняя или средняя юра	Зоны пологих форм сопряжения палеопельфов с материковыми склонами областей докембрической консолидации	Прибрежно-морской и дельтовый	Многоуровневые, пластовые	

* Скорости в миллиметрах за 1000 лет.

областей (районы, узлы) связано с особенностями строения аккумулятивных и денудационных впадин: их морфологией, формами сопряжения с поднятиями, длительностью существования, наличием поверхностей выравнивания, режимом флювиальных потоков и т. д. При этом наиболее продуктивные структуры образуются при совмещении большинства вышеуказанных признаков. Например, россыпи золотоносных районов, расположенных в южной половине Тында-Зейского пояса, формировались в условиях длительного Тукурингра-Джагдинского поднятия и наличия горных речных систем продольного направления при широком развитии зон планации и процессов гипергенеза. В отличие от них образование россыпей золота на противоположной — северной части пояса происходило в обстановке пологих форм сопряжения со Становым сводом при полугорном и равнинном типе водотоков.

В пределах орогенных сооружений (Становое, Тукурингра-Джагдинское, Буреинское поднятия), обрамляющих рассмотренные россыпеконцентрирующие структуры, известны преимущественно четвертичные россыпи золота. Они развиты во внутриворонных межглыбовых прогибах и впадинах и, по аналогии с рудными районами зон тектономагматической активизации, выделяются в автономные золотоносные районы и узлы орогенных областей.

Россыпи платформенных областей могут быть рассмотрены на примере Зейско-Буреинской плиты. Они локализованы в приразломных депрессиях внешнего обрамления. В пределах Южно-Тукурингской и Притуранской систем депрессий развиты резко удлиненные золотоносные области, подчеркивающие приуроченность палеогеновых, неогенных и четвертичных россыпей к предгорным понижениям.

Наиболее высокой продуктивностью характеризуются районы и узлы, расположенные на участках контрастных форм сопряжения в системе впадина — поднятие при наличии в пределах депрессий линейных погружений в виде грабенов, каньонов, карстовых полостей и др.

Своеобразный тип россыпеконцентрирующих структур формируют области внутренней денудации, которые группируются в близмеридиональные и северо-восточные сложно построенные системы (Гонжинская и Амуро-Мамынская). Протяженность их 100—250, ширина — до 120 км. В пределах их расположены золотоносные районы и узлы, в которых неогеновые и четвертичные россыпи золота локализованы на пологих склонах внутренних поднятий.

В зонах сопряжения указанных структур с мезозойскими прогибами, вдоль северной окраины Зейско-Буреинской плиты, в золотоносных районах распространены преимущественно четвертичные россыпи золота, а на участках сочленения с кайнозойскими депрессиями (Зейско-Селемджинская и др.) — сложно построенные многоярусные разновозрастные месторождения.

Приведенные данные позволяют утверждать, что в любом крупном золоторудном районе можно локализовать структуры с высокой степенью россыпной золотоносности. Они представляют естественный иерархический класс отрицательных и положительных морфоструктур, в которых обеспечиваются оптимальные условия локализации россыпей золота в процессе разрушения коренных источников, транзита и последующей аккумуляции.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воларович Г. П. Типы месторождений золота и закономерности их размещения на Дальнем Востоке // Золоторудные формации Дальнего Востока, — М.: Наука, 1969. — С. 7—35.
2. Воскресенский С. С. Закономерности размещения россыпей золота на Амуро-Зейской равнине и обрамляющих ее горных хребтах Турана, Джагды, Тукурингра // Геоморфология Амуро-Зейской равнины и низгорья Малого Хингана. Ч. II. — М.: изд-во МГУ, 1973. — С. 59—68.
3. Казакевич Ю. П. Условия образования и сохранения сложных погребенных россыпей золота. — М.: Недра, 1972.
4. Сорокин А. П. Особенности формирования и типизации россыпей золота в молодых платформах востока Азии (на примере Амуро-Зейской впадины) // VIII совещание по геологии россыпей: Тез. докл. — Киев, 1987. — С. 146—147.
5. Сорокин А. П. Россыпеконцентрирующие структуры Приамурья (типы, классы, связь с металлогеническими системами коренных месторождений). — Благовещенск, 1988. — Деп. в ВИНТИ 03.03.88, N 1726 — В88.
6. Шило Н. А. Основы учения о россыпях. — М.: Наука, 1981.

АмурКНИИ ДВО АН СССР
Благовещенск

Поступила в редакцию
12 сентября 1988 г.

БЛИЗПОВЕРХНОСТНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩАХ ПЕРИВУЛКАНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

Сопоставляется близповерхностное оруденение двух районов перивулканической зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса с разной металлогенической специализацией. Обсуждается роль промежуточных источ-

ников (базовых рудных формаций) для близповерхностных месторождений. Изложенный материал имеет значение для прогнозирования близповерхностного оруденения.

Миогеосинклиналильные флишоидные терригенные отложения основания вулканогенных поясов и их периферии издавна считались неблагоприятной вмещающей средой для эпitherмального оруденения. Предполагалось, что эпitherмальные жилы либо выклиниваются в подстилающих эффузивные отложения черных сланцах, либо глубоко эродированы [3, 7]. В последнее время проявления серебряной и золотосеребряной минерализации в терригенных толщах обнаружены в результате ревизионных работ в ряде известных золоторудных провинций практически одновременно с золотосульфидным вкрапленным оруденением, что привлекло пристальное внимание к этим объектам [1, 2, 4, 5].

Среди близповерхностных месторождений вулканогенной золотосеребряной формации со времен Линдгрена, Эмионса и Холана выделяются существенно золотые и существенно серебряные. Эти месторождения различаются по геолого-структурным условиям образования, вещественному составу и расположены обычно в различных металлогенических провинциях. Изучение близповерхностного оруденения в ряде районов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) и его перивулканической зоны показало, что это оруденение не только пространственно совмещено, но и имеет тесные структурные и минерало-геохимические связи с месторождениями и рудопоявлениями различных вулканогенных и вулканоплютоногенных рудных формаций [4, 5] и составляет с ними единые ряды рудных формаций:

1) золотосульфидная вкрапленная — золотополиметаллическая — золотосеребряная (существенно золотой подтип);

2) медно-молибденовая — золоторедкометаллическая — сереброполиметаллическая — золотосеребряная (существенно серебряный подтип);

3) касситерит-сульфидная — оловосеребряная — сереброполиметаллическая — золотосеребряная (существенно серебряный подтип).

Перечисленные ряды формаций обычно образуют в пределах рудных узлов вертикальную и латеральную эндогенную зональность. Ниже

рассмотрены районы с рудно-формационными рядами первого и третьего типов.

В одном из районов рудные поля с золотосеребряным оруденением в терригенных толщах приурочены к эродированным купольным структурам, усложняющим первичную брахискладчатость толщ и располагающимся поблизости от границы вулканогенных отложений, в перивулканической зоне (рис. 1). Размещение куполов контролируют региональные разрывные нарушения и, особенно, узлы их пересечения. Месторождения обнаруживают структурную связь с вулканогенными постройками — депрессиями, просадками, кальдерами [5, 6]. По мере удаления от границы вулканогенных отложений Охотско-Чукотского пояса возрастает глубина эрозионного среза куполов и золотосеребряное оруденение в их пределах сменяется золотокварцевым и золотосульфидным вкрапленным. Купольное строение подчеркивается изменением плана складчатых деформаций на площади месторождений, фрагментами концентрических и радиальных разломов (см. рис. 1).

Рудные поля сложены переслаивающимися алевролитами и алевропесчаниками с редкими линзами песчаников, прорванными многочисленными дайками преимущественно среднего состава.

В пределах месторождений выделяются различно эродированные блоки. Оруденение локализовано в участках аргиллизированных пород на фоне региональной площадной серицитизации и пиритизации вмещающих толщ. В геохимическом поле рудные тела выделяются контрастными линейными ореолами золота, серебра, свинца, сурьмы. Протяженность рудовмещающих структур определяется первыми сотнями метров. Рудные тела представляют собой кварцевые жилы, брекчии, зоны прожилкования; выполняющие трещины отрыва. Содержание золота и серебра в рудных телах весьма неравномерное. Бонанцы часто контролируются местами пересечения, сочленения рудных тел и даек. В околорудных зонах терригенные породы практически не изменены. В кварцевых жилах выделяются кристифика-

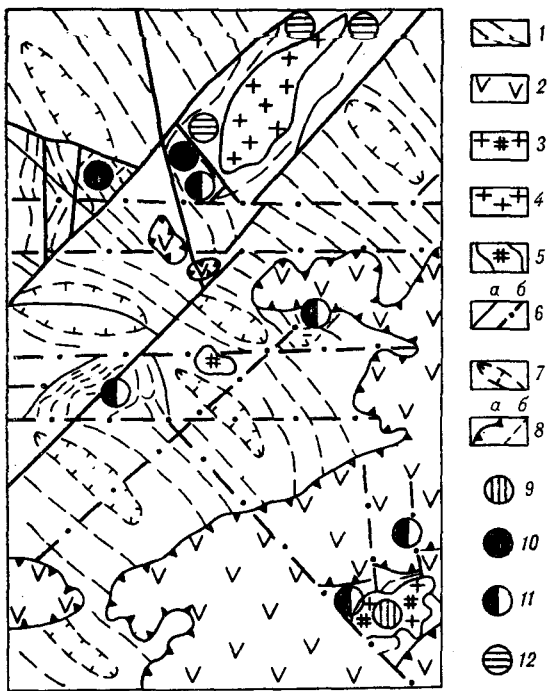


Рис. 1. Схематическая геологическая карта рудного района.

1 — складчатые терригенные толщи; 2 — вулканогенные отложения; 3 — щелочные граниты; 4 — гранит-порфиры; 5 — экзтрузивные тела липаритов и латитов; 6 — разломы (а — установленные, б — предполагаемые); 7 — зоны рудовмещающих разломов; 8 — границы (а — вулканогенного пояса, б — геологические); 9 — медно-молибденовые рудопроявления; 10 — месторождения золотосульфидной формации; 11 — золотосеребряные месторождения; 12 — оловосеребряные рудопроявления.

ционная, брекчиевая, каркасная, пластично-каркасная, метаколлоидная, колломорфная, друзовая, гребенчатая, полосчатая текстуры, типичные для эпitherмального оруденения. Существует литологический контроль оруденения. Богатые рудные тела обычно приурочены к существенно алевролитовому разрезу, бедные к более песчаным толщам. В рудах отмечено золото со средней пробой 650, установлен необычно широкий диапазон изменения золотосеребряного отношения от 20:1 до 1:100 (в среднем 1:5), характерно отсутствие адуляра в рудоносных жилах. Обычные для близ-

поверхностных месторождений селениды представлены в руде наумапитом, агвиларитом, селенистыми аргентитом, пираргиритом и миаргиритом. Преобладающим рудным минералом является пирит, хорошо развиты арсенопирит, антимонит, электрум. Наблюдается следующая последовательность выделения минеральных ассоциаций, слагающих рудные тела:

- 1) допродуктивная кварц-хлорит-пиритовая;
- 2) продуктивные пирит-блекло-рудная, золотополиметаллическая, электрум-сульфосольная;
- 3) послепродуктивные кварц-антимонитовая и карбонат-пиритовая.

Температура минералообразования, по данным изучения газово-жидких включений хлоридно-натрового состава, в кварце различных ассоциаций варьирует от 300 до 150 °С, величина давления при рудообразовании не превышала 20—60 бар. Золотосеребряное оруденение в терригенных толщах отличается от аналогичного оруденения в вулканитах ограниченным развитием околорудного метасоматоза, более широким распространением ранних сульфидов арсенопирита и пирита и позднего антимонита, появлением высокопробного золота, более широким интервалом изменения золотосеребряного отношения. В пределах рудных полей и узлов выявлена эндогенная зональность (см. таблицу).

Установленные особенности объясняются не только различными физико-химическими условиями образования руд в различных по составу породах, но и металлогенической специализацией данного района перивулканической зоны (см. рис. 1). Здесь золотосеребряное оруденение пространственно совмещено в пределах одного рудного узла с месторождениями золотосульфидной вкрапленной, золотокварцевой, касситерит-сульфидной формаций [2, 5, 6]. Развитие оловянной минерализации контролируется, главным образом, орогенным гранитоидным магматизмом, формирование месторождений золоторудных формаций связывается со становлением вулканогенного пояса [4]. Район имеет смешанную золотооловянную металлогеническую специализацию.

Вертикальная зональность рудного узла

Глубина распространения оруденения, м	Ряд зональности	Характерные минералы	Температуры гомогенизации первичных включений, °С
0—100	Зона надрудных аргиллизитов	Каолинит, монтмориллонит, дикит, серицит	150
100—300	Зона золотосеребряного оруденения в вулканитах	Хальцедон, адуляр, кварц, электрум, пираргирит, миаргирит, агвиларит, антимонит	150—180
300—700	Зона золотосеребряного оруденения в терригенных толщах	Пирит, арсенопирит, электрум, золото, фрейбергит, галенит, пираргирит, антимонит	150—220
700—1000	Переходная зона	Игольчатый арсенопирит, золото, фрейбергит, пирит, антимонит	250—280
1000 и более	Зона золотосульфидного прожилково-вкрапленного оруденения	Игольчатый арсенопирит, пирит, антимонит	250—320

Вместе с тем, в пределах ОЧВП установлены рудные районы с развитием преимущественно сереброоловянных формаций. В терригенных толщах этих районов известно близповерхностное сереброполиметаллическое оруденение (рис. 2).

Рудные поля с сереброполиметаллическим оруденением обычно расположены в тектонических окнах среди вулканитов и в непосредственной близости к границе вулканитов, в перивулканической зоне. На площади рудных полей распространены, в основном, терригенно-осадочные отложения юрского возраста, слагающие крупные брахискладки. Терригенные толщи представлены переслаивающимися алевролитами, глинистыми сланцами с линзами мелкозернистых песчаников и мало-мощными прослоями углей. Эти породы прорываются многочисленными разновозрастными штоками, силлами, дайками от кислого до основного, иногда щелочного состава. В структуре рудных полей важную роль играют региональные разломы надвигового типа, максимальная амплитуда смещения по которым достигает местами по вертикали — 3 км и по горизонтали — 5 км (см. рис. 2). Фрагментарно устанавливаются радиальные и концентрические нарушения, к которым приурочены многочисленные магматические и рудные тела. Наблюдается совмещение в одной структуре даек и рудных тел. Рудными телами являются кварц-сульфидные жилы и зоны прожилков. Околорудные изменения представлены аргиллизацией и пиритизацией. Руды имеют брекчиевую, крустификационную, полосчатую, массивную текстуры. В первую стадию образуется кварц-хлорит-турмалин-касситеритовая минерализация с арсенопиритом и пиритом. Для второй стадии характерна полиметаллическая сульфидная ассоциация с пирроотином, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, буланжеритом, матильдитом, джемсонитом, пираргиритом, тетраэдритом, акантитом, пиритом, маркизитом. В третью стадию формируется карбонат-флюоритовая минерализация.

В геохимическом поле оруденение выражено линейными контрастными аномалиями серебра, олова, свинца, меди, цинка. Температуры рудообразования, по данным изучения газовой-жидких включений, варьируют от 350 до 150 °С и составляют в среднем 220 °С.

В пределах рудных полей устанавливается вертикальная зональность (см. рис. 2):

- 1) существенно серебряное эпитермальное золотосеребряное оруденение в перекрывающих эффузивах (глубина образования 0,5—1 км);
- 2) сереброполиметаллическое с оловом оруденение (глубина образования 1—2 км);
- 3) касситерит-сульфидное с серебром оруденение (глубина образования 1,5—2,5 км).

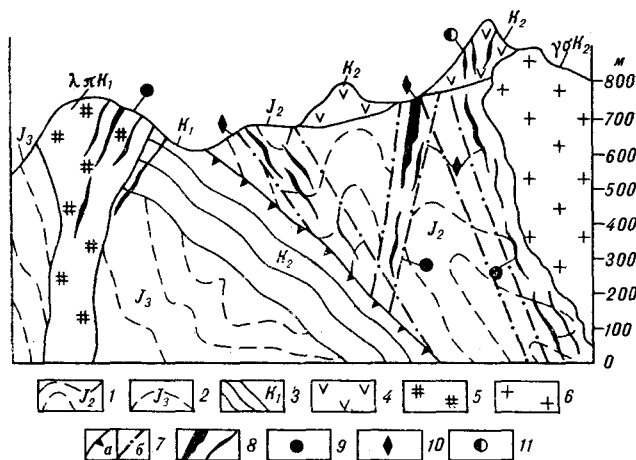


Рис. 2. Схематический геологический разрез через типичное рудное поле.

1 — алевролиты с прослоями аргиллитов; 2 — алевролиты и песчаники; 3 — конгломераты, гравелиты, песчаники, прослой туфов и лав; 4 — липариты, туфы липаритов и дацитов, игниимбриты; 5 — липариты; 6 — гранодиорит-порфиры; 7 — разрывные нарушения: а — надвиг, б — оперяющие разломы; 8 — рудные тела месторождений; 9 — оруденение олово-серебряной формации; 10 — оруденение сереброполиметаллической формации; 11 — существенно серебряное близповерхностное золотосеребряное оруденение.

Таким образом, в перивулканической зоне ОЧВП установлены рудные районы с золотооловянной и сереброоловянной специализацией. В терригенных толщах основания вулканогенного пояса и его периферии, в пределах этих районов, месторождения золотосеребряной и сереброполиметаллической рудных формаций являются промежуточным звеном в ряду рудно-формационной зональности. Эти месторождения образуются в близкой структурно-литологической обстановке, из аналогичных по физико-химическим параметрам минералообразующих растворов.

В последние годы обсуждается роль промежуточных источников (базовых формаций) для близповерхностных месторождений [5]. Представляется возможным объяснить с этих позиций природу двух основных типов месторождений золотосеребряной формации. Собственно золотые, золотосеребряные месторождения формируются в вулканогенном поясе и перивулканической зоне при наличии богатого золотосульфидного вкрапленного оруденения в его основании. С другой стороны, существенно серебряные близповерхностные месторождения развиты преимущественно в оловоносных рудных районах. Следовательно, наличие или отсутствие золотого промежуточного источника в металлогенических провинциях определяет золотонасность близповерхностного оруденения.

Изложенный материал имеет значение для прогнозирования золотого оруденения в пределах вулканогенного пояса, его основания и перивулканической зоны.

1. Арифудов Ч. Х. Зональность золотосеребряной минерализации на рудном поле в терригенной углеродистой толще // Тр. ЦНИГРИ.— 1979.— Вып. 149.
2. Волков А. В. Золотосеребряное оруденение в терригенных толщах // Изв. вузов. Сер. геол. и разв.— 1981.— № 8.
3. Сидоров А. А. Золотосеребряное оруденение Центральной Чукотки.— М.: Наука, 1966.
4. Сидоров А. А. и др. О рудных формациях перивулканических зон тихоокеанских континентальных вулканогенных поясов // Докл. АН СССР. 1978.— Т. 238.
5. Сидоров А. А. Рудные формации фанерозойских провинций.— Магадан, 1987.
6. Умитбаев Р. Б. Охотско-Чаунская металлогеническая провинция: Строение, рудоносность, аналогии.— М.: Наука, 1986.
7. Хельке А. Молодые вулканогенные золотосеребряные месторождения Карпатской дуги.— М., 1946.

ИГО Севостгеология
п. Майский Чаунского района
Магаданской области

Поступила в редакцию
8 февраля 1988 г.

УДК 550.8.01

Е. И. Гончарова

РАСЧЛЕНЕНИЕ РАЗРЕЗА КАК ЭТАП РЕШЕНИЯ ЗАДАЧИ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ КОРРЕЛЯЦИИ

В системе понятий и методов конструктивной стратиграфии восстановлено место задачи расчленения одного отдельно взятого разреза, что оказывается воз-

можным при наличии единой для расчленения и корреляции процедуры.

Расчленение разреза принято считать первой задачей стратиграфии. Описание же разреза как задача стратиграфии часто вообще не выделяется [9]: очевидно, считается само собой разумеющимся. Кроме того, описание разреза является неформализуемой стратиграфической задачей: иногда описываются лишь немногие свойства, интересующие исследователя, или, наоборот, делается максимально подробное описание всего, что только можно различить и выделить.

Задачу расчленения авторы «Стратиграфии и математики» интерпретируют как «задачу разбиения геологического пространства (в данном случае одномерного) на геологические тела» [9, с. 26]. Они же, анализируя цели и задачи стратиграфии, отмечают, что задача расчленения наиболее четко формулируется в работе К. Данбара и Дж. Роджерса [3], а также в американском стратиграфическом кодексе [4]. Одномерное геологическое пространство разбивается на формации по списку литологических свойств, на биостратиграфические, почвенно-стратиграфические и другие подразделения — по другим спискам свойств. «Эти задачи имеют однозначное решение, если, кроме списка свойств, заданы также значения свойств, по которым должны преводиться границы, или же значения их производных, или любых других логически выводимых свойств,— если границы проводятся не по непосредственно измеряемым свойствам» [9, с. 27]. Что касается разбиения пространства на хроностратиграфи-

ческие единицы, то такая задача признается авторами «Стратиграфии и математики» не имеющей смысла, так как любое подразделение горных пород в разрезе можно рассматривать как свидетельство определенного интервала геологического времени. Тем не менее, на необходимости расчленения разреза на подразделения, отвечающие этапам развития органического и неорганического мира, настаивают В. В. Меннер [6], М. Е. Зубкович [5] и другие авторы, на что им отвечают: «По-видимому, „этапы“ имеют смысл лишь в том случае, когда эти этапы являются естественными для общего хода развития Земли в целом или какой-то ее части и населяющих их фаун и флор», т. е. единственными. Из этого вытекает неизбежное следствие: необходимость формулировки критерия «правильности» или «естественности» разбиения [9, с. 30], а «единого для всех списков свойств разбиения быть не может» [9, с. 29]. Таким образом, задача расчленения отдельно взятого разреза, в сущности, признается бессмысленной: уж если расчленять разрез, то «только в трехмерном полнозаданном геологическом пространстве, каким-то образом уже построенном (т. е. на уже построенной геологической карте)» [9, с. 29].

Дальнейшее развитие этот вывод находит в «Конструктивной стратиграфии» Ю. С. Салина [7], где задача расчленения названа среди задач, которые принято считать стратиграфическими, но когда доходит дело до теоретических конструкций, то первой задачей оказыва-

ется описание разреза. А именно, разрез разбивается на интервалы или слои, внутри которых распределение признаков не анализируется. («Подчеркнем, что эта операция не расчленение разреза в общепринятом смысле» [7, с. 79].) Рекомендуются брать максимально узкие интервалы, но не настолько, чтобы признаки, оказавшиеся в них, потеряли смысл (моллюски в миллиметровых интервалах). Если в некоторой точке одни признаки сменяются другими, то естественно считать ее границей слоя. Разбиение фиксируется до конца всех процедур корреляции. То есть это рекомендация для описания неформализуемой задачи стратиграфии, а расчленение каждого отдельного разреза будет получено в результате корреляции и на основе сводной шкалы признаков.

В следующей книге Ю. С. Салина [8] задача расчленения разреза уже не упоминается.

Таким образом, Ю. С. Салин от расплывчатых и неясных, выводящих за пределы стратиграфии «этапов развития» сделал шаг не в поисках критерия правильности или естественности расчленения на такие этапы, а в поисках конструктивного решения: процедуры построения. Причем такой процедуры, которая одновременно и коррелирует и расчленяет разрезы, тем самым определяя естественность расчленения: разрез расчленяется на такие подразделения, признаки которых можно проследить в других разрезах в той же последовательности.

В конструктивной стратиграфии возникли свои проблемы, связанные с неединственностью сводных шкал, с критериями их оценки и др. Задача расчленения перед ней не стояла, но в то же время никак не отходила на задний план задача описания разреза. Отбраковка из исходного материала эквивалентных или случайных признаков есть не что иное, как **переописание** исходного материала.

Опубликованный в 1981 г. [1] метод расслоения, в конечном счете, возвращает на место задачу расчленения разреза, отдельно взятого, до построения трехмерного полнозаданного геологического пространства.

Предложенный для корреляции, этот метод привел к обобщению понятия стратифицирующей последовательности и установлению связи этого понятия с понятием фациального замещения. Метод давал бы единственное решение задачи корреляции — единственное по построению и естественное по содержанию, но наткнулся на новые трудности: циклы признаков. Наличие циклов признаков в исходном материале описаний разрезов делает несуществимой процедуру расслоения.

Плохой метод? Плохой исходный материал описаний? Что и где осталось неучтенным?

В следующей работе [2] автор метода приводит рекомендации вроде: «переописание исходного материала», «объединение признаков, образующих циклы, в единый комплексный признак», «перегруппировка разрезов», не чувствуя уверенности в силе своего метода (уже именуемого методом изучения свойств слоистой толщи, заданной параметрически: множеством признаков с бинарным отношением на нем).

Однако произошло невольное (и естественное) возвращение к задаче расчленения разреза. Дело в том, что в тривиальном случае, когда исходное множество коррелируемых разрезов представлено одним разрезом, никаких циклов признаков не возникает и процедура расслоения приводит к единственному расчленению отдельно взятого разреза. Нельзя не отметить этот факт, но всегда можно не суметь его оценить!

Рассмотрим процедуру расслоения подробнее. По матрице отношений исходное множество признаков описаний расслаивается снизу (в первый уровень отбираются признаки, ниже которых нет никаких других и т. д.) и сверху (отбираются признаки, выше которых нет никаких других), затем эти расслоения сравниваются: первый уровень расслоения снизу с последним уровнем расслоения сверху, прочие — соответственно. При этом необщие признаки исключаются и остается стратифицирующая последовательность сумм признаков (суммируются признаки в каждом уровне), которая считается по определению геохронологической шкалой, инструментом для корреляции. Для исключенных из уровней признаков по этой шкале определяется возрастной диапазон, и дальше они используются для корреляции на стадии возрастной индексации слоев [7, 8].

Могут ли быть использованы исключенные из уровней расслоений признаки в случае одного отдельно взятого разреза или их следует безоговорочно признать случайными, «шумом»? Едва ли последнее разумно, поскольку процедура расслоения, примененная к каждому из разрезов, предполагаемых коррелируемыми, может привести к исключению из расслоений общих для некоторых разрезов признаков, полезных и необходимых при корреляции.

Вернемся к процедуре описания разрезов. Они могут быть описаны с различной степенью подробности. При этом, например, выделение двух слоев вместо одного ведет к установлению отношений «выше — ниже» вместо отношения сонахождения (стратиграфического пересечения) между некоторыми признаками и наоборот. Матрица отношений признаков по всем разрезам, таким образом, очень зависит от

этой степени подробности: в ней отношения 1 (выше) и 2 (ниже) заменяются на 3 (стратиграфическое пересечение) в случае, если хотя бы в одном разрезе стратифицирующие во всех других разрезах признаки отмечены в одном и том же слое. До сих пор мы считали, что случайными, «шумом» могут быть лишь сами признаки, не подвергая сомнению установленные при описании отношения между ними. (Хотя повод усомниться был: желая распространить отношения 1 и 2 на большее количество признаков в исходном множестве, т. е. заменить 0 (отсутствие стратиграфических отношений) на 1 или 2 по принципу транзитивности: если $a0b$ и существует признак c , такой, что $c2a$ и $b2c$, то $a2b$; если $a0b$ и существует признак c , такой, что $c1a$ и $b1c$, то $a1b$, — я получила — на конкретном региональном материале — сплошные тройки вместо нулей.)

На самом деле случайными могут оказаться не только производные от наблюдаемых отношения, фиксируемые в матрице отношений по всем разрезам, но и сами наблюдаемые отношения между признаками.

Но исходить-то нам больше не из чего: эти описания являются неизбежным началом любых стратиграфических построений, даже если сказать, что «описание не является специфичной задачей стратиграфии» [9, с. 26]. Следовательно, необходимо работать с ним, вносить поправки (к тому направлены и попытки отбраковки признаков у Ю. С. Салина). Естественным представляется следующее: для каждого отдельно взятого разреза производится процедура расслоения множества признаков его описания. Новым описанием разреза (переописанием) будет определяемое этим расчленением (стратифицирующей последовательностью сумм признаков) описание, в котором слоев столько, сколько уровней в расслоении (членов в стратифицирующей последователь-

ности), а исключенные при сравнении расслоений снизу и сверху признаки возвращены, причем их стратиграфические отношения с другими признаками определяются соответствующей расчленению стратифицирующей последовательностью: имеющий возрастной диапазон (p, q) признак считается распространенным с p -го по q -й слой нового описания.

Таким образом находят применение и исключенные в процедуре сравнения расслоений снизу и сверху признаки, кроме того описание разреза увязывается с его расчленением, которое прочно занимает свое место в последовательности стратиграфических задач: сначала расчленение, а затем корреляция.

Расчленение отдельно взятого разреза с использованием процедур метода расслоения можно повторить, исключив из описания признаки стратифицирующей последовательности и вернув исключенные при сравнении расслоений снизу и сверху в предыдущем расчленении. Вторая стратифицирующая последовательность будет давать менее детальное расчленение. Можно расчленить этот же разрез еще и еще раз до полного исчерпания признаков исходного описания. В результате получится последовательность расчленений разреза с все убывающей детальностью. Для переописания разреза можно использовать любое из этих расчленений. Возможно, с другими разрезами лучше коррелируется не первое — самое детальное — расчленение (переописание на основании первого расслоения), а второе или третье.

Гарантирует ли использование переописаний осуществимость процедуры расслоения и вместе с тем единственность решения задачи корреляции на любом множестве разрезов? Этот вопрос требует специального рассмотрения. Однако циклов признаков в множестве признаков переописаний разрезов должно быть меньше.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гончарова Е. И. О структуре слоистой толщи в задачах стратиграфии // Геология и геофизика. — 1981. — № 8. — С. 74—83.
2. Гончарова Е. И. Структура слоистой толщи и алгоритмические методы стратиграфической корреляции. — Владивосток, 1987.
3. Данбар К., Роджерс Дж. Основы стратиграфии. — М.: ИЛ, 1962.
4. Жамойда А. И., Ковалевский О. П., Моисеева А. И. Обзор зарубежных стратиграфических кодексов. — М.: Наука, 1969.
5. Зубкович М. Е. Методы палеонтолого-стратиграфических исследований. — М.: Высш. школа, 1968.
6. Меннер В. В. Биостратиграфические основы сопоставления лагунных и континентальных свит. — М.: Изд-во АН СССР, 1962.
7. Салин Ю. С. Конструктивная стратиграфия. — М.: Наука, 1979.
8. Салин Ю. С. Стратиграфическая корреляция. — М.: Недра, 1983.
9. Стратиграфия и математика. — Хабаровск, 1974.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 552.323(571.645)

В. Л. Сывороткин, С. В. Русина

ЕСТЬ ЛИ ЛАВОВЫЕ ПЛАТО НА о. КУНАШИР?

На основании полевых наблюдений, петрохимического и микроскопического изучения доказывается принадлежность разрозненных лавовых плато о. Кунашир к единой формации. Обнаруженные фациальные переходы лав в осадочные отложения, а также присутствие между потоками лав плато морских прослоев с обилием пемзовых обломков позволяют включить платоэффузивы в состав головинской свиты, возраст которой оценивается как позднелицен-раннеплейстоценовый. Находка роя даек субширотного простирания,

Среди вулканических формаций Курильской островной дуги (КОД) особое место занимают платоэффузивы. По мнению первых советских исследователей геологии Курильских островов Г. М. Власова и Ю. С. Желубовского [1], образования эти имеют раннеплейстоценовый возраст, широко распространены на всех крупных островах Курильской гряды и залегают обычно на пенеппенизированной поверхности более древних отложений. Наиболее отчетливо лавовые плато выражены в рельефе о. Кунашир, где слагают плоские вершины хр. Докучаева, а также развиты у пос. Алехино, в основании влк. Руруй и на мысе Мечникова. Названные исследователи считают платоэффузивы Курильских островов полностью аналогичными и синхронными широко распространенным лавовым плато Камчатки.

Позднее эти представления были подвергнуты ревизии [2]. «Работы автора не подтвердили присутствие на Кунашире типичных платоэффузивов. Так называемые фрагменты платоэффузивов в хр. Докучаева и на других участках являются лавовыми потоками подножий небольших, существенно лавовых вулканов и не связаны с ареальным вулканизмом или трещинными излияниями. Сами вулканы и связанные с ними лавовые потоки приурочены к поверхности среднеплейстоценовых морских террас, т. е. они более молодые» [2, с. 324]. При этом отрицается присутствие платоэффузивов и на других Курильских островах.

Принципиальная важность правильного решения вопроса о присутствии платоэффузивов на КОД определяется тем, что формация платоэффузивов раннеплейстоценового возраста широко развита по всему обрамлению охотоморского региона, а время ее образования сов-

примыкающих к основанию комплекса плато и идентичных платоэффузивам по химическому и минералогическому составу, доказывает трещинный характер их излияний в геодинамической обстановке растяжения.

Формация платоэффузивов сформирована в наземных условиях на выровненной, близкой к уровню моря поверхности и прослеживается на всем протяжении о. Кунашир. Она является прекрасным репером для оценки неотектонических движений острова.

падает со временем заложения Южно-Охотской глубоководной котловины. Синхронность этих событий скорее всего не случайна, т. е. образование глубоководной впадины и лавовых плато находится в причинно-следственной связи. Возможно, что вынос больших масс магматического материала, образовавшего платоэффузивы, привел к компенсационному проседанию блока земной коры или же раздвиг коры (рифтогенез), создавший глубоководную впадину, сопровождался массовыми излияниями основных лав по системам оперяющих рифт разломов. При такой постановке вопроса естественно полагать, что основной центр массовых излияний пришелся на область современной глубоководной котловины.

Таким образом, обнаружение платоэффузивов на Курилах позволило бы достаточно обоснованно судить о том, как отразились на истории развития Курил грандиозные процессы деструкции коры, произошедшие на границе плиоцена и плейстоцена на сопредельной территории Охотского моря.

При полевых исследованиях на о. Кунашир к комплексу платоэффузивов нами отнесено несколько лавовых толщ (с юга на север по охотскому побережью): мыса Ивановский, пос. Охотское (недалеко от пос. Алехино), горы Фрегат, одной из высот в 3 км южнее пос. Назарово, а также плато мыса Южно-Курильский на океанском побережье острова (рис. 1).

Полевые исследования показали, что все лавовые толщ имеют одинаковое строение. Они обычно представлены потоками лав основного и среднего состава мощностью от 3—5 до 15—20 м, обычно 10—12 м, серых, иногда сиреневато-серых, часто тонкорасслоенных

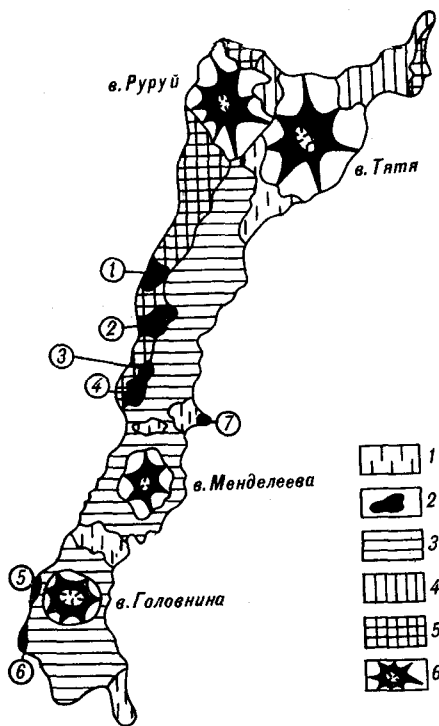


Рис. 1. Геологическая схема о. Кунашир.

1 — современные морские и лагунные отложения; 2 — платоэффузивы головнинской свиты (цифрами в кружках обозначены: 1 — гора Герасимова, 2 — высота 654,8 м, 3 — гора Треугольник, 4 — гора Фрегат, 5 — пос. Охотское, 6 — мыс Ивановский, 7 — мыс Южно-Курильский); 3 — осадочная часть головнинской свиты; 4 — ловцовская свита; 5 — кунаширская свита; 6 — современные вулканиты.

(особенно в основании потоков) с тонкоплитчатой отдельностью, реже — массивных столбчатой отдельностью. В кровле и подошвах потоков практически всегда встречаются окисленные шлаковые корки и зоны. Между лавами нередко осадочные прослойки мощностью 3—5 м с большим количеством пемзовых обломков гравийно-галечной и псаммитовой размерности. Залегание лавовых толщ субгоризонтальное, контакты пластов ровные, что говорит о выровненности рельефа в эту эпоху.

Характерный текстурный облик лав — тонкая расслоенность, обилие газовых пустот и каналов, часто образующих «косые серии» с углами наклонов 30—45°, является хорошим диагностическим признаком исследованных пород, и поэтому они легко узнаются даже в глыбах. Последние широко развиты на охотском побережье острова севернее пос. Назарово, где непосредственных выходов в береговых обрывах не наблюдается.

Изучение петрохимических особенностей платоэффузивов обнаруживает близость состава и трендов дифференциации для всех лавовых толщ, отнесенных нами к этой формации по результатам полевых наблюдений. Анализы пород опубликованы в работе [6]. Наиболее

информативны для вулканических серий КОД графики, показывающие распределение щелочей в породах. Так, на графике зависимости общей щелочности от кремнезема (рис. 2) отчетливо видно, что различные участки плато дают серию близко расположенных трендов, характеризующихся практически одинаковым углом наклона, т. е. темпом накопления щелочей. Важно отметить, что все эти отдельные малые тренды, характеризующие разбросанные по составу разрозненные лавовые толщ, сливаются в общий тренд всей формации, практически совпадающий с трендом полного ее разреза на горе Фрегат. Более того, в тех толщах, где в силу условий залегания были опробованы нижние потоки (высота 654,8 м), породы оказались более кислыми, там же, где мы смогли опробовать только верхние горизонты (пос. Охотское), — более основными. Тем самым подтвердилась антидромная тенденция эволюции излияний, проявленная на горе Фрегат. Такие совпадения не могут быть случайностью и являются, на наш взгляд, неоспоримым доказательством принадлежности опробованных толщ платоэффузивов к единой формации.

На этом же графике хорошо видны отличия платоэффузивов от серий современных стратовулканов о. Кунашир — Тятя и Менделеева. Вулканиты влк. Тятя отличаются более высокой щелочностью, а лавы влк. Менделеева — более низким темпом накопления щелочей.

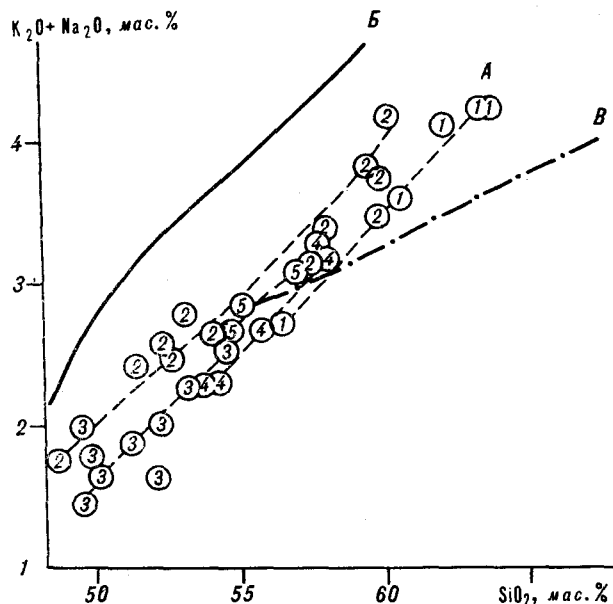


Рис. 2. Диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ для четвертичных вулканитов о. Кунашир.

Цифрами обозначены точки составов платоэффузивов: 1 — высота 654,8 м; 2 — гора Фрегат; 3 — пос. Охотское; 4 — мыс Ивановский; 5 — мыс Южно-Курильский. Тренды дифференциации магматических серий: А — платоэффузивы; В — влк. Тятя; В — влк. Менделеева.

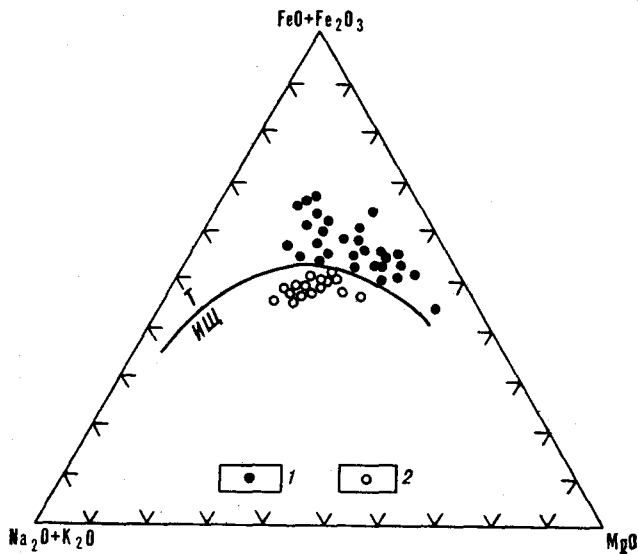


Рис. 3. Диаграмма AFM для платоэффузивов о. Кунашир (1) и о. Парамушир (2). Линия разделяет поля толеитовой (Т) и известково-щелочной (ИЩ) серий [7].

Обособленность трендов всех серий исключает возможность отнесения отдельных лавовых толщ к основанию современных построек. Интересно, что некоторое перекрытие полей влк. Менделеева произошло на уровне андезитобазальтов и андезитов с точками наиболее удаленной от него территориально лавовой толщи высоты 654,8 м.

Породы формации платоэффузивов характеризуются спектром кремнекислотности от базальтов до кислых андезитов и относятся к кварц-нормативным. Содержание нормативного кварца варьирует от 3,3 % в базальтах до 17,7 % в андезитах. Разности с нормативным оливином (недосыщенные SiO_2) отсутствуют. На треугольной диаграмме AFM (рис. 3) все точки составов платоэффузивов ложатся в поле толеитовых серий с характерной тенденцией роста железистости при одновременном накоплении щелочей [6]. Отсутствие положительной корреляции содержания суммы железа и магния подтверждает, что известково-щелочной тренд эволюции для эффузивов плато не выражен.

Микроскопическое изучение петрографических особенностей пород плато еще раз подтвердило их генетическую общность. Выделенные петрографические типы пород едины для всех изученных разрезов. В основу классификации положено разделение пород по петрохимическим типам и по структурным признакам. Всего выделено четыре типа пород:

базальты и андезитобазальты с серийно-порфировой структурой (45—60 % вкрапленников);

базальты и андезитобазальты с порфировой структурой (25—40 % вкрапленников); андезиты с порфировой структурой (25—30 % вкрапленников);

андезиты со слабопорфировой и афировой структурой (2—15 % вкрапленников).

Минералы вкрапленников представлены плагиоклазом, орто- и клинопироксеном, в базальтах появляется оливин, иногда отмечается несколько процентов вкрапленников титаномagnetита. Количество генераций плагиоклаза во вкрапленниках уменьшается от четырех в серийно-порфировых породах до двух в порфировых и одной — в последнем типе.

Оливин присутствует только в базальтах, всегда неравновесен с породой (реакционные каймы из кристаллов ортопироксена). Содержание фаялитовой составляющей 17—20 %.

Ортопироксен представлен бронзитом и гиперстеном с содержанием ферросилитовой составляющей от 24—32 % в базальтах до 30—37 % в андезитах. Он обычно окружен мелкозернистыми клинопироксеновыми каймами или содержится в виде реликтов внутри кристаллов клинопироксена.

Клинопироксен представлен авгитом, образует две генерации. Кристаллы первой имеют размеры 0,5—2 мм, второй — 0,1—0,3 мм и характеризуются большим удлинением.

Устанавливается следующая последовательность кристаллизации в ряду темноцветных минералов: оливин — (магнетит) — ортопироксен — клинопироксен I — клинопироксен II.

Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, пироксена (пижонита), магнетита и стекла. Структура ее интерсертальная и микролитовая в базальтах, микролитовая и гиалоцилитовая в андезитах. В мощных потоках структура основной массы изменяется от микролитовой в центральных частях до гиалоцилитовой в кровле.

Микроскопическое изучение пород, слагающих подводящие дайки в районе высоты 645,8 м, показало их идентичность с выделенным выше вторым типом пород комплекса платоэффузивов (андезитобазальты с порфировой структурой). Содержание вкрапленников 35—40 %, из них плагиоклаза 70, клинопироксена 20, ортопироксена 10 %, единичные вкрапленники титаномagnetита. Клинопироксен представлен авгитом, ортопироксен — бронзитом и гиперстеном (Fs_{29-34}). Среди вкрапленников плагиоклаза выделено две генерации. В первой размер кристаллов 0,5—1,5 мм, состав в центре An_{76-80} , в краевой зоне — An_{48-52} . Размер вкрапленников плагиоклаза II генерации 0,1—0,3 мм, состав An_{48-50} . Структура основной массы микролитовая, состав (%): плагиоклаз 40, пироксен 30, магнетит 20, стекло 10.

Итак, лабораторные исследования подтвердили сделанные на основании полевых наблюдений выводы о принадлежности разрозненных лавовых толщ о. Кунашир к единой формации платоэффузивов.

Наиболее полный и в то же время доступный для наблюдения разрез формации, который можно считать стратотипическим, находится на западном склоне горы Фрегат. Его мощность (250—300 м), вероятно, соответствует мощности всей формации. Здесь насчитывается от 9 до 12 лавовых потоков. Основание комплекса платоэффузивов прекрасно вскрыто в западном склоне высоты 654,8 м. Здесь видно непосредственное налегание его на пачку кислых пемзовых лав. Здесь же нами обнаружены дайки субширотного простирания. Наиболее крупная дайка имеет мощность 10 м и визуально прослеживается на протяжении сотен метров, хорошо видно ее примыкание к основанию лавовой толщи. Об идентичности слагающих дайки пород породам из лавовых потоков платоэффузивов говорилось выше. Несомненно, что мощные субширотные дайки фиксируют подводящие каналы лавовых толщ и тем самым находка их однозначно доказывает трещинный характер излияний платоэффузивов, а также геодинамический режим растяжения, господствовавший здесь в эту эпоху.

В районе пос. Охотское нам удалось наблюдать фациальные переходы лавовой толщи в осадочные слоистые морские отложения головнинской свиты, а на мысе Ивановский последние и вовсе перекрывают платоэффузивы, которые вскрыты здесь в самой верхней их части.

Установленные взаимоотношения комплекса платоэффузивов и обломочно-пемзовой осадочной головнинской свиты указывают, несомненно, на синхронность их образования, т. е. в стратиграфическом смысле два этих комплекса (эффузивный и осадочный) представляют единую свиту. Сохраним за ней название головнинская. Однако возраст ее неясен. Нам представляется, что плиоценовый возраст [5] осадочной части головнинской свиты недостаточно обоснован, в списках обычно приводится фауна плохой сохранности, а возрастной интервал многих видов неоген — ныне. Есть в литературе указания и на плейстоценовый возраст осадочной части головнинской свиты, хотя доказательств тому не приводится [4].

Вопрос о возрасте эффузивной части также спорен, существует мнение о раннеплейстоценовом возрасте [1], отрицаемое авторами работы [2], которые считают его среднеплейстоценовым. Ориентируясь на вышеприведенные оценки, а также на установленные нами фациальные взаимоотношения, мы оцениваем возраст головнинской свиты (в новом объеме) как

позднеплиоцен-раннеплейстоценовый, учитывая при том, что возрастной интервал осадочной части может быть более широким*.

Приведенные в настоящей работе данные по строению и составу головнинской свиты (в новом объеме) позволяют реконструировать процессы ее формирования и соответствующую палеогеографическую обстановку.

Этапу площадных трещинных излияний (платоэффузивы) предшествовал непосредственно этап кислого пемзового магматизма, который имел также площадной характер. Центрами излияний были многочисленные сравнительно небольшие жерла, реликты которых сохранились возле оз. Лагунное. Возможно, что на отдельных участках излияния кислых лав продолжались еще некоторое время и после начала трещинных излияний магмы. Во всяком случае, установленная нами их близкая временная связь не случайна, скорее всего подъем больших масс перегретого мантийного материала послужил энергетическим источником для выплавки внутрикоровых кислых магм, а его активная дегазация в приповерхностных условиях способствовала процессам внутрикорового плавления, а также придала кислому магматизму характер пемзового.

Наступившая эпоха расколов коры при геодинамическом режиме растяжения привела к массовым излияниям базальтовых и андезитовых лав и образованию платоэффузивов. В новых условиях кислый магматизм затух, а продукты его (пемзы) в приповерхностных условиях стали активно разрушаться и перекладываться в прибрежных частях моря, положив начало образованию осадочной части головнинской свиты.

Основные лавы изливались на дневную поверхность в наземных условиях (окисленные шлаковые корки), однако вынос больших объемов магмы вызывал компенсационное проседание островной суши и приводил к ее временному погружению под уровень моря (осадочные прослой между лавовыми покровами). Этот факт, наряду с близгоризонтальным залеганием платоэффузивов и их фациальными переходами в морские осадочные образования, несомненно указывает на выровненный характер островной суши и ее низкий гипсометрический уровень.

* В июле 1988 г. авторы статьи получили от доктора Дж. Бейли из Копенгагенского университета определения абсолютного возраста, выполненные К — А методом по серии переданных ему образцов платоэффузивов. Для плато о. Кунашир (гора Фрегат) получено одно определение $3,07 \pm 0,05$ млн лет. Для плато о. Парамушир (хр. Вернадского) получено три определения: $2,22 \pm 0,06$ млн лет, $2,33 \pm 0,0$ млн лет, $2,62 \pm 0,04$ млн лет. Эти цифры указывают на позднеплиоценовый возраст курильских платоэффузивов.

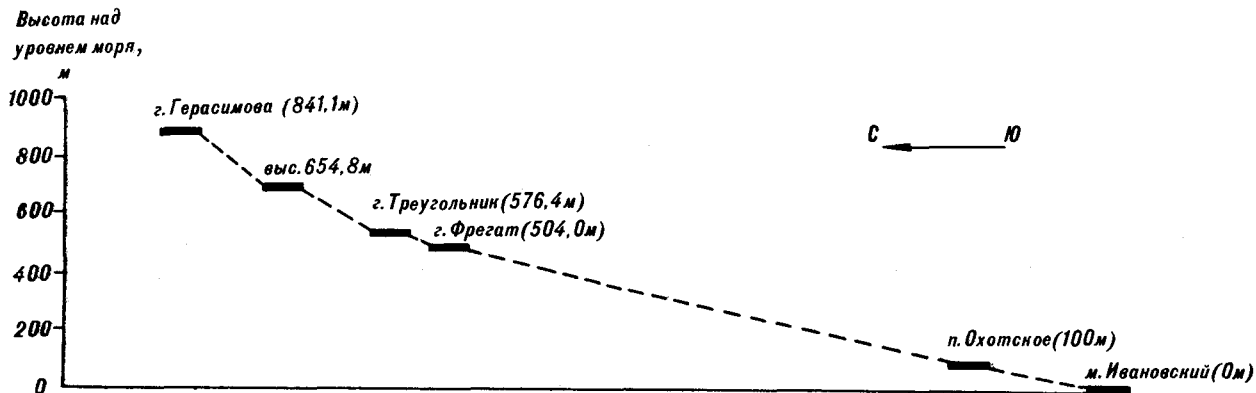


Рис. 4. Изменение гипсометрического уровня поверхностей лавовых плато вдоль о. Кунашир. Горизонтальный масштаб 1 : 400 000.

После завершения излияний платоэффузивов суша испытала компенсационное погружение, более значительное на юге острова, где была затоплена морем. С относительно приподнятых северных участков, где островной режим сохранялся, смывались некрепкие пемзовые лавы и переоткладывались в прибрежном море, перекрывая отдельные участки лавовых плато (современный юг о. Кунашир). О таком (север — юг) направлении перемещения обломочного материала говорят многочисленные замеры ориентировки косой слоистости, широко развитой в осадочных образованиях головнинской свиты.

Приведенные в данной работе факты однозначно доказывают присутствие позднеплейстоцен-раннеплейстоценового этапа площадных трещинных излияний основных и средних магм на о. Кунашир и подтверждают тем самым справедливость взглядов Г. М. Власова и Ю. С. Желубовского [1].

Из доказанной выше принадлежности разрозненных лавовых толщ о. Кунашир к единой формации платоэффузивов можно сделать интересный, на наш взгляд, вывод. Дело в том,

что формация эта является единственным членом стратиграфического разреза Кунашира, который прослеживается на всем его протяжении. Это позволяет использовать платоэффузивы как репер для оценки неотектонических движений острова. Тем более, что первичный уровень их залегания и образования, как это было показано выше, примерно соответствовал уровню моря.

Современное залегание кровли лавовых плато о. Кунашир (рис. 4) трассирует свод кунаширской моноклиналильной структуры, сформированной в постраниплейстоценовое время. Хорошо видно, что территория острова за этот период испытала неравномерное воздымание, в северной части весьма значительное — примерно до 1000—1100 м, на юге же всего лишь на 200—300 м. При этой оценке мы учитываем, что в раннем плейстоцене уровень моря был ниже современного на 200—300 м [3]. Не исключено, однако, что асимметрия этого профиля усугублена более значительным компенсационным погружением южной части острова непосредственно после излияния платоэффузивов, о чем говорилось выше.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология СССР. Т. XXXI, п. 1: Камчатка, Курильские и Командорские острова.— М.: Недра, 1965.
2. Камчатка, Курильские и Командорские острова // История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока.— М.: Наука, 1974.
3. Линдберг Г. У. Четвертичный период в свете биогеографических данных.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1955.
4. Малеев Е. Ф. Вулканы.— М.: Недра, 1980.
5. Стратиграфический словарь СССР: Палеоген. Неоген. Четвертичная система.— Л.: Недра, 1982.
6. Фролова Т. И., Бурикова И. А. и др. Происхождение вулканических серий островных дуг.— М.: Недра, 1985.
7. Irvine T. N., Barager N. R. A. A guide to the chemical classification to the common volcanic rocks // Canad. J. Earth Sci.— 1971.— V. 8, N 5.

МГУ
Москва

Поступила в редакцию
28 января 1988 г.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ АВАЧИНСКОЙ БУХТЫ НА КАМЧАТКЕ

Излагаются данные, опровергающие выделение Авачинской купольно-кольцевой структуры, как особо перспективной на геотермальные ресурсы.

Издавна округлая форма Авачинской бухты рассматривалась как свидетельство в пользу ее кальдерного происхождения. Однако детальное геологические картирование и геофизические исследования, проведенные в последние годы, сформировали представление о тектоническом, эрозионном и ингрессионном происхождении бухты.

Морфологические и геолого-геофизические признаки впадин кальдерного происхождения (озера Курильское, Карымское) и других вулканотектонических депрессий Камчатки (кальдеры Опалы, Хангара и др.) достаточно четко определены. Для них характерны обширные поля игнимбритов и пемз, а также интенсивные изометрические отрицательные аномалии силы тяжести, вызванные дефицитом плотности отложений, выполняющих кальдеры, по отношению к плотности пород вулканической постройки и ее фундамента. Иногда над кальдерами отмечаются и положительные аномалии поля силы тяжести, обусловленные внедрением магматических тел (оз. Карымское) или поднятием фундамента в процессе формирования в кальдере экструзивных тел (кальдера Уксичан) [3, 5]. Отсутствие таких аномалий и отложений, присущих кальдерам, а также чрезвычайно слабые проявления четвертичного вулканизма (шлаковый конус на южном берегу и андезитовая экструзия горы Мишенная на северном) в районе Авачинской бухты свидетельствуют против кальдерного происхождения последней.

Что касается формы Авачинской губы, то еще в первой половине четвертичного времени она имела значительно большие размеры и иную, более сложную конфигурацию, достигая предгорий Южно-Быстринского хребта у г. Елизово. Анализ геологии четвертичных отложений показывает, что в то время Петропавловские возвышенности были окружены двумя заливами, располагавшимися на месте Авачинской бухты и в районе оз. Халактырское, куда впадала р. Авача. Плоскодонно-лоткообразная форма бухты и входящих в нее долин не имеет ничего общего с кальдерами, для которых наряду с округлой формой характерны значительные глубины центральных котлообразных впадин. Например, средняя глубина кальдерной впадины Курильского озера составляет около

300 м. Изменение же параметров акватории Авачинской бухты и ее формы происходило в зависимости от колебания уровня океана.

Геологическое строение берегов бухты резко различается. Северные ее границы образованы позднемезозойскими песчано-сланцевыми и вулканогенно-осадочными отложениями, смятыми в изоклиналильные складки северо-западного простирания и прорванными интрузиями базитов-ультрабазитов, южные и восточные — олигоценными вулканогенно-осадочными и неогеновыми эффузивно-пирокластическими породами, прорванными интрузиями миоценовых гранитоидов (рис. 1). Тектоническое строение Авачинской бухты определяется северо-западным простиранием складчатых структур в пределах блоков, граничащих по крупным разломам [1, 2, 9]. Петропавловский горст, представляющий собой крупную линейно-блоковую структуру, прослеживающуюся в Ганальский хребет, выходит вдоль северо-восточной части бухты и граничит здесь с параллельно простирющимся Авачинским грабеном, выявленным по геофизическим данным. Грабен имеет ширину до 10 км и простирается к северо-западу от побережья океана к влк. Бакенинг. Фундамент грабена в районе г. Петропавловск-Камчатский и у подножья Авачинско-Корякской группы вулканов сложен верхнеюрско-нижнемеловыми терригенными метаморфизованными породами и перекрыт позднеогеновыми и четвертичными вулканогенно-осадочными породами. На юго-востоке горст граничит по разлому с Южно-Быстринским блоком, сложенным кайнозойскими вулканогенно-осадочными отложениями, смятыми в серию крупных складок также северо-западного простирания. Депрессия Авачинской бухты связана с юго-восточными погружениями неогеновой синклинали, прослеживающейся из Южно-Быстринского хребта.

Все элементы гравитационного и магнитного полей в районе бухты имеют северо-западную ориентацию, отражая генеральное простирание складчатых структур. Никаких осложнений в магнитном и гравитационном полях, позволяющих заподозрить признаки вулканической тектоники в строении Авачинской губы, не наблюдается. Локальные положительные аномалии обусловлены блоковыми поднятиями фундамен-

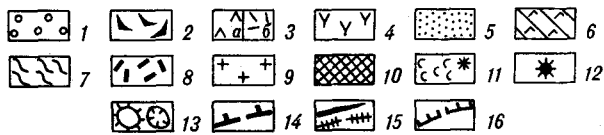
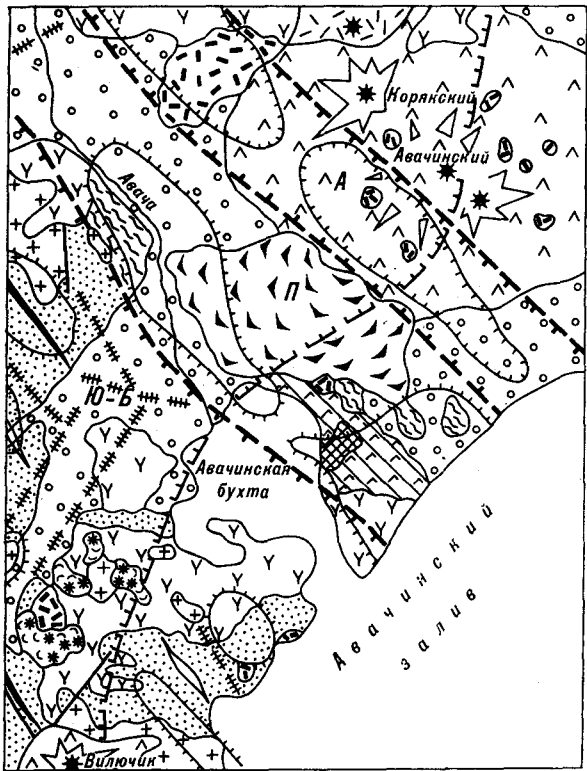


Рис. 1. Схема геологического строения Авачинской бухты и ее окрестностей.

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — древние лахаровые и пирокластические отложения Авачинского вулкана; 3 — четвертичные вулканиты (а — среднего и основного, б — кислого состава); 4 — позднеогневые эффузивно-пирокластические отложения; 5 — олигоцен-миоценовые вулканогенно-осадочные, 6 — верхнемеловые вулканогенно-осадочные отложения; 7 — верхнеюрско-нижнемеловые песчано-сланцевые отложения; 8 — плиоценовые и четвертичные субвулканические тела; 9 — миоценовые интрузии габбро-гранодиоритового состава; 10 — позднемиоценовые интрузии базит-гипербазитового состава; 11 — шлаковые конусы и лавовые потоки базальтов; 12 — центры стратовулканов; 13 — максимумы и минимумы силы тяжести; 14 — разломы, выраженные гравитационными ступенями и разделяющие крупные структуры (А — Авачинский грабен, В — Петропавловский горст, Ю-Б — Южно-Быстринский блок); 15 — другие разломы, выраженные в поле силы тяжести; 16 — гравитационная ступень.

та. В частности, Петропавловский горст четко выделяется в гравитационном поле линейной положительной аномалией, имеющей северо-западное простирание и определяющей тектоническую границу северных побережий Авачинской бухты. Таким образом, характер геофизических полей определяется, главным образом, тектоническими прямолинейными границами регионального значения и отражает структуры фундамента, созданные в результате движений по разломам северо-западного и северо-восточного направления.

Другие бухты восточного побережья Камчатки также расположены не в пределах вулкани-

ческого пояса и также приурочены к тектоническим впадинам, наложенным на горст-антиклинальную структуру восточного побережья (Вестник, Асака, Ахомтен и др.). Анализ строения морских террас, проведенный В. Д. Дмитриевым, дает основание для отнесения бухт восточного побережья Камчатки к эрозивно-тектоническим впадинам, наложенным на приокеаническую раму Восточно-Камчатского вулканического пояса.

Работа Ю. П. Масуренкова [8], вновь возвращающаяся к проблеме кальдерного происхождения Авачинской бухты, носит конъюнктурный характер и написана с целью обоснования глубокого бурения в районе бухты. Игнорируя неоднозначные данные против кальдерного происхождения Авачинской бухты и тщательно избегая материалов региональных геофизических исследований, которые никоим образом не вписываются в его концепцию, автор утверждает существование на месте бухты вулканического центра, заключающего «практически неисчерпаемые гидротермальные энергетические ресурсы».

На чем же основаны эти выводы? Главным методом выявления «термогенных» структур автор считает анализ рельефа межформационных поверхностей, тут же отмечая скудость данных о положении этих поверхностей и неоднозначность трактовки их возраста. Методически неправильным является применение для анализа новейшей тектоники Камчатки метода Философова, разработанного для платформенных условий. Это привело к отождествлению тектонических поднятий с аккумулятивными формами рельефа — вулканами. Отсюда иллюзорность предполагаемых структур кольцевого типа в районе Авачинской бухты и ничтожная информативность вулканических аппаратов, размещение которых якобы отражает купольно-кольцевую структуру бухты. Вызывает недоумение выделение Авачинской бухты в самостоятельную вулканокупольную кольцевую структуру, так как в предыдущих работах Ю. П. Масуренкова [6, 7] Авачинская бухта столь же бездоказательно входила в Налачевскую купольно-кольцевую структуру, выделенную без достаточно веских оснований (рис. 2). Фациальный анализ отложений фундамента Налачевской структуры выполнен некорректно. Все отложения геосинклинального типа, установленные в окрестностях структуры, имеют различный возраст и прослеживаются по всей Восточной Камчатке [13]: песчано-глинистые метаморфизованные отложения верхнеюрско-нижнемелового возраста, и вулканогенно-осадочные породы валагинской серии верхнемелового возраста — от северных берегов Авачинской бухты по склонам Ганальского и Валагинского хребтов, песчано-глинисто-карбонат-

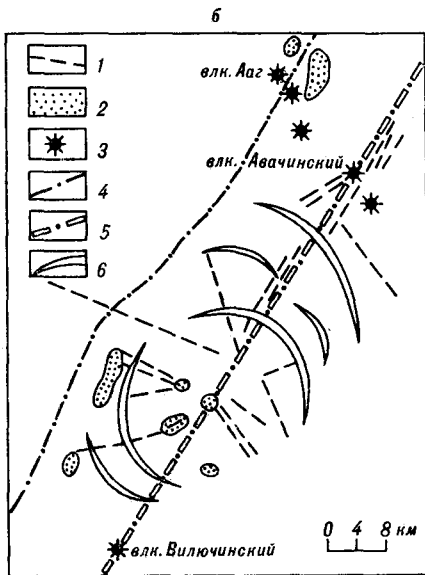
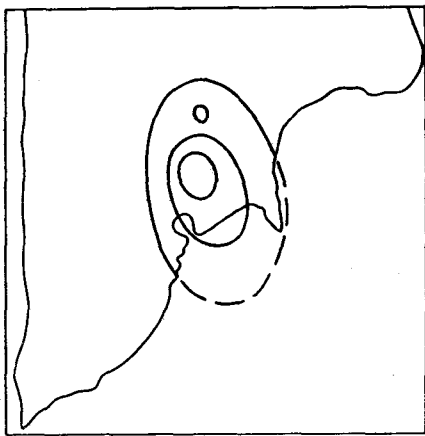


Рис. 2. Купольные структуры: а — Налачевская [6], б — Авачинская [8].

1 — разломы; 2 — проявления термальных и минеральных вод; 3 — плейстоценовые стратовулканы; 4 — ось Термального рифта; 5 — Авачинско-Вилючинский линеамент; 6 — оси дуговых поднятий (блоков).

ные отложения ветловской свиты маастрихтского возраста — от устья р. Налачевой до Валагинского хребта и далее до северной оконечности хр. Кумроч. Никакой кольцевой зональности в этих разновозрастных отложениях не устанавливается. Следовательно, вся геосинклинальная система Восточной Камчатки имеет региональное значение и выделение Ю. П. Масуренковым особой Налачевской геосинклинали — котловины типа Сулавеси в Индонезии, мягко говоря, является натяжкой.

Авачинско-Вилючинский линеамент, выделенный Ю. П. Масуренковым, фиктивен, так как еще А. Н. Заварицким было показано, что Авачинско-Корякский и Жупановско-Дзэндзурский ряды вулканов принадлежат к параллель-

ным структурам и их нельзя соединить общим поперечным разломом, насадив на него также и Вилючинский вулкан, как это делает Ю. П. Масуренков, создавая таким образом пересечение двух разломов в центре «Авачинской купольно-кольцевой структуры». К сожалению, этот разлом нельзя найти на кондиционных геологических картах, нет его признаков и в геофизических полях. Гравитационная ступень северо-восточного простирания, которую можно рассматривать как крупное тектоническое нарушение, проходит вдоль западной окраины Авачинской бухты. Эта ступень является фрагментом региональной градиентной зоны, служащей западно-северо-западной границей Тихоокеанского блока, отличающегося положительными аномалиями поля силы тяжести высокой интенсивности. Ступень прослеживается вдоль восточного побережья Камчатки от зал. Камбальный на юге до восточной части о. Карагинский. Наиболее высокие значения поля силы тяжести отмечаются на полуостровах, один из таких максимумов находится на северо-восточном побережье Авачинской бухты. Анализ геофизических материалов, в частности, наземно-морского профиля ГСЗ [4], приводит к выводу, что аномальный Тихоокеанский район является восточной границей вулканического пояса и отражает линейную структуру с высокими скоростью сейсмических волн, плотностью и электрическим сопротивлением, сложенную породами офиолитового комплекса и верхней мантии, залегающими на небольшой глубине.

Авачинско-Корякский и Жупановско-Дзэндзурский ряды вулканов представляют собой параллельные цепи северо-западного простирания, и в этом определенно сказывается влияние северо-западных структур фундамента. Вулкан Вилючинский, расположенный южнее Авачинской бухты, приурочен к своду антиклинальной структуры северо-западного простирания. Конфигурация береговой линии тихоокеанского побережья полностью определяется тектоническими нарушениями. Так, контуры бухт Асача, Мутная, Бол. Саранная связаны с широтными разломами, бухт Вестник, Авачинская, Ахонтен, а также крупных заливов и полуостровов — с северо-западными. Изложенное позволяет сделать вывод, что построения Ю. П. Масуренкова не имеют ничего общего с фактическими данными [9—12].

Схемы в работах Ю. П. Масуренкова лишены либо масштаба, либо географической привязки, а иногда и того и другого. Сделанные в одном масштабе схемы расходятся в расстояниях между объектами на 1,5—2 см, что соответствует ошибке в 6—8 км. Все это лишает возможности их привязки к крупномасштабным и геофизическим картам.

Отстаивая свои убеждения в необходимости бурения глубоких скважин в г. Петропавловск-Камчатский и его окрестностях, автор допускает передержки. Приводя бесспорное утверждение, что «каналы вулканических аппаратов являются мощными носителями тепла в окружающую среду» [8, с. 75], автор углубляется в расчеты количества давно потухших шлаковых конусов плиоцен-плейстоценового возраста, совершенно не имеющих отношения к распределению современных гидротермальных систем района. По утверждению автора, кондуктивные потоки тепла «направлены в соответствии с наклоном поверхности немелового фундамента к оси отрицательной структуры» [8, с. 76]. Путем таких произвольных умозаключений читателя подводят к главному выводу автора, что особый интерес представляет эндогенная литотермальная подсистема Авачинской бухты, которая, вопреки существующим воззрениям о малой перспективности геотермальных ресурсов района, должна быть обнаружена путем бурения.

Заданная по инициативе Ю. П. Масуренкова, без каких-либо специальных исследований для выбора места бурения, глубокая скважина почти в центре города прошла 2,5 км по метаморфизованным песчано-глинистым отложениям позднего мезозоя. Результат — сухая скважина с температурой на забое 62°, и эта температура вовсе не свидетельствует о каких-либо перспективах, как считает Ю. П. Масурен-

ков, поскольку даже не соответствует геотермическому градиенту. Такие начинания только дискредитируют проблему использования геотермальных ресурсов. Тем более, что с этой целью в районе города уже проводилось колонковое бурение, которое показало отсутствие современных гидротермальных систем. Однако полученным результатом довольны обе стороны: «Камчатбургеотермия» получила легко выполнимую работу на несколько миллионов рублей, а автор проекта — справку об экономическом внедрении, необходимую для защиты докторской диссертации.

Оправдание миллионных затрат на бесперспективное бурение ссылкой на метод «диких кошек» нельзя признать обоснованным. Известно, что такой метод поисков применяется на нефтяных площадях, когда не имеется достаточно четкого представления об их структуре. Если бы Авачинская бухта являлась несомненно перспективной геотермальной площадью, такую скважину, заданную «на авось», еще можно было бы объяснить. Однако такой метод бурения, причем без предварительных детальных геофизических работ, тепловой съемки и других необходимых исследований, на заведомо бесперспективной площади оправдать нельзя. Об этом нужно помнить, приступая к обсуждению нового проекта бурения глубоких скважин, предлагаемого Ю. П. Масуренковым на «Авачинской купольно-кольцевой структуре».

ЛИТЕРАТУРА

1. *Апрелков С. Е.* Тектоника и история вулканизма Южной Камчатки // Геотектоника.— 1971.— № 2.— С. 47—61.
2. *Апрелков С. Е.* Древняя долина реки Авачи на Камчатке. // Геологические и геофизические исследования в вулканических областях.— М., 1963.— С. 88—92.
3. *Апрелков С. Е., Попруженко С. В., Ольшанский А. М.* Строение некоторых кальдер Камчатки по геофизическим данным // Вулканизм и связанные с ним процессы: Тез. докл. Всесоюз. вулканол. сов. Вып. 1.— Петропавловск-Камчатский, 1985.— С. 131—133.
4. *Балеста С. Т., Гонговая Л. И.* Сейсмическая модель земной коры Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода в районе Камчатки // Вулканогеология и сейсмология.— 1985.— № 4.— С. 83—90.
5. *Малазов А.* Гравитационные аномалии вулканических районов. Земная кора и верхняя мантия.— М.: Мир, 1972.— С. 310—326.
6. *Масуренков Ю. П.* Вулканы над интрузиями.— М.: Наука, 1979.
7. *Масуренков Ю. П.* Система вулкан — очаг — структура (геолого-петрологический аспект проблемы). Ч. 1 // Вулканогеология и сейсмология.— 1980.— № 4.— С. 37—49.
8. *Масуренков Ю. П.* Термогенные структуры и критерии поисков скрытых гидротермальных систем в окрестностях г. Петропавловска-Камчатского // Там же.— № 4.— С. 68—82.
9. *Ривош Л. А.* О тектонике Камчатского полуострова и два прилегающих к нему морских районов по геофизическим данным. // Геология и геофизика.— 1963.— № 6.— С. 80—90.
10. *Святловский А. Е.* Южно-Быстринский хребет на Камчатке. // Тр./Лаб. вулк.— 1956.— Вып. 12.— С. 28—54.
11. *Супруненко О. И.* О происхождении восточных полуостровов Камчатки по региональным геофизическим данным // Докл. АН СССР.— 1971.— Т. 199, № 4.— С. 902—904.
12. *Селиверстов Н. И., Надежный А. М., Бондаренко В. И.* Особенности строения дна заливов Восточной Камчатки по результатам геофизических исследований // Вулканогеология и сейсмология.— 1980.— № 1.— С. 38—50.
13. *Шапиро М. Н.* Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки.— М.: Наука, 1976.

Н. Л. Шилин, М. А. Шапиро, Д. А. Бабушкин,
В. А. Селиверстов

О РАБОТЕ А. Г. МИЛЮТИНА «ЭНДОГЕННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ КОРЯКСКО-КАМЧАТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ»*

Рецензируется книга А. Г. Милютин «Эндогенное оруденение Корякско-Камчатской области» [М.: Недра, 1985]. Тщательный разбор текста книги в сравнении

с современным состоянием вопроса об эндогенном оруденении области приводит авторов к необходимости дать общую отрицательную оценку монографии.

Вопросы геологии и металлогении структур зон перехода от континента к океану в настоящее время находятся в центре внимания геологов, поэтому рецензируемая монография не могла остаться незамеченной. Уже в предисловии А. Г. Милютин пишет, что рудную специализацию Камчатской области определяют ртутные, медные и оловянные проявления. На самом деле металлогеническая специализация региона определяется, прежде всего, широким развитием золотосеребряного [4], а затем и других типов оруденения. В свете этих данных очевидно, что концепция автора в части оценки металлогенической специализации области полнотой не отличается.

Автор книги анализ проблемы начинает с рассмотрения наиболее общих вопросов геологического строения региона. Первая глава «Геотектоническая и геолого-структурная характеристика области» примерно на три четверти состоит из не всегда точного пересказа выводов многочисленных исследователей Корякского нагорья, Камчатки и островных дуг вообще, причем практически нет и намека на действительно критический разбор различных концепций. В лучшем случае мнение одних исследователей противопоставляется мнению других. Крайне трудно понять, как сам автор относится к тем или иным построениям. Его собственные выводы сформулированы в конце главы, на них следует остановиться особо.

Главный из них следующий: «Корякско-Камчатская складчатая область и сопряженные с ней участки земной коры, образующие вместе зону перехода от океана к континенту, характеризуются зонально-блоковым строением. Альтернативой фиксистским и мобилистским схемам развития зоны перехода служит концепция цикличности взаимосвязанных тектономагматических процессов в тектоносфере, которые обусловили формирование корякско-камчатских геосинклинальных структур на гетерогенно-блоковом фундаменте в исключительно напряженном тектоническом режиме» (с. 192, 193).

Во-первых, что такое «зонально-блоковое строение»? Если это означает, что область разбита на блоки и разделяется на пояса, характеризующиеся определенной совокупностью геолого-геофизических признаков, то в чем же состоит новизна вывода?

Во-вторых, в чем же заключается новая «концепция», противопоставляемая и фиксистским, и мобилистским «схемам»? И «исключительно напряженный тектонический режим», и «гетерогенно-блоковый фундамент» и «зонально-блоковое» строение зоны перехода не есть открытия автора, причем эти явления не противоречат ни фиксистским, ни мобилистским гипотезам. То же можно сказать и о «взаимосвязанных тектономагматических процессах», реальность которых никто не оспаривает. Вероятно, ключевым словом новой «концепции» является «цикличность». Обычно под этим понимается повторяемость последовательности событий. Почему же повторяемость событий может стать альтернативой фиксизму и мобилизму, коренное различие которых лежит в совершенно иной плоскости? И, наконец, повторяемость каких, собственно, событий имеется в виду?

Таким образом, основной вывод, сделанный А. Г. Милютиным из рассмотрения геолого-геофизических материалов по Корякско-Камчатскому региону, лишен какой-либо конкретности и новизны и, в сущности, вводит читателя в заблуждение, так как нет у автора новой концепции, альтернативной существующим представлениям.

Остальные выводы либо не являются результатом исследований автора (роль сейсмофокальных зон, допозднемиеловой возраст фундамента), либо являются тривиальными утверждениями, не требующими в наше время никаких дополнительных доказательств (слоисто-блоковое строение коры, связь магматизма и тектоники с глубинным строением и т. п.). В результате всю первую главу можно рассматривать как неполный и плохо систематизированный литературный обзор.

Вторая глава работы должна, по-видимому, иметь методический характер и раскрывать сущность нового метода «эндогенной зональ-

* М.: Недра, 1985.— 198 с.

ности», который, по утверждению автора, относится к числу наиболее информативных при геотектонических и металлогенических исследованиях (с. 193) и повышает эффективность структурно-формационного анализа (с. 3). Правда, уже в самом начале главы выясняется, что «эндогенная зональность» это «ряд последовательно обусловленных процессов, сформировавших отдельные виды зональности», среди которых рассмотрены тектономагматическая, петрогеохимическая, метаморфическая, метасоматическая и металлогеническая. Кроме того, из текста можно понять, что «эндогенная зональность» может быть вертикальной и латеральной (которая почему-то называется радиально-концентрической). Кроме того, у А. Г. Милютинина есть еще «циклическая зональность» (с. 59) и «гипогенная зональность» (с. 62), но эти термины нигде не разъясняются.

В главе приводятся отдельные примеры зональности. Часть из них относится к региональной упорядоченности в возрасте и составе магматических серий. Так, тектономагматическая зональность, по А. Г. Милютину, выражена в последовательном омоложении на восток четырех вулканических поясов и аналогичном омоложении возраста офиолитов. Петрохимическая зональность иллюстрируется изменением щелочности в четвертичных вулканических сериях. Метаморфическая зональность, по представлениям автора, фиксируется омоложением на восток возраста метаморфизма и изменением в этом же направлении природы субстрата (от континентального к океаническому). Приведенная схема построена на разнородных явлениях. Часть примеров относится к локальной зональности: отдельным метаморфическим, метасоматическим и околорудным ореолам. Большинство из них (в том числе и все примеры региональной зональности) давно известны. Исключением является лишь утверждение автора (с. 58) о том, что «метаморфическая зональность ориентирована ортогонально к общей меридиональной вынятности выходов метаморфических комплексов».

Особенно обращает на себя внимание концепция автора о металлогенической зональности. Раздел этот самый большой в главе, но конкретных сведений о зональности в распределении оруденения Камчатки и Корякского нагорья не содержит. В приложении (табл. 1) отсутствует вся южная часть Камчатки с достоверно установленными рудопроявлениями и месторождениями. На с. 63 говорится: «...структурно-формационные и металлогенические зоны Корякского нагорья и Камчатки образуют два тектонометаллогенических пояса: фронтальный (внешний) — Восточно-Камчатско-Олюторский и тыловой (внутренний) — Западно-Камчатско-Корякский. Сквозным метал-

лом в этих поясах является ртуть, а во фронтальном — медь». О золоте и серебре автор снова забывает. Эта концепция вызывает недоумение! Как известно, главные медно-рудные проявления региона приурочены к метаморфическим породам Среднего массива и его обрамления, которые, согласно существующему районированию Камчатки, нельзя отнести к Восточно-Камчатско-Олюторской металлогенической зоне. Лишь после изучения рис. 24 на с. 99 все встает на свои места — сульфидная медно-никелевая минерализация, как ей и подобает, оказывается заключенной в габброидах или кортландитах, размещенных в среднем массиве.

Отсутствие сведений о региональной металлогенической зональности не мешает А. Г. Милютину детализировать ее классификацию. Так, латеральная зональность разделяется здесь на «радиальную и концентрическую» (с. 58). Примеров не приводится, но говорится, что радиальная зональность выражена сменой фемического оруденения сиалическим в сторону континента, а концентрическая — «уменьшением мощности земной коры, повышением основности пород и выпадением из радиальных зональных рудных рядов сиалического профиля» в сторону океана. Затем почему-то эти два типа объединяются в один — «радиально-концентрический».

Автор пишет: «На Камчатке и Корякском нагорье собственно геосинклиальная стадия предопределила лишь металлогеническую специализацию территории. Основное рудоформирование произошло в субсеквентную стадию, максимальная интенсивность рудообразования приходится на средне-позднемиоценовое время» (с. 59). Но здесь нет и попытки доказать тезис, а заодно и пояснить, какое он имеет отношение к той самой «эндогенной зональности», которой посвящена глава.

Собственные выводы автора, сформулированные в конце главы, можно разделить на две части. В первой делается попытка охарактеризовать различия между радиальной и концентрической зональностями. Особенно вызывает недоумение определение концентрической зональности: «Продольная (концентрическая) зональность вызвана полистадийностью каждого цикла и последовательным нарастанием земной коры по простиранию островных дуг от континента к океану. Зональность зафиксирована кулисообразным расположением вулканических поясов, переходящих на флангах в базит-гипербазитовые и офиолитовые пояса, наличием клавишно-блоковых структур и миграцией эндогенного оруденения в верхние структурные этажи и ярусы» (с. 67).

Вторая часть выводов касается сети разломов, о которой в тексте главы говорится очень

немного и со ссылками на других исследователей. Самостоятельным вкладом А. Г. Милютинна в эту проблему является заключение о том, что продольные разломы контролируют поперечную зональность, а «система поперечных разломов — продольную зональность» (с. 67).

Третья глава содержит краткие описания рудоносных зон, реже — рудных узлов и отдельных рудопроявлений. Закономерности размещения рудных месторождений декларируются как в конце отдельных разделов, так и в выводах к главе и не имеют никакой связи с фактическим материалом. На этой основе формулируются прогнозные оценки. Ввиду серьезности вопроса каждая из таких оценок должна быть рассмотрена.

Перспективными на ртутное оруденение А. Г. Милютинным считаются «приразломные зоны развития дислоцированных терригенных, вулканогенно-осадочных и магматических формаций верхних структурных ярусов» (с. 193). Такой общий прогноз трудно оспаривать: многие приразломные зоны в молодых вулканитах и осадках региона действительно ртутноносны. Но безрудных зон гораздо больше! В чем специфика рудоконтролирующих разломов и формаций — задача, которая А. Г. Милютинным не решена. Им безусловно исключены из числа перспективных формации нижних структурных ярусов, которые часто несут промышленное ртутное оруденение (меловые вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения, гипербазитовые тела и т. д.).

Прогноз оловоносности содержит перечень потенциально рудоносных комплексов, но они давно определены исследователями, занимавшимися оловоносностью Корякского нагорья, и прежде всего А. И. Поздеевым [2, 3].

Перспективы медно-порфирового оруденения оцениваются весьма высоко, предполагается существование крупных месторождений (с. 107). Перспективными считаются «зоны распространения верхнемеловых-палеогеновых вулканогенно-кремнистых формаций нижних структурных ярусов» (с. 107, 193). Однако пока эти формации безрудны. Сам автор далее говорит, что оруденение в наиболее крупных проявлениях этого типа генетически с мел-палеогеновыми формациями не связано, а обусловлено миоценовым метасоматозом.

Прогнозируется и колчеданное оруденение, в том числе типа «куроко», хотя при описании рудных зон этот тип лишь упоминается без ссылок на конкретные рудопроявления. На с. 90 указывается, что на медно-колчеданное оруденение перспективны кремнисто-вулканогенные формации нижнего структурного яруса, а в выводах к главе (с. 107) перспективы такого оруденения связываются только с верхними структурными ярусами. В выводах пер-

спективы обнаружения месторождений типа «куроко» оцениваются низко, а в заключении, наоборот говорится (с. 193), что области, сложенные терригенными, молассовыми и покровными вулканогенными формациями (которые, как известно, имеют значительные площади развития), перспективны на такое оруденение.

О перспективности на полиметаллическое оруденение вначале (с. 90) говорится, что она характерна для всей Корякско-Камчатской области, а затем (с. 107, 193) — только для области развития вулканогенных формаций.

Однако, выявленные в терригенных толщах восточного склона на хр. Кумроч и изученные геологами Камчатки в начале 80-х годов промышленно ценные полиметаллические проявления, о существовании которых автору, судя по табл. 1 (с. 60), вообще не известно, позволяют считать выводы А. Г. Милютинна о перспективах обнаружения месторождений полиметаллов на Камчатке неверными в принципе. Кстати, Китхойское полиметаллическое месторождение располагается не в северо-восточном обрамлении Срединного выступа (с. 75), а отделено от последнего Ганальским хребтом и находится в совсем другой структурно-формационной зоне. Неясным оказывается и положение Кирганикского медно-порфирового месторождения. По автору (с. 75) оно расположено «на границе несогласия образований ирунейской серии и кирганикской свиты», а на с. 87 указывается, что зона, в которой размещено это месторождение, сложена в основном породами первой из них, а породы второй вообще отсутствуют.

При описании сульфидного медно-кобальт-никелевого оруденения много внимания уделяется сопоставлению камчатских месторождений с крупнейшими медно-никелевыми месторождениями (Седбери, Норильск, Печенга). Считает ли автор эти месторождения однотипными с камчатскими рудопроявлениями?

По мнению А. Г. Милютинна, дифференциация Кувалорожского массива, к которому приурочена часть рудопроявлений, происходила «без сколько-нибудь существенных явлений ликвации» (с. 99). Но в заключении (с. 193) это оруденение уже характеризуется как ликвационно-магматическое. Говоря об отношении платины к палладию, автор указывает, что в рудоносных интрузиях Норильска оно не превышает 0,4, в то время как на камчатском месторождении Шануч оно лишь немного меньше единицы. Но как это влияет на перспективы камчатских рудопроявлений, не поясняется. Такая путаница в выводах автора приводит к тому, что его заключение о возможности обнаружения на Камчатке крупных медно-никелевых месторождений (с. 101) доверия не вызывает.

Основная цель второй части книги, судя по ее названию, — геолого-экономическая оценка оруденения. Но и она содержит геологический материал и элементы прогноза, которые вызывают замечания.

В первой главе этой части предлагается новая классификация ртутных проявлений региона. В частности, они разделяются на два генетических типа: стратиформный и субвулканический (с подтипами пропиловым, пропилит-серицитовым и лиственитовым). Отнесение ртутных проявлений в лиственитах к субвулканическому типу требует обоснования, так как связь этих рудных тел с вулканизмом далеко не очевидна. Сама классификация в урезанном виде повторяет работы П. В. Бабакина.

Вторая глава посвящена медному и медно-кобальт-никелевому оруденению Центральной Камчатки. Приводятся сведения о рудных зонах, полях и проявлениях и еще раз формулируется прогнозная оценка. Она не столь высока, как в первой части книги, и допускает открытие только мелких и средних месторождений. В заключении книги проводится сопоставление медно-порфировых месторождений Центральной Камчатки с филиппинско-новогвинейскими миоцен-плиоценовыми вулканогенно-гидротермальными месторождениями, геологическая характеристика которых сводится к названию и возрасту вмещающих пород (табл. 5). Такие данные кладутся в основу прогнозных оценок медно-порфирового оруденения на Камчатке, что, на наш взгляд, является профанацией самой идеи металлогенического анализа.

Изучение рудоносности Камчатки и Корякского нагорья ведется в течение нескольких десятилетий. Дана характеристика большинству месторождений и проявлений, сформулированы закономерности в размещении оруденения, разработаны поисковые критерии многих его типов, имеются оценки перспектив региона на отдельные металлы и типы руд. Созданы крупные обобщающие работы, среди которых следует отметить тома «Геологии СССР» [1], структурно-металлогеническую карту, составленную под редакцией В. К. Ротмана [4], А. Г. Милютин в своей книге не формулирует, что же сделано в металлогеническом анализе региона до него, и не дает своего материала. Книга перегружена сведениями, вообще имеющими отдаленное отношение к региональной геологии: рассуждениями о конвекции и дифференциации в мантии, составе пиролита, глобальной петрохимической зональности и т. п. В главе, посвященной геолого-экономической оценке медно-никелевого оруденения, А. Г. Милютин излагает даже принципы петрохимических пересчетов по методу А. Н. Заварицкого!

Разделы, непосредственно посвященные региональной металлогении, насыщены общими, ничего не значащими фразами. В первой половине книги ссылки настолько многочисленны, что собственные высказывания автора обнаружить нелегко. Вместе с тем очень мало ссылок на работы, освещающие строение конкретных рудных зон, узлов и месторождений, и может создаться впечатление, что кроме автора этими вопросами никто не занимается, хотя это не так.

Например, откуда берется сеть «глубинных разломов», в тексте не поясняется, но достаточно очевидно, что система субширотных разломов, мягко говоря, заимствована из книги [5]. Рис. 5 — схема строения земной коры Корякско-Камчатской области — также дается как авторский. И хотя значение выделенных типов коры нигде не поясняется, выделение их бесспорно требует обобщения геофизических материалов, ссылок на которые под рисунком нет. Наконец, многочисленные планы и разрезы месторождений и проявлений, опубликованные А. Г. Милютиным во второй части книги, есть результат исследований не автора, а геологов ПГО Камчатгеология, которые только в единичных случаях упоминаются им в тексте и подписях к рисункам.

Если за глубинными разломами признается рудоконтролирующая роль, если это важный элемент региональной структуры, то почему же на одних схемах (рис. 9, 16, 19, 22) они показаны, а на других (рис. 1, 2, 12, 20) — полностью отсутствуют? Если возраст фундамента важен, то почему на одних схемах (рис. 21, 22) метаморфические породы Срединного и Ганальского хребтов отнесены к протерозою, а на других (рис. 19, 20) — к мезозойским комплексам? Если важна глубина залегания фундамента, то почему в Корякском нагорье то показываются выступы древних метаморфических пород (рис. 9), то нет? И почему на одном профиле (рис. 8) на востоке Камчатки показана мощная кора с развитым гранитно-метаморфическим слоем, а далее (рис. 10) в этой же зоне — океаническая кора мощностью не свыше 5 км? Под всеми этими рисунками стоит пояснение «составил А. Г. Милютин».

Ответ в сущности один: на самом деле автор не видит никакой связи региональной металлогении ни со строением коры, ни с возрастом фундамента, ни даже с сетью глубинных разломов, рисуемых им весьма произвольно. В книге нет металлогенического анализа. Имеющиеся в ней небольшие по объему геологические сведения сильно разбавлены набором общих фраз и ненужных ссылок, вся эта смесь, как и сама книга, не имеет никакой практической или теоретической ценности.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Геология СССР*. Т. 31: Камчатка и Курильские острова.— М.: Недра, 1977.
2. *Поздеев А. И.* Проявление оловоносности в юго-западной части Корякского нагорья // Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР.— М.: Недра, 1969.— С. 94—192.
3. *Поздеев А. И.* Геодинамика вулканизма и рудогенез Корякско-Камчатской области в палеогене // Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса.— Петропавловск-Камчатский, 1974.— С. 155—162.
4. *Ротман В. К.* Металлогеническая карта Камчатки, Сахалина и Курильских островов масштаба 1 : 1 500 000 (объяснительная записка).— Л.: ВСЕГЕИ, 1984.
5. *Фаворская М. А., Баскина В. А., Шилин Н. Л. и др.* Рудоконцентрирующие структуры Азии и их металлогения.— М.: Недра, 1983.

*ИГЕМ АН СССР
ИФЗ АН СССР
Москва
ПГО Камчатгеология
Петропавловск-Камчатский*

*Поступила в редакцию
23 марта 1988 г.*

ХРОНИКА

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИИ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

(результаты геолого-геофизических исследований в 10-м рейсе НИС «Академик Александр Несмеянов»)

В 10-м рейсе НИС «Академик Александр Несмеянов» (1986—1987 гг.) проводились комплексные геолого-геофизические исследования Новозеландского линеамента и прилегающих к нему морфоструктур западной окраины Тихоокеанской плиты, асейсмичного хр. Ллуисвилл, а также примыкающего к линеamentу с запада хр. Лорд-Хау (см. рисунок). Кроме того, выполнены опытно-методические работы в северо-западной части Восточно-Марианской котловины, где исследовалась группа подводных возвышенностей, известных под названием Магеллановых гор.

Экспедиция была организована Тихоокеанским океанологическим институтом при участии Института морской геологии и геофизики, Дальневосточного геологического института и Тихоокеанского института географии ДВО АН СССР. В экспедиции участвовали также представители Института геологии и геофизики СО АН СССР, Института геофизики АН СССР, ВНИИОкеангеологии Мянгео СССР, Института физики Земли АН СССР и Северо-Восточного комплексного НИИ ДВО АН СССР.

Исследования проводились по геотраверсам и на полигонах и включали гравиметрические, сейсмические, батиметрические и термометрические работы, геологическое опробование, наборные химико-аналитические и палеонтологические определения.

Батиметрические работы велись с использованием эхолотов ELAG LAZ-72 и ГЭЛ-3. Навигационная привязка во время маршрутных исследований и точек станций опробования осуществлялась с помощью спутниковых систем «Цикада» и «Транзит».

Сейсмические наблюдения (МОВ, НСП) выполнялись по стандартной методике одноканального профилирования при совмещенных точках излучения и приема сейсмических колебаний. В качестве источника колебаний использовалась электроискровая установка мощностью 20 кДж с максимумом частотного спектра в области 120 Гц. Регистрация сейсмической информации производилась с помощью регистратора, изготовленного на базе ФАК-П. Параллельно с аналоговой проходила цифровая запись информации на магнитном носителе с помощью электронно-

го комплекса, включающего в себя ЭВМ «Электроника-60», цифровой магнитный накопитель «Изот-1500», плоттер «Иней», цифроречитательное устройство «Консул», перфоратор и фото считывающее устройство.

Гравиметрические наблюдения осуществлялись с использованием гравиметров ГАК-ЖЗ на гироплатформе «Север». Опорные гравиметрические наблюдения выполнялись в портах Нукуалофа (Тонга) и Веллингтон (Новая Зеландия). В процессе проведения магнитометрических исследований использовались модер-

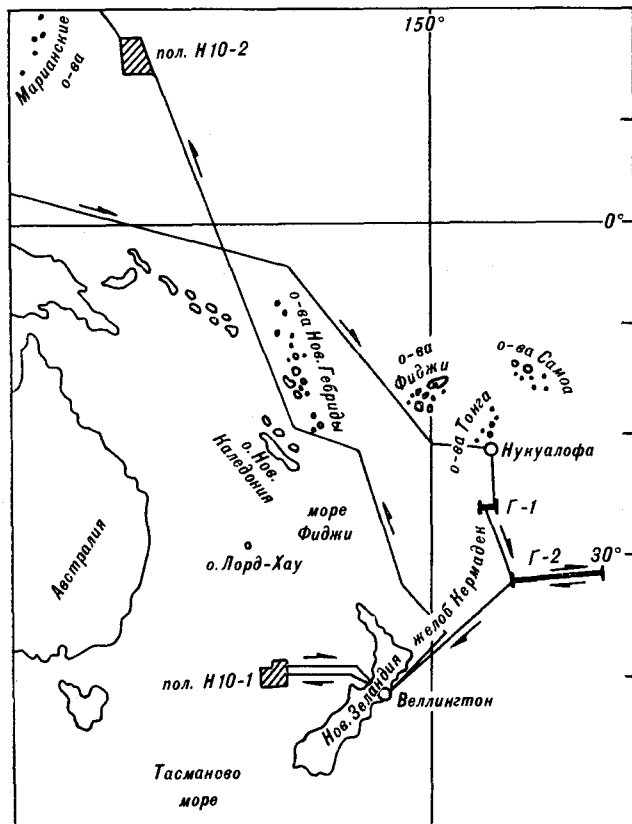


Схема 10-го рейса НИС «Академик Александр Несмеянов».

Жирной чертой показаны геотраверсы, заштрихованные многоугольники — полигоны геолого-геофизических исследований.

низированные прецизионные магнитометры МПН-1М и МПН-203. Предварительная обработка гравиметрических и магнитометрических данных проводилась с помощью набортной ЭВМ ЕС-1010.

Наборные аналитические работы включали: диагностику минералов на рентгеновском дифрактометре ДРОН-1,5; определения титана, марганца, кобальта, никеля, хрома, ванадия и стронция рентгенофлюоресцентным методом на установке СПАРК-1; определения железа, натрия, калия, магния, цинка и меди абсорбционным методом на приборе АА-640 фирмы «Шимадзу». Кроме того, проводились изготовление и описание шлифов поднятых пород, палеомагнитные исследования, измерения скорости звука в образцах пород, определение влажности, карбонатности осадков и гранулометрический анализ.

Геотраверз Г-1 пересекает северное замыкание желоба Кермадек с выходом на хр. Луисвилл (гора Осборн). Зона стыка тектонических систем дуга — желоб и асейсмичных хребтов привлекает внимание исследователей возможностью решать здесь некоторые кардинальные проблемы тектоники, в том числе и проблему субдукции. В зоне стыка асейсмичного хр. Луисвилл с системами Тонга — Кермадек ранее были проведены довольно детальные геофизические работы, в том числе МОВ, НСП и КМПВ [1, 6], но геологическое опробование практических результатов не дало. Нами установлено, что гора Осборн сложена субщелочными габброидами, относящимися к серии океанических островов и поднятий. Получены первые данные по биостратиграфии осадочного чехла горы Осборн. В поднятых образцах органических известняков, туфов, туффитов и в терригенно-карбонатных осадках обнаружены планктонные и бентосные фораминиферы, кокколитофориды, диатомеи, радиолярии, силикофлагелляты, обломки кораллов, которые позволяют выделить следующие возрастные комплексы пород: верхнеолигоценый, верхнемиоцено-нижнеплиоценовый, верхнеплиоценовый и плейстоцен-голоценовый. Со склонов желоба Кермадек подняты только современные осадки. Определения органических остатков с геотраверза Г-1 и остальных участков исследований проводили А. Г. Аблаев, М. Г. Бирулина, Т. А. Гребенникова, Р. М. Давидзон и С. П. Плетнев.

Интересные данные получены на геотраверзе Г-2, расположенном в «белом пятне» западной части Тихоокеанской плиты. Сейсмические исследования показали, что здесь осадочный покров имеет типичное для открытых частей океана строение. Разрывные нарушения выявлены преимущественно в восточной части геотраверза.

На фоне спокойного гравитационного поля

(в свободном воздухе) отмечаются сравнительно небольшие (40—50 мГал, до 250 мГал над хр. Луисвилл) аномалии силы тяжести. Амплитуды аномалий магнитного поля Земли, достигающие ± 50 нТл, редко — 100 нТл, приурочены к вулканическим постройкам и зонам разломов.

Обращает на себя внимание характер рельефа дна вдоль геотраверза Г-2. В западной его части на фоне ровного дна возвышаются гайоты хр. Луисвилл. Со склонов одного из таких гайотов подняты базальты, аналогичные базальтам, слагающим гору Осборн. В центральной и восточной частях геотраверза дно очень неровное, с частыми преимущественно невысокими подводными возвышенностями «неправильной» формы, имеющими, вероятно, тектоническое происхождение. Драгирование одной из таких возвышенностей в восточной части геотраверза показало, что ее вершина сложена абиссальными толейтами, под которыми обнаружены долериты и плагиограниты. Со средней и нижней частей склона подняты габброиды и амфиболовые сланцы, которые, вероятно, связаны с разрывами, установленными сейсмопрофилированием в основании подводных возвышенностей в восточной части геотраверза. Описанная ассоциация пород характерна для верхних частей офиолитовых комплексов.

Выход офиолитового комплекса обнаружен примерно в 1000 км восточнее островодужных систем Тонга и Кермадек, вне зон известных трансформных разломов. Заметим, что большая часть геотраверза Г-2 прошла в области океанского дна, где рисунок морфоструктурных линий резко отличается от смежных участков [4]. Анализ других материалов по рельефу дна этой области [7] показывает, что основные морфоструктурные особенности, отмеченные при работах на геотраверзе Г-2, сохраняются и южнее последнего.

В процессе геологического опробования осадочного слоя на склонах безымянного гайота в западной части геотраверза (в границах хр. Луисвилл) установлены микрофоссилии широкого возрастного диапазона: палеоценовые, позднемиоцен-плиоценовые и плейстоцен-голоценовые.

Стратиграфические исследования хр. Луисвилл, проведенные при работах на геотраверзах Г-1 и Г-2, выявили распространение осадочных пород от палеоцена до голоцена. Не отмечены эоцен-нижнеолигоценые и нижнемиоценовые отложения, но это, скорее всего, связано с недостаточностью материалов опробования. Не исключено, что нижняя возрастная граница осадочного чехла на хр. Луисвилл в процессе дальнейших исследований будет опущена. Такое предположение связано с на-

ходками в некоторых кайнозойских комплексах фораминифер, присущих позднемиоценовым биотам.

В восточной части Тасманова моря исследовался хр. Лорд-Хау. Большинство геологов считают, что этот хребет отделился от Австралии в позднем мелу в процессе образования впадины Тасманова моря [5, 8]. Участок наших исследований (полигон Н10-1) расположен в средней и нижней части трога Беллона, отделяющего собственно хр. Лорд-Хау от его южного окончания — плато Челленджер. На схеме геологической изученности трог Беллона также располагается в пределах «белого пятна», хотя поблизости было пробурено несколько глубоководных скважин (скважины 284 и 593 на плато Челленджер; скв. 207 на гребне хр. Лорд-Хау, севернее трога Беллона). Геофизические исследования хр. Лорд-Хау показали, что здесь земная кора имеет характерное для континентального типа строение и мощность ее достигает 28 км [9, 10].

Гравиметрические и магнитометрические исследования, проведенные нами, в целом подтвердили представления о континентальном типе коры под хр. Лорд-Хау. Сейсмопрофилирование в трог Беллона показало, что осадочный покров, мощность которого на отдельных участках превышает 2 км, построен очень сложно. В обобщенном виде выделяются три сейсмоакустических комплекса. Первый из них, развитый только в юго-западной части полигона, образован тонко стратифицированными осадками, вероятно, генетически связанными с осадочным покровом Тасманова моря. Второй комплекс распространен практически по всей изученной части трога Беллона и представлен акустически полупрозрачной, обычно слоистой и неяснослоистой практически недеформированной толщей. Этот комплекс может сопоставляться с «неогеновым разрезом», выделенным Ф. Бенцем [2] в пригребневой части хр. Лорд-Хау, где эти осадки залегают несогласно на подстилающих слоях. В трог Беллона такое несогласие четко не фиксируется. К третьему комплексу отнесена акустически непрозрачная и полупрозрачная толща, для которой характерно широкое развитие деформаций, связанных с оползевыми смещениями и флексуобразными изгибами слоев над разломами в фундаменте. Этот комплекс, видимо, однообразен «палеогеновому и верхнемеловому разрезу» пригребневой части хр. Лорд-Хау [2].

Проведенное нами литологическое опробование и палеонтологические исследования осадков трога Беллона позволили выделить стратиграфические уровни: нижнего — среднего эоцена (органогенные известняки, известковистые витрокластические туфы); верхнего олигоцена (наофораминиферные известняки); нижнего

миоцена (известняки, фораминиферный мел, туфы); плейстоцена — голоцена (вязкие карбонатные илы). Необходимо заметить, что в эоценовых фораминиферных ассоциациях отмечены виды узкого стратиграфического интервала, характерные для палеоцена.

Полученные на полигоне Н10-1 сейсмоакустические, литологические и палеонтологические данные свидетельствуют о том, что «региональное олигоценовое несогласие», фиксируемое на островах Новой Зеландии и в пригребневой части хр. Лорд-Хау [2], не проявилось в разрезе трога Беллона.

Акустический фундамент на полигоне Н10-1 был опробован только в центральной части трога, где выявлено несколько сближенных вулканических построек, трансирюющих, вероятно, крупный разлом северо-западного простирания. Драгирование этих построек показало, что они сложены субщелочной трахибазальт-трахитовой серией, свойственной для сводовых поднятий континентальных областей.

Заключительная часть экспедиционных работ прошла на Магеллановых горах (полигон Н10-2), где ряд подводных возвышенностей (вулканических построек) образуют кольцо диаметром около 400 км. Подобные кольцевые структуры или морфоструктуры центрального типа (МЦТ) на океаническом дне изучались впервые по инициативе специалистов из Тихоокеанского института географии.

На Магеллановой МЦТ проведены гравиметрические, магнитометрические и сейсмические (НСП) исследования рекогносцировочного характера. Исследовались центральная и западная части структуры. Поскольку результаты этих работ недавно опубликованы [3], мы ограничимся лишь несколькими замечаниями по содержанию упомянутой публикации. В ней, в частности, утверждается, что Магелланова МЦТ хорошо подтверждается гравиметрическими, магнитометрическими и сейсмическими (НСП) методами. Это не совсем так. Данные сейсмопрофилирования могут интерпретироваться в разных вариантах. Например, выявленные разрывные нарушения можно рассматривать не как фрагменты дуговых разломов, а как серию субпараллельных трещин, простирающихся согласно и входящих в состав зоны разлома Маркус-Неккер, на которую «насажена» Магелланова МЦТ. В гравиметрическом и магнитном полях эта МЦТ не выражена. Сомнительно также выделение большинства кольцевых структур в зоне Новозеландского линеамента, например, на участке хорошо изученной горизонтальной флексуры, связанной с альпийским правосторонним сдвигом. Тем не менее, мы считаем, что поиск и изучение кольцевых морфоструктур на океаническом дне должны быть продолжены в последующих экспедициях.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Аносов Г. И., Ильев А. Д., Суворов А. А. и др.* Особенности геологического строения зоны сочленения желобов Тонга и Кермадек // *Геотектоника*.— 1983.— № 3.— С. 99—110.
2. *Бенц Ф.* Геология южной части хребта Лорд-Хау, юго-западная часть Тихого океана // *Геология континентальных окраин*.— М.: Мир, 1978.— С. 242—254.
3. *Кулаков А. П., Ермошин В. В., Ищенко А. А., Никонова Р. И.* Новые данные о морфоструктуре юго-запада Тихого океана (результаты морфоструктурных исследований в 10-м рейсе НИС «Академик Александр Несмеянов»)/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1987.
4. *Франшто Ж.* Океанская кора // *В мире науки*.— 1983.— № 11.
5. *Cullen D. J.* A tectonic analysis of the South-West Pacific // *N. Z. J. Geol. Geophys.*— 1970.— V. 13, N 1.— P. 7—20.
6. *Gnibidenko H. S., Anosov G. I., Argentov V. V., Pushchin I. K.* Tectonics of the Tonga-Kermadec trench and Ozbourn Seamount junction area // *Tectonophysics*.— 1985.— V. 112, N 1—4.— P. 357—383.
7. *Hoatz R., Aitken T. D.* U. S. N. S. Eltanin Cruises 16—21 and 22—27. Part C: Seismic reflection profiles (Preliminary Report of Volume 20 and 21, 1965—1967).— New York: Lomont-Donerty geological observatory of Columbia University, 1973.
8. *Kamp P. J. J.* Late Cretaceous-Cenozoic tectonic development of the southwest Pacific region // *Tectonophysics*.— 1986.— V. 121, N 2—4.— P. 225—251.
9. *Shor G. G., Kirk H. K., Menard H. W.* Crustal structure of the Melanesian area. // *J. Geophys. Res.*— 1971.— V. 76, N 11.— P. 2562—2586.
10. *Woodward D. J., Hunt T. M.* Crustal structure across the Tasman sea // *N. Z. J. Geol. Geophys.*— 1970.— V. 14, N 1.— P. 39—45.

ТОИ ДВО АН СССР
Владивосток

И. К. Пуцин, А. Г. Аблаев
Поступила в редакцию
30 мая 1988 г.

УВАЖАЕМЫЕ КОЛЛЕГИ!

Издательство Дальневосточного отделения АН СССР предлагает Вашему вниманию монографию Ю. А. Косыгина «Тектоника геосфер», в которой рассматривается Земля в целом как система геосфер. Эта система динамична, и все геосферы находятся во взаимодействии друг с другом. Автор касается вопросов эволюции и возраста геосфер, а также процессов, протекающих в геосферах и их совокушностях. Выделяются три семейства геосфер: глубинные, поверхностные и наружные. В центре внимания поверхностные геосферы — гидросфера, а также биосфера с ее производными (техносфера, социосфера, ноосфера). Дано новое понимание ноосферы как энергетической сферы разума, субстанционной основой которой является человек, общество и окружающая среда. Наружные геосферы составляют систему обороны со стороны ультрафиолетового излучения и магнитного давления солнечного ветра, губельных для человечества. Вопросы окружающей среды и охраны природы и вопросы разоружения, мира и единства действий человечества рассматриваются как необходимые гарантии сохранения жизни на Земле.

Работа предназначена не только для геологов, но и других специалистов-естественников и обществоведов, исследования которых связаны с планетой Земля в полном ее объеме. Цена 50 коп.

УВАЖАЕМЫЕ КОЛЛЕГИ!

Издательство Дальневосточного отделения АН СССР предлагает также Вашему вниманию монографию Е. И. Гончаровой «Структура слоистой толщи и алгоритмические методы стратиграфической корреляции».

Работа выполнена в рамках направления, которое ставит своей целью уточнение, формализацию традиционных методов изучения слоистой толщи. Центральным понятием этих теоретических разработок является понятие стратифицирующей последовательности признаков. Рассмотрены методы построения стратифицирующих последовательностей, их связь с другими понятиями теории, с проблемой геохронологической шкалы и изучением структуры слоистой толщи. Особое место занимает рассмотрение методологических вопросов, аспектов, связывающих геологию (как и любую конкретную науку) с математикой.

Для научных работников, студентов и аспирантов геологических специальностей. Цена 60 коп.

Заказы на книги просим отправлять по адресу:

680063 Хабаровск, 63, ул. Ким Ю Чена, 65,
Институт тектоники и геофизики ДВО
АН СССР, библиотека

1 руб. 80 к.

(Адрес подписчика)

Индекс 70985

ISSN 0207-4028 ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ. 1989. № 4. 1 - 120.