

ISSN 0207-4028

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ



5

1988

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Н. А. ШИЛО

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

Адрес редакции: 680063, Хабаровск, 63, ул. Ким Ю Чена, 65,
ИТыГ ДВО АН СССР. Тел. 33-26-65.

Зав. редакцией *Е. Н. Казарезова*

Мл. редактор *Л. Д. Левицкая*

Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*

Технический редактор *Г. Я. Герасимчук*

Корректоры *Г. И. Шведкина*, *О. А. Зимина*

Сдано в набор 10.06.88. Подписано к печати 29.09.88.
МН-01273. Формат 84×108^{1/16}. Высокая печать. Усл.
печ. л. 13,4. Усл. вр.-отт. 14. Уч.-изд. л. 15. Тираж
635 экз. Заказ № 1115.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099,
Новосибирск, 99, Советская, 18.

4-я типография издательства «Наука». 630077, Ново-
сибирск, 77, Станиславского, 25.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Журнал основан в 1982 г.

Выходит 6 раз в год

СЕНТЯБРЬ — ОКТЯБРЬ

НОВОСИБИРСК

№ 5, 1988

СОДЕРЖАНИЕ

Н. А. Богданов, П. К. Кепежинская. Неоднородность литосферы обрамления Командорской впадины (Берингово море)	3	бова, Н. П. Кульков. Силурийские отложения Приморья	75
В. Ю. Косыгин, В. Н. Сеначин. Плотностная модель тектоносферы Идзу-Марианской системы окраинное море — дуга — желоб — океан	12	А. Н. Калягин. Вторичные ореолы олова и свинца в ландшафтах Центрального и Юго-Восточного Приморья	83
М. Кимура, С. Уеда, Ю. Като, Т. Танака, М. Яmano, Х. Сакаи, Т. Гамо, Ю. Нака, М. Андо, Ш. Като. Активные гидротермальные холмы в задуговом бассейне трога Окинава (Рюкю, Япония)	23	Н. С. Герасимов, Н. Н. Фефелов, С. М. Родионов, Н. В. Заруднева, С. Б. Брандт. О различных районах Приморья	92
Т. И. Фролова, Д. Бейли, И. А. Бурикова, С. И. Дриль. О генетической общности низкокремнеземистых оливин-анортитовых включений и вмещающих пород Курильской островной дуги	27	А. И. Шеменда, А. Л. Грохольский. О механизме образования и развития зон перекрытий осей спрединга	97
В. В. Ревердатто, В. В. Хлестов. Находки гранитоидов и метаморфических пород в составе океанического фундамента и связанные с ними геологические проблемы	36	<i>КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ</i>	
В. П. Симаненко, В. П. Нечаев. Химический состав осадков Филиппинского моря	43	А. А. Андреев, В. М. Воробьев, В. Н. Патрикеев, Н. А. Рагозин. Магнитные аномалии и деформации в Северо-Западной котловине Тихого океана	109
Б. Н. Пискунов. Соотношение вулканизма островных дуг с параметрами модели плитовой тектоники	53	Л. А. Маслов. Изучение геодинамики литосферы Азиатско-Тихоокеанской зоны сочленения путем сопоставления аномалий гравитационного поля и рельефа	112
Н. В. Куликов, Н. А. Деревскова, Ю. С. Маврицкий. Литология кайнозойских отложений Северо-Охотского осадочного бассейна	59	С. С. Зимин. Новые модели формирования платиноидов в базитах и гипербазитах	119
В. П. Парняков. О возрасте, строении и положении в разрезе олигостромовой толщи Дальнегорского района	67	<i>КРИТИКА И ДИСКУССИИ</i>	
Л. А. Изосов, А. Т. Кандауров, В. А. Бажанов, Т. Н. Корень, Г. Р. Шишкина, И. М. Коло-		Г. М. Власов. Что же такое «звгеосинклиналь?»	122
		<i>ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ</i>	
		60-летие Виталия Георгиевича Варнавского	127
		<i>ХРОНИКА</i>	
		Проблемы изучения глубинного строения Дальнего Востока	128

CONTENTS

N. A. Bogdanov, P. K. Kepezhinskas. Heterogeneity of the lithosphere of the Commander basin framing (Bering Sea)	3	lead in the Central and South-East Primorie topography	83
V. Yu. Kosygin, V. N. Senachin. Density model of the tectonosphere of the Izu-Mariana marginal sea — arc — trench — ocean system	12	N. S. Gerasimov, N. N. Fefelov, S. M. Rodionov, N. V. Zarudneva, S. B. Brandt. Differences in the sources of ore material of the Primorie tin regions	92
M. Kimura, S. Uyeda, Yu. Kato, T. Tanaka, M. Yamano, H. Sakai, T. Gamo, Yu. Naka, M. Ando, Sh. Kato. Active hydrothermal mounds in the Okinawa trough backarc basin (Ryukyu, Japan)	23	A. I. Shemenda, A. L. Grokholsky. On mechanism of formation and development of overlapping zones of spreading axes	97
T. I. Frolova, D. Beili, I. A. Burikova, S. I. Dril. On genetic common features of low-silicic olivine-anorthitic inclusions and host rocks of the Kuril island arc	27	<i>BRIEF COMMUNICATIONS</i>	
V. V. Reverdatto, V. V. Khlestov. Granitoids and metamorphic rocks finds in the oceanic basement composition, and related geological problems	36	A. A. Andreev, V. M. Vorobiyov, V. N. Patrikeev, N. A. Ragozin. Magnetic anomalies and deformations in the Pacific Ocean North-Western basin	109
V. P. Simanenko, V. P. Nechaev. Chemical composition of the Philippine Sea sediments	43	L. A. Maslov. The study of geodynamics of the lithosphere of the Asia-Pacific conjunction zone by correlation of gravitational field anomalies and relief	112
B. N. Piskunov. Correlation of island arc volcanism and parameters of the plate tectonics model	53	S. S. Zimin. New models of platinoides forming in basites and hyperbasites	119
N. V. Kulikov, N. A. Derevsikova, Yu. S. Mavrinsky. Lithology of Cenozoic deposits of the North-Okhotsk sedimentary basin	59	<i>CRITICISM AND DISCUSSIONS</i>	
V. P. Parnyakov. On the age, structure and position in the section of the Dalnegorsk region olistostrome thick series	67	G. M. Vlasov. "Eugeosyncline" — what is it?	122
L. A. Izosov, A. T. Kandaurov, V. A. Bazhanov, T. N. Koren, G. R. Shishkina, I. M. Kolobova, N. P. Kulkov. Silurian deposits of Primorie	75	<i>JUBILEES</i>	
A. N. Kalyagin. Secondary aureoles of tin and		To the 60-th anniversary of Witalij Georgievich Warnawskij	127
		<i>CHRONICLES</i>	
		Problems of investigation of the Far East deep structure	128

УДК 550.42(571.66)

*Н. А. Богданов, П. К. Кежежинская***НЕОДНОРОДНОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ ОБРАМЛЕНИЯ КОМАНДОРСКОЙ ВПАДИНЫ***(Берингово море)*

На основе комплексного петролого-геохимического изучения позднекайнозойских примитивных андезитов и содержащихся в них магматических и коровых ксенолитов установлена неоднородность литосферы в обрамлении Командорской впадины Берингова моря. Выделены три блока с различными типами литосфе-

ры: 1) Олюторско-Пахачинской субокеанической, 2) Карагинско-Говенский переходный и 3) Северо-Камчатский субконтинентальный. Эволюция литосферы в западной части Берингоморского региона связана с процессами расширения и образования Командорской впадины.

ВВЕДЕНИЕ

В складчатых областях, характеризующихся сложным покровным строением, которые в настоящее время выделяются в качестве аккреционных призм или зон тектонических террейнов, особый интерес представляет выяснение строения подстилающей их литосферы. Часто по геофизическим данным, главным образом глубинного сейсмического зондирования, наблюдаются регионы, где покровы, сложенные океаническими комплексами, надвинуты на окраины континентальной плиты. В тех же районах, для которых отсутствуют данные ГСЗ и нет выходов образований фундамента на поверхность, одним из методов установления строения литосферных блоков служит изучение позднекайнозойских вулканических потоков и глубинных включений в них. Особенно продуктивен этот метод в районах, где излияние платовулкаников оторвано по времени от эпохи основной складчатости и они залегают горизонтально на различных тектонических структурных формах с резким угловым несогласием.

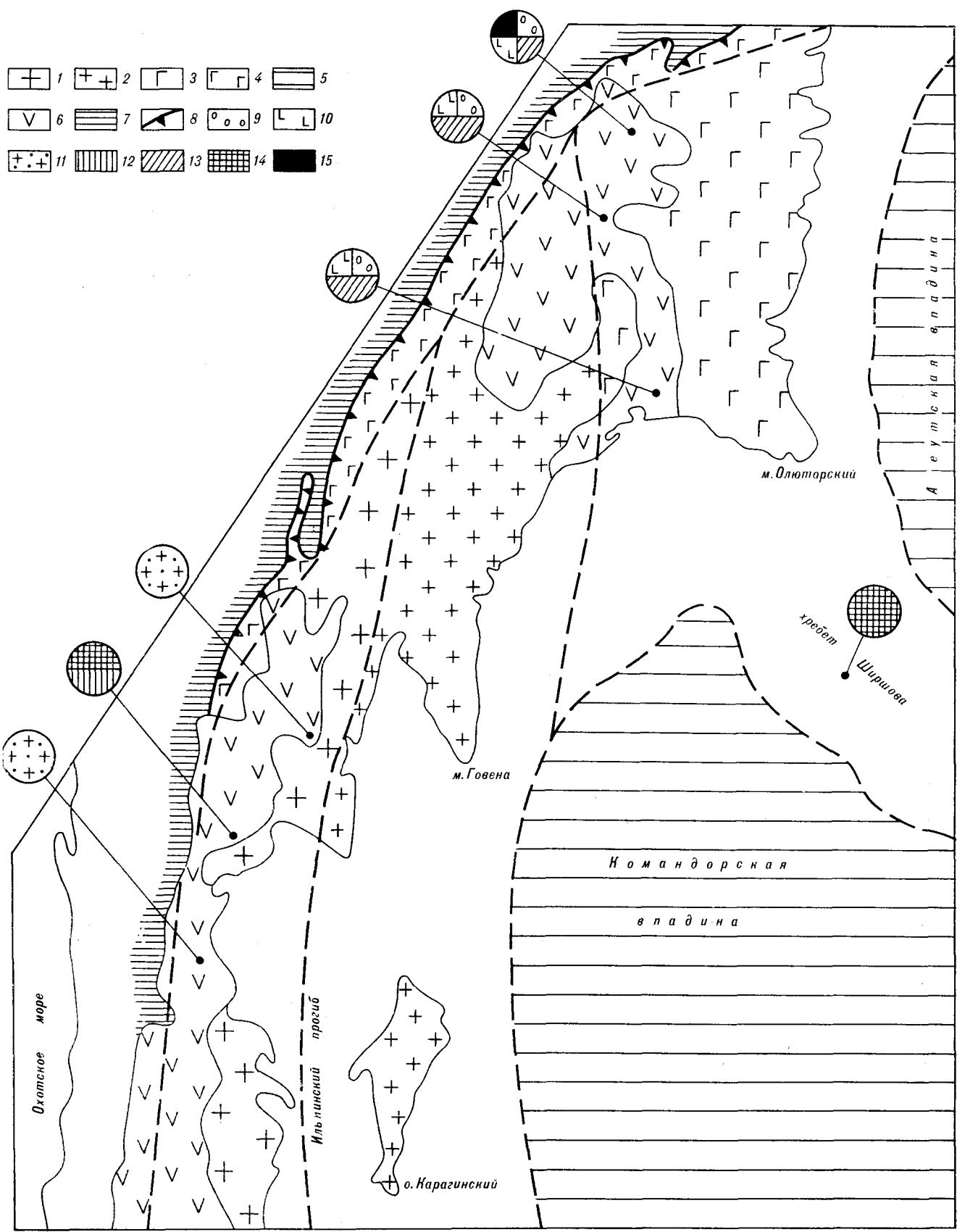
К таким регионам относится складчатое обрамление Командорской впадины Берингова моря (рис. 1). Здесь плиоцен-четвертичные платовулканики резко несогласно перекрывают меловые и кайнозойские образования, вовлеченные в покровно-складчатые процессы, последняя фаза которых завершилась в среднем миоцене. Таким образом, анализ состава лав и включений в них должен отражать неоднородность подстилающей литосферы. Он позволяет установить направление ее эволюции в зоне перехода от океана к континенту.

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

В переходных зонах океан — континент латеральная и вертикальная неоднородность литосферы наиболее велика, так как в них взаимодействуют различные вещественные типы литосферы, представленные в крайнем выражении океанической литосферой, истощенной в отношении некогерентных элементов, и континентальной литосферой, в той или иной степени обогащенной литофилами. Процессы истощения — обогащения проявлены неравномерно как в пространстве, так и во времени, кроме того, могут иметь различный масштаб. Все это приводит к образованию дискретно-непрерывного ряда магматических источников.

В данной ситуации особое значение приобретает поиск геохимических индикаторов магмогенерирующих источников, участвующих в петрогенезисе. В случае примитивных андезитовых расплавов и их дифференциатов таким индикатором могут служить редкоземельные элементы (РЗЭ), отражающие состав магмогенерирующего субстрата. Необходимо отметить, что в наших построениях не учитывается влияние плавления — фракционирования аксессуарных фаз (апатит, перовскит, сфен и т. д.) на геохимию андезитовых магм, резко изменяющее картину распределения РЗЭ [13].

Для геохимических построений были выбраны оливин-пироксеновые и двупироксеновые андезиты, преобладающие среди эффузивных пород позднекайнозойского вулканического пояса обрамления Командорской котловины. Анализ распределения РЗЭ в изученных лавах выявляет четкие региональные различия в составе РЗЭ между андезитами северной и



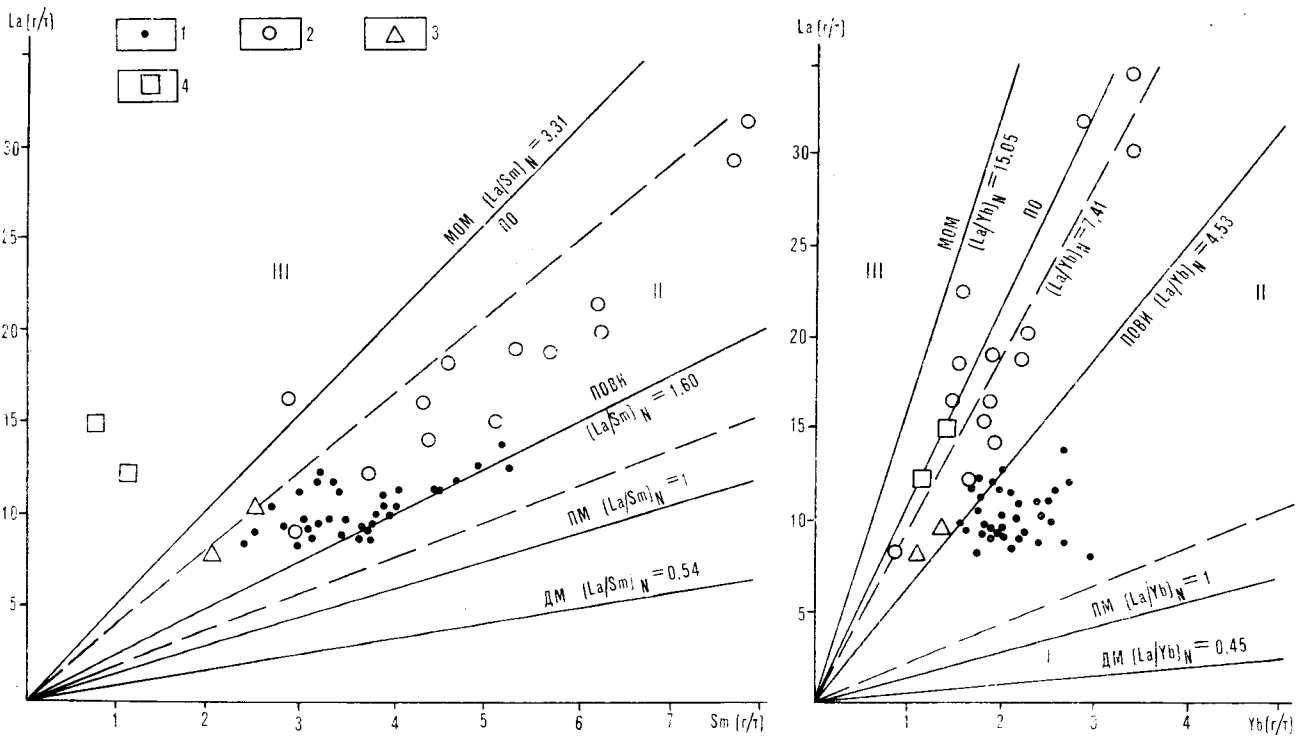


Рис. 2. Редкоземельная систематика андезитов обрамления Командорской котловины. Отношения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ для деплетированной мантии (ДМ), примитивной мантии (ПМ), первозданно обогащенного внутриплитного источника (ПОВИ), пелагических осадков (ПО) и метасоматически обогащенной мантии (МОМ), по [14]. Типы андезитов [14]: I — примитивный (тонга-гермадский), II — первично обогащенный (алеутский), III — вторично обогащенный (андийский). Андезиты обрамления Командорской котловины: 1 — Олоторско-Пахачинский блок, 2 — Камчатский перешеек, 3 — хр. Ширшова, 4 — мыс Крещенный огнем.

южной части вулканического пояса (рис. 2, 3). Оливин-бронзитовые андезиты Апукско-Пахачинской зоны растяжения характеризуются пониженными абсолютными концентрациями РЗЭ (см. рис. 2) с умеренно обогащенным легкими редкими землями спектром (см. рис. 3). Такое распределение типично для энзиматических островных дуг. В совокупности с низкими концентрациями крупноионных литофилов, а также с низкими отношениями последних к РЗЭ (Ba/La) эти данные свидетельствуют о мафическом примитивном характере литосферы юга Корякского нагорья и сопоставимости ее с литосферой под эволюционно южными тихоокеанскими островными дугами — Алеутской (западная и центральная части) и Марианской. Отличие андезитов юга Корякского нагорья от известково-щелочных эффузивов зрелых островных дуг и активных континентальных окраин подчеркивается це-

лым рядом геохимических особенностей — пониженными концентрациями K_2O , редких щелочей, Ba , Ta , Hf , Zr , Y , Th , U и РЗЭ, а также комплексом петрологических характеристик (маловодным характером исходных магм, высокой магнезиальностью ортопироксена и основнойностью плагиоклаза, высокими содержаниями TiO_2 в титаномагнетите).

Оливин-пироксеновые и двупироксеновые андезиты южного сектора (бассейн р. Вывенки, Камчатский перешеек) характеризуются повышенными по сравнению с северной ассоциацией абсолютными концентрациями РЗЭ (см. рис. 2) и более обогащенными цериевой группой спектрами, что выражено в значимо больших отношениях $(La/Yb)_N$ (см. рис. 3). Обогащение лав южного сектора легкими РЗЭ сопровождается некоторым увеличением содержаний K_2O , Rb , Ba , Zr , Y , достигающих максимальных значений в высококальциевых

Рис. 1. Структурная схема литосферных блоков западного Берингоморья.

1 — блок Камчатского перешейка; 2 — Говенско-Карагинский блок; 3 — Олоторско-Пахачинский блок; 4 — субокеанические образования, залегающие в аллоктоне; 5 — океаническая литосфера глубоководных впадин; 6 — позднеайнозойские вулканисты; 7 — Корякский флиш позднемелового — палеогенового возраста; 8 — надвиги. Ксенолиты: 9 — метабазитов, диабазов, кремней; 10 — троктолитов, габброидов; 11 — пород гранулитовой фации метаморфизма, биотит-каллишатовых гранитоидов; 12 — пироксенитов; 13 — серпентинитов, гарцбургитов; 14 — шпинелевых лерцолитов; 15 — эглогитоподобных пород.

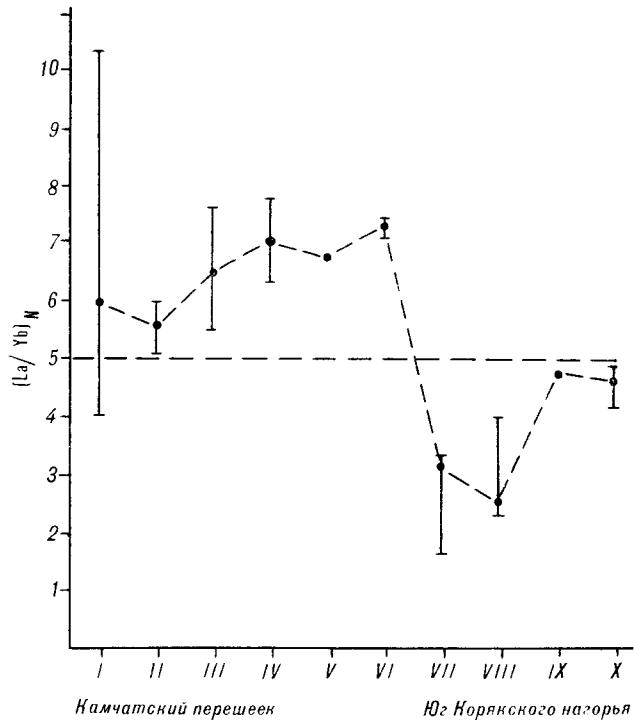
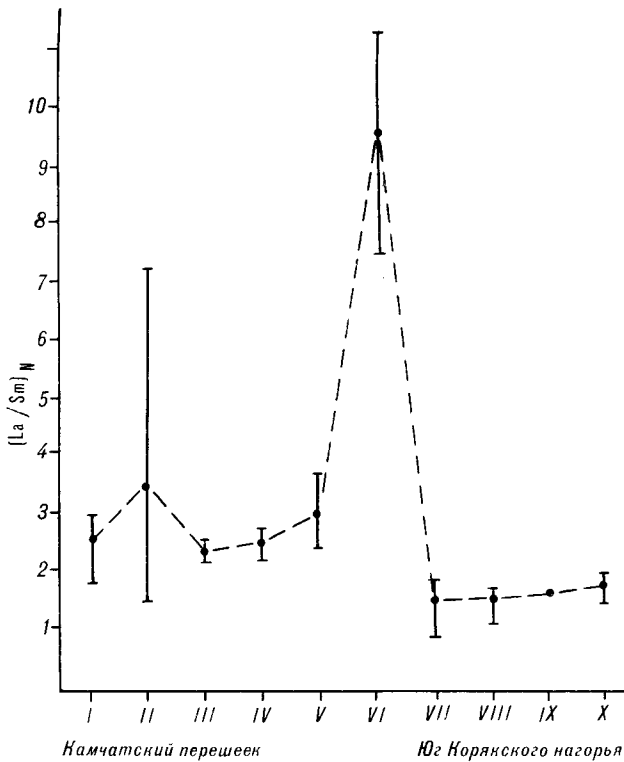


Рис. 3. Вариации состава РЗЭ в примитивных вулканитах обрамления Командорской котловины.

Точки — средние значения, вертикальные линии с перпендикулярными черточками — пределы колебаний отношений РЗЭ по районам (в скобках — число проб): I — р. Ватапвайам (6), II — р. Шаманка (3), III — р. Тымлат (2), IV — р. Белая (2), V — р. Вывенга (2), VI — мыс Крещенный огнем (2); VII—IX — Пахачинский хребет: VII — юг (19), VIII — центр (17), IX — север (2), X — хр. Шишова (2).

андезитах и банакитах раннечетвертичных пиков восточного побережья Камчатского перешейка.

Таким образом, наблюдаются четкие различия в составе РЗЭ в вулканитах, перекрывающих литосферные блоки различной природы. По индикаторным отношениям $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ андезиты северного сектора вулканического пояса сопоставимы с лавами юных островных дуг, т. е. с производными субокеанической литосферы, а андезиты Камчатского перешейка аналогичны вулканитам зрелых островных дуг и активных континентальных окраин, образующимся при плавлении субконтинентальной литосферы. В случае обрамления Командорской котловины Берингова моря наиболее эффективными реперными значениями отношений РЗЭ являются $(La/Sm)_N = 1,8$ и $(La/Yb)_N = 5$ (см. рис. 3). Примитивные андезиты с меньшими отношениями РЗЭ указывают на субокеанический характер субстрата, с большими — на субконтинентальный.

Геохимическая зональность подчеркивается минералогической, выраженной в следующих факторах: а) постоянное присутствие в северо-камчатских лавах амфиболов в ряду интра-теллурические вкрапленники — фенокристы — микролиты; б) увеличение железистости орто-

пироксена, уменьшение содержаний TiO_2 в рудном минерале и раскисление плагиоклаза при переходе от северной части пояса к южной. Присутствие в базальтах и андезитах Камчатского перешейка высокобарических амфиболов ряда магнезиальный эденит — парга-

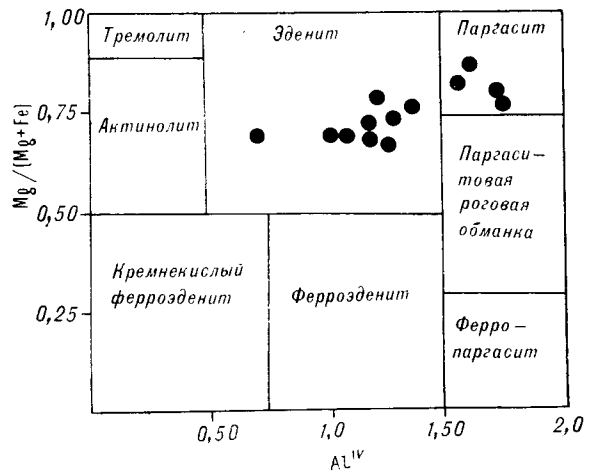


Рис. 4. Состав амфиболов фенокристового парагенезиса из вулканитов Камчатского перешейка. Поля составов по [15]. Определения выполнены на микрозонде «Camebax» (ИГиГ СО АН СССР, оператор Л. В. Усова).

Таблица 1

Результаты минеральной термобарометрии ксенолитов и вмещающих вулканитов обрамления Командорской котловины

Объект	Метод	T, °C
<i>Ксенолиты</i>		
Шпинелевые лерцолиты из базанитов хр. Ширшова	Двупироксеновый термометр Перчука, энстатитовый термометр Бойда-Никсона [3] Ортопироксеновый барометр [3] Двупироксеновый барометр [3]	1150
Породы гранулитовой фации из андезитов р. Вывенки	Двупироксеновый термометр [19]	800—900
	Полевощпатовый термометр [17]	700—800
<i>Вулканиты</i>		
Андезиты северной ассоциации	Гомогенизация расплавных включений [6] Плагинклавовые термометры [11, 12]	1230—1385 1200—1300
Андезиты южной ассоциации	Двупироксеновый термометр [19] Оливиновый термометр [12]	1100—1150 1070—1170
	Плагинклавовый термометр [12]	1020—1180

Примечание. P = 18—20 кбар.

сит (рис. 4), устойчивых при P-, T-условиях верхней мантии, позволяет говорить об изначальной обводненности расплавов южной части пояса. В то же время для лав северной части по комплексу данных устанавливается маловодный высокотемпературный (табл. 1) характер исходных магм, генерированных при плавлении кварцевых эклогитов [6]. Таким образом и условия выплавления и эволюции расплавов в южном и северном секторах вулканического пояса обрамления Командорской котловины различны.

АССОЦИАЦИИ КСЕНОЛИТОВ

Латеральная зональность литосферы в обрамлении Командорской котловины фиксируется ассоциациями и составом ксенолитов, встреченных в позднекайнозойских эффузивах (табл. 2).

В лавах южной части преобладают отторженцы сиалической коры (см. табл. 2), наиболее яркими представителями которых являются породы гранулитовой фации метаморфизма.

Включения этих пород размером 1—5 см характеризуются округлой или угловатой со

сглаженными контурами формой. Преобладает парагенезис двух пироксенов с кварцем, плагинклавом и калишпатом. В большинстве ксенолитов присутствует титаномагнетит, редко встречается кальцит. Ортопироксены подулей отвечают по составу гиперстену (табл. 3), идентичному ортопироксенам из гранулитовых ксенолитов в кайнозойских андезитах Санин в Юго-Западной Японии и пирокластике вулкана Шаварын-Царам в Монголии (рис. 5, 6).

Клинопироксены представлены диопсидами (см. табл. 3), несколько более магнезиальными, чем типичные клинопироксены гранулитовой фации. По соотношениям Ca, Al^{IV} и железистости диосиды включений относятся к типу, характерному для двупироксен-плагин-

Таблица 2

Распространенность различных типов ксенолитов в позднекайнозойских лавах обрамления Командорской котловины

Ксенолиты	Камчатский перешеек			Олюторско-Пахачинский блок		
	1	2	3	4	5	6
<i>Сиалическая кора</i>						
Породы гранулитовой фации метаморфизма:						
а) Гранитоиды	+		+			
б) Гранитогайсы, Биотит-калишпатовые граниты	±		+			
Метатерригенные породы	+		+			
<i>Мафическая кора</i>						
Кремни						+
Метабазиты					+	+
Диабазы					+	±
Габброиды	±	±	±			+
Троктолиты					+	+
Пироксениты		+			±	+
Оливин-клинопироксен-плагинклавовые нодулы					+	+
<i>Мантия</i>						
Шпинелевые лерцолиты	+					+
Серпентиниты					+	+
Гарцбургиты					±	+
Дуниты	+	+				±
Эклогитоподобные породы						+

Примечание. 1, 2—Камчатский перешеек (1 — низовья р. Белой; 2 — бассейн р. Валоваям); 3 — бассейн р. Вывенки; 4 — Пахачинский хребет; 5 — Алуцкий хребет; 6 — хр. Ширшова. В таблице использованы данные А. В. Колоскова и Г. Б. Флерова по бассейну р. Валоваям.

Представительные составы (мас. %) минералов ксенолитов из вулканитов обрамления Командорской котловины

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	53,05	53,32	52,45	52,30	52,89	53,85	66,38	0,09	40,78	54,28	51,69	0,19
TiO ₂	0,23	0,22	0,36	0,44	0,03	0,05	0,07	8,67	—	0,10	0,44	0,32
Al ₂ O ₃	0,97	0,97	1,51	1,68	28,75	27,64	19,17	1,08	—	5,39	6,77	56,39
FeO	19,51	19,00	8,67	8,99	0,48	0,42	0,32	87,51	9,65	5,98	3,07	12,53
MnO	0,87	0,83	0,49	0,50	0,03	0,00	0,00	0,53	—	—	—	—
MgO	23,41	23,78	13,84	14,29	0,00	0,00	0,02	0,95	47,96	31,06	14,81	18,68
CaO	1,22	1,29	21,33	21,24	12,35	11,53	0,00	0,02	—	0,98	19,48	—
Na ₂ O	0,18	0,15	0,49	0,50	5,24	5,36	4,92	0,27	—	0,14	1,55	—
K ₂ O	0,01	0,00	0,03	0,00	0,16	0,34	8,76	0,00	—	—	—	—
С у м м а ...	99,45	99,57	99,19	99,94	99,94	99,18	99,66	99,12	98,39	98,30	98,71	97,45
f, ат. %	31,8	30,9	26,0	26,0	—	—	—	—	10,1	9,7	10,4	—
Ан	—	—	—	—	56	53	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1—8 — минералы из пород гранулитовой фации; 1, 2 — ортопироксены, 3, 4 — клинопироксены, 5, 6 — плагиоклазы, 7 — калиевый полевой шпат, 8 — титаномагнетит; 9—12 — минералы из шпинелевых перцолитов; 9 — оливин, 10 — ортопироксен, 11 — клинопироксен, 12 — шпинель. $f = \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$. Ан — содержание аноксидного компонента в плагиоклазе. В анализах 10—12 установлено содержание CaO — 0,37, 0,90 и 9,34 мас. % соответственно. Анализы выполнены в ИГиГ СО АН СССР на микроанализаторе ЖХА-5А, аналитики Л. В. Усова, О. Н. Майорова.

клавовых и двупироксеновых с кварцем пород (см. рис. 6), и сходны с клинопироксенами из гранулитовых (вулкан Сапин) и амфибол-пироксен-плагиоклазовых (вулкан Итиномегата) нодулей Японии.

Плагиоклазы включений представлены лабрадорами, а калишпат отвечает по составу микроклину (см. табл. 3).

Парагенезис двух пироксенов описанного состава с плагиоклазом и калишпатом является критическим для гранулитовой фации метаморфизма. Температурные оценки, полученные на основе минеральных термометров, также находятся в интервале температур гранулитовой фации (см. табл. 1). Наличие такого парагенезиса и состав минералов позво-

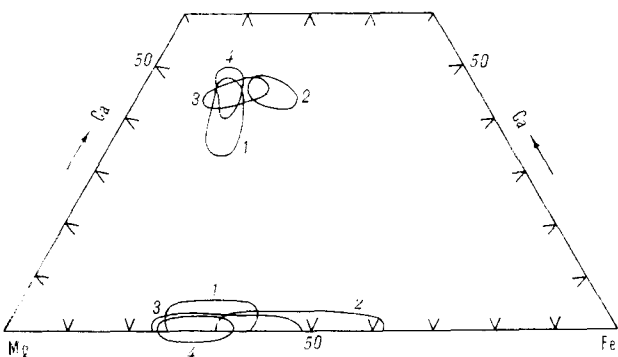


Рис. 5. Диаграмма Ca—Mg—Fe для пироксенов из ксенолитов пород гранулитовой и амфиболитовой фации метаморфизма.

Поля составов пироксенов: 1 — пород гранулитовой фации из вулканитов бассейна р. Вывенки; 2 — гранулитов из пирокластиков вулкана Шавары-Царан, Монголия [5]; 3 — гранулитов из андезитов Сапин, Япония [16]; 4 — амфибол-плагиоклаз-двупироксеновых пород из андезитов вулкана Итиномегата, Япония [19].

ляют отнести данные нодули к представителям гранулитовой фации метаморфизма, впервые обнаруженным в юго-западной части Корякского нагорья. Наличие здесь сиалической коры подтверждается также находками включений анатектических биотит-калишпатовых гранитоидов (см. табл. 2) и проявлением шошонитового вулканизма, свойственного зрелым островодужным структурам, развитым на субконтинентальной литосфере [1].

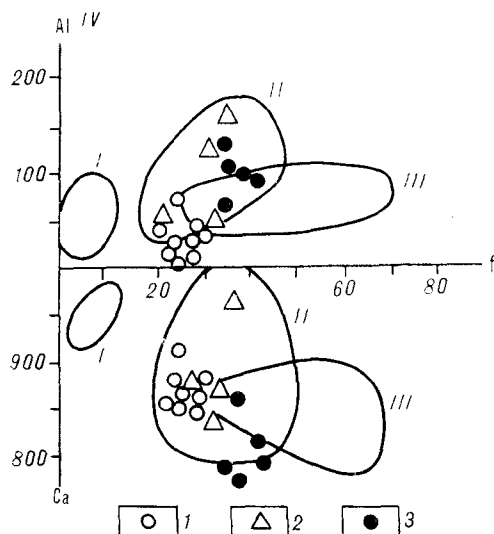


Рис. 6. Состав клинопироксенов из пород гранулитовой фации метаморфизма.

Поля составов клинопироксенов [5] из: I — ультраосновных пород со шпинелью, II — двупироксен-плагиоклазовых пород, III — двупироксеновых кварцсодержащих пород. 1—3 — клинопироксены гранулитовых включений: 1 — бассейна р. Вывенки, 2 — юго-западной Японии [16], 3 — Монголия [5].

В лавах северной части пояса присутствует иная ассоциация ксенолитов, отражающая разрез мафической коры и верхней мантии (см. табл. 2).

Особый интерес представляют шпинелевые лерцолиты из щелочных базальтов подводного хр. Ширшова, являющиеся представителями верхней мантии этого региона [3].

Включения представлены четырехфазными породами с грубозернистой и гранобластовой структурами. Оливин в шпинелевых лерцолитах хр. Ширшова представлен магнезиальной разновидностью (см. табл. 3), аналогичной оливином шпинель-лерцолитовых ксенолитов из щелочных базальтоидов различных геотектонических обстановок [3]. Ортопироксен в ксенолитах хр. Ширшова также имеет низкую железистость, повышенные содержания Al_2O_3 и кальциевую составляющую (см. табл. 3). Особенности состава позволяют классифицировать его как алюмоэнстатит, аналогичный ортопироксенам из шпинель-лерцолитовых включений Монголии, Тувы и Канарских островов. Клинопироксен представлен субкальциевым диопсидом с повышенными концентрациями Cr_2O_3 (см. табл. 3). По кальциевому и хромовому компонентам, жадеитовой составляющей и содержанию Al^{IV} диопсиды из лерцолитов хр. Ширшова аналогичны клинопироксенам ультрамафитовых ксенолитов мира. Шпинель относится к малохромистым и богатым глиноземом разновидностям (см. табл. 3).

Сравнительный анализ устанавливает принадлежность включений хр. Ширшова к глубинным ультраосновным нодулям из щелочных базальтов различных рифтогенных структур [3] и позволяет рассматривать их в качестве фрагментов верхней мантии под хр. Ширшова.

Результаты минеральной термобарометрии шпинелевых лерцолитов из базанитов хр. Ширшова приведены в табл. 4. Рассчитанные параметры ($T = 1150^\circ C$, $P = 18-20$ кбар) устанавливает принадлежность этих нодулей к шпинель-пироксеновой фации глубинности в верхней мантии и свидетельствуют о присутствии в ней на глубине примерно 80 км шпинелевых лерцолитов.

Сравнение по шпинель-лерцолитовым нодулям различных геотектонических обстановок выявляет присутствие такого неистощенного типа мантии на начальных этапах внутриконтинентального рифтогенеза и в структурах растяжения на континентальных окраинах [3, 5, 7]. Эта мантия существенно отличается от истощенного дунит-гарцбургитового и обводненного ультрамафитового типов мантии, присущих островодужным структурам [8, 18].

Включения дунит-гарцбургитового типа встречены в примитивных андезитах юга Ко-

рякского нагорья (см. табл. 2). Дуниты нодулей мономинеральны, в гарцбургитах встречены единичные зерна клинопироксена. В этой ассоциации широко представлены пироксенины (клинопироксен + ортопироксен + шпинель) и оливиновые габбро, видимо фиксирующие зону перехода от верхней мантии к низам коры по аналогии с центральной частью Алеутской дуги [10]. Особый интерес представляют единичные нодули эклогитоподобных пород (гранат + клинопироксен + плагноклаз) как возможный субстрат для выплавления высокотемпературных примитивных андезитовых магм [6], исходных для лав северного сектора вулканического пояса обрамления Командорской котловины.

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ

Прежде чем перейти к анализу данных по строению литосферы в складчатом обрамлении Командорской впадины, рассмотрим результаты геофизических исследований по строению земной коры в этом регионе. На карте аномального магнитного поля в западной части Беринговоморской области четко выделяются полосовые положительные аномалии, которые прослеживаются вдоль хр. Ширшова и параллельно ему в акватории. Они чередуются с фоновыми отрицательными аномалиями, которые, как и положительные, протягиваются с юга на север в пределы континента вплоть до пояса распространения позднемелового — палеогенового Корякского флиша или зоны покровов, отделяющих Олюторскую зону от других структурных элементов Корякского нагорья.

По расчетам гравитационных измерений, хр. Ширшова изостатически уравновешен, а Командорская котловина характеризуется положительными аномалиями. К северу от хр. Ширшова отмечается интенсивная положительная аномалия, эквивалентная дефициту мощности земной коры в 5—7 км. При построении рельефа поверхности Мохоровичича на основании пересчета гравитационных аномалий мощность земной коры в континентальных структурах обрамления достигает 32—35 км к западу от о. Карагинского и уменьшается до 25 км в районе Олюторского хребта [4].

Данные глубинного сейсмического зондирования получены только для акваторий региона. Согласно им, мощность земной коры в пределах подводного хр. Ширшова достигает 20—22 км с заметным увеличением мощности базальтового слоя до 6—8 км. В пределах Командорской котловины земная кора имеет типичное океаническое строение, и ее мощность не превышает 8—12 км [2].

Таким образом, материалы геофизических исследований, за исключением области, занятой морскими структурами, не дают однозначного определения о типах коры и литосферы в пределах всего обширного региона западного Беринговоморья. На основании их анализа в континентальных структурах устанавливается только незначительное сокращение мощности коры по направлению с запада на восток. Поэтому для расшифровки характера строения фундамента очень важную роль играют геохимические исследования и данные по составу включений в недислоцированных позднекайнозойских лавах.

На крайнем юго-западе региона, в пределах Камчатского перешейка, покровы кайнозойских лав, прослеживающиеся с юга на север почти на 300 км, содержат включения. Среди них широко представлены породы гранулитовой фации метаморфизма, характерные для сиалической коры — гранитоиды и гранито-гнейсы. Кроме них здесь встречаются биотит-каллишлатовые граниты, метаморфизованные терригенные образования и габброиды. Судя по этим включениям, фундамент меловых отложений Камчатского перешейка образован хорошо развитым гранитно-метаморфическим слоем, на котором залегают мезозойские образования, прорванные нормальными калиевыми гранитоидами и метаморфизованные в условиях высоких температур. Породы мантии данного региона во включениях представлены дунитами и шпинелевыми лерцолитами, также типичными для мантии континентальных областей. Следовательно, блок Камчатского перешейка, который с востока на запад имеет ширину до 200 км (от осевой зоны Ильпинского прогиба и пролива Литке на востоке до зоны распространения Корякского флиша на западе), образован литосферой континентального типа, сформировавшейся либо в докембрии, либо в палеозойскую эпоху. К сожалению, мы не располагаем данными, которые позволяли бы точно датировать время образования гранитно-метаморфического слоя в этом районе.

К востоку от Камчатского перешейка, между Ильпинским прогибом и западным склоном Пахачинского хребта, расположена обширная зона, выделяемая как Карагинско-Говенский блок, в пределах которой позднекайнозойские платовулканиды практически отсутствуют. Только в ее самой юго-восточной части, в районе мыса Крещенного огнем, встречены породы этого возраста, но в них включения не были обнаружены. Крайний восточный блок занимает район Пахачинского и Олюторского хребтов, протягивающийся с севера на юг на 350 км при ширине до 150 км. Платовулканиды распространены только в за-

падной части блока, где они с резким угловым несогласием залегают на островодужных образованиях позднего мела [6]. Включения, обнаруженные в лавах, характеризуются широким спектром состава. Это породы подстилающих вулканогенно-осадочных серий — яшмоиды, метабазиты и диабазы, а также образования коры — габброиды, троктолиты, пироксениты и оливин-клинопироксен-плаггиоклазовые нодулы. Весь комплекс пород типичен для субокеанической коры. Магматические образования во включениях этого региона представлены серпентинитами, гарцбургитами, дунитами и эклогитоподобными породами.

Таким образом, и представители глубинных слоев свидетельствуют о субокеаническом типе литосферы в пределах Олюторско-Пахачинского блока.

Рассмотренные выше вариации состава РЗЭ в позднекайнозойских лавах также подтверждают существование по крайней мере двух разнородных литосферных блоков в обрамлении Командорской котловины. Лавы Камчатского перешейка связаны с плавлением глубинных источников, геохимическая природа которых может быть охарактеризована как субконтинентальная. Обводненность магм, а следовательно, и субстрата, условия генерации расплавов этого региона типичны для зрелых в эволюционном плане структур с сиалической корой и литосферой субконтинентального типа.

Вулканиды Олюторско-Пахачинского блока генерировались из литосферных источников, сопоставимых с таковыми для магм энсиматических островных дуг, т. е. с мафической (субокеанической) литосферой. Относительная сухость и примитивность первичных расплавов этой части региона, свойственная океаническим структурам, подтверждает вывод об образовании пахачинских андезитов в пределах блока мафической литосферы.

Особняком стоят лавы мыса Крещенного огнем (средний, Карагинско-Говенский блок), которые, несмотря на геохимическую близость к вулканитам Камчатского перешейка, являются наиболее обогащенными некогерентными элементами и редкими землями (см. рис. 2, 3). Учитывая, что в этом районе палеогеновые вулканические серии характеризуются палочием пород, типичных для зрелых островодужных структур, заложившихся на субконтинентальной коре (шошониты, высококальциевые андезиты и т. п.) [1], логично предположить, что он также обладает литосферой субконтинентального типа.

Суммируя все имеющиеся в настоящее время данные, можно сделать следующие выводы: 1. Фундамент Олюторской зоны Корякского нагорья имеет гетерогенное строение.

В его пределах выделяются два региона с различными типами литосферы — субконтинентальной (Камчатский перешеек и Карагинско-Говенский блок) и субокеанической (Олюторско-Пахачинский блок). 2. Сближение этих блоков происходило до начала формирования Ильпинского прогиба, т. е. с раннего палеогена, структурные элементы которого залегают как на Камчатском, так и на Карагинско-Говенском блоках. 3. Олюторско-Пахачинский субокеанический блок, по-видимому, представлял собой структуру, заложившуюся на океанической коре, непосредственно с юга

примыкавшей к подножию континентального склона, вдоль которого формировались мощные турбидитные серии Коряжского флиша.

Сложная история перемещения блоков с литосферой разного типа на севере Камчатки, вероятно, получит дальнейшую расшифровку после проведения детальных палеомагнитных исследований. По-видимому, последним этапом в тектоническом сдвиге этого региона были среднемиоценовые движения, с которыми связываются процессы расширения и образования глубоководной котловины Командорской впадины.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богатиков О. А., Цветков А. А., Коваленко В. П. Магматическая эволюция островных дуг // Тихоокеан. геология.— 1985.— № 1.
2. Богданов Н. А., Непрочнов Ю. П. Геология глубоководных впадин Берингова моря // 27 МГР, СССР, Москва, 4—14 авг. 1984 г. «История и происхождение окраинных и внутренних морей». Докл.— Т. 6, ч. II.— М.: Наука, 1984.
3. Богданов Н. А., Кеpezжинская В. В., Кеpezжинская П. К. Кайнотипные вулканиды хребта Ширниова // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1987.— № 3.
4. Геология Берингова моря и его континентального обрамления.— Л.: Недра, 1985.
5. Кеpezжинская В. В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения.— М.: Наука, 1979.
6. Кеpezжинская П. К. Позднекайнозойские вулканические серии обрамления Командорской котловины: Автореф. канд. дис.— М.: ИЛСАН, 1987.
7. Козарко Л. Н., Турков В. А. и др. Состав первичной мантии Земли (по данным исследования нодулей) // Докл. АН СССР.— 1986.— Т. 290, № 1.
8. Колосков А. В., Волинец О. Н., Пополитов Э. П. Минералогия и геохимия ультраосновных включений в четвертичных вулканидах Камчатки // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм.— Новосибирск: Наука, 1983.
9. Aoki K.-I. Petrology of mafic inclusions from Itinomegata, Japan // Contrib. Mineral. Petrol.— 1971.— V. 30, N 4.
10. Conrad W. K., Kay R. W. Ultramafic and mafic inclusions from Adak Island: crystallization history and implications of primary magmas and crustal evolution in the Aleutian Arc // J. Petrol.— 1984.— V. 25, N 1.
11. Drake M. J. Plagioclase — melt equilibria // Geochim. Cosmochim. Acta.— 1976.— V. 40, N 4.
12. Glazner A. F. Activities of olivine and plagioclase components in silicate melts and their application to geothermometry // Contrib. Mineral. Petrol.— 1984.— V. 88, N 3.
13. Kay R. W. Elemental abundances relevant to identification of magma sources // Philos. Trans. R. Soc. London.— 1984.— V. A310.
14. Кеpezжинская П. К. Origin of cenozoic volcanic series of Komandorsky Basin framing according to geochemical and experimental data // Geol. Zb.— Geol. Carpathica.— 1987.— V. 38, N 1.
15. Leake B. E. Nomenclature of amphiboles // Miner. Mag.— 1978.— V. 42, N 6.
16. Murakami N. High-grade metamorphic inclusions in cenozoic rocks from West Sanin, Southwest Japan // J. Japan Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.— 1975.— V. 70, N 12.
17. Stormer J. C., Jr. Whitney J. A. Two-feldspar geothermometry in granulite facies metamorphic rocks // Contrib. Mineral. Petrol.— 1977.— V. 65, N 2.
18. Takahashi E. Genesis of calc-alkali andesite magma in a hydrous mantle-crust boundary: petrology of lherzolite xenoliths from the Ichinomegata crater, Oga Peninsula, North East Japan, part II // J. Volcanol. and Geotherm. Res.— 1986.— V. 29, N 1—4.
19. Wells P. R. A. Pyroxene thermometry in simple and complex systems // Contrib. Mineral. Petrol.— 1977.— V. 62, N 1.

Институт литосферы АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
16 июля 1987 г.

В. Ю. Косыгин, В. Н. Сеначин

ПЛОТНОСТНАЯ МОДЕЛЬ ТЕКТОНОСФЕРЫ ИДЗУ-МАРИАНСКОЙ СИСТЕМЫ ОКРАИННОЕ МОРЕ — ДУГА — ЖЕЛОБ — ОКЕАН

На базе имеющейся сейсмической и сейсмологической информации построена априорная плотностная модель вдоль геотраверса Филиппинское море — Тихий океан, которая в дальнейшем использовалась в качестве базовой при решении обратной задачи гравиметрии методом сопряженных градиентов, обобщенной на случай линейных ограничений на вектор неизвестных. В результате многовариантного моделирования получена оптимальная плотностная модель земной коры и верхней мантии до глубин 250 км. Под островной дугой Волкано и ее океаническим склоном отмечается крупное разуплотнение литосферы. Раз-

уплотнение непосредственно соединяется с астеносферой и является, по-видимому, той средой, которая питает активный вулканизм дуги. Литосфера Филиппинского моря менее плотная и более тонкая, нежели океаническая. Под окраинным валом выделяется крупное разуплотнение литосферы. Астеносфера под Филиппинским морем и дугой более мощная и менее плотная, нежели океаническая. Сейсмофокальная зона выделяется в качестве аномально уплотненного наклонного слоя, окруженного по всей глубине погружения участками аномально разуплотненной мантии.

Плотностное строение тектоносферы Идзу-Марианской системы окраинное море — дуга — желоб — океан изучалось вдоль геотраверса, построенного по широтному сейсмическому профилю ГСЗ, выполненному в период совместных японо-американских исследований по проекту «Верхняя мантия» [18]. Экспедиция была проведена в 1965 г. на двух кораблях «Конап Мару» и «Вима» в рамках Программы исследований строения земной коры в Филиппинском море. В 1983 г., в период совместной гравиметрической экспедиции НПО Нефтегеофизика МинГеО СССР и ИМГиГ ДВО АН СССР на судне «Мария Савина» вдоль линии геотраверса были проведены непрерывные гравиметрические и батиметрические измерения.

Геотраверс начинается в южной части бассейна Сикоку (Филиппинское море), в районе его сочленения с Западно-Марианской котловиной (Паресе-Вела), пересекает вдоль 23° с. ш. южную оконечность островной дуги Волкано, желоб Волкано в средней его части и заканчивается в Тихом океане. Следует заметить, что южная оконечность островной дуги Волкапо географически приурочена к району слияния Западно-Марианского и Восточно-Марианского хребтов [13, 14]. В связи с этим на разрезе островной дуги, в месте ее пересечения с геотраверсом, отмечаются две вершины в рельефе дна: на 340 и 420 км профиля. Обе вершины представляют собой рудименты Западно- и Восточно-Марианских хребтов в месте их слияния в районе южной оконечности

дуги Волкано при (в целом) одновышинном характере рельефа этой дуги. Прогиб в рельефе между вершинами можно рассматривать как рудимент выклинивающегося Марианского трога.

Исследования дисперсии групповых скоростей поверхностных волн Рэля показали, что мощность литосферного слоя Филиппинской плиты аномально сокращена и в некоторых местах достигает 30 км [11, 15]. Дальнейшие более детальные исследования дисперсии скоростей поверхностных волн вдоль трасс о. Гуам — островная дуга Волкано и о. Гуам — о. Сикоку с регистрирующей станцией на о. Гуам показали, что мощность литосферы вдоль геотраверса колеблется от 50 км для котловины Сикоку до 40 км под так называемой активной морской окраиной, в нашем случае — под островной дугой Волкано [20]. Согласно этим исследованиям, мощность астеносферы в исследуемом регионе аномально повышена и составляет около 150 км. Для океанической части геотраверса строение верхней мантии взято по результатам сейсмического эксперимента Longshot-2, согласно которому на глубинах от 90 до 120 км под Северо-Западной котловиной Тихого океана (район котловины, примыкающей к Японии и Филиппинскому морю) выявляется слой пониженных скоростей сейсмических волн [12]. Скорость продольных сейсмических волн в слое составляет 8,6 км/с при скоростях 8,9 км/с в прилегающих к нему участках верхней мантии, тогда как соответствующие скорости сей-

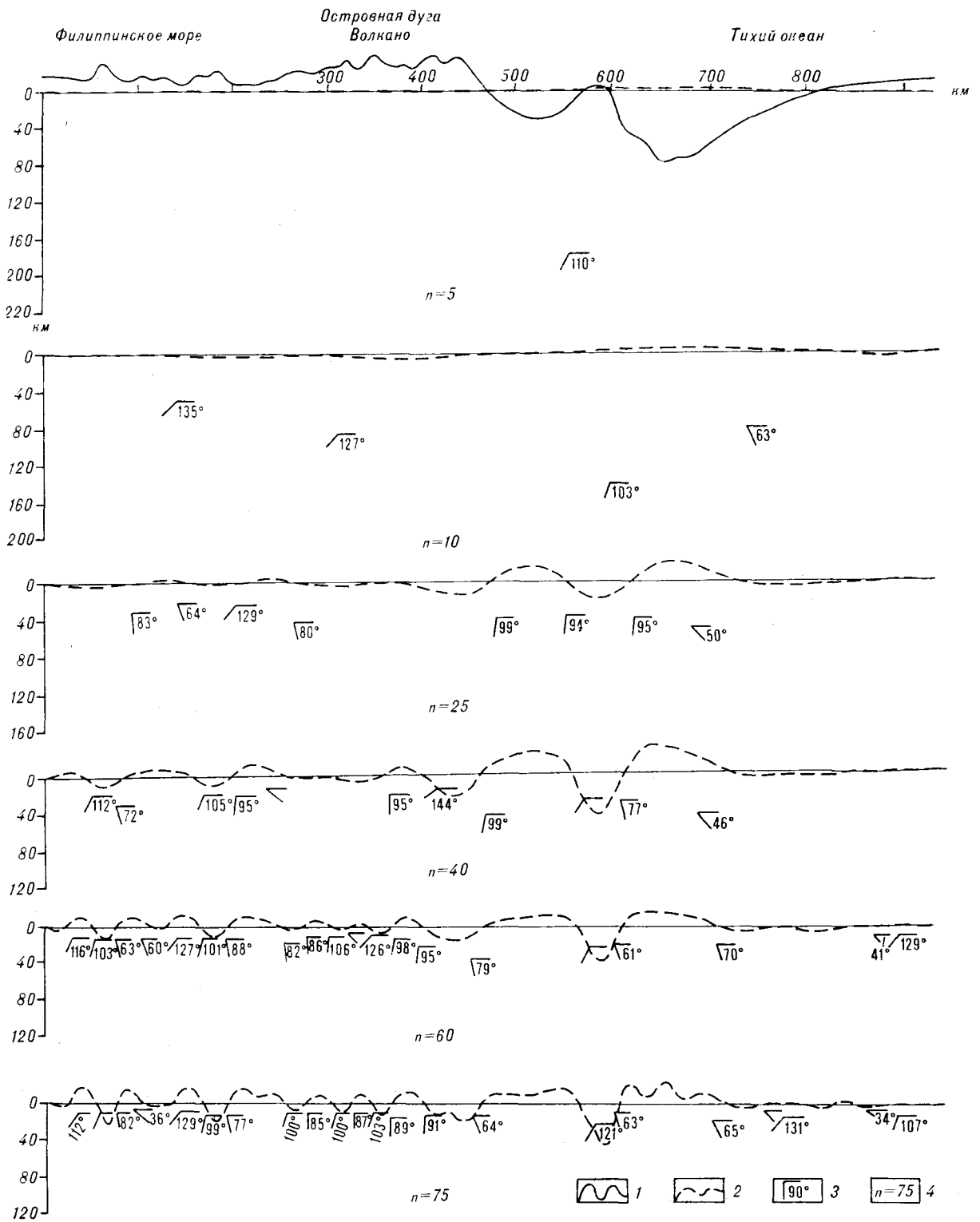


Рис. 1. Распределение плотностных контактов для различного количества гармоник разложения.

1 — кривая аномального поля; 2 — кривая второй горизонтальной производной аномального поля; 3 — угол контакта; 4 — количество гармоник разложения второй горизонтальной производной.

смических волн для Филиппинской части профиля много меньше и составляют 8,2 км/с для волновода и 8,5 км/с для прилегающих к нему участков верхней мантии [20].

Анализ сейсмичности Филиппинского моря показывает, что эпицентры очагов землетрясений в основном располагаются по периферии моря, а в пределах внутренних его частей практически отсутствуют [17]. мелкофокусная сейсмичность приурочена к океанскому склону островных дуг. Эпицентры промежуточных и глубоководных землетрясений отвечают островным вулканическим грядам и их западным склонам соответственно. Очаги землетрясений в исследуемом районе формируют так называемый сейсмофокальный слой мощностью от 50 до 80 км, погружающийся под Филиппинскую плиту под углом 40—60°. В интервале глубин от 50 до 200 км, в пределах Филиппинской части геотраверса, наблюдается резкое уменьшение плотности очагов землетрясений, что подтверждает представления о строении тектоносферы региона, приведенные выше на основе анализа дисперсии скоростей поверхностных волн Рэлея.

Совместный анализ возможных механизмов субдукции литосферной плиты (сейсмофокального слоя) в Идзу-Марианском желобе и сейсмичности показал, что наилучшее согласование последней с механизмом субдукции происходит в случае самопогружающейся под действием своего веса литосферной плиты [24].

Анализ аномального гравитационного поля вдоль геотраверса, проведенный методом Стэнли [22], показал, что подавляющее число плотностных контактов, определяемых только по гравитационному полю без привлечения каких-либо априорных сведений о строении и составе тектоносферы, располагается в верхнем ее слое мощностью до 50 км. Этим плотностным неоднородностям отвечает длины волн аномального поля от 200 км и менее (число гармоник в разложении второй горизонтальной производной поля 25 и более). На длинах волн свыше 200 км (число гармоник разложения второй горизонтальной производной поля менее 20) количество плотностных контактов резко уменьшается, причем в пределах предполагаемой мощной астеносферы под Филиппинской частью геотраверса отме-

чается всего лишь не более семи слабоконтрастных контактов (рис. 1, 2). Несмотря на грубость модельных предположений, заложенных при решении обратной гравиметрической задачи методом характерных точек по Стэнли, проведенный анализ поля подтверждает наличие под Филиппинской частью геотраверса маломощной литосферы толщиной до 50 км и мощной, до 150 км, толщиной малоплотной астеносферы. Три слабоконтрастных контакта на глубинах 150—200 км, располагающиеся под океаническим склоном дуги Волкано, относятся, по-видимому, к сейсмофокальной зоне.

На основе приведенных сейсмических и сейсмологических данных, а также косвенных материалов, их подтверждающих, построена так называемая априорная плотностная модель тектоносферы вдоль геотраверса Филиппинское море — Тихий океан (рис. 3). Априорная плотностная модель, в том виде как она представлена на рис. 3, и будет в дальнейшем, при решении обратной гравиметрической задачи, играть роль той базовой модели, относительно которой в достаточно широких пределах будет уточняться плотностная структура тектоносферы с целью поиска распределения плотностей в ней, наиболее полно удовлетворяющего наблюдаемому гравитационному полю.

Для земной коры и подкоровой части мантии плотности в априорной модели определялись по эмпирической зависимости Нейфа — Дрейка между скоростью прохождения сейсмических волн и плотностью [19]. Для глубин более 50 км априорные плотности находились по эмпирическим формулам М. П. Воларовича и др. [2] и С. С. Красовского [9], дающим для больших глубин близкие результаты. Следует заметить, что выбор той или иной зависимости плотности от скорости принципиального значения не имеет, так как в дальнейшем, при решении обратной задачи гравиметрии, оптимальные плотности уточнялись в достаточно широких пределах ($\pm 0,15 - 0,20$ кг/см³). Гравиметрические наблюдения на всем протяжении профиля (940 км) представлены в редукции Фая с погрешностью $\pm 3 - 5$ мГл. Для повышения разрешающей способности моделирования профиль наблюдений был продлен на 70 км на восток от интерпретируемой части разреза. По данным промера дна был вычислен гравитационный эффект слоя воды и исключен из наблюдаемой кривой. Обратная задача гравиметрии решалась по остаточной кривой относительно объема тектоносферы до глубины 250 км, включая земную кору.

Решение обратной задачи выполнялось на основе метода сопряженных градиентов, обоб-

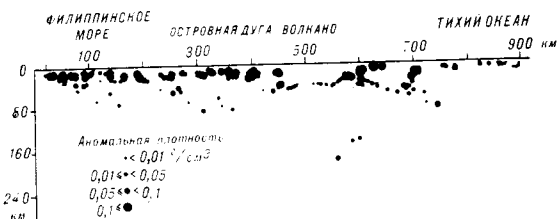


Рис. 2. Общее распределение плотностных контактов с указанием их контрастности.

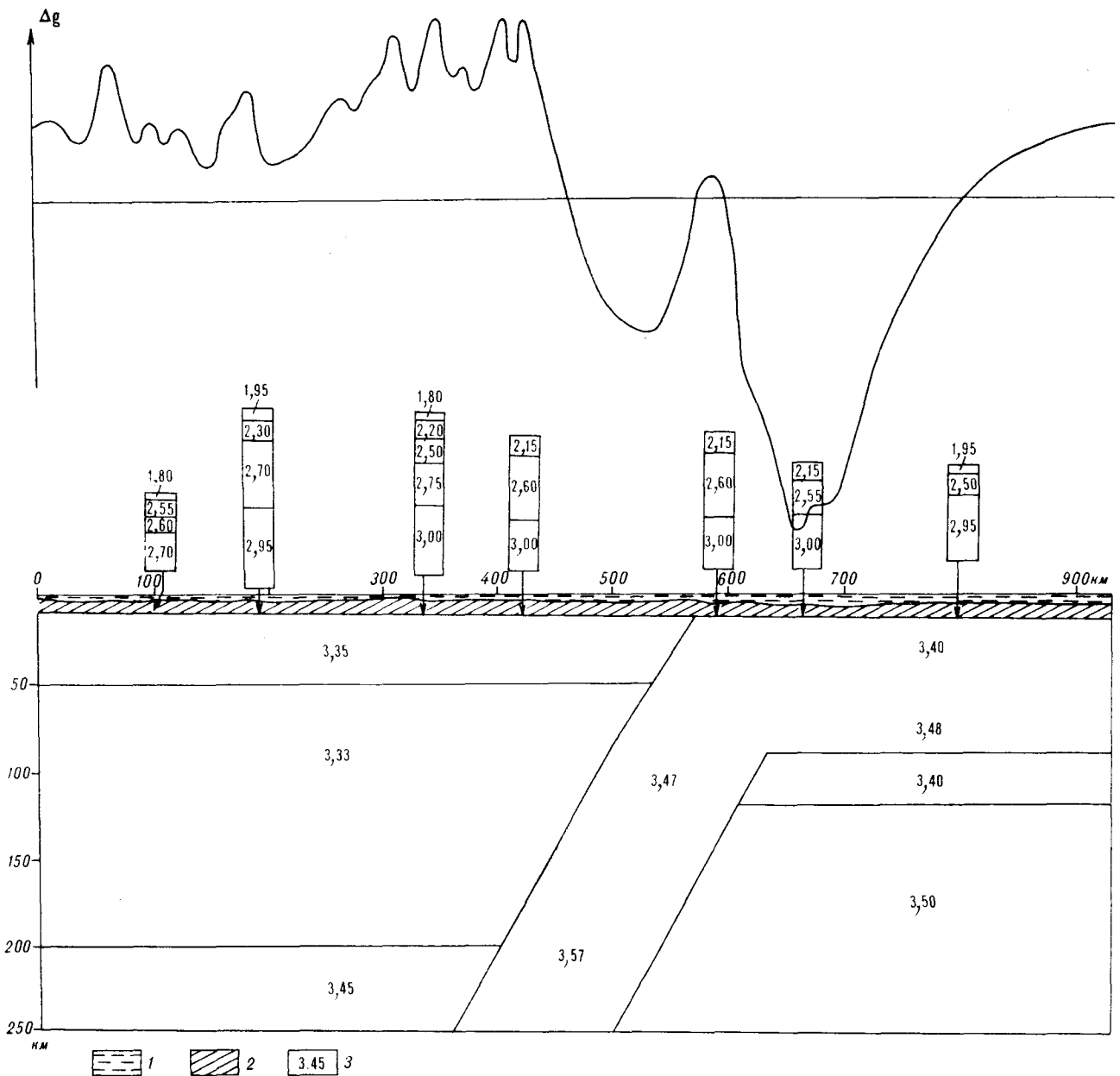


Рис. 3. Априорная плотностная модель тектоносферы. 1 — слой воды; 2 — земная кора; 3 — плотности в г/см³.

ценного на случай линейных ограничений на вектор неизвестных. Исходное поле силы тяжести представлялось в виде системы линейных уравнений с линейными ограничениями на уточняемые априорные плотности. Система решалась устойчивыми методами квадратичного программирования относительно плотностей и коэффициентов полинома, аппроксимирующего региональный фон [7]. Для решения обратной задачи априорный разрез тектоносферы разбивается вертикальными и горизонтальными сечениями на однородные горизонтальные призмы с сечением в виде трапеции (аппроксимирующие элементы разреза). Ха-

рактер расположения вертикальных сечений определяется из морфологии гравитационного поля вдоль профиля, рельефа дна и других геолого-геофизических предпосылок. Горизонтальные сечения в основном определяются уже имеющимися на априорном разрезе горизонтальными разделами, а также дополнительными сечениями, приводимыми с целью дальнейшего уточнения распределения плотности на глубине в слоях большой мощности. Земная кора в априорном разрезе разбита на 79 элементарных блоков; объем верхней мантии до глубины 250 км разбит на 94 блока (рис. 4).



0	2.27 [2.30]	2.43 [2.40]	2.37 [2.40]	2.32 [2.30]	2.45 [2.40]	2.43 [2.40]	2.33 [2.30]	2.25 [2.20]	2.19 [2.20]	2.21 [2.20]	2.45 [2.50]	2.30 [2.20]	2.25 [2.15]	2.05 [2.15]	2.20 [2.15]	2.08 [2.15]	2.20 [2.15]	2.11 [2.15]	2.05 [2.15]	2.15 [2.15]	2.16 [2.15]	2.54 [2.50]	2.48 [2.50]	2.51 [2.50]
5	2.60 [2.60]	2.58 [2.60]	2.59 [2.60]	2.63 [2.60]	2.68 [2.60]	3.01 [3.00]	2.95 [2.65]	2.88 [2.90]	2.90 [2.95]	2.70 [2.75]	2.81 [2.75]	2.62 [2.65]	2.52 [2.60]	2.69 [2.60]	2.70 [2.60]	2.50 [2.60]	2.19 [2.20]	2.17 [2.20]	2.19 [2.20]	2.19 [2.20]	2.19 [2.20]	2.19 [2.20]	2.19 [2.20]	2.19 [2.20]
10	3.00 [3.00]	2.96 [2.95]	3.03 [3.00]	3.07 [3.00]	3.07 [3.00]	2.95 [3.00]	2.95 [3.00]	2.96 [3.00]	3.04 [3.00]	3.00 [3.00]	3.00 [3.00]	3.00 [3.00]	3.00 [3.00]	3.00 [3.00]	3.00 [3.00]	3.00 [3.00]	3.00 [3.00]	3.00 [3.00]	3.00 [3.00]	3.00 [3.00]	3.00 [3.00]	3.00 [3.00]	3.00 [3.00]	3.00 [3.00]
15	3.43 [3.40]	3.43 [3.40]	3.43 [3.40]	3.40 [3.35]	3.40 [3.35]	3.39 [3.33]	3.39 [3.33]	3.38 [3.33]	3.29 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]
20	3.43 [3.40]	3.43 [3.40]	3.43 [3.40]	3.40 [3.35]	3.40 [3.35]	3.39 [3.33]	3.39 [3.33]	3.38 [3.33]	3.29 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]

50	3.43 [3.40]	3.43 [3.40]	3.40 [3.35]	3.40 [3.35]	3.39 [3.33]	3.39 [3.33]	3.38 [3.33]	3.29 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]
100	3.35 [3.30]	3.26 [3.30]	3.32 [3.30]	3.32 [3.30]	3.33 [3.30]	3.33 [3.30]	3.35 [3.30]	3.27 [3.30]	3.27 [3.30]	3.22 [3.30]	3.22 [3.30]	3.22 [3.30]	3.22 [3.30]	3.22 [3.30]	3.22 [3.30]	3.22 [3.30]	3.22 [3.30]	3.22 [3.30]	3.22 [3.30]	3.22 [3.30]	3.22 [3.30]	3.22 [3.30]	3.22 [3.30]	3.22 [3.30]
150	3.34 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.35 [3.33]	3.35 [3.33]	3.34 [3.33]	3.34 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]	3.32 [3.33]
200	3.34 [3.35]	3.34 [3.35]	3.35 [3.35]	3.35 [3.35]	3.37 [3.35]	3.37 [3.35]	3.36 [3.35]	3.36 [3.35]	3.36 [3.35]	3.36 [3.35]	3.36 [3.35]	3.36 [3.35]	3.36 [3.35]	3.36 [3.35]	3.36 [3.35]	3.36 [3.35]	3.36 [3.35]	3.36 [3.35]	3.36 [3.35]	3.36 [3.35]	3.36 [3.35]	3.36 [3.35]	3.36 [3.35]	3.36 [3.35]

Предельные ограничения на плотности внутри каждого блока, аппроксимирующего объем земной коры, устанавливались величиной $\pm 0,10$ г/см³, а для верхней мантии — $\pm (0,15 - 0,20)$ г/см³. Такие «ворота» для вариации уточняемых плотностей были выбраны в соответствии со средним разбросом точек в корреляционных зависимостях скорость сейсмических волн — плотность [3].

Используя подход, основанный на зависимости гравитационного эффекта от априорного разреза в крайней точке профиля [6], оцениваются «нормальный» модельный уровень поля и горизонтальный градиент возможного регионального фона: $-0,0713 \pm 0,0713$ мГл/км. Региональный гравитационный эффект от сконструированного априорного плотностного разреза тектоносферы оказался несогласованным с полем вдоль профиля на 207 мГл. В процессе решения обратной задачи необходимо было эту несогласованность свести к оптимальному уровню, т. е. к ± 5 мГл. Чтобы получить оптимальное решение в соответствии с критериями принципиальной схемы интерпретации, пришлось расширить предельные ограничения на горизонтальный градиент возможного регионального фона и принять его равным $-0,0713 \pm 0,1425$ мГл/км.

На рис. 5 приведена конкретная укрупненная схема моделирования, основанная на требованиях принципиальной схемы комплексной интерпретации гравиметрических съемок [6]. В результате было получено оптимальное решение: лишь в 12 из 173 блоков разреза плотности определились на предельных ограничениях, сходимость по полю составила $\pm 4,9$ мГл. Горизонтальный градиент регионального фона получился равным $-0,086$ мГл с наклоном в сторону океанического ложа, что свидетельствует об общем латеральном разуплотнении тектоносферы в сторону Тихого океана не только в пределах исследуемого объема, но и глубже.

Расчетная кривая от априорной модели лежит выше расчетной кривой до расчетной модели в среднем на 207 мГл (см. рис. 4). Из этого факта следует, что расчетная плотностная модель оказалась в целом легче априорной.

На рис. 6, 7 представлены обобщающие вышеприведенные расчеты геолого-геофизической модели земной коры (см. рис. 6) и верхней мантии (см. рис. 7) вдоль геотраверса Филиппинское море — Тихий океан. Результаты расчетов отчетливее всего просматрива-

ются из непосредственного сопоставления априорной плотностной модели (см. рис. 3) и результирующих проведенные исследования геоплотностных моделей тектоносферы (см. рис. 6,7). Рассмотрим сначала результаты моделирования верхней мантии (см. рис. 7). Вдоль всего разреза выделяется слой литосферы мощностью 50 км под Филиппинским морем и 85 км под Тихим океаном. Средняя плотность литосферы под морем составила 3,40 г/см³. Под океаном литосфера более тяжелая: средняя плотность ее составляет 3,45 г/см³.

Под островной дугой Волкано и островным склоном желоба Волкано, вплоть до его оси, выделяется крупное разуплотнение литосферы, охарактеризованное плотностью от 3,25 до 3,33 г/см³. Размеры разуплотнения составляют более 300 км вдоль профиля, а по глубине — на всю мощность литосферы. Плотность тектоносферы в разуплотнении меньше плотности астеносферы под Филиппинским морем (3,35 г/см³). Отмеченное разуплотнение предположительно можно рассматривать как выступ аномально легкой, аномально разогретой астеносферы [1] непосредственно под земную кору. Таким образом, аномальная мантия под островной дугой и островным склоном желоба подходит очень близко к поверхности. Глубина до нее составляет примерно 12—15 км.

Отдельные уплотнения с горизонтальными размерами по профилю 20—30 км и плотностью 3,37—3,42 г/см³, осложняющие выступ аномальной мантии, являются, по-видимому, рудиментами первичной Филиппинской литосферы, существовавшей до подхода сюда аномальной мантии, приведшей к деструкции литосферы под активной окраиной Филиппинского моря.

Существование приближенного к поверхности выступа аномальной астеносферы подтверждается данными об аномально повышенном здесь тепловом потоке [24], а также материалами по дисперсии сейсмических волн Рэля [20], где непосредственно под дугой, начиная с глубины 25 км, отмечались пониженные скорости. Интерпретация гравитационного поля вдоль геотраверса методом Стэнли [22] показала резкое уменьшение количества и контрастности плотностных контактов в литосфере под океаническим склоном островной дуги (см. рис. 2), что также свидетельствует о наличии здесь частично расплавленного малоплотного объема пониженной вязкости, плотностные неоднородности в котором, если

Рис. 4. Расчетная плотностная модель тектоносферы.

1 — слой воды; 2 — расчетные плотности; 3 — априорные плотности; 4 — кривая аномального поля после исключения гравитационного влияния воды; 5 — кривая расчетного гравитационного эффекта от расчетной модели; 6 — кривая гравитационного эффекта от априорной модели; 7 — расчетные плотности в г/см³: а — 3,33 [3,33], б — 3,37 [3,33], в — 3,20 [3,35], г — 3,22 [3,30], д — 3,59 [3,50], е — 3,33 [3,33], ж — 3,35 [3,35], з — 3,47 [3,52], и — 3,37 [3,40], к — 3,53 [3,58].

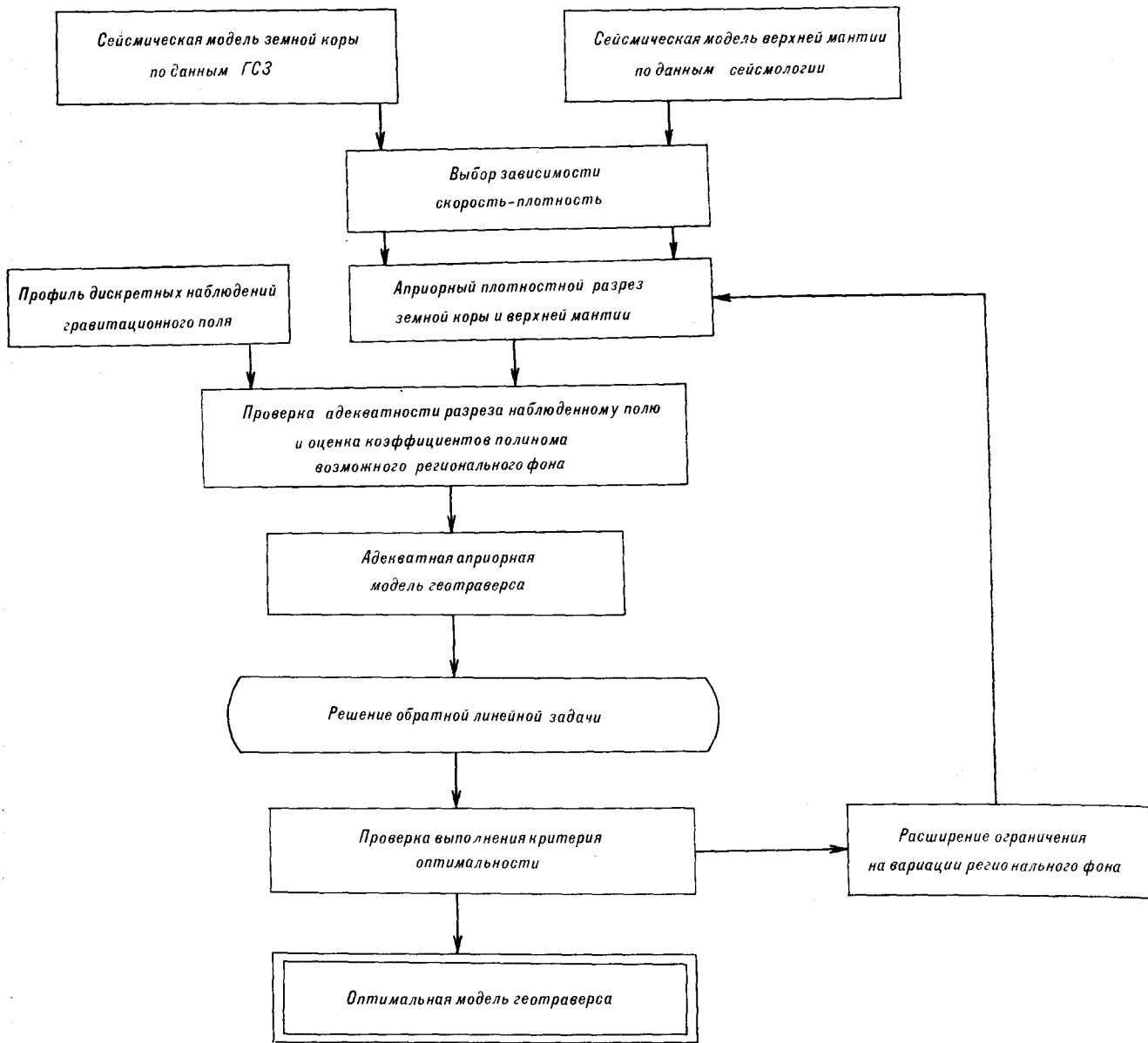


Рис. 5. Принципиальная схема решения обратной задачи.

они и существовали, то быстро «растеклись».

Вещество в аномальной мантии находится в аномально разогретом, частично подплавленном состоянии и, по-видимому, является питательной средой для многочисленных действующих и потухших вулканов, отмечаемых в пределах островной дуги. Аномально близкий подход к поверхности разуплотненной мантии под Идзу-Марианской окраинной системой обуславливает повышенные подвижность и тепловой поток, блоковое строение и большую проницаемость земной коры этого региона.

Непосредственно под окраинным океаническим валом, который здесь представлен возвышенной равниной, отделяющей Магеллано-

ву котловину Тихого океана от желоба Вулкано, выделяется компенсирующее его разуплотнение океанической литосферы размерами 60 км по горизонтали и по глубине и плотностью 3,30 г/см³. Разуплотнение в своей верхней части граничит непосредственно с земной корой и, по-видимому, каким-то образом через зону разуплотнения в нижнем слое литосферы связано с океанической астеносферой. Над разуплотнением литосферы отмечается уплотнение земной коры окраинного океанического вала (см. рис. 6, 7). Как показывают данные драгирования выходов акустического фундамента и глубоководного бурения на прилегающих к валу поднятиях Маркус-Уэйк и Магеллановом [5], фундамент вала

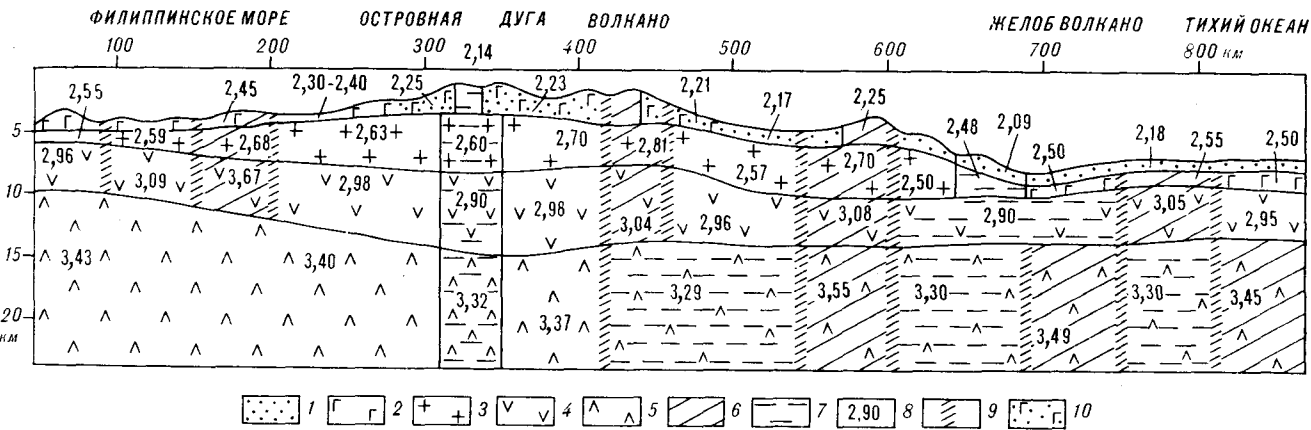


Рис. 6. Геолого-геофизическая модель земной коры.

1 — осадочный слой; 2 — вулканогенно-осадочный слой; 3 — вулканогенный слой; 4 — «базальтовый» слой; 5 — подкорковый слой верхней мантии; 6 — уплотнения; 7 — разуплотнения; 8 — плотности в г/см³; 9 — зоны глубинных разломов; 10 — осадочно-вулканогенный слой.

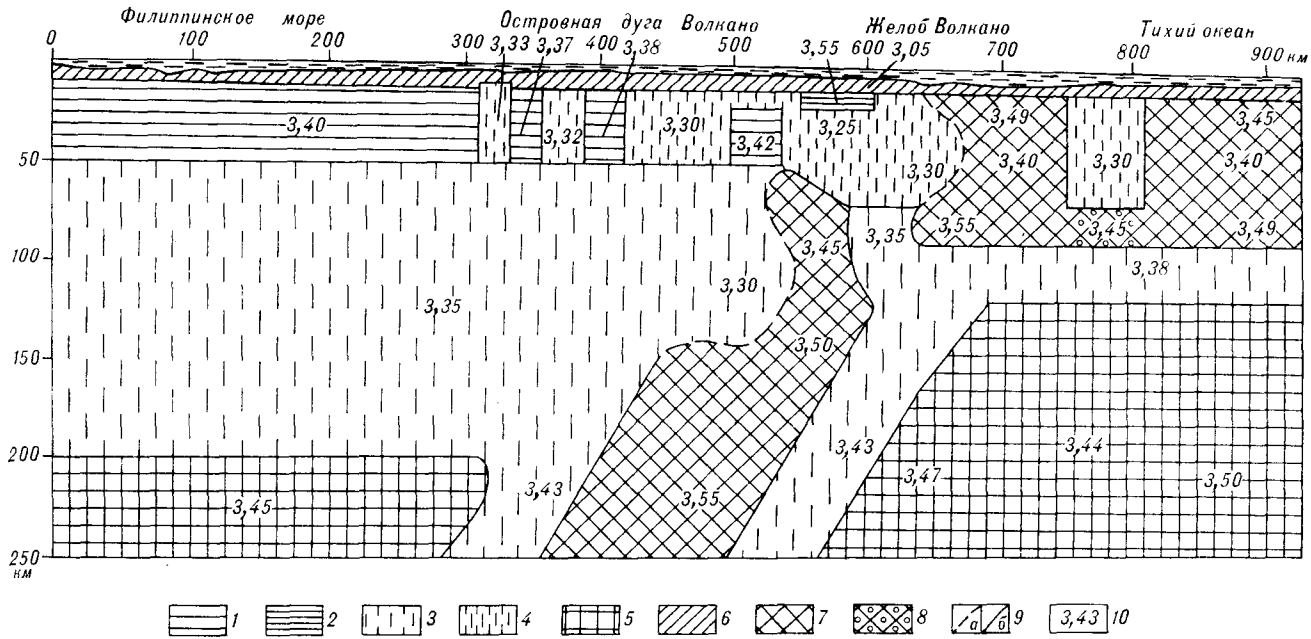


Рис. 7. Геоплотностная модель тектоносферы.

1 — слой литосферы; 2 — уплотнения в литосфере; 3 — астеносфера; 4 — разуплотнения в литосфере; 5 — подастеносферный слой; 6 — земная кора; 7 — океаническая литосфера; 8 — разуплотнение в океанической литосфере; 9 — границы модели: а — предположительные, б — уверенные; 10 — плотности в г/см³.

скорее всего представлен основными вулканами с интервалом возрастов от позднего мела до палеоцена. По-видимому, в этом интервале геологического времени на окраинном валу имела место интенсивная вулканическая деятельность, позже угасшая. Таким образом, уплотнение земной коры под окраинным валом вызвано внедрением в земную кору магматических расплавов из мантии. Очаги магмообразования были сосредоточены в пределах разуплотнения литосферы под валом и подштывались, в свою очередь, легкоплавким разогретым материалом из астеносферы.

Расчеты сторонников теории тектоники плит [23, 10] показали, что гравитационные аномалии под окраинным валом и желобом хорошо можно объяснить только гравитационным влиянием рельефа дна. Из этого следует, что структуры вала и желоба почти полностью нескомпенсированы и существуют только за счет горизонтального динамического сжатия литосферы перед зоной поддвига.

Ошибочно, как считают эти исследователи [10], интерпретировать гравитационный максимум над поднятием вала, разыскивая компенсирующее его разуплотнение на глубине

(«корень»), так как эта структура некомпенсирована и существует только до тех пор, пока имеют место напряжения сжатия в районе зоны поддвига.

Однако подъем верхней, эффективно-упругой части литосферы (первые 30—40 км) при образовании краевого вала приведет к разуплотнению мантии под ней, а также к образованию ловушки, где будет накапливаться аномально легкий мантийный материал. Так как в пределах окраинного океанического вала устанавливается вулканическая деятельность с нижнего мела по палеоцен, то, как следствие, под валом должно существовать уплотнение в коре, которое, в свою очередь, должно компенсироваться соответствующим разуплотнением в мантии под корой. Таким образом, из того, что гравитационный эффект рельефа дна окраинного вала хорошо совпадает с наблюдаемым полем, совершенно не следует, что вал есть только структура сжатия и под ним не должно быть «корня». Так, расчеты гравитационного влияния дна не учитывают гравитационного влияния уплотнения земной коры, которое должно быть скомпенсировано разуплотнением в мантии.

Из вышесказанного следует, что каково бы ни было происхождение окраинного вала, под ним должна существовать разуплотненная зона, так называемый «корень».

Под Филиппинским морем и островной дугой Волкано отмечается мощная (до 150 км) астеносфера средней плотностью $3,35 \text{ г/см}^3$. Под океанической частью профиля астеносфера значительно менее выражена. Мощность ее составляет 30—40 км при плотности $3,35—3,38 \text{ г/см}^3$. Астеносферные слои как с океанической, так и с морской части профиля подстилаются более плотным слоем мезосферы со средней плотностью $3,47$ и $3,45 \text{ г/см}^3$ соответственно.

Сейсмофокальная зона (погружающаяся литосферная плита) выделяется в виде наклонного уплотненного слоя с плотностью, растущей с глубиной от $3,45$ до $3,55 \text{ г/см}^3$. Эта зона по всей глубине погружения окружена относительно разуплотненными объемами мантии с плотностью $3,43 \text{ г/см}^3$, пространственно связанными с соответствующими астеносферными слоями модели. Если трактовать сейсмофокальную зону как погружающуюся литосферную плиту, то в месте ее излома (600 км профиля) отмечается разуплотнение последней с плотностью $3,30—3,35 \text{ г/см}^3$. По-видимому, восходящие из нижних этажей мантии потоки легкого разогретого вещества не только питают астеносферные слои и поддерживают в наклонном положении погружающуюся литосферную плиту [4, 8], но и способны проплавить плиту в месте ее излома под островным

склоном желоба (см. рис. 7). Над сейсмофокальной зоной на глубинах от 140 до 15 км от поверхности, по аномально малым для соответствующих глубин плотностям ($3,30 \text{ г/см}^3$) можно приблизительно наметить области скопления очагов магмообразования, проецирующиеся в плане под островную дугу. Вещество в этих резервуарах, очевидно, находится в частично расплавленном состоянии. Этим и обеспечиваются аномально низкие плотности. Из выделенных очагов магма периодически по каналам поставляется наверх под островную гряду Волкано, обуславливая активный вулканизм этой области.

В априорной модели наиболее гипотетичным является наличие наклонного уплотненного слоя, совпадающего с сейсмофокальной зоной. Показано, что если в априорном разрезе эту зону задать с той же плотностью, какую имеет и вмещающая ее мантия, то в решении обратной задачи все равно получим уплотненный (правда, менее контрастный) слой, совпадающий с сейсмофокальной зоной. На рис. 6 представлена результирующая геолого-геофизическая модель земной коры и подстилающей ее верхней мантии (до глубины 20 км). Земная кора вдоль геотраверса охарактеризована сложным слоисто-блоковым строением. По резким латеральным скачкам плотности устанавливаются субвертикальные коровые и коромантийные разломы. Часть из них выделяется и по сейсмическим данным [4]. Так, глубинный разлом, отделяющий геантиклинальное поднятие островной дуги Волкано от плиты Сяоку, по нашим расчетам представляет собой разломную зону шириной до 40 км. Вдоль этой ослабленной зоны, по-видимому, происходило внедрение в земную кору высокоплотных пород аномальной мантии.

Как уже отмечалось, под островной дугой и островным склоном желоба аномально разогретая и разуплотненная мантия подходит непосредственно под земную кору, питая многочисленные вулкансы этой области. Магма, поднимаясь по каналам от аномальной мантии через земную кору и метаморфизуя близлежащие участки земной коры, создает уплотнения в последней на всю ее мощность. Такие уплотнения отмечаются на 430, 580, 800 км профиля (см. рис. 6). Непосредственно под желобом выделяется крупное (более 100 км вдоль профиля) разуплотнение «базальтового» слоя земной коры. Это разуплотнение связано, по-видимому, с разогревом «базальтового» слоя от подступающей к нему аномальной мантии.

Исходя из вышеописанной плотностной структуры, историю геологического развития региона, пересекаемого геотраверсом тектоно-

сферы (см. рис. 6, 7), можно представить следующим образом: в палеогеновое время под восточные районы ныне существующего Филиппинского бассейна — под котловины Сикоку, Западно-Марианскую и под Идзу-Марианскую систему дуга — желоб — океан, от границы ядро — мантия подступили большие объемы аномально разогретого легкого мантийного вещества. Последнее привело к сокращению мощности и уменьшению плотности литосферы под котловинами, а под островной дугой и островным склоном желоба поток легкого разогретого вещества почти полностью вытеснил нормальную мантию из литосферы, и астеносферная линза (аномальная мантия) подступила непосредственно к подошве земной коры. В связи с этим на рубеже позднего палеогена — раннего миоцена началось погружение океанической литосферы в аномальную мантию и примерно в то же время заложилась Идзу-Марианская складчато-блоковая система, окончательно оформившаяся в современном ее виде к плиоцену [4]. Так как возраст котловин Сикоку и Западно-Марианской не старше палеогена, а возраст океанической плиты в прилегающих к желобу районах юрско-меловой, то в тылу Идзу-Марианского геантиклинального поднятия предполагают наличие центров расширения, связываемых с подводным хребтом Ян-Кипан и Марианским трогом [16]. В пределах этих зон, начиная с палеогена, в условиях растяжения формируется новая кора. Область погружения океанической литосферы находилась ранее

(в домиоценовое время) на 250 км западнее перед Западно-Марианской дугой (в начале астеносферной линзы), вулканизм в пределах разрастания коры в котловинах Филиппинского моря, зона погружения перемещалась на восток до тех пор, пока не достигла нынешнего положения (края астеносферной линзы).

Восходящий от границы ядро — мантия поток легкого разогретого вещества питает не только астеносферу и аномальную мантию активной Филиппинской окраины, но и поддерживает (с океанической стороны) в наклонном положении погружающуюся океаническую плиту. В месте изгиба литосферы, в районе ее поддвига, где напряжения превышают критические, возникает раскол литосферы, куда с океанической стороны внедряется аномально разогретый поток легкого мантийного вещества, который также подпитывает аномальную мантию.

Сокращение мощности литосферы под котловинами Сикоку и Западно-Марианской за счет подхода аномальной мантии и увеличения мощности астеносферы обусловило относительно приподнятый по отношению к океаническому средний уровень дна в этих котловинах (примерно на 1 км). Наличие мощной, относительно малоплотной астеносферы под котловинами, и особенно под островной дугой и ее океаническим склоном, обеспечивает высокую тектоническую активность этих регионов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Артюшков Е. В. Геодинамика.— М.: Наука, 1979.
2. Волярович М. П., Курские А. К. и др. О связи между скоростью распространения продольных волн и плотностью горных пород при высоких всесторонних давлениях // Физика Земли.— 1967.— № 5.
3. Гайнанов А. Г., Павлов Ю. А. и др. Аномальные гравитационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана.— Новосибирск: Наука, 1974.
4. Гнибиденко Г. С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока.— М.: Наука, 1979.
5. Гнибиденко Г. С., Аносов Г. И. и др. Тектоника северо-западной части Тихого океана.— М.: Наука, 1983.
6. Исаев В. И. Принципиальная схема комплексной интерпретации гравиметрических съемок на примере профиля Средние Лангары — Мухто (Северный Сахалин) // Тихоокеан. геология.— 1983.— № 1.
7. Косыгин В. Ю., Исаев В. И. Оптимальная плотностная структура верхней мантии вдоль геотранверса Японии — возвышенность Шатского — Императорские горы // Там же, 1983.— № 5.
8. Красный М. Л., Косыгин В. Ю., Исаев В. И. Оптимальная плотностная модель земной коры и верхней мантии вдоль геотранверса Камчатка — Тихий океан // Там же, 1985.— № 1.
9. Красовский С. С. Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле.— Киев: Наук. думка, 1981.
10. Ушаков С. А., Галушкин Ю. И. Физика Земли. Т. 4. Литосфера Земли.— М.: ВИНТИ, 1979.
11. Abe K., Kanamori H. Upper mantle structure of the Philippine Sea // Island arc and ocean.— Tokyo: Tokai University Press, 1970.
12. Asada T., Shimamura H. Long-range refraction experiments in deep ocean // Tectonophys.— 1979.— V. 56.
13. Bathymetric atlas of the North Pacific Ocean. Compiled scripps inst. Oceanogr.— Washington, U. S. Naval Oceanogr. Office, 1973.
14. General bathymetric chart of the Oceans (GEBCO). Published by the Canadian hydrographic service.— Ottawa, 1984.

15. *Kanamori H., Abe K.* Deep structure of island arcs as revealed by surface waves // *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*—1968.— V. 46.
16. *Karig D. E.* Structural history of the Mariana island arc system // *Geol. Soc. Amer. Bull.*—1974.— V. 82, N 2.
17. *Katsumata M., Sykes L. R.* Seismicity and Tectonics of the Western Pacific: Izu — Mariana — Caroline and Ryukyu — Taiwan Regions // *J. Geophys. Res.*—1969.— V. 74, N 25.
18. *Murauchi S., Den N. et al.* Crustal studies of the Philippine Sea // *Ibid.*—1968.— V. 73, N 10.
19. *Nafe J. E., Drake C. L.* Variation with depth in shallow and deep water marine sediments of porosity, density and the velocities of compressional and shear waves // *Geophysics.*—1957.— N 22.
20. *Seekins L. C., Teng T.* Lateral variations in the structure of the Philippine Sea plate // *J. Geophys. Res.*—1977.— V. 82, N 2.
21. *Sclater J. G., Karig D. et al.* Heat flow depth and crustal thickness of the marginal basins of the south Philippine Sea // *Ibid.*—1976.— V. 81, N 2.
22. *Stanley J. M.* Simplified gravity interpretation by gradients — the geological contact // *Geophysics.*—1977.— V. 42, N 6.
23. *Watts A. B., Talwani M.* Gravity anomalies seaward of deep sea trenches and their tectonic implications // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*—1974.— V. 36.
24. *Wu F. T.* The Philippine Sea plate: a “sinking towel”? // *Tectonophys.*—1972.— V. 14, N 2.

ИМГиГ ДВО АН СССР
Новоалександровск

Поступила в редакцию
8 января 1988 г.

УДК 551.242.21 : 553.078

*М. Кимура, С. Уеда, Ю. Като, Т. Танака, М. Яmano, Х. Сакаи,
Т. Гамо, Ю. Нака, М. Андо, Ш. Като**

**АКТИВНЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ХОЛМЫ
В ЗАДУГОВОМ БАССЕЙНЕ ТРОГА ОКИНАВА**

(Рюкю, Япония)

В 1984, 1986 гг. с погружаемого аппарата «Синкай-2000» изучен активный гидротермальный источник в трого Окинава. Это первая находка объектов типа черных курильщиков в задуговом бассейне. Источник приурочен к кратеру вулкана Нацусима, расположенному в осевой рифтовой долине. Измерена

температура источника, определен состав материала, слагающего гидротермальный холм. В отличие от высокотемпературных гидротермальных систем срединно-океанических хребтов изученный источник отнесен к низкотемпературному типу.

В сентябре 1974 г. и в июле 1986 г. с погружаемого аппарата «Синкай-2000», принадлежащего Японскому морскому научному и технологическому центру, проводились первые визуальные наблюдения активных гидротермальных источников в обстановке задугового бассейна. Холмы гидротермального происхождения и связанные с ними расщелины были открыты в вершинном кратере небольшого вулкана (Нацусима 84-1), расположенного в осевой рифтовой долине средней части трого Окинава (рис. 1 и ст. 231-А-3 на рис. 2). Ранее подобные явления, феномен черных курильщиков, наблюдался только вдоль Тихоокеанского и Атлантического срединно-океанических хребтов [2, 3, 6, 7, 14, 15, 17]. Однако предполагалось, что активные гидротермальные системы существуют и в задуговых бассейнах, так как процессы спрединга в них явно сходны с процессами в срединно-океанических хребтах. Это подтверждалось экстремально высоким и локально варьирующим тепловым потоком в активном Марианском трого. Также сообщалось о находках гидротермальных полиметаллических сульфидов в Северо-Фиджийском задуговом бассейне [19], фрагменты отмершего жерла, типа черного курильщика, недавно драгированы в бассейне Лау [5], а неактивные гидротермальные расщелины и

характерное сообщество организмов найдены в бассейне Манус [1].

Современные исследования [8, 10, 12, 16] подтверждают представление о том, что трог

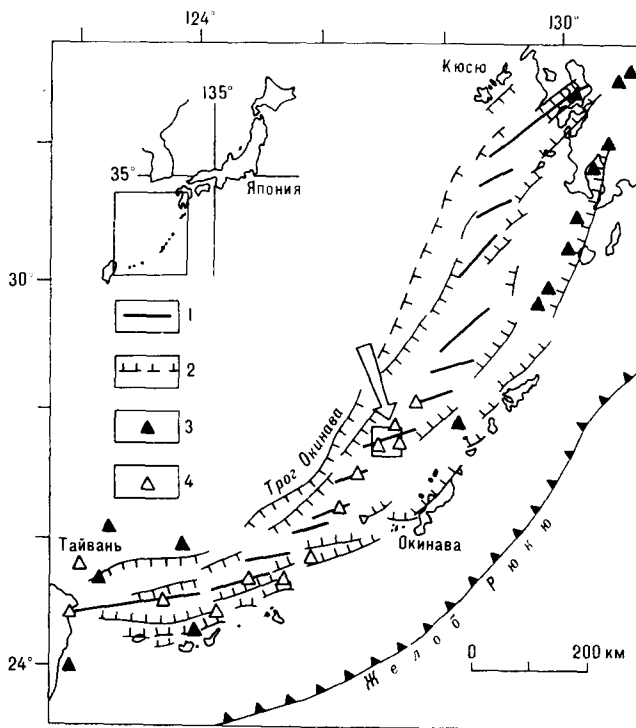


Рис. 1. Местоположение активного гидротермального поля (стрелка) в трого Окинава.

1 — Центральная часть рифта; 2 — сбросы. Прерывистые линии — зарождающиеся сбросы; штрихи ориентированы в сторону опущенной части сброса; 3 — вулканы, активность которых проявлялась в историческое время; 4 — вероятно активные вулканы (большинство из них подводные). Тектоническая основа взята из [11].

* М. Кимура, Ю. Като — университет, Рюкю; С. Уеда, М. Яmano — Институт по изучению землетрясений при Токийском университете; Т. Танака, Ю. Нака, Ш. Като — Японский морской научный и технологический центр, Иокосука; Х. Сакаи, Т. Гамо — Институт по изучению океана при Токийском университете; М. Андо — Институт по изучению предотвращения стихийных бедствий при университете в Киото.

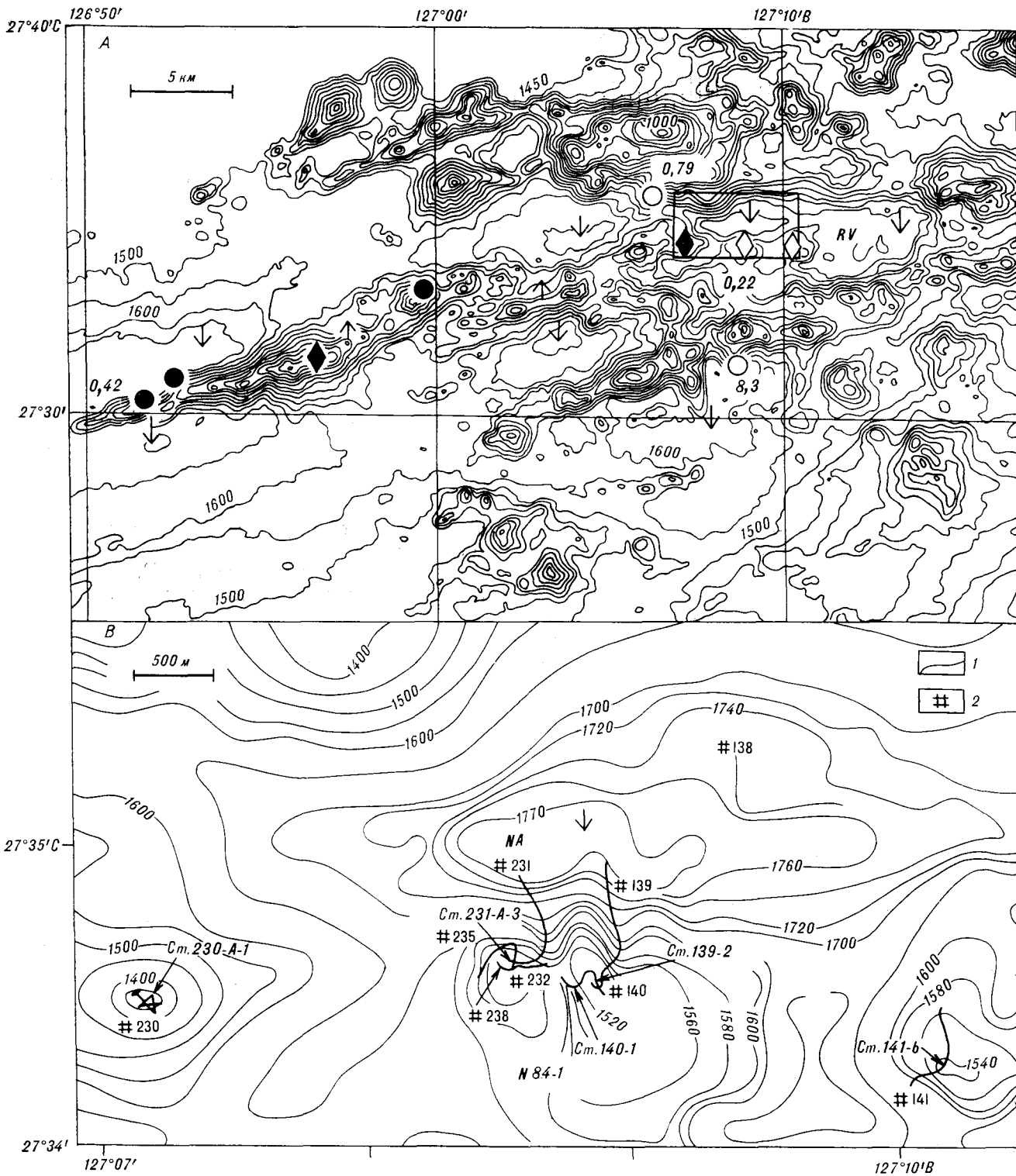


Рис. 2. А — Батиметрическая карта в окрестностях гидротермального поля, построенная отделом гидрографии Агентства по морской безопасности Японии. Сечение изобат через 50 м. Местоположение карты показано на рис. 1. Калий-аргоновый возраст пород — в миллионах лет. Ромбы — породы, изученные с «Синкай-2000»; кружки — участки драгирования [11, 12, 16]. Черные ромбы и кружки — базальты, пустотелые ромбы и кружки — кислые породы. RV — рифтовая долина. В — детальная карта участка, показанного на карте А прямоугольником. NA — Накусима 84, N84-1 — Накусима 84-1. Показаны станции, на которых подняты породы. Состав пород приведен в таблице. 1 — пути следования погруженного аппарата «Синкай-2000»; 2 — места погружения аппарата при съемках 1984 и 1986 гг.

Химический состав пород (в мас. %), поднятых с холма Нацусима 84-1 и соседних с ним холмов

Компонент	Ст. 230-A-1 Базальты	Ст. 139-2 Андезиты	Ст. 140-1 Песча	Ст. 141-b Осадки	Ст. 231-A-3 Породы, слагающие подводящие горы
SiO ₂	49,45	70,57	67,05	52,44	29,26
TiO ₂	0,99	0,30	0,37	0,30	0,00
Al ₂ O ₃	16,35	13,37	13,29	6,78	0,15
Fe ₂ O ₃	2,63	1,31	1,33	19,24	40,57
FeO	6,77	1,45	1,71	0,68	0,38
MnO	0,16	0,10	0,08	1,36	1,96
MgO	9,1	0,70	1,03	2,14	1,11
CaO	11,66	1,10	2,49	1,88	0,31
Na ₂ O	2,37	4,85	5,42	3,27	3,05
K ₂ O	0,49	2,51	2,42	2,42	0,45
P ₂ O ₅	0,16	0,07	0,06	0,20	0,54
H ₂ O(+)	0,62	2,45	4,59	6,34	13,10
H ₂ O(-)	0,05	0,15	0,09	3,43	7,59
С у м м а ...	100,84	98,93	99,93	99,48	98,47
S	170	100	480	420	680
Cl	3200	2600	16 400	12 900	27 900
Rb	—	77	94	59	—
Sr	250	110	120	160	170
Ba	—	320	290	340	210
Zr	50	200	180	84	—
Ga	32	—	22	16	—
Co	32	—	—	—	—
Ni	64	6	19	45	—
Cu	10	—	—	—	—
Zn	54	33	28	34	—
As	—	—	—	33	300
Mo	—	—	—	—	96
Ge	—	—	—	—	20
Br	—	28	65	85	140

Примечание. Влажные образцы с соленой морской водой в трогах были высушены при комнатной температуре и из них извлечены Na, Cl и Br, содержащиеся в морской воде. Главные элементы, за исключением Ti, Mn и P, проанализированы обычными методами. Другие элементы определены рентгенофлуоресцентным анализом. H₂O(+), Со и органические остатки определены путем потери веса при нагревании до 1000 °С. Потеря воды при 105 °С показана как H₂O(-). Точность определений для большинства главных элементов составляет около 10 ppm. Химический состав определен Е. Изава и Е. Накае.

Окинава (см. рис. 1) является активным задуговым бассейном, формирующимся в условиях растяжения, но процессы в нем еще не достигли стадии океанического спрединга. Земная кора под трогом Окинава относится к континентальному типу [8]. Вулканы, включая Нацусима 84-1, в осевой рифтовой долине представлены очень молодыми риолитами, дацитами, дацитовыми андезитами и базальтами (см. рис. 2 и таблицу). Эта бимодальная ассоциация вулканитов позволяет предполагать, что мы имеем дело с начальными стадиями задугового спрединга [9, 13]. Экстремальные значения теп-

лового потока, равные 1600 мВт/м², были измерены в небольшой котловине, соседней с вулканом Нацусима 84-1 (см. NA на рис. 2) [20].

В сентябре 1984 г. во время съемки с аппарата «Синкай-2000» установлено, что в расщелине на вершине вулкана Нацусима 84-1 (см. ст. 139-2 на рис. 2), фундамент которого сложен риолитами и кислыми андезитами (см. таблицу) [18], вода на 0,7 °С теплее, чем окружающая водная масса. Расщелина населена такими бентосными организмами, как гигантские губки, креветки, морские звезды и др. Гидротермальные источники к этому времени еще не были известны. Однако позднее с помощью фотоснимков были идентифицированы объекты, сходные с неактивными кратерами, которые сопровождаются гидротермальными источниками. Во время съемки на НИС «Такио» с июня по ноябрь 1984 г. Т. Катсура и др. [10] сфотографировали колонии зеркальных губок, морских анемонов, белых крабов и других бентосных организмов на андезитовом гребне в осевой части южной половины трога Окинава.

4 июля 1986 г. на холме и ассоциирующей с ним активной трещине микровулкана Нацусима 84-1 (см. ст. 231-A-3 на рис. 2; 27°34,4' с. ш., 127°08,6' в. д., глубина 1540 м), расположенном в нескольких сотнях метров западнее ст. 139-2 съемки 1984 г., установлено излияние «мерцающей» воды. Последующие исследования показали, что высота гидротермальной постройки составляет 5—6 м, ширина основания — 20—30 м. Часть небольших пиков и гребней холма была покрыта желтыми осадками. Остальная часть постройки покрыта тонким слоем темного зеленовато-коричневого вещества, под которым просматриваются те же отложения желтого цвета. Вокруг основного холма располагаются более мелкие также гидротермального происхождения. Максимальная температура внутри источника, измеренная 40-сантиметровым зондом, составляла 52 °С, в то время как температура «мерцающей» воды около 6 °С, или на 2—3 °С выше окружающей водной массы. В трех метрах от основания горы в нормальных осадках был измерен геотермический градиент. Тепловой поток, рассчитанный по этому градиенту, равен 10—15 Вт/м².

Более высокое содержание метана (около 200 мсг/кг) по сравнению с нормальными придонными водами, более высокое отношение ³He/⁴He (более 1,25) водных эманаций источника показывают, что они имеют магматическое происхождение [4]. Рентгеновские и химические анализы желтого материала, формирующего гидротермальный холм, свидетельствуют о том, что главными его составляющи-

ми являются аморфный кремнезем и гидроокисное железо (см. таблицу).

Темный зеленовато-коричневый материал состоит из конронита и окислов марганца. Предварительные анализы показывают, что частицы темного цвета обогащены Mn (бернесита до 43 %) и Mo (до 0,4 %). Низкое содержание Ni, Cu и Zn указывает, что химический состав материала гидротермальной постройки отличается от состава аналогичных объектов срединно-океанических хребтов, что, возможно, отражает различия в составе вещества коры в хребтах и в средней части трого Окинава. Небольшое скопление характерных организмов было обнаружено и вблизи активного источника на ст. 231-А-3. В заключение отметим, что активные гидротермальные системы, от-

крытые в трого Окинава, принадлежат к низкотемпературному типу, который отличается от высокотемпературных систем типа черных курильщиков.

Мы благодарим Х. Хотта, Н. Накамура, Дж. Исибаси, Н. Саги, М. Джосима, Д. Е. Карига, Л. Д. Калма, Т. Оомори и К. Каваи за обсуждение материалов по системам гидротермальных источников, С. Касага, К. Каваи за обработку материалов SEA BEAM Гидрографического отдела Японии, Т. Хига, Т. Оно, А. Осиды и К. Кененага за сбор различных данных и офицеров экипажа «Синкай-2000» и вспомогательного судна «Нацусима» А. Ямада и С. Данно, а также других за помощь в работе.

Перевел с английского И. К. Туезов (ИТиГ ДВО АН СССР)

ЛИТЕРАТУРА

1. *Both R. et al* // EOS.— 1986.— V. 67.
2. *Chase R. L. et al.* // Nature.— 1984.— V. 226.
3. *Francheteau J. et al.* // Ibid.— 1979.— V. 277.
4. *Gamo T. et al.* // Proc. "SHINKAI-2000" Study Symp., Yokosuka, Japan (JAMSTEC, in Japanese, in the press).
5. *Hawkins J.* // EOS.— 1986.— V. 67.
6. *Hekinian R., Fevier M. et al.* // Science.— 1980.— V. 207.
7. *Robert M., Anderson R. N., Uyeda S.* // EOS.— 1979.— V. 60.
8. *Japanese DELP Research Group on Back-arc Basins* // Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. of Tokyo.— 1986.— V. 61.
9. *Karig D. E.* // Amer. Rev. Earth Planet. Sci.— 1974.— V. 2.
10. *Katsura T. et al.* // Rep. Hydrgr. Res.— 1986.— N 24.
11. *Kimura M.* // Marine and Petroleum Geology.— 1985.— V. 2.
12. *Kimura M. et al.* // Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. of Tokyo.— 1986.— V. 61.
13. *Konda T.* // Jour. Geol. Soc. Japan.— 1984.— V. 80.
14. *Normark W. R. et al.* // Mar. Technol. Soc. Journ.— 1982.— V. 16.
15. *Rona P. A., Klinkhammer G. et al.* // Nature.— 1986.— V. 324.
16. *Sibuet J.-C. et al.* // Journ. Geophys. Res. (submitted).
17. *Spies E. N. et al.* // Science.— 1980.— V. 207.
18. *Uyeda S. et al.* // Tech. Rep. JAMSTEC, Spec. Issue.— 1985.— V. 16.
19. *Von Stackelberg U. Z.* Shipboard Scientific Party of Sonne, Program and Abstracts of Papers.— Circum-Pacific Conference, Singapore, 1986.
20. *Yamano M., Uyeda S. et al.* // Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. of Tokyo.— 1986.— V. 61.

Т. И. Фролова, Д. Бейли, И. А. Бурикова, С. И. Дриль

О ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ОБЩНОСТИ НИЗКОКРЕМНЕЗЕМИСТЫХ ОЛИВИН-АНОРТИТОВЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Изучен химический состав пород и минералов алливалитовых включений и вмещающих вулканитов Менделеева, Заварицкого, Ксудач Курильской островной дуги. Результаты совместного анализа содержаний главных, малых и редкоземельных элементов, изотоп-

Устойчивая ассоциация высокоглиноземистых вулканических пород с низкокремнеземистыми анортитсодержащими включениями, широко развитая на островных дугах, достаточно подробно описана в советских и зарубежных работах, однако до сих пор не достигнуто единое представление об их генезисе [1—3, 6, 11, 13, 14, 16—18]. Одни рассматривают включения как продукты протокристаллизации базальтовой магмы, другие — как ксенолиты, захваченные в области магмообразования или в фундаменте вулкана [4, 7, 12], третьи — как рститы от парциального плавления [19]. Очевидно, что понимание генезиса включений будет способствовать решению более крупной проблемы происхождения вулканических ассоциаций островных дуг. При исследовании включений неизменно возникает ряд вопросов, ответы на которые пока неоднозначны. Существует ли и в чем заключается генетическая общность между включениями и вмещающими породами? Где, в каких условиях формировались включения и какие изменения претерпели они после своего образования? Существуют ли в коренном залегании породы, аналогичные включениям, и какова обстановка их формирования?

Данная работа посвящена первому вопросу: генетической общности включений и вмещающих пород, изучавшихся на примере трех серий — вулкана Менделеева на о. Кунашир, вулкана Заварицкого на о. Симушир и вулкана Ксудач на Южной Камчатке [10]. Все они относятся к типу низкокальциевых высокоглиноземистых серий нормальной щелочности, образуют сложностроенные долгоживущие стратовулканы телескопированного строения, прошедшие кальдерную стадию развития. В их эволюции реконструируется несколько циклов.

ного состава стронция в этих объектах показывают их генетическое родство в пределах каждой вулканической постройки. Включения являются результатом кумуляции высокотемпературных фаз из исходного для вулканитов расплава.

Продукты последних представлены дифференцированными породами с обильной пирокластикой и экструзивными куполами, образование которых завершает циклы. Массовый вынос включений связан с поздними, взрывными этапами вулканической деятельности и наиболее обилён в андезитовой пирокластике. Низкокремнеземистые оливин-анортитовые включения (алливалиты) встречаются обычно в ассоциации с включениями анортозитов, эвкритов, троктолитов, оливиновых и двупироксеновых габбро, реже гранодиоритов, диоритов и плагиогранитов, относящихся к единой генетической серии пород, в которой резко преобладают основные члены [2]. Базальтовое стекло часто образует внешнюю оболочку этих включений, определяя их внешние контуры. Структура включений варьирует от полнокристаллической до порфирированной, участками со стеклом в интерстициальной массе. Основное внимание в статье уделяется сравнению минерального и химического состава включений и вмещающих пород.

Минеральные парагенезисы включений, наиболее подробно изучавшиеся авторами статьи [2], имеют составы, очень близкие вмещающим породам, особенно базальтам и андезитобазальтам. Главными минералами являются плагиоклаз, оливин, клинопироксен и титаномagnetит, в андезитобазальтах довольно широко развит ортопироксен. Количественные соотношения минералов широко варьируют как во включениях, так и во вмещающих породах. При однообразии минеральных фаз имеется ряд региональных особенностей, которые меняются от вулкана к вулкану.

Плагиоклаз — наиболее распространен во включениях, образуя идеальные кристаллы в пегматоидных структурах либо изометричные

Средний состав плагиоклаза во включениях и вмещающих породах, мас. %

Компонент	Вулкан Менделеева				Вулкан Заварицкого					Вулкан Ксудач				
	Включения	АБ			Включения		АБ			Включения		АБ		
		I генерации	II генерации	Микролиты	Ядро	Край	Ксенокристы	I генерации	II генерации	Ядро	Край	I генерации	II генерации	Микролиты
SiO ₂	44,68	44,40	49,97	54,48	44,70	45,44	45,23	48,82	51,80	44,17	47,45	44,24	49,38	53,41
TiO ₂	0,02	0,01	0,01	0,07	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02	0,07	0,08
Al ₂ O ₃	36,24	34,96	30,12	28,12	34,66	34,41	34,97	31,99	29,74	34,71	31,89	34,71	30,68	28,12
ΣFeO	0,56	0,63	1,28	1,17	0,64	0,67	0,60	0,92	0,95	0,58	0,95	0,59	1,07	1,05
MnO	0,01	—	—	0,03	0,02	0,02	—	—	—	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02
MgO	0,04	0,04	0,21	0,21	0,11	0,12	0,21	0,20	0,19	0,10	0,21	0,09	0,25	0,10
CaO	18,67	19,13	14,63	12,13	16,99	18,03	18,72	16,30	13,50	18,70	1,44	18,59	15,04	11,38
Na ₂ O	0,68	0,70	2,95	4,27	0,77	0,99	0,76	2,36	3,55	0,63	2,08	0,67	2,79	4,68
K ₂ O	0,01	0,01	0,04	0,06	0,03	0,03	0,03	0,03	0,05	0,02	0,04	0,02	0,07	0,29
Σ	100,91	99,88	99,21	100,54	97,96	99,73	100,54	100,64	99,8	98,96	99,12	98,95	99,37	99,13
An	93,7	90,7	73,1	60,9	92,5	90,9	93,5	79	67	93,9	80,3	90	73	56,3
Ab	6,3	9,2	26,7	38,8	7,5	9,1	6,5	21	33	6,0	19,5	9,8	27	41,9
Or	0,1	0,1	0,2	0,3	—	—	—	—	—	0,1	0,2	0,2	—	1,8
n	12	3	2	2	3	4	3	6	7	12	4	6	6	2

Примечание. АБ — андезитобазальты, An — анортит, Ab — альбит, Or — ортоклаз, n — количество анализов.

ксеноморфные зерна. Плагиоклазы полисинтетически сдвойникованы, причем блочное угасание, изгибы и смещения двойников, изогнутость границ зерен, а местами и оскольчатая их форма свидетельствуют о значительных механических нагрузках. Наличие дефектных зон подчеркивается цепочками газовой-жидких включений. Состав плагиоклаза (табл. 1) варьирует от одного вулкана к другому: на вулкане Менделеева — это однородные кристаллы An_{93,7}, на вулкане Заварицкого — слабо зональные зерна An_{92,5-90,9}, на вулкане Ксудач — кристаллы анортита (An_{93,9}) окружены битовитовой каймой An₈₀. Более натровые плагиоклазы An₇₁₋₇₅ развиты в промежутках между крупными зернами анортита. В габброидных включениях анортит слагает только ядра плагиоклаза, окруженные зональными каймами от битовнита до олигоклаза по периферии.

Плагиоклаз вмещающих пород всех вулканов образует вкрапленники двух генераций, первая из которых отличается зональностью, равномерно распределенной по всему зерну с внутренними ядрами до An_{90,7}, как на вулкане Менделеева (см. табл. 1), и краевыми зонами (An₇₃), отделенными коррозионными границами от внешних тонких кайм (An₅₆) и содержащими многочисленные включения стекла. Плагиоклазы второй генерации (An₇₃) соответствуют по составу краевым зонам зерен первой генерации и близки по составу микрофенокристам и центральным частям микролитов. Таким образом, плагиоклазы включений и вмещающих пород образуют единый эволю-

ционный ряд, в котором каждая предшествующая генерация обрастает плагиоклазом состава более поздней генерации. В то же время плагиоклазы включений и вулканитов кардинально отличаются по примеси железа и магния в них (см. табл. 1). Плагиоклазы включений характеризуются увеличением магнезиально-железистых компонентов по мере роста в них натрия, в то время как во вмещающих породах имеется обратная тенденция: по мере окисления плагиоклаза примеси железа и магния уменьшаются. Эти особенности объясняются различиями в эволюционных трендах: для включений, как будет показано ниже, характерен толеитовый тренд с накоплением железа, в то время как содержание железа в эффузивах по мере их эволюции быстро падает в связи с обильной кристаллизацией магнетита.

Оливин во включениях образует округлые или идиоморфные кристаллы, часто в виде востров в других минералах. В друзовых пустотах имеет идеальную огранку. Содержит крупные расплавные газовой-жидкие включения с температурами гомогенизации 1430—1380 и 1400—1270 °C [9]. Железистость оливинов (табл. 2) колеблется незначительно (Fa = 21—23). Максимальные содержания железа характерны для вулкана Заварицкого, наименьшие — для вулканов Менделеева и Ксудач.

Оливин во вмещающих породах, если он присутствует, характеризуется в целом более высокой железистостью (Fa = 21—32), максимальные значения которой также свойственны породам вулкана Заварицкого (Fa₃₂). Наряду

Таблица 2

Средний состав оливинов из включений и вмещающих пород, мас. %

Компонент	Вулкан Заварицкого			Вулкан Ксудач		Вулкан Менделеева	
	Включения	АБ	А	Включения	А	Включения	А
SiO ₂	38,86	37,79	37,78	39,17	38,83	37,09	38,45
TiO ₂	0,03	0,06	—	0,03	0,05	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	0,11	0,04	0,07	0,10	0,10	0,01	0,03
ΣFeO	21,09	28,14	26,70	19,84	19,74	19,89	24,82
MnO	0,33	0,54	0,45	0,43	0,62	0,23	0,38
MgO	39,61	33,92	34,45	40,09	40,04	42,16	37,18
CaO	0,21	0,17	0,21	0,26	0,29	0,16	0,14
Na ₂ O	0,02	0,06	—	0,06	0,23	0,04	0,05
NiO	0,04	—	—	0,05	—	—	—
Σ	100,30	100,72	99,66	100,03	99,90	99,59	101,06
Fo	77	68	70	79	79	79	72
Fa	23	32	30	21	21	21	28
n	9	5	4	8	2	2	2

Примечание. АБ — андезитобазальты, А — андезиты, Fo — форстерит, Fa — фаялит.

с вкрапленниками в вулканитах, независимо от их кремнекислотности, встречаются ксенокристы сильно резорбированного оливина из дезинтегрированных включений.

Клинопироксены во включениях ксеноморфны, имеют неровные заливообразные края с признаками растворения по трещинкам спайности и по торцовым граням зерен. Местами от пироксена остаются лишь реликты, окруженные стеклом. Особенно активно пироксен резорбирован в контакте с плагиоклазом. Состав клинопироксенов довольно стабилен, слабо меняясь на отдельных вулканах от диопсида с салитовым уклоном Ca_{49,8}, Mg_{36,5}, Fe_{13,7} (вулкан Менделеева) до авгита Ca₄₄₋₄₈, Fe₁₀₋₁₃, Mg₄₂₋₄₃ (вулканы Заварицкого и Ксудач). В ряде случаев железистость возрастает до 24% при неизменно низких содержаниях хрома. Высокая окисленность и глиноземистость (4—6%) пироксенов указывают на фассаитовую тенденцию их химизма, что подтверждается и высокими значениями CaO (20—25 вес. %) (табл. 3).

Клинопироксены вмещающих пород (рис. 1) отличаются более высокой железистостью, пониженным содержанием CaO и слабозональным строением, причем узкие краевые зоны отвечают более поздней генерации вкрапленников и микролитам состава субкальциевого авгита (Ca₂₆₋₃₉, Mg₃₇₋₄₆, Fe₁₇₋₂₃) и ферроавгита (Ca₄₋₁₀, Mg₅₄₋₆₂, Fe₂₇₋₃₅). Помимо эволюции составов в пределах одной и той же породы, составы пироксенов изменяются в сторону

большей железистости от базальтов ($f=23-25$) к андезитам ($f=30$) и дацитам ($f=33-35$). С ростом железистости уменьшаются их кальциевость и магнезиальность. От включений ($Al=0,110$ до $0,200$ форм. ед.) к вмещающим породам ($Al=0,080$ форм. ед.) закономерно убывает также глиноземистость пироксенов, хотя для каждого вулкана сохраняется свой уровень, который наиболее высок в породах и включениях вулкана Ксудач ($Al=0,200$ форм. ед.). Как известно Al_{IV} обладает высоким химическим сродством к калию, что хорошо коррелируется с повышенным содержанием K₂O в породах и включениях на вулкане Ксудач, по сравнению с вулканами Менделеева и Заварицкого (табл. 4). Обращает на себя внимание отсутствие Al_{VI} в клинопироксенах включений вулкана Менделеева ($Al_{IV}=0,075-0,125$ форм. ед.). Наиболее глиноземистые клинопироксены включений находятся в ассоциации с высокохромистыми и высокоглиноземистыми титаномagnetитами, а низкоглиноземистые пироксены вмещающих пород — с низкоглиноземистыми бесхромистыми титаномagnetитами. Различия в уровнях глиноземистости можно рассматривать как сериальный признак того или иного вулкана. Такие же сериальные особенности намечаются и в распределении элементов-примесей в клинопироксенах пород и включений разных вулканов, обогащенных на вулкане Менделеева Cr и Ti (до 3 тыс. г/т), а на вулкане Заварицкого — Ni и Co.

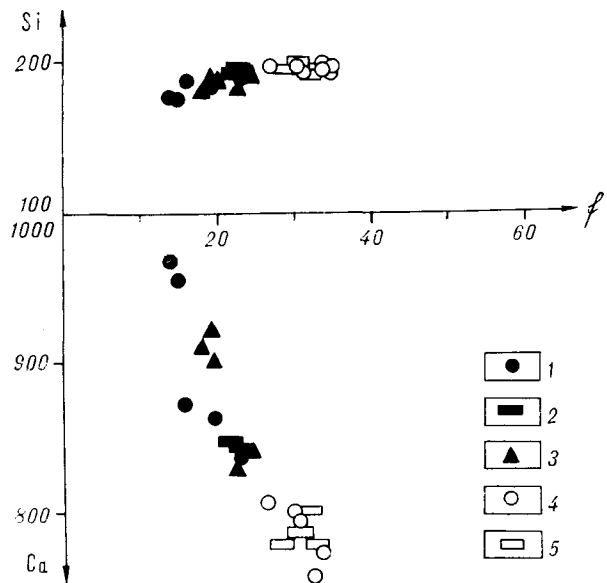


Рис. 1. Соотношение железистости и кальциевости (формульные единицы) в клинопироксенах оливин-анортитовых включений и вмещающих пород различных вулканов.

Включения вулканов: 1 — Менделеева, 2 — Заварицкого, 3 — Ксудач. Вмещающие породы вулканов: 4 — Менделеева, 5 — Заварицкого.

Компонент	Вулкан Менделеева							Вулкан Запаричкого							Вулкан Ксудач								
	Клинопироксены			Ортопироксены		Клинопироксены		Клинопироксены			Ортопироксены				Клинопироксены		Ортопироксены						
	Включения	АБ		А	Включ.	Включ.	Б и АБ		А	Включ.	Включ.	Б и АБ		А	Включ.	Включ.	Включ.						
		Фенокристы	Ото-рочка				Фенокристы	Фенокристы				Фенокристы	Фенокристы					Фенокристы	Фенокристы	Фенокристы	Фенокристы	Фенокристы	Фенокристы
Фенокристы	Ядро	Край	Микро-роды	Фенокристы	Фенокристы	Фенокристы	Фенокристы	Фенокристы	Фенокристы	Фенокристы	Фенокристы	Фенокристы	Фенокристы	Фенокристы	Фенокристы	Фенокристы	Фенокристы						
			И ге-нера-ции	И ге-нера-ции	И ге-нера-ции	И ге-нера-ции	И ге-нера-ции	И ге-нера-ции	И ге-нера-ции	И ге-нера-ции	И ге-нера-ции	И ге-нера-ции	И ге-нера-ции	И ге-нера-ции	И ге-нера-ции	И ге-нера-ции	И ге-нера-ции	И ге-нера-ции					
SiO ₂	49,53	51,63	51,47	52,82	51,09	52,36	53,71	52,83	53,02	51,25	51,86	51,73	51,34	51,08	52,94	53,66	53,91	52,44	51,61	49,94	50,79	50,37	52,76
TiO ₂	0,01	0,39	0,38	0,42	0,15	0,63	0,40	0,17	0,29	0,44	0,43	0,44	0,50	0,51	0,27	0,21	0,21	0,27	0,47	0,45	0,53	0,42	0,37
Al ₂ O ₃	3,74	1,63	1,54	1,72	0,86	4,62	3,24	1,31	0,99	2,18	2,84	2,05	1,81	2,25	0,82	1,16	1,02	0,62	1,35	4,44	3,23	4,15	0,83
ZrFeO	6,43	12,55	11,47	10,81	9,81	15,11	16,54	16,97	21,08	16,55	7,84	11,64	13,89	11,95	22,51	19,91	19,95	27,12	27,23	6,08	3,27	6,59	21,22
MnO	0,01	0,46	0,39	0,38	0,60	0,45	0,46	0,65	0,47	0,30	0,46	0,46	0,46	0,59	0,64	0,54	0,59	1,25	1,08	0,11	0,18	0,15	0,63
MgO	17,01	13,81	13,89	14,13	13,67	15,67	20,90	25,25	21,91	24,84	14,68	13,87	14,21	12,63	19,13	22,66	22,64	17,16	16,69	14,34	14,70	14,52	19,21
CaO	23,30	18,66	19,55	19,75	21,22	11,58	5,67	1,48	1,64	2,00	21,08	18,56	17,52	18,35	4,43	2,03	2,07	1,87	1,79	22,77	22,72	22,46	4,20
Na ₂ O	0,12	0,25	0,19	0,25	0,23	0,27	0,12	0,02	0,08	—	0,22	0,28	0,22	0,23	—	—	—	—	—	0,19	0,25	0,17	0,08
Σ	100,15	99,38	98,76	98,93	99,36	99,40	99,68	99,37	99,35	98,74	98,81	99,90	100,00	99,28	100,74	100,17	100,39	100,73	99,92	98,32	95,67	98,83	99,30
Wo	49,8	39,2	41,00	41,3	43,3	26,3	9,8	3,0	3,3	4,0	44,1	38,5	39,4	39,4	9,2	4,1	4,2	3,7	48,0	48,5	47,0	47,0	8,9
En	36,5	40,3	40,7	41,1	39,9	46,2	62,6	70,4	62,7	68,8	43,1	42,5	40,4	41,7	54,9	64,4	64,3	50,8	50,3	42,0	42,9	42,0	56,3
Fs	13,7	20,5	18,3	17,6	16,8	27,6	26,6	34,0	27,2	12,8	18,6	22,8	19,8	23,3	35,9	31,5	31,6	45,0	46,0	10,0	13,6	10,8	34,8
n	4	1	2	1	5	3	2	2	1	5	3	2	34	5	2	13	7	1	4	2	2	2	1

Примечание. В — базальты, Wo — wollastonит, En — энстатит, Fs — ферросилит. Остальные условные обозн. см. в прим. к табл. 1, 2.

Ксенокристаллы клинопироксена встречаются редко, как правило, несут следы интенсивного взаимодействия с окружающей их массой породы: проникновение стекла по трещинкам спайности пироксена, отторженность отдельных спайных осколков от основного зерна, тонкая каемка зональности, пятнистое угасание, интенсивное изменение формы зерен.

Ортопироксен во включениях очень редок, отмечен на вулканах Менделеева и Ксудач в виде идиоморфных кристаллов, содержащих вроски магнетита. По сравнению с клинопироксенами, он более железистый ($f = 27$), с более высокими содержаниями MnO и MgO и более низкими TiO₂, CaO и щелочей (см. табл. 3). Содержание глинозема обычно ниже, чем в клинопироксенах. Судя по формульным количествам кальция, температура их кристаллизации составляет не менее 1000—1050 °C [5].

Ортопироксен вмещающих пород развит намного более широко, как бы замещая собою редко встречающийся оливин и предшествуя по времени клинопироксенам. Последние нередко образуют каймы вокруг ортопироксена, что свидетельствует об их неравновесной кристаллизации. Его железистость выше, чем во включениях, и равна 34. Она возрастает в более поздних фазах — в основной массе и зональных каемках вокруг крупных зерен, подчеркивая тем самым закономерную эволюцию составов ортопироксенов от включений к основной массе пород. Ортопироксен вмещающих пород отличается также более высокими содержаниями MnO и более низкими — Al₂O₃. Если учесть, что давление увеличивает изоморфную емкость ортопироксенов относительно алюминия, очевидно более глубинная кристаллизация ортопироксенов включений по сравнению с ортопироксенами вмещающих пород.

Шпинелиды присутствуют во всех включениях от долей до нескольких процентов. Выделяется три генерации (табл. 5). Первая представляет идиоморфные зерна (первые сотые миллиметров), включенные в силикаты, вторая образует ксеноморфные выделения лапчатой формы (до первых миллиметров) между зернами силикатных минералов либо вроски, преимущественно в клинопироксене. Третья генерация образует мельчайшие (первые тысячные доли миллиметров) идиоморфные кристаллы в

Таблица 4

Средний состав оливин-анортитовых включений и вмещающих пород, мас. %

Оксид	Вулкан Менделеева				Вулкан Заварицкого					Вулкан Ксудач				
	Включе- ния	АВ	А	Д	Включе- ния	Б	АВ	А	Д	Включе- ния	Б	АВ	А	Д
SiO ₂	43,41	55,63	57,69	67,78	43,43	50,93	55,48	60,13	65,93	44,90	49,65	56,79	58,31	67,15
TiO ₂	0,28	0,76	0,79	0,43	0,18	0,64	0,60	0,54	0,67	0,14	1,15	0,84	0,85	0,64
Al ₂ O ₃	23,25	17,32	16,01	14,54	22,97	18,44	17,27	16,97	14,51	23,60	18,88	16,33	16,29	15,08
Fe ₂ O ₃	2,68	6,08	3,26	1,37	2,45	4,54	5,02	4,81	4,29	1,15	3,53	6,55	1,92	0,67
FeO	6,14	3,67	6,26	3,68	5,78	6,06	4,78	3,31	3,57	3,87	7,69	2,83	6,75	3,39
MnO	0,12	0,17	0,17	0,12	0,11	0,08	0,09	0,09	0,18	0,01	0,21	0,22	0,21	0,17
MgO	9,66	4,31	3,81	1,68	10,46	5,33	4,02	2,45	1,34	8,69	4,35	3,55	2,95	1,09
CaO	13,74	8,05	7,84	4,59	13,87	10,97	8,59	7,81	4,55	16,61	10,58	7,38	6,86	3,42
Na ₂ O	0,74	2,73	2,85	4,00	0,71	1,72	2,63	3,31	4,25	0,47	2,77	4,02	4,10	5,45
K ₂ O	0,05	0,41	0,45	0,84	0,03	0,23	0,36	0,62	0,63	0,02	0,48	0,64	0,78	1,20
P ₂ O ₅	0,02	0,08	0,08	0,07	0,01	0,12	0,16	0,11	0,09	0,01	0,19	0,19	0,17	0,18
Σ	100,09	99,21	99,21	99,10	100,00	99,06	99,00	100,15	100,01	99,47	99,48	99,34	99,19	98,44
n	7	1	4	1	4	7	19	5	5	3	1	1	3	1
$\frac{\Sigma \text{FeO} \cdot 100}{\Sigma (\text{FeO} + \text{MgO})} \%$	48	69	71	75	44	66	71	77	85	36	72	72	75	79

Примечание. Д — дациты. Остальные условные обозн. см. в прим. к табл. 1—3.

Таблица 5

Средний состав шпинелидов из включений и вмещающих пород, мас. %

Оксид	Вулкан Менделеева							Вулкан Заварицкого						Вулкан Ксудач
	Включения			АВ		А	Включе- ния	АВ			А		Включе- ния	
	Фено- кристы	Фено- кристы	Общая масса	Гомео- генный срос- ток	Фено- кристы	Общая масса		Фено- кристы	Гомео- генный срос- ток	Фенокри- сты	Общая масса	Гомеоген- ный срос- ток		Фенокри- сты
SiO ₂	0,12	0,13	0,21	0,17	0,13	0,19	0,52	0,14	0,18	0,16	0,21	0,19	0,06	0,13
TiO ₂	3,10	4,99	6,10	14,05	12,00	9,15	7,70	6,62	9,61	12,27	16,02	10,94	12,98	5,84
Al ₂ O ₃	14,09	7,43	6,08	2,48	2,48	3,55	1,92	5,34	3,66	2,75	1,46	3,56	2,91	13,89
Fe ₂ O ₃	38,15	46,17	48,23	37,87	42,99	45,17	52,96	33,92	43,26	40,85	44,69	39,16	41,95	44,46
FeO	25,39	32,04	33,63	41,17	39,80	37,70	35,66	47,87	39,35	40,94	34,51	43,33	40,17	27,11
MnO	0,26	0,25	0,28	0,52	0,42	0,33	0,60	0,26	0,35	0,36	0,43	0,37	0,45	0,26
MgO	6,94	4,43	4,03	2,30	2,33	2,05	1,60	3,80	2,48	1,24	0,63	2,59	1,73	7,55
CaO	0,12	—	0,09	0,01	0,02	0,06	0,04	—	0,07	0,02	0,11	—	0,62	—
Cr ₂ O ₃	11,73	3,50	0,31	0,09	0,04	0,06	0,04	1,08	0,19	0,14	0,06	0,04	0,83	1,20
V ₂ O ₃	0,70	1,05	1,25	0,94	0,82	0,82	—	1,08	1,23	1,36	0,95	0,80	0,82	0,86
Σ	100,60	99,99	100,21	99,60	101,03	99,08	101,04	100,11	100,38	100,09	99,07	100,98	102,52	101,30
n	2	1	1	2	1	3	3	3	4	5	2	1	2	2

стекловатых участках включений, составляя до 5—10 % их объема. Вторая генерация преимущественно развита в массивных полнокристаллических включениях, где много клинопироксена и где она может достигать экстремальных значений в первые десятки процентов. Во включениях со стеклом преобладают первая и третья генерации. По хими-

ческому составу шпинелиды включений подразделяются на хромистые (M1) и бесхромистые (M2) титаномagnetиты (см. табл. 5), образуя на бинарных диаграммах TiO₂—Cr₂O₃, TiO₂—MgO, TiO₂—Al₂O₃ (рис. 2) дискретные поля. Ранние титаномagnetиты первой генерации относятся к типу M1, а более поздние — второй и третьей генерации — к типу M2.

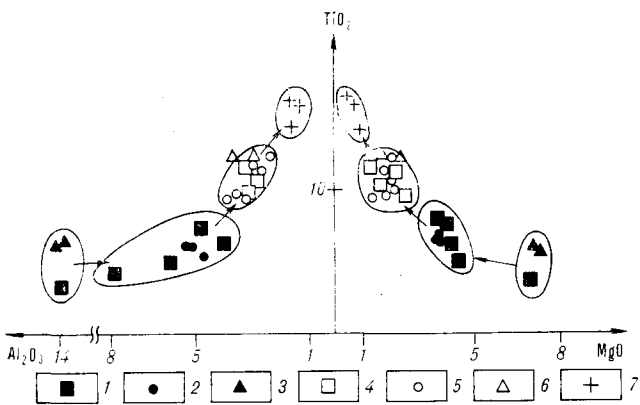


Рис. 2. Соотношение титана с глиноземистостью и магнезиальностью шпинелидов (вес. %) включений и вмещающих пород.

Включения вулканов: 1 — Менделеева, 2 — Заварицкого, 3 — Ксудач. Вмещающие породы вулканов: 4 — Менделеева, 5 — Заварицкого, 6 — Ксудач; 7 — титаномагнетиты из основной массы в андезитах вулкана Заварицкого.

Магнетиты вмещающих пород относятся к бесхромистым, низкомагнезиальным и низкоглиноземистым разностям, близким к третьей генерации титаномагнетитов включений. Хорошо прослеживаются два тренда в эволюции титаномагнетитов: более высокотемпературный, свойственный только включениям, их первой и второй генерации с резким обеднением Cr, Mg и Al при незначительном росте Ti, и более низкотемпературный, свойственный третьей генерации включений и титаномагнетитам вмещающих вулканитов с резким обогащением титаном при слабом обеднении Mg и Al (см. рис. 2). При этом титаномагнетиты вмещающих пород смещены в более железистую и титанистую область.

Таким образом, сходство в минеральных парагенезисах включений и вмещающих пород, наличие плавных эволюционных трендов, сериальные особенности состава, свойственные минералам отдельных вулканов, свидетельствуют о генетической общности включений и вмещающих вулканитов. Минералы включений несут следы формирования в условиях более высоких температур и давлений, на что указывает, в частности, редкость ортопироксена и обилие оливина во включениях и обратное распределение этих минералов в вулканитах. Минералы дезинтегрированных включений, попадая в вулканиты и образуя там ксенокристы, подвергаются интенсивной резорбции, что свидетельствует о их неравновесности с расплавом.

Особенности химизма. Оливин-анортитовые породы среди разнообразных по составу типов базитовых включений являются наиболее основными. Низкие содержания кремнезема (39—45%), щелочей (<1%) и магния (7—10%) коррелируются в них с высокими содер-

жаниями глинозема (20—27%) и кальция (до 14%), при очень низких значениях K_2O , P_2O_5 и TiO_2 (см. табл. 4). Эти же черты характерны и для включений габброидов, сопряженных с ними [2]. Они относятся к крайним типам известковистых пород, сходных с некоторыми расслоенными интрузивами и с породами серии ANT Луны [8]. Для включений характерны низкие отношения $\Sigma FeO/MgO$, не превышающие единицы, что отражается в чрезвычайно низкой железистости ($f = 25-55$) с четко выраженным толеитовым трендом дифференциации (рис. 3), параллельным ребру FM. Поскольку этот тренд по существу является отражением котектической линии между плагиоклазом и темноцветными компонентами, можно предполагать, что именно фракционирование названных фаз определяет разнообразие составов включений. Широкие вариации Na_2O/K_2O -отношения при большом постоянстве отношения железа к магнию свидетельствуют о большей роли фракционирования салических компонентов по сравнению с феррическими (см. рис. 3). Наиболее дифференцированной при этом оказывается серия включений вулкана Ксудач.

Вмещающие породы, представленные широким спектром от базальтов до риодацитов (см. табл. 4), образуют четкие сериальные кривые на всех парных диаграммах и на тройной диаграмме AFM (см. рис. 3). При этом на диаграммах кремнезем — щелочи и кремнезем — магнезиальное отношение серии включений и вмещающих пород как бы продолжают друг

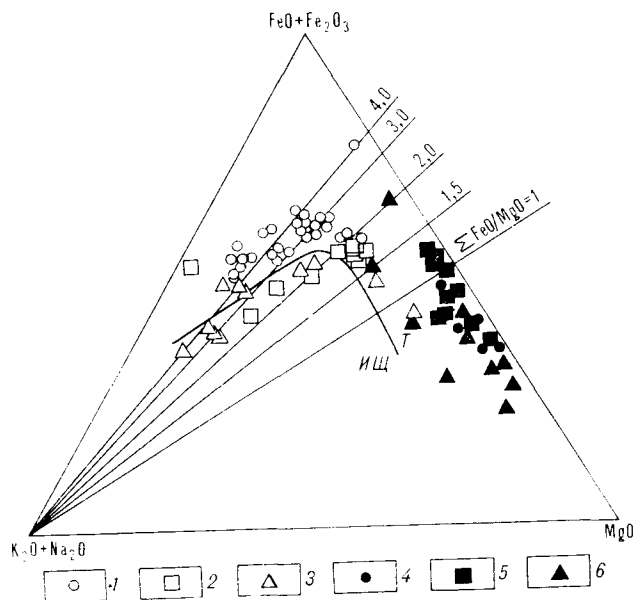


Рис. 3. Диаграмма AFM для оливин-анортитовых включений и вмещающих пород различных вулканов. Вмещающие породы вулканов: 1 — Заварицкого, 2 — Менделеева, 3 — Ксудач. Включения вулканов: 4 — Заварицкого, 5 — Менделеева, 6 — Ксудач. ИЩ и Т — поля развития известково-щелочных и толеитовых серий соответственно.

Средний состав микроэлементов включений и вмещающих пород

Элемент	Вулкан Менделеева				Вулкан Заварицкого				Вулкан Ксудач				
	Включения	АБ	А	АД	Включения	АБ	А	АД	Включения	Б	АБ	А	Д
Rb	0,6	6,3	6,9	15,2	0,7	5,4	6,8	8,4	0,5	2,2	7,2	10,7	17,2
Ba	36,0	141,0	160,0	287,0	15,0	113,0	135,0	170,0	17,0	108,0	198,0	204,0	316,0
Sr	264,0	265,0	220,0	224,0	222,0	268,0	253,0	234,0	291,0	332,0	303,0	320,0	282,0
Co	41,0	25,0	23,0	9,4	42,0	22,0	19,0	10,0	34,0	33,5	19,0	18,0	3,4
Ni	37,0	9,0	9,0	10,0	41,5	4,0	4,0	4,0	52,0	21,0	2,0	2,5	7,0
Cr	119,0	7,0	15,0	3,0	163,0	3,0	3,0	2,0	253,0	49,0	3,0	2,0	2,0
V	181,0	224,0	251,0	70,0	185,5	281,0	222,0	45,0	84,0	293,0	158,0	168,0	18,0
Pb	1,0	3,0	5,0	6,0	4,0	4,0	5,0	7,0	1,0	2,0	14,0	12,3	1,0
Zn	44,5	81,0	88,0	47,0	33,5	120,0	129,0	100,0	23,0	66,0	96,0	105,0	104,0
Cu	30,0	35,0	66,0	10,0	12,0	99,0	98,0	34,0	13,0	111,0	67,0	54,0	17,0
Zr	2,8	46,0	60,0	97,0	2,2	54,0	67,0	83,0	1,6	27,0	73,0	79,0	134,0
Sc	18,9	29,0	36,0	14,0	32,5	38,0	36,0	26,0	33,8	40,0	31,0	29,0	17,0
n	4	1	4	1	2	10	8	2	3	2	1	3	1
La	0,56	2,6	3,1	5,7	0,8	3,2	3,9	4,9	1,0	1,6	4,0	4,1	7,1
Ce	1,4	8,4	9,3	13,3	1,0	9,5	11,7	13,8	1,1	6,3	13,7	12,9	20,2
Nd	1,3	6,7	8,8	9,5	0,8	9,0	10,3	13,0	1,0	5,3	13,3	12,1	17,9
Sm	0,42	2,2	3,0	2,9	0,29	2,8	3,2	4,2	0,3	1,6	3,9	3,7	5,6
Eu	0,27	0,78	0,86	0,84	0,37	0,97	1,17	1,38	0,4	0,65	1,28	1,27	1,71
Tb	0,30	0,52	0,70	0,61	0,17	0,64	0,78	0,96	0,3	0,38	0,83	0,85	1,29
Yb	0,28	1,80	2,61	3,0	0,31	2,57	3,15	4,09	0,2	1,12	3,22	3,20	4,54
Lu	0,05	0,34	0,43	0,57	0,30	0,44	0,55	0,70	0,3	0,19	0,50	0,53	0,74
Y	4,2	20,0	29,0	29,0	2,6	27,0	33,0	40,0	2,5	15,0	34,0	34,0	49,0
Hf	0,4	0,84	1,39	2,34	0,5	1,17	1,58	2,27	0,6	0,63	1,9	1,8	3,6
Th	0,25	0,1	0,1	0,8	0,2	0,1	0,2	0,3	0,3	0,7	0,7	0,75	0,77
Cs	0,6	0,3	0,5	1,1	0,25	0,1	0,2	0,1	0,5	0,2	0,2	0,6	0,8
Nb	0,8	1,2	1,2	1,2	1,0	1,8	1,8	1,8	0,8	1,7	1,7	1,9	2,4
n	4	1	4	1	2	10	8	2	3	2	1	3	1

друга, на большинстве диаграмм парных корреляций окислов они существенно дискретны. При сходных содержаниях железа вмещающие породы характеризуются значительно более низкими содержаниями магния (см. табл. 4). На диаграмме АФМ хорошо видно, что серии вмещающих вулканитов принципиально отличаются от серий включений сменой тренда накопления железа накоплением щелочей при общем нарастании лейкократовости. Можно предположить, что столь быстрое убывание железа связано с отсадкой его окисных фаз наряду с темноцветными силикатами. Несмотря на различия, серии пород каждого вулкана и находящиеся в ней включения обладают родственными чертами химизма, наиболее четко проявленными в распределении малых элементов.

Анализ поведения малых элементов во включениях и во вмещающих породах (табл. 6) выявляет, с одной стороны, существенные отличия тех и других по содержанию этих элементов и их соотношениям, а с другой, показы-

вает их генетическое родство в пределах каждой вулканической постройки. Включения характеризуются чрезвычайно низкими содержаниями крупноионных элементов, а именно К и ассоциирующихся с ним Rb, Cs, Ba. Исключение в этой группе составляет Sr, который, являясь менее щелочным элементом, чем Ba, обнаруживает прямую корреляцию с Ca, содержания которого во включениях очень высоки. Соответственно весьма низкими являются отношения Ba/Sr (0,06—0,1). В то же время отношения K/Rb и Rb/Ba во включениях относительно невысоки, следовательно, понижение содержания более щелочного Rb происходит во включениях не столь быстро, как K₂O и Ba (рис. 4).

Содержания редких земель во включениях (см. табл. 6) почти не отличаются от таковых в хондритах (рис. 5) и оказываются значительно более низкими, чем в океанических базальтах (N-MORB). При весьма низких содержаниях La обнаруживается слабовыраженный самарий-неодимиевый максимум. Также низки

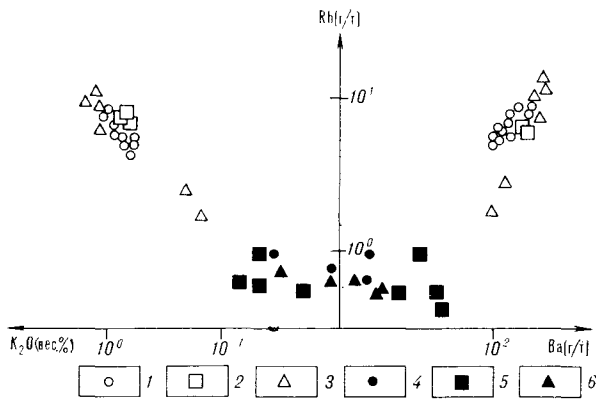


Рис. 4. Диаграмма корреляционных соотношений рубидия с калием и барием в оливин-анортитовых включениях и вмещающих породах вулканов.

Вмещающие породы вулканов: 1 — Заварицкого, 2 — Менделеева, 3 — Ксудач. Включения вулканов: 4 — Заварицкого, 5 — Менделеева, 6 — Ксудач.

и содержания Y, не превышающие 3—4 г/т, U и Rb, а содержание Th ниже чувствительности анализа.

Одна из главных характерных черт островодужных пород, бедность их элементами группы Ti, достигает своего крайнего выражения в породах включений (содержание Zr не превышает 3, а Hf десятых долей г/т), еще раз подчеркивая генетическую общность этих пород с вмещающими вулканитами.

Когерентные элементы группы железа (Ni, Co, Cr, V и Sc), которые концентрируются главным образом в железомagneзиальных минералах, по сравнению с сосуществующим расплавом обнаруживают соответственно отрицательную корреляцию с кремнеземом. Во включениях их содержания достаточно высоки, хотя и значительно уступают содержанию этих элементов в океанических базальтах. В связи с вариабельностью салических и фемических

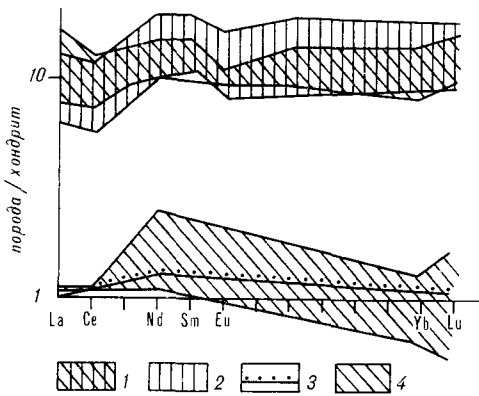


Рис. 5. Содержания редких земель, нормализованные по хондриту, в оливин-анортитовых включениях и вмещающих породах вулканов Менделеева и Заварицкого.

Вмещающие породы вулканов: 1 — Менделеева, 2 — Заварицкого. Оливин-анортитовые включения вулканов: 3 — Заварицкого (единичный анализ), 4 — Менделеева.

компонентов во включениях содержание элементов группы железа также существенно варьирует. При этом отношение Ni/Co сохраняется близким к единице, отношения же Cr/V варьируют очень сильно в зависимости от содержания в породе пироксена, который является основным концентратором хрома. Столь же переменны и содержания скандия.

Вмещающие породы по содержанию редких и рассеянных элементов соответствуют среднемировым низкокальциевым островодужным сериям (см. табл. 6) [15, 16]. Однако по сравнению с включениями содержания фосфора, элементов группы K, редких земель, титана значительно выше. В связи с тенденцией крупноионных некогерентных элементов накапливаться в расплаве по сравнению с минеральными фазами, вмещающие породы, несомненно, являются продвинутыми по пути эволюции производных магматических расплавов. Исключение составляет Sr, содержание которого вполне сопоставимо во вмещающих породах и во включениях. В связи с более высокими содержаниями K и Ba повышаются Ba/Sr- и K/Rb-отношения по сравнению с таковыми во включениях от 0,1 до 0,6—0,8 и от 500 до 1000 соответственно. В спектре редких земель появляется небольшая отрицательная европиевая аномалия, отсутствующая во включениях. Положительная неодим-самариевая аномалия сохраняется в тех и других породах.

Элементы группы железа содержатся в значительно меньших количествах во вмещающих породах, чем во включениях. Исключение составляет V, содержание которого во вмещающих породах несколько выше, чем во включениях, в связи с его преимущественной концентрацией в окисных фазах, преобладающих в первых. Отношение Ni/Co в базальтах и андезитах значительно меньше единицы. Вообще низкокальциевые вулканиты экстремально бедны Ni и Cr, что указывает на то, что эти породы не являются исходными мантийными вылавками.

Аналогично ведут себя и халькофильные элементы Cu и Zn, содержания которых в породах значительно выше, чем во включениях.

При отчетливой дискретности содержаний редких и рассеянных элементов во включениях и во вмещающих породах обращает на себя внимание наличие общих черт их распределения в отдельных вулканах. Включения вулкана Ксудач наиболее богаты хромом и никелем и обнаруживают тренд накопления Ba, Zn, Rb, Pb аналогично вмещающим их породам, хотя и при меньших содержаниях хрома и никеля и больших — литофильных элементов. Базальты и андезиты вулканов Заварицкого и Менделеева обогащены по сравнению с таковыми других вулканов V, а породы вулкана Ксудач —

Sr, так же, как и выносимые ими включения. Иными словами, и в распределении редких и рассеянных элементов обнаруживается та же генетическая общность включений и вмещающих пород, которая отмечалась выше по другим параметрам.

Неоспоримым доказательством генетической связи включений и вмещающих их пород является полная идентичность их изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, сохраняющих, однако, некоторые сериальные особенности. В вулканах Менделеева и Ксудач и во вмещающих породах, и во включениях это отношение равно 0,7034—0,7035, в то время как на вулкане Заварицкого, породы которого обладают наименьшими отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7031—0,7033$, более низкие отношения (0,7033) свойственны и включениям.

Таким образом, сравнение вещественного состава включений и вмещающих пород показало, что включения и вмещающие породы обладают генетической общностью, выражающейся в единстве исходного магматического рас-

плава, послужившего материалом как для тех, так и для других образований. Обогащение включений более высокотемпературными минеральными фазами (анортитом, оливином), а также резкое обеднение их элементами, накапливающимися в остаточных расплавах, согласуется с представлением об их образовании в результате кумуляции этих высокотемпературных фаз из исходного для вулканитов расплава. В то же время различия в трендах эволюции включений и вмещающих пород, наличие в них определенной дискретности составов указывают на временную разобщенность кристаллизации порций магматических расплавов, сформировавших включения и вмещающие породы. Первые образовались раньше и соответственно эволюционировали в иных термодинамических условиях. Наличие во вмещающих породах ксенокристаллов, являющихся обломками дезинтегрированных включений, неравновесность последних с расплавом свидетельствуют о том, что подавляющая часть включений попала в расплав в твердом состоянии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вологов И. М. Обломки основных и ультраосновных пород в базальтах и кимберлитах — родственные включения или ксенолиты верхней мантии.— Новосибирск: Наука, 1972.
2. Вольнец О. Н., Щека С. А., Дубик Ю. М. Оливин-анортитовые включения вулканов Камчатки и Курилы // Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги.— М.: Наука, 1978.
3. Вольнец О. Н., Хотин М. Ю., Дубик Ю. М. Включения габбро-анортитов в вулканических породах островных дуг и сравнение их с породами материков Луны // Анортиты Земли и Луны.— М.: Наука, 1984.
4. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия, В. С. Соболев, Н. Л. Добрецов, Н. В. Соболев.— Новосибирск: Наука, 1975.
5. Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 2. Цепочечные силикаты.— М.: Мир, 1965.
6. Кутыев Ф. Ш., Шаранов В. Н. Петрогенезис под вулканами.— М.: Недра, 1979.
7. Масуренков Ю. П. Проблема включений и возможности вулканической петрологии // Бюл. вулканолог. станции.— 1974.— № 50.
8. Принц М., Дауги Э., Кейл К. Минералогия, петрология и химический состав фрагментов кристаллических пород из образца реголита «Луна 20»; происхождение кумулятивной серии AN7 и ее взаимоотношения с высокоглиноземистыми и морскими базальтами // Групп из материкового района Луны.— М.: Наука, 1979.
9. Селягин О. Б. Гомеогенные включения и возможности реконструкции механизма дифференциации в недрах вулканических аппаратов // Бюл. вулканолог. станции.— 1974.— № 50.
10. Фролова Т. П., Бурикова П. А. и др. Происхождение вулканических серий островных дуг.— М.: Недра, 1985.
11. Хотин М. Ю., Виноградов В. П. и др. Изотопный состав стронция в анортитосодержащих включениях вулканитов Камчатки и породах фундамента // Докл. АН СССР.— 1983.— Т. 271, № 5.
12. Шаранов В. Н., Милова Л. В. Возможные масштабы ассимиляции ультраосновных пород базальтовыми магмами // Проблемы дифференциации вещества в магматических и гидротермальных процессах.— Новосибирск: Наука, 1977.
13. Щека С. А. Некоторые аспекты проблемы генезиса включений в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги.— М.: Наука, 1978.
14. Arculus R. D., Wills K. I. S. The petrology of plutonic blocks and inclusions from the Lesser Antilles Island Arc // J. Petrol.— 1980.— V. 21, part 4.
15. Bailey J. C. Geochemical criteria for a refined tectonic discrimination of orogenic andesites // Chem. Geol.— 1981.— N 32.
16. Gill J. B. Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Springer Verlag, Berlin Heidelberg New York.— 1981.
17. Rea W. J. The Lesser Antilles // Andesites. Edited by R. S. Thorp. John Wiley and Sons.— 1982.
18. Wager L. R. Igneous cumulates from the 1902 eruption of Soufriere, St. Vincent // Bull. Volc.— 1962.— V. 24.
19. White A. J. R., Chappell B. M. Ultrametamorphism and granitoid genesis // Tectonophys.— 1977.— V. 43, N 7.

МГУ, Москва

Институт петрологии, Копенгаген, Дания

Поступила в редакцию
5 мая 1987 г.

УДК 551.241 : 551.468(551.4 + 552.321)

В. В. Ревердатто, В. В. Хлестов

НАХОДКИ ГРАНИТОИДОВ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД В СОСТАВЕ ОКЕАНИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ

Систематизированы находки гранитоидов, металитовых и метабазитовых метаморфических пород на дне океанов. Эти находки свидетельствуют о наличии фрагментов континентальной коры в составе океанического фундамента. Сделан вывод о том, что в про-

цессе спрединга происходило смещение его оси во времени либо внедрение магмы осуществлялось по параллельным трещинам, причем блоки континентальной коры сохранялись как перегородки между мощными основными дайками.

Земная кора океанов сложена преимущественно горными породами основного состава. По сравнению с континентальной корой она отличается большей плотностью и меньшей мощностью. В общем случае это определяет менее высокое, чем на континентах, положение земной поверхности, выражающееся в форме океанических впадин.

Мощность океанической коры, как правило, варьирует от 6,5 до 9 км. Вариации мощности и скоростей прохождения сейсмических волн отражают наличие крупных структурных неоднородностей в океаническом * фундаменте [20]. На наш взгляд, наибольший интерес вызывают неоднородности с аномально мощной корой, превышающей 9—10 км. К их числу в Атлантике относятся Исландия, где мощность земной коры достигает 40 км, плато Рокколл (32—33 км), Фарерско-Исландский порог (33 км), банка Поркьюпайн (28 км), некоторые участки Бермудской зоны, Азорское плато, зона Зеленого мыса, Антильская область, поднятие Рио-Гранде, Мальвинская зона, северное и южное поднятия Скотия и зона Китового хребта [17, 32, 33]. В Тихом океане минимальная толщина земной коры свойственна восточному сектору. Западно-тихоокеанский регион характеризуется корой, мощность которой в основном больше 10—12 км (рис. 1, 2). Л. И. Красный [13] и А. М. Смирнов [31] в западной части Тихого океана выделили целый ряд поднятий с субконтинентальной корой. Среди них поднятия Шатского, Хесса, Магеллана, Мани-

хики, Онтонг-Джава, а также три поднятия на западных границах впадин Восточно-Марианской и Бонин. Проблему этих и других поднятий обсуждали Э. Бен-Аврахам с соавторами [32, 33]. В дополнение к вышеупомянутым ими отмечены, в частности, хр. Ширшова в Беринговом море, банка Ямато в Японском море, поднятие Парасельских островов в Южно-Китайском море, плато Бенхам восточнее Филиппин, Восточно- и Южно-Тасманские поднятия и другие. На поднятиях Шатского и Хесса толщина коры варьирует от 15 до 25 км [14]. На поднятиях Манихики и Магеллана предполагаемая мощность коры более 20 км [13], на плато Онтонг-Джава 42 км [33]. Аналогичные неоднородности океанического фундамента имеются вблизи американского побережья — Чилийское поднятие, Галапагосский хребет, поднятие Наска и другие. К востоку от Австралии простирается обширная область, включающая в себя Фиджийское и Новозеландское плато, а также плато Норфольк, сложенная континентальной и субконтинентальной корой. В частности, на плато Норфольк толщина коры достигает 22 км, а на Лорд Хау 29 км [33]. В Индийском океане повышенные мощности земной коры на изолированных участках отмечаются вблизи Австралии, к северо-востоку и югу от Мадагаскара и вблизи южной окраины Африки (рис. 3). Толщина коры здесь достигает 20 км, на поднятии Мозамбик 25 км [33], а в северной части Маскаренского хребта (Сейшельские острова) 30 км. В районе острова Чагос мощность коры 18 км [33]. Между Восточно-Индийским подводным хребтом и Австралией, в южной части Западно-Австралийской котловины, фиксируется вытянутое в ши-

* Под океаническим фундаментом понимается нижняя часть разреза морского дна, сложенная кристаллическими породами (включая базальты).

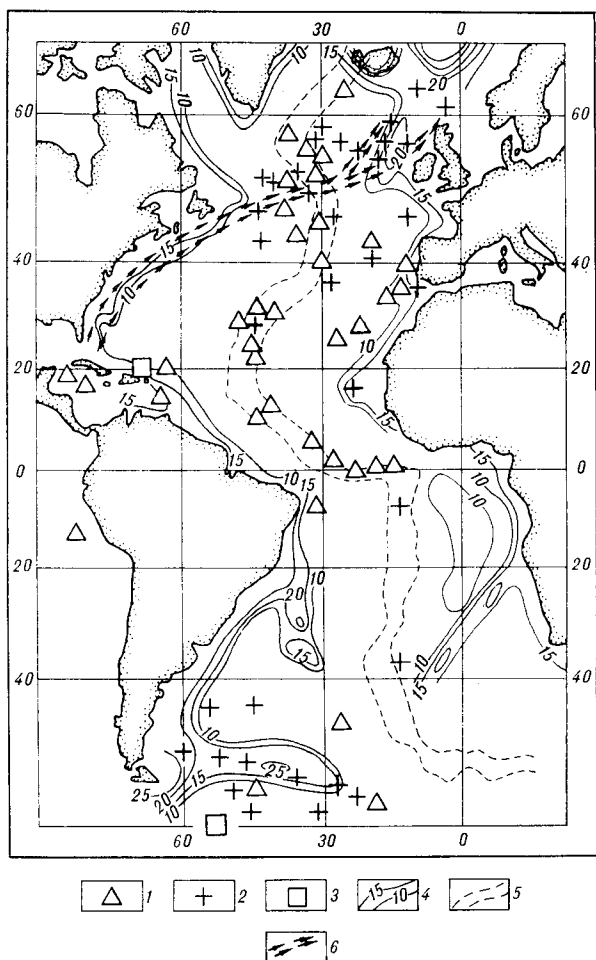


Рис. 1. Схема местонахождения метаморфических пород и гранитоидов на дне Атлантического океана (ссылки на находки см. в тексте). Мощности земной коры даны по [17].

1 — метабазиты и амфиболиты; 2 — метapelиты, мигматиты и гранитоиды; 3 — глаукофановые сланцы; 4 — изолинии мощностей коры, км; 5 — контуры Срединно-Атлантического хребта; 6 — течение Гольфстрим.

ротном направлении поднятие Брокен с мощностью коры более 20 км [33]. В южной части Индийского океана, в районе островов Кергелен, установлена толщина коры более 10 км [24]. Для Северного Ледовитого океана характерно значительное распространение подводной окраины материков (рис. 4). Континентальная и субконтинентальная кора с мощностью 15—30 км выделена на Чукотском поднятии, на подводных хребтах Менделеева и Ломоносова, на плато Альфа и во многих других местах. Пространство, занятое океанической и субокеанической корой, выделенной по развитию базитового слоя, составляет около 20% всей площади океана. Это дает основание А. П. Милашину [20] и Ю. Г. Киселеву [10] рассматривать данный регион как переходное звено между континентом и океаном.

Среди отмеченных выше в океаническом фундаменте предполагаются неоднородности, в которых мощная кора связана с наличием «гранитного» слоя [10, 32, 33], а также те, в которых утолщение обусловлено тектоническим «скупиванием» типичной океанической коры [26]. В последнем случае океанический фундамент должен быть в основном представлен породами типа метабазитов и габбро. В рамках изостатических реконструкций эти два случая заметно различны по высотам рельефа дна. Большинство указанных примеров в данном отношении ближе отвечают коре промежуточного состава, где базитовый материал комбинируется с более кислым, но количественные пропорции их могут быть иными, чем на континентах. Крайнее положение в ряду типов океанического фундамента занимают, с одной стороны, плато Олтонг-Джава и Сейшельская банка, где разрез дна подобен строению континентальных щитов, и, с другой, — плато Крозет в южной части Индийского океана, где мощность коры невелика, и «гранитный» слой, по-видимому, отсутствует.

Преобладание среди пород Мирового океана базальтов, а среди метаморфических пород — метабазитов является вполне естественным, поскольку в формировании океанической коры основной вулканизм занимал ведущую роль. Первые систематизации находок океанических метабазитов были выполнены Н. Н. Перцевым [25] и С. А. Силантьевым [28].

Низкотемпературные гидротермальные изменения в базальтах осуществляются локально и неизохимически. Это довольно широко распространенное явление, сопровождающееся возникновением актинолит-альбит-хлорит-эпидотовых метасоматитов. Последние значительно отличаются от типичных регионально-метаморфических пород [28], минеральные превращения в которых осуществлялись полностью, по всему объему [5]. Такие метабазиты многократно обнаруживались в составе океанического фундамента [1, 7, 9, 15, 19, 23, 29, 37 и др.]. Среди них описаны разнообразные сланцы, в том числе глаукофановые, и амфиболиты. Подобные находки на дне океанов намечают проблему, которой не придается пока должного значения. Появление в составе океанического фундамента нормальных метабазитов фации зеленых сланцев, возникших при региональном метаморфизме с температурами 400—500 °C на глубинах 10 км или более, амфиболитов, образованных при еще более высоких температурах, и глаукофановых сланцев, устойчивых при давлениях не менее 7—8 кбар, т. е. на глубинах 20—25 км, несомненно свидетельствуют о глубокой (многокилометровой) эрозии, возможной только на материках, т. е. исключительно в континентальных условиях.

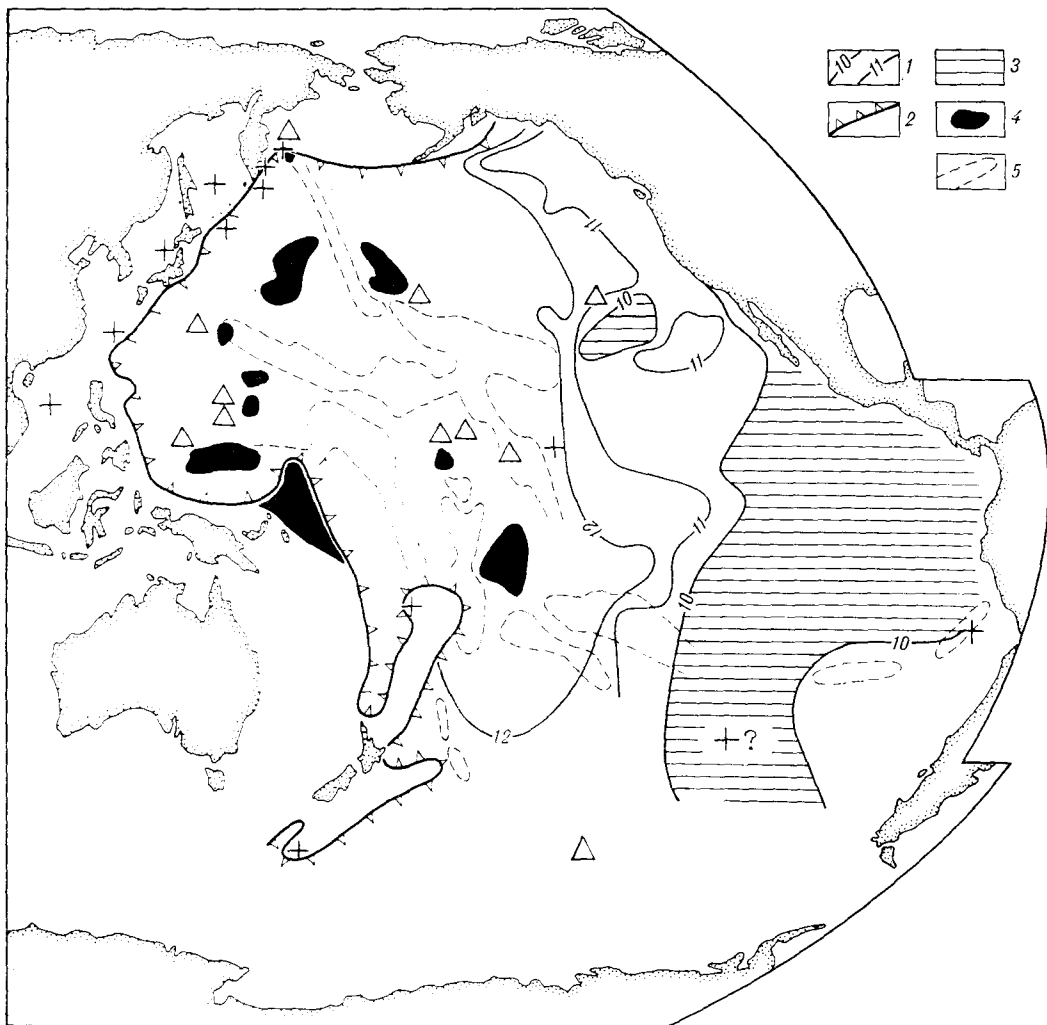


Рис. 2. Глубины залегания поверхности Мохо в Тихом океане [14].

1 — изолинии глубины залегания поверхности Мохо, км; 2 — то же, для глубины 20 км; 3 — зона в Восточно-Тихоокеанской области с глубинами залегания поверхности Мохо 8—10 км; 4 — поднятия с утолщенной земной корой [13, 31], 5 — поднятия и подводные хребты. Ссылки на находки метаморфических пород и гранитоидов см. в тексте. Усл. обозн. см. в подписи к рис. 1.

Другого приемлемого механизма, который мог бы вывести метаморфические породы с многокилометровой глубины на поверхность океана, нет. Химический состав многих амфиболитов обнаруживает особенности, не свойственные измененным базальтам океанической коры [28]. Это обстоятельство может рассматриваться как дополнительный аргумент в пользу континентального происхождения амфиболитов.

Обратимся к породам другого типа, которые во все увеличивающемся числе обнаруживаются при изучении дна океанов. Речь идет о метапелитах и нормальных (калиево-натриевых) гранитах, найденных в Атлантике [8, 12, 15, 18, 27, 29, 30, 36, 38, 40, 41 и др.], Тихом океане и прилегающих морях [2, 3, 11, 16, 18, 24, 27, 31, 32, 33, 35 и др.], Индийском [18, 25, 27, 32, 33 и др.] и Северном Ледовитом океанах [10, 12].

Метапелиты, мигматиты и нормальные граниты, по всей вероятности, ассоциируют лишь с корой континентального типа. Последовательность событий, состоящих в процессах физического и химического выветривания на материках, в осадконакоплении, погружении осадочной толщи на значительную глубину, метаморфизме и палингенезе, в состоянии обеспечить формирование пород, обогащенных как кремнием, так и алюминием и калием. Незначительная масса кислых производных базальтовой магмы типа риолитов и дацитов может возникнуть в результате глубокой кристаллизационной дифференциации. Но очень большие объемы кислых изверженных пород, особенно с высоким К/Na-отношением, могут образоваться лишь в том случае, когда в генерации расплавов участвует вещество континентальной земной коры.

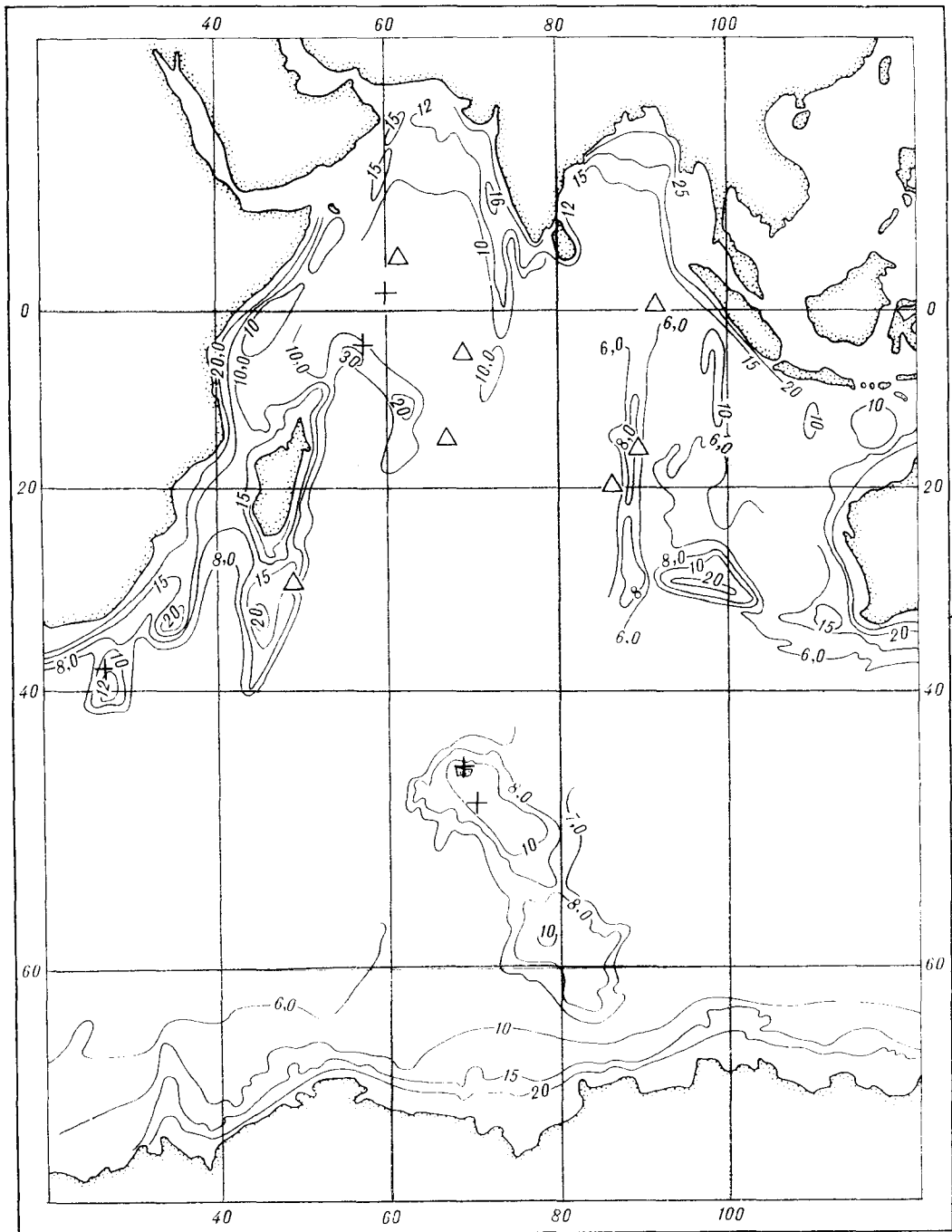


Рис. 3. Мощности земной коры и находки метаморфических пород и гранитоидов в Индийском океане (ссылки на находки см. в тексте). Усл. обозн. см. в подписи к рис. 1.

Находки метапелитов, мигматитов и гранитов в океане часто ассоциируются с утолщенной земной корой (см. рис. 1—4). В Атлантике наиболее характерными примерами этого являются плато Рокколл, Фарерско-Исландский порог, Мальвинская зона и др.* (см.

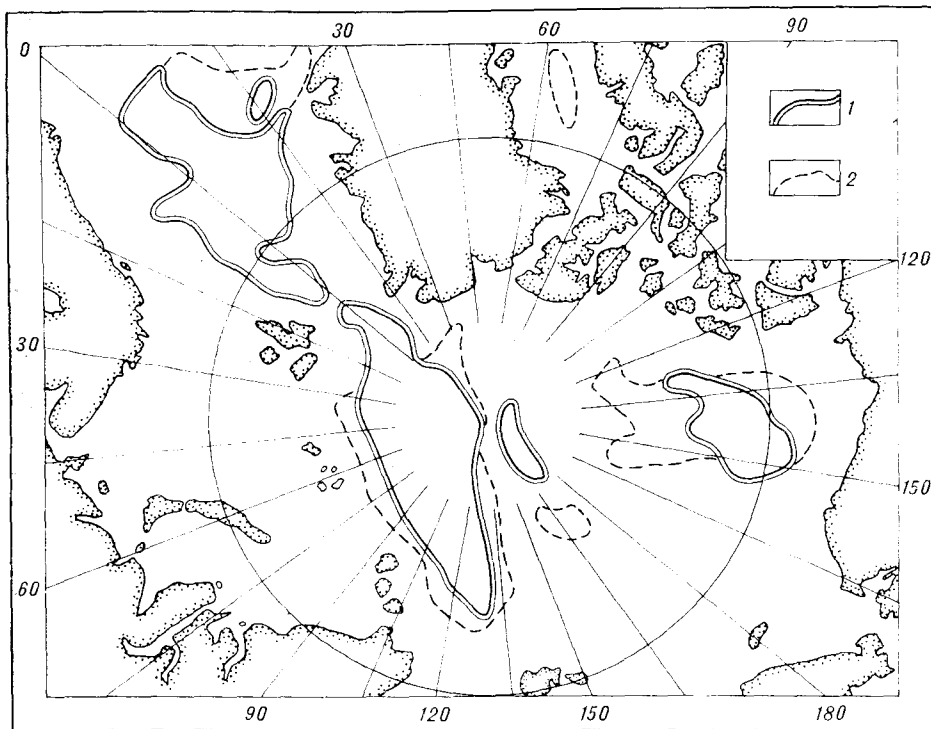
* В Исландии значительным развитием пользуются калиево-натриевые липариты [18] — эффузивные аналоги нормальных гранитов.

рис. 1); в Индийском океане — Сейшельская банка (см. рис. 3); в Тихом океане — острова Фиджи и др.** (см. рис. 2). Есть все основания полагать, что земная кора в данных случаях относится к континентальному или субконтинентальному типам (см. выше). Погруженные в океан континентальные блоки иног-

** На острове Пасхи известны калиево-натриевые обсидианы [18].

Рис. 4. Схематическая карта районирования Северного Ледовитого океана по типам земной коры [10].

1 — контуры, ограничивающие область развития океанической коры; 2 — то же, для субокеанической коры. Остальная площадь занята континентальной и субконтинентальной корой.



да могут быть сопоставлены по составу, возрасту и т. д. с породами соседних геологических образований на материке и шельфе (например, хр. Ширшова в Беринговом море, см. также [29, 39]). Вместе с тем гранитоиды и метапелиты, особенно в северной Атлантике, обнаруживаются в районах, где нижняя часть разреза морского дна (фундамент) представлена базитами. В качестве примеров могут служить

подводные хребты Рейкьянес и Северо-Атлантический, где геологическими работами среди базальтов выявлено присутствие сланцев, гранулитов, чарнокитов, мигматитов и т. п. [15, 29, 36, 38 и др.]. Эти находки свидетельствуют о том, что фрагменты древней континентальной коры сохраняются в составе океанического фундамента, однако суммарный объем их невелик.

Останцы древней коры среди базальтов океанического фундамента являются результатом «океанизации» материков за счет разрушения и разубоживания кислого (метапелит-гранитоидного) материала основным. На данное обстоятельство неоднократно обращалось внимание в геологической литературе [18, 29 и др.]. Находки гранитоидов и метапелитов с океанической стороны глубоководных желобов находятся в противоречии с гипотезой субдукции. Об этом, в частности, свидетельствуют материалы, полученные на Курило-Камчатском желобе [2—4, 24 и др.]. Наиболее приемлемым объяснением присутствия метапелитовых метаморфических пород и гранитоидов в составе океанического фундамента может быть утонение и дробление континентальной коры при раздвижении в ходе рифтообразования. Реальность этого механизма не вызывает сомнения. Примеры дробления континентальной коры серий параллельных разрывов с внедрением основной магмы широко известны. При этом возникают целые поля даек, где вмещающие породы (в том числе гнейсы и гранитоиды) сохраняются лишь в форме перегородок. Та-

кие явления фиксируются начиная с рифея [6, 22]. Объекты, подобные рифейскому гашунурскому комплексу, где метаморфизованные параллельные дайки по объему соизмеримы с вмещающим кислым субстратом [22], представляют собой незавершенные, затухшие в начальных стадиях рифт-спрединговые зоны.

Сохранение фрагментов континентальной коры в пределах срединно-океанических хребтов могло произойти либо при одновременном внедрении магмы по параллельным трещинам, либо при смещении во времени оси спрединга. Это созвучно с идеей о «нераздвигающихся блоках» древних пород, высказанной более 15 лет назад Э. Бонатти и Х. Гонноредом [34].

В связи с проблемами, обсуждаемыми в данной статье, нельзя не высказаться по поводу так называемого «ледового» разноса» кристаллических пород в приполярных частях океанов. Вслед за И. В. Лучицким [18], В. М. Лавровым [15] и С. А. Силантьевым [29] мы считаем, что роль этого явления сильно преувеличена. Тем не менее представляется, что была бы целесообразна постановка специальных методических работ для правильного осмысливания результатов морских драгировок в высоких и умеренных широтах. Очевидно, что существенный ледовый разнос кристаллических пород паковыми льдами невозможен и мог осуществляться лишь айсбергами, представляющими собой «стоки» крупных континентальных ледников в океан. Поэтому материал подобного генезиса по морфологии должен быть целиком аналогичен мореным образованиям. Определенная до-

ля драгированных гранитоидов и метаморфических пород действительно обладает соответствующими признаками. Но наряду с этим имеется сколько угодно находок неокатаных, грубых обломков пород, которые никак нельзя отнести за счет ледового разноса. Дифференциация таких случаев представляется чрезвычайно важной.

По поводу разноса паковыми льдами необходимо дополнительно отметить, что основное течение Гольфстрима располагается севернее значительной части находок гранитоидов и метаморфических пород в Атлантическом океане. Гольфстрим блокирует распространение паковых льдов к югу от 50° с. ш., и транспорт обломков в этот район океана становится невозможен (см. рис. 1). На подобное же обстоятельство в отношении южной границы (40° ю. ш.) ледового разноса в Тихом океане обратил внимание И. В. Луцицкий [18].

Важна еще одна сторона вопроса. В результате специальных работ одним из авторов настоящей статьи (В. В. Хлестовым) при драги-

ровании на океанической стороне Курило-Камчатского желоба (вал Зенкевича) установлено, что гранитоиды и метаморфические породы не рассеяны равномерно на дне (как должно бы быть в случае ледового разноса), а приурочены к крутым уступам. Это прямо свидетельствует в пользу коренного залегания драгированных образцов вышеупомянутых горных пород.

Резюмируя изложенное, следует еще раз подчеркнуть, что находки в океанах любых регионально-метаморфизованных пород указывают на наличие фрагментов континентальной коры не в меньшей мере, чем находки калиево-натриевых гранитоидов. Эти данные, как и сведения о неоднородностях мощностей коры, противоречат ортодоксальной модели субдукционного «конвейера», а значит, заставляют склониться в сторону альтернативных гипотез. Присутствие фрагментов континентальной коры в составе океанического фундамента позволяет ставить вопрос о поисках в океанах полезных ископаемых, типичных для материков.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аугенто Ф., Ланкаревик Б. Д., Росс Д. П. Геология Срединно-Атлантического хребта (профиль Гудзон, 45° с. ш.) // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана.— М.: Мир, 1973.
2. Васильев Б. И., Соловьев Л. С., Суворов А. А. О геологическом строении внешнего склона Курило-Камчатского желоба и вала Зенкевича // Докл. АН СССР.— 1978.— Т. 238, № 5.
3. Васильев Б. И. и др. Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга — желоб.— М.: Наука, 1979.
4. Головинский В. И. Тектоника Тихого океана.— М.: Недра, 1985.
5. Добрецов Н. Л. и др. Фации метаморфизма.— М.: Недра, 1970.
6. Ильин А. В. Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии — кембрии.— М.: Наука, 1982.
7. Кани Дж. Р. Петрология пород основания хребта Палмер в северо-восточной части Атлантического океана // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана.— М.: Мир, 1973.
8. Качанов Н. Н., Клещенко С. А. О размещении грубообломочного материала в дольных отложениях Фареро-Исландского порога // Докл. АН УССР. Сер. Б.— 1975.— № 1.
9. Кашинцев Г. Л., Фрих-Хар Д. И. Строение океанской коры в зоне разломов Элтанин (Тихий океан) по петрографическим данным // Океанология.— 1978.— Т. 18, № 1.
10. Киселев Ю. Г. Земная кора Северного Ледовитого океана (особенности строения и стадии развития) // Структура земной коры Мирового океана.— Л.: ПГО Севморгеология, 1984.
11. Корсаков О. Д., Головинский В. И., Куренцова Н. А. и др. Находка плагиогнейса в центральной части Тихого океана // Докл. АН СССР.— 1983.— Т. 270, № 6.
12. Красильщиков А. А. Магматические и метаморфические комплексы фундамента Северной Атлантики (по материалам донного опробования) // Структура земной коры Мирового океана.— Л.: ПГО Севморгеология, 1984.
13. Красный Л. П. О великом тихоокеанском георазделе // Докл. АН СССР.— 1978.— Т. 242, № 1.
14. Кунии Н. Я., Семенова Г. И. Мощности земной коры и особенности рельефа поверхности Мохоровича в Тихом океане // Структурная неоднородность океанов.— Владивосток: ИГиГ ДВНЦ АН СССР, 1983.
15. Лавров В. М. Геология Срединно-Атлантического хребта.— М.: Наука, 1979.
16. Леликов Е. П. Метаморфические комплексы и гранитоиды дна Японского и Восточно-Китайского морей // Магматические и метаморфические породы океанической коры.— М.: Наука, 1983.
17. Литвинов Э. М., Горячев Ю. В. Земная кора Мирового океана — общая характеристика измененной мощности // Структура земной коры Мирового океана.— Л.: ПГО Севморгеология, 1984.
18. Луцицкий И. В. О кислых магматических породах океанов // Геотектоника.— 1973.— № 5.
19. Мелсон У. Г., Томпсон Г. Петрология пород зоны трансформного разлома и прилегающих сегментов океанического хребта // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана.— М.: Мир, 1973.
20. Милашин А. П. Структурная неоднородность дна океанов и проблема их происхождения // Структурная неоднородность океанов.— Владивосток: ИГиГ ДВНЦ АН СССР, 1983.
21. Милашин А. П. и др. Структурные провинции Индийского океана // Структурная неоднородность океанов.— Владивосток: ИГиГ ДВНЦ АН СССР, 1983.
22. Митрофанов Ф. П., Козаков Н. К., Палей П. П. Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы.— Л.: Наука, 1981.
23. Миласиро А., Сидо Ф., Юинг М. Метаморфизм в пределах Срединно-Атлантического хребта близ 24° и 30° с. ш. // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана.— М.: Мир, 1973.
24. Неверов Ю. Л., Кичина Е. Н., Остапенко В. Ф.

- Петрография пород зоны сочленения Алеутского и Курило-Камчатского желобов // Геология дна северо-запада Тихого океана.— Владивосток: СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1980.
25. *Перцев Н. Н.* Метаморфизм в океанском фундаменте по данным глубоководного бурения // Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис.— М.: Наука, 1983.
 26. *Пушаровский Ю. М.* Глубоководное бурение и проблемы тектоники // Геология дна океанов по данным глубоководного бурения.— М.: Наука, 1984.
 27. *Резанов И. А., Файтельсон А. Ш., Краснопецева Г. В.* Природа границы Мохоровичича.— М.: Недра, 1984.
 28. *Силангьев С. А.* Амфиболиты океанических областей // Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис.— М.: Наука, 1983.
 29. *Силангьев С. А.* Метаморфические породы дна Атлантического океана.— М.: Наука, 1984.
 30. *Силангьев С. А., Лавров В. М.* Метаморфические породы восточного фланга хребта Рейкьянес // Докл. АН СССР.— 1976.— Т. 228, № 5.
 31. *Смирнов А. М.* К вопросу о природе тихоокеанского сегмента Земли // Тихоокеан. геология.— 1985.— № 1.
 32. *Ben-Avraham Z., Nur A.* An introductory overview to the concept of displaced terranes. *Canad. J. Earth Sci.*— 1983.— V. 20, N 6.
 33. *Ben-Avraham Z., Nur A. et al.* Continental accretion: from oceanic plateaus to allochthonous terranes // *Science.*— 1981.— V. 213, N 4503.
 34. *Bonatti E., Honnorez J.* Nonspreading crustal blocks at the Mid-Atlantic Ridge // *Ibid.*— 1971.— V. 174, N 4016.
 35. *Challis G. A., Gabites J., Davey F. J.* Precambrian granite and manganese nodules dradged from South-western Campbell plateau, New Zealand // *New Zealand Journ. geol. geophys.*, 1982.— V. 25, N 4.
 36. *Didier J., Guennoc P., Pautot G.* Granodiorites, granulites et charnockites de L'éperon de Goban (marge armoricaine), aur contact du domaine océanique // *C. r. Acad. Sci.*— 1977.— D 284, N 9.
 37. *Ozima M., Saito K. et al.* Additional evidence of existence of ancient rocks in the Mid-Atlantic Ridge and the age of the opening of the Atlantic // *Tectonophys.*— 1976.— V. 31, N/2.
 38. *Pautot G., Renard V. et al.* A granite cliff deep in the North Atlantic // *Nature.*— 1976.— V. 263, N 5579.
 39. *Roberts D. G., Flemming N. C. et al.* Helen's Reef: a microgabbroic intrusion in the Rockall intrusive centre, Rockall Bank // *Marine Geology.*— 1974.— V. 16, N 1.
 40. *Storey B. C., Mair B. F., Bell C. M.* The occurrence of mesozoic oceanic floor and ancient continental crust on South Georgia // *Geol. Mag.*— 1977.— V. 114, N 3.
 41. *Tarney J.* Petrology, mineralogy and geochemistry of the Falkland plateau basement rocks, site 330, Deep Sea Drilling Project // *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.*— Washington. Govern. Print. Office.— 1977.— V. 36.

ИГиГ СО АН СССР
Новосибирск

Поступила в редакцию
10 декабря 1987 г.

В. П. Симаненко, В. П. Нечаев

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОСАДКОВ ФИЛИППИНСКОГО МОРЯ

Приводятся данные о химическом составе донных осадков ряда полигонов Филиппинского моря. Анализируется изменчивость содержаний макро- и микрокомпонентов в них по площади дна и в вертикальном

разрезе с целью выяснения особенностей осадконакопления и диагенетической миграции вещества в верхней части осадочной толщи.

В 3-м рейсе (3 марта — 22 мая 1984 г.) НИС «Академик Александр Виноградов» [5] и 21-м рейсе (8 марта—21 апреля 1986 г.) НИС «Профессор Богоров», приведенном ДВГИ ДВО АН СССР, на ряде полигонов были подняты многочисленные колонки осадков из различных районов Филиппинского моря (рис. 1). На ос-

новании изучения вещественного состава выделены следующие типы осадков: пелагические глины, алевриты, кремнистые (этмодискусовые) илы, глинисто-кремнистые илы, карбонатные осадки (фораминиферовые и кокколито-фораминиферовые пески и глины с остатками фораминифер), вулканические пеплы, а также слаболифтифицированные алевроаргиллиты.

Пелагические глины и алевриты являются наиболее распространенными типами осадков Филиппинского моря. Обычно они встречаются совместно и обладают близким минералогическим и химическим составом, но алевритам свойственна более крупнозернистая структура [1, 4]. Пелагические глины слагают наиболее пологие участки дна, алевриты чаще отмечаются на крутых склонах и, по-видимому, образуются в результате подводного перемыва пелагических глин, изначально содержащих незначительную алевритовую примесь. Пелагические глины и алевриты Филиппинского моря в отличие от аналогичных осадков Мирового океана [3] заметно обогащены глиноземом, железом, магнием и марганцем, содержат в одинаковом количестве титан, кобальт и ванадий и несколько беднее хромом, никелем, медью, оливином, цинком и оловом (табл. 1, 2).

Вулканические пеплы в виде прослоев наблюдаются среди пелагических глин и алевритов. Наиболее широко этот тип осадков проявлен в северо-западной части моря на станциях полигона 2 (см. рис. 1). По структуре вулканические пеплы близки алевритам. Их главные минеральные компоненты — вулканическое стекло кислого состава (SiO_2 — 70 %) и двуспироксеновая ассоциация минералов, свойственная островодужным вулканитам. По-видимому, эти пеплы являются продуктами вулканизма ближайших островных дуг (Филиппинской, Лусон, Рюкю). По химическому составу вулканические пеплы отличаются от пелагических глин и аргиллитов повышенным

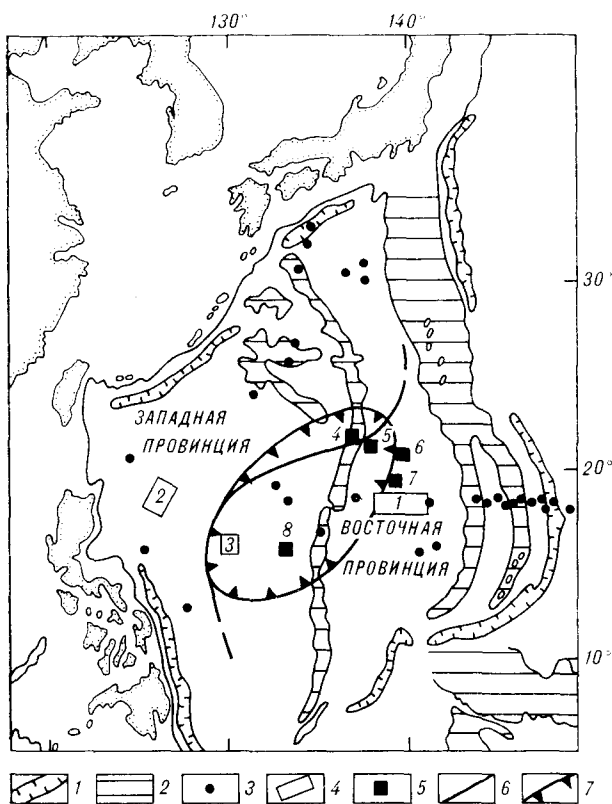


Рис. 1. Схема химической зональности позднелигоцен-четвертичных осадков Филиппинского моря.

1 — глубоководные желоба; 2 — подводные поднятия; 3 — скважины глубоководного бурения; 4, 5 — полигоны работ; 4 — 3-й рейс НИС «Академик Александр Виноградов», 1984 г., 5 — 21-й рейс НИС «Профессор Богоров», 1986 г.; 6 — граница химических провинций; 7 — граница зоны обогащения осадков рудными микроэлементами.

Химический состав (мас. %) осадков Филиппинского моря

Интервал, см; номер образца	Материал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	П. п. п.	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
<i>Полигон 1</i>															
<i>Станция 3В5 (17°57,4' с. ш., 139°21,4' в. д., L = 6800 м)</i>															
15—21	ГКр*	52,10	0,42	9,94	5,99	0,54	0,62	1,66	1,27	5,28	1,87	—	7,14	12,85	99,68
42—49	ГКр*	51,70	0,41	9,61	5,13	0,22	2,15	2,45	2,24	6,87	1,76	—	7,12	13,08	100,74
240—260	Кр*	65,25	0,25	4,70	1,70	1,17	0,10	1,54	0,79	3,06	1,29	—	11,43	9,93	100,71
<i>Станция 3В6 (17°51,5' с. ш., 139°14,1' в. д., L = 4600 м)</i>															
0—5	А*	44,60	0,76	14,25	9,16	—	2,31	3,50	3,80	3,97	2,19	—	6,46	9,32	100,32
20—32	А*	45,85	0,79	15,08	9,09	—	0,92	3,30	2,11	4,00	2,45	—	8,04	9,20	100,83
<i>Станция 3В7 (17°55,5' с. ш., 139°17,3' в. д., L = 6000 м)</i>															
5—10	А*	45,95	0,47	11,46	6,55	1,33	0,16	3,30	1,80	5,89	2,08	—	7,56	14,02	100,57
25—34	ГКр*	51,60	0,39	7,62	3,83	0,95	0,47	2,66	1,31	7,20	1,70	—	8,00	14,33	99,76
<i>Станция 3В55 (17°58,6' с. ш., 139°35,8' в. д., L = 4400 м)</i>															
40—45	Г	48,76	0,87	17,20	9,73	—	1,06	3,52	3,31	1,32	1,93	0,36	—	11,61	99,68
120—125	Г	47,76	0,88	17,14	10,05	—	0,95	3,60	3,33	1,30	1,75	0,31	—	12,72	99,79
<i>Станция 3В56 (17°58,8' с. ш., 139°30,4' в. д., L = 5800 м)</i>															
2—40	Г	47,45	0,91	17,37	10,31	—	1,05	3,42	2,94	1,46	1,83	0,34	—	12,41	99,40
<i>Станция 3В57 (17°59,5' с. ш., 139°25,2' в. д., L = 6300 м)</i>															
0—5	Г	46,58	0,92	16,99	10,65	—	1,54	3,76	2,76	1,20	1,85	0,33	—	13,22	99,80
210—260	Г	46,90	0,90	16,76	10,35	—	1,02	3,76	1,78	1,38	2,03	0,33	—	14,66	99,87
<i>Станция 3В59 (17°55,0' с. ш., 139°12,2' в. д., L = 4600 м)</i>															
0—1	Г	47,82	0,91	17,16	9,96	—	1,65	3,90	2,94	1,35	1,90	0,37	—	11,88	99,74
<i>Станция 3В3 (17°54,0' с. ш., 139°23,6' в. д., L = 6000 м)</i>															
2 ^a	АА*	43,65	0,90	15,38	9,37	—	1,26	3,21	2,5	3,53	2,58	—	8,37	10,07	100,72
2 ^b	АА*	39,60	0,64	14,48	10,17	—	4,72	4,01	1,84	3,30	2,13	—	8,89	10,45	100,23
<i>Станция 3В11 (17°56,0' с. ш., 139°19,9' в. д., L = 5700 м)</i>															
4/1	АА*	43,40	0,56	15,40	9,32	—	2,18	3,83	2,37	2,60	2,17	—	8,50	10,01	100,34
1/5 ^b	АА*	44,10	0,53	15,25	8,87	—	1,94	5,78	2,23	3,31	2,39	—	7,43	10,65	100,48
<i>Полигон 2</i>															
<i>Станция 3В16 (18°38,0' с. ш., 126°44,4' в. д., L = 3350 м)</i>															
20—25	Кр*	29,88	0,41	10,36	3,30	0,59	0,21	1,79	23,33	0,99	1,07	0,22	24,58	24,58	99,76
60—62	Кр	30,58	0,44	11,76	3,68	0,54	0,20	2,11	24,44	1,02	0,78	0,20	—	24,05	99,80
<i>Станция 3В40 (18°41,4' с. ш., 126°37,0' в. д., L = 6000 м)</i>															
5—18	Г*	51,25	0,54	17,10	5,76	0,70	0,33	3,18	2,14	4,44	2,63	—	4,43	7,58	100,05
91—118	Г*	50,55	0,65	19,90	6,51	0,72	0,37	3,00	1,84	3,71	3,02	—	3,21	8,64	101,12
<i>Станция 3В41 (18°30,6' с. ш., 126°44,9' в. д., L = 3520 м)</i>															
1—21	А*	52,60	0,68	16,96	5,53	1,30	0,46	3,07	4,07	3,61	2,03	—	3,86	5,85	100,02
<i>Станция 3В42 (18°27,4' с. ш., 126°49,2' в. д., L = 5000 м)</i>															
0—6	А*	53,05	0,55	17,27	5,71	0,85	0,53	2,74	2,37	3,92	2,43	—	3,91	7,12	100,35
<i>Станция 3В45 (18°49,3' с. ш., 126°24,0' в. д., L = 5020 м)</i>															
0—1	Г	51,60	0,83	18,66	6,58	1,15	0,49	3,66	1,65	1,41	2,12	0,25	—	11,14	99,54
0—3	Г*	49,55	0,64	17,56	5,86	0,86	0,39	3,67	1,97	3,99	2,46	—	5,49	7,11	99,73
34—38	Г	53,01	0,82	18,33	6,50	0,92	0,51	3,75	1,41	1,38	2,30	0,20	—	10,59	99,72
170—174	Г	54,94	0,83	18,41	7,73	0,21	0,87	3,53	1,54	1,36	2,03	0,20	—	10,85	99,77
<i>Станция 3В46 (18°22,6' с. ш., 126°57,2' в. д., L = 5200 м)</i>															
0—3	Г*	54,70	0,54	16,57	5,60	0,38	0,35	2,47	3,16	4,05	2,70	—	3,52	6,19	100,21
18—20	Г	53,90	0,78	17,72	5,76	1,13	0,49	3,15	1,92	1,90	2,20	0,26	—	10,45	99,66
33—35	П	55,25	0,96	16,50	5,20	3,35	0,18	2,72	3,60	2,21	2,08	0,31	—	7,21	99,57
<i>Полигон 3</i>															
<i>Станция 3В33 (16°09,8' с. ш., 130°36,3' в. д., L = 6400 м)</i>															
0—50	Г*	46,45	0,67	17,57	8,46	—	0,88	3,01	1,28	3,62	2,65	—	5,53	10,06	100,18
50—90	Г*	46,70	0,75	17,02	8,25	—	0,91	3,02	1,46	5,38	2,99	—	6,53	7,68	100,69

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
80—83	Г	48,60	0,96	18,74	8,97	—	0,93	3,30	1,22	1,10	2,44	0,26	—	13,14	99,56
135—180	Г*	45,50	0,73	17,30	7,92	—	0,96	3,75	0,93	3,70	2,46	—	6,64	10,70	100,09
<i>Станция ЗВЗБ (16°27,1' с. ш., 130°45,1' в. д., L = 4800 м)</i>															
0—1	Г	48,18	0,83	18,21	8,89	—	1,30	3,39	1,68	1,10	2,13	0,27	—	13,67	99,65
<i>Полигон 4</i>															
<i>Станция Б21-13 (21°15,7' с. ш., 136°36,0' в. д., L = 3400 м)</i>															
0,3—5	А	54,65	0,64	15,08	7,38	0,55	0,06	2,90	2,46	1,80	2,71	0,38	4,41	6,50	99,52
5—7	Г	55,15	0,61	14,98	6,99	0,19	1,45	2,72	2,87	2,28	2,95	0,42	3,08	6,52	100,25
<i>Станция Б21-4 (21°16,5' с. ш., 136°27,7' в. д., L = 3400 м)</i>															
0—10	Кб	16,39	0,21	4,79	1,66	0,57	0,12	0,99	40,29	0,85	0,83	0,18	1,00	31,95	99,01
10—17	Кб	21,60	0,23	5,30	2,04	0,56	0,13	0,57	35,92	0,96	0,99	0,21	0,89	30,14	99,54
17—27	Кб	44,39	0,52	12,90	5,03	0,43	0,54	2,11	13,44	1,80	2,10	0,32	3,13	12,85	99,56
<i>Станция Б21-8 (21°23,8' с. ш., 136°19,1' в. д., L = 4750 м)</i>															
0—9	А	53,34	0,79	15,61	7,68	1,07	0,27	3,13	3,44	1,85	2,98	0,32	4,44	5,49	100,41
9—23	Г	53,50	0,73	14,98	8,14	0,45	0,80	3,14	2,39	1,78	2,74	0,34	4,02	6,57	99,58
23—37	Г	52,20	0,74	15,38	8,55	0,44	0,88	3,14	2,46	1,59	2,65	0,31	4,43	6,74	99,51
37—53	Г	51,56	0,70	16,94	10,10	0,36	0,89	3,00	2,62	1,47	2,45	0,34	4,50	5,29	100,22
<i>Полигон 6</i>															
<i>Станция Б21-17 (20°38,3' с. ш., 139°36,2' в. д., L = 6500 м)</i>															
0—10	ГКр	57,32	0,67	14,25	6,81	0,71	0,79	2,64	2,63	1,69	2,21	0,27	4,37	5,83	100,19
10—43	Кр	64,38	0,38	8,88	5,02	0,36	1,32	1,78	3,23	1,08	1,46	0,11	5,41	6,25	99,56
43—73	Кр	68,50	0,34	7,09	4,45	0,19	0,27	1,47	1,09	1,06	1,37	0,06	6,27	7,36	99,52
73—123	Кр	69,90	0,36	7,10	3,62	0,74	0,08	1,67	1,09	1,02	1,30	0,08	6,04	6,52	99,52
123—173	Кр	70,30	0,35	7,09	3,89	1,10	0,11	1,38	1,37	1,02	1,19	0,08	5,52	6,12	99,52
223—273	Кр	71,85	0,32	6,35	3,30	0,71	0,02	1,85	1,87	1,08	1,33	0,20	4,60	6,32	99,80
273—332	Кр	67,47	0,36	7,82	4,03	0,93	0,10	1,87	1,09	0,97	1,52	0,08	6,00	7,26	99,50
<i>Полигон 7</i>															
<i>Станция Б21-29 (19°13,4' с. ш., 139°23,6' в. д., L = 6200 м)</i>															
0—80	Кр	71,80	0,35	6,87	3,01	0,71	0,03	2,22	1,82	1,24	1,26	0,16	3,75	6,60	99,82
80—160	Кр	76,05	0,22	5,30	2,35	0,56	0,05	0,84	1,16	1,12	0,73	0,07	5,62	6,06	100,13
160—240	Кр	72,37	0,36	6,85	3,29	0,36	0,04	1,63	1,73	1,33	1,15	0,20	4,76	5,62	99,69
240—325	Кр	71,90	0,26	5,90	2,93	0,59	0,05	1,22	1,23	1,84	1,19	0,09	5,68	7,47	100,35
325—350	ГКр	56,75	0,75	14,87	7,24	0,50	0,08	3,28	2,76	1,76	2,31	0,22	4,04	5,78	100,34
350—390	ГКр	54,05	0,68	13,86	8,61	1,11	0,11	3,39	2,87	1,73	2,12	0,22	4,72	6,12	99,59
<i>Полигон 8</i>															
<i>Станция Б21-21 (16°43,1' с. ш., 132°50,0' в. д., L = 6300 м)</i>															
0—8	Г	51,40	0,80	17,18	8,76	0,30	1,10	3,45	1,34	1,60	2,55	0,34	—	10,66	99,49
8—60	Г	46,19	0,95	19,81	9,70	0,29	1,07	3,99	1,27	1,49	2,51	0,27	—	11,97	99,52
60—120	Г	49,98	0,81	17,83	9,30	0,30	1,02	3,48	1,08	1,18	2,50	0,30	—	11,73	99,52
120—180	Г	50,42	0,81	17,75	9,26	0,30	1,04	3,32	1,05	1,36	2,65	0,32	—	11,22	99,51
180—240	Г	46,44	0,94	19,98	9,92	0,36	1,21	3,98	1,10	1,28	2,62	0,34	—	11,33	99,50
240—273	Г	49,19	0,83	17,41	9,54	0,28	1,26	3,42	1,10	1,29	2,68	0,34	—	12,14	99,50

Примечание. Позднеплиоцен-четвертичные осадки: Г — пелагическая глина, А — алевит, Кр — кремнистый ил, ГКр — кремнисто-глинистый осадок, Кб — карбонатный осадок, П — вулканический пепел; осадочные породы: АА — алевроартилит.
* Материал проб не отмывался от солей морской воды. Анализы выполнены в лабораториях ДВГИ ДВО АН СССР, аналитики Л. А. Авдеевнина, С. П. Багалова, Т. Г. Ватутина, М. И. Ильина, Т. А. Мсдонова.

содержанием кремнезема, закисного железа, кальция, натрия и почти всех из анализированных микроэлементов, а также меньшими содержаниями окисного железа, магния и марганца.

Глинисто-кремнистые и кремнистые (этомодискусковые) илы локализованы в небольших по площади углублениях дна глубоководных котловин и желобов в полосе между экватором и 20° с. ш. [1]. По нашим данным, в этой полосе кремнистые осадки отмечаются только

в небольших изолированных впадинах, ограниченных со всех сторон крутыми склонами, что препятствует возникновению значительных придонных течений воды и способствует захоронению в них легкотекучих кремнистых илов. На дне впадин кремнистые и кремнисто-глинистые осадки локализуются вблизи склонов, образуя линзовидные тела площадью несколько квадратных километров. Для них характерна горизонтально-слоистая текстура, выраженная

Результаты атомно-абсорбционного (окислы в мас. %) и спектрального (микроэлементы в $\mu\cdot 10^{-4}\%$) анализов осадков Филиппинского моря

Интервал, см; номер образца	Материал	Fe ₂ O ₃	MnO	TiO ₂	Ni	Co	Cr	V	Cu	Pb	Zn	Sn	Mo
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14

Полигон 1

Станция ЗВ5 (17°57,4' с. ш., 139°20,4' в. д., L = 6800 м)

0—21	ГКр	6,60	0,67	0,49	31	17	14	43	30	9	2	2	6
21—52	ГКр	5,24	0,40	0,42	22	11	14	41	37	8	2	2	5
52—112	Кр	3,85	0,08	0,25	10	4	2	20	28	5	—	—	—
112—260	Кр	2,86	0,06	0,22	7	2	1	10	17	1	—	—	2

Станция ЗВ6 (17°51,5' с. ш., 139°14,1' в. д., L = 4600 м)

0—5	А	9,16	0,90	0,76	220	130	50	140	460	27	100	2	56
20—32	А	9,09	0,92	0,79	130	55	55	145	230	31	68	6	34

Станция ЗВ7 (17°55,5' с. ш., 139°17,3' в. д., L = 6000 м)

0—5	Г	5,47	0,15	0,42	6	—	—	4	32	—	—	—	—
5—10	А	8,0	0,16	0,47	51	17	43	77	160	36	26	21	2
12—18	Г	4,86	0,58	0,49	17	18	10	26	62	7	—	4	—
25—34	Кр	4,90	0,17	0,39	33	20	43	52	160	14	—	21	0
47—52	Г	—	—	0,73	58	18	46	115	160	31	31	21	8

Станция ЗВ55 (17°58,6' с. ш., 139°35,8' в. д., L = 4400 м)

0—2	Г	8,71	0,85	0,67	31	10	23	53	85	16	63	1	2
40—80	Г	9,73	1,06	0,87	41	21	40	86	120	29	83	—	5
105—182	Г	10,1	0,90	0,83	35	17	30	75	125	28	68	2	11

Станция ЗВ56 (17°58,8' с. ш., 139°30,4' в. д., L = 5800 м)

0—2	Г	10,28	1,72	0,78	72	25	37	72	125	16	110	2	28
2—50	Г	10,31	1,05	0,91	43	28	47	86	115	26	110	—	10
90—130	Г	10,61	1,07	0,72	74	45	77	120	120	49	170	2	60

Станция ЗВ57 (17°59,5' с. ш., 139°25,2' в. д., L = 6300 м)

0—5	Г	10,65	1,54	0,92	110	20	25	56	125	16	63	2	50
5—53	Г	10,93	1,06	0,75	36	17	20	65	65	14	—	2	7
33—40	Г	10,61	1,10	0,71	46	15	20	58	95	14	52	—	15
40—51	Г	11,25	1,27	0,79	53	21	15	33	93	14	41	—	15
51—81	Г	11,0	1,02	0,76	53	21	25	75	130	24	63	2	28
81—130	Г	10,74	1,11	0,75	64	20	28	87	150	34	95	2	71
130—138	Г	10,36	1,11	0,76	36	15	20	53	95	16	—	2	16
138—200	Г	10,68	1,06	0,78	34	12	30	63	130	26	57	2	26
200—230	Г	10,75	1,09	0,75	35	18	35	78	130	32	57	2	42
230—265	Г	10,32	1,02	0,90	34	16	30	73	110	24	57	2	27

Станция ЗВ3 (17°54,0' с. ш., 139°23,6' в. д., L = 6000 м)

2а	АА	9,37	1,26	0,8	230	54	40	135	460	23	73	3	12
2б	АА	10,17	4,72	0,64	480	160	38	135	1110	34	110	2	84

Станция ЗВ11 (17°56,0' с. ш., 139°19,9' в. д., L = 5700 м)

4/1-в	АА	11,45	0,55	—	20	97	38	105	420	21	73	2	29
1/5-б	АА	8,87	1,94	0,53	250	83	50	130	600	15	38	2	37

Полигон 2

Станция ЗВ16 (18°38,0' с. ш., 126°44,4' в. д., L = 3350 м)

0—30	Кб	3,95	0,21	0,41	14	11	10	37	30	7	—	2	—
36—62	Кб	—	—	—	19	—	9	29	50	6	—	2	—

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
<i>Станция ЗВ40 (18°41,4' с. ш., 126°37,0' в. д., L = 5000 м)</i>													
0—5	Г	7,8	0,36	0,72	24	—	28	40	54	8	—	2	—
5—18	Г	6,32	0,33	0,54	67	24	59	125	120	5	68	2	6,2
44—74	Г	7,04	0,58	0,74	29	12	32	71	69	8	22	1	—
91—118	Г	7,30	0,37	0,65	24	24	35	70	74	12	60	3	2
<i>Станция ЗВ41 (18°30,6' с. ш., 126°44,9' в. д., L = 3520 м)</i>													
1—21	А	6,97	0,46	0,68	32	20	44	100	89	19	80	2	2
60—89	А	7,49	0,52	0,74	36	16	36	86	85	8	—	2	2
<i>Станция ЗВ42 (18°27,4' с. ш., 126°49,2' в. д., L = 5000 м)</i>													
0—6	А	6,65	0,53	0,55	105	34	44	118	120	26	60	2	5
10—35	Г	6,98	0,39	0,65	34	17	44	93	88	16	—	2	3
70—134	Г	6,67	0,37	0,61	25	16	37	95	71	12	42	3	5
<i>Станция 45 (18°49,3' с. ш., 126°24,0' в. д., L = 5020 м)</i>													
0—3	Г	6,41	0,34	0,63	61	22	91	140	150	36	83	4	68
3—11	Г	5,93	0,31	0,56	43	12	56	120	130	16	65	3	6
11—28	П	5,51	0,33	0,54	29	11	40	123	96	16	—	2	6
28—44	Г	7,32	0,51	0,82	25	7	30	75	70	8	—	2	5
44—67	Г	6,55	0,38	0,62	24	7	27	70	68	9	—	2	5
67—74	П	4,18	0,30	0,40	0,38	9	36	120	93	16	—	2	8
74—96	Г	7,90	0,42	0,67	32	8	36	93	82	10	—	3	1
96—99	П	4,66	0,41	0,07	58	24	56	140	100	49	67	2	15
99—127	Г	7,16	0,32	0,43	31	8	33	82	57	8	—	2	—
127—130	П	4,69	0,40	0,43	60	24	35	140	120	6	52	2	13
130—199	Г	7,97	0,43	0,71	36	11	42	86	63	10	36	2	1
<i>Станция ЗВ46 (18°22,6' с. ш., 126°57,2' в. д., L = 5200 м)</i>													
0—3	Г	6,0	0,35	0,54	87	31	64	165	150	21	80	4	9,2
15—33	Г	7,01	0,49	0,78	12	—	10	36	30	6	23	—	1
33—35	П	8,91	0,18	0,96	19	20	20	91	88	10	63	5	9
<i>Полигон 3</i>													
<i>Станция ЗВ33 (16°09,8' с. ш., 130°36,3' в. д., L = 6400 м)</i>													
0—50	Г	8,46	0,88	0,67	98	47	64	120	180	25	32	3	44
5—90	Г	8,25	0,91	0,75	100	60	68	165	120	29	55	3	64
135—180	Г	7,92	0,96	0,73	200	82	89	200	320	31	220	3	45
<i>Полигон 4</i>													
<i>Станция Б21-4 (21°16,5' с. ш., 136°27,7' в. д., L = 3400 м)</i>													
0—10	Кб	—	—	—	26	9	9	36	43	17	—	2	—
10—17	Кб	—	—	—	36	9	20	52	44	21	—	2	—
17—27	Кб	—	—	—	79	26	40	110	20	52	74	3	3
<i>Станция Б21-8 (21°23,8' с. ш., 136°19,1' в. д., L = 4750 м)</i>													
0—9	А	7,82	0,34	0,84	63	22	53	140	130	46	110	3	3
9—23	Г	7,78	1,20	0,90	85	26	55	170	130	45	130	3	11
23—37	Г	7,71	0,85	0,81	95	27	45	140	110	38	110	3	9
37—53	Г	7,66	0,90	0,85	95	33	55	220	140	50	110	3	12
<i>Полигон 6</i>													
<i>Станция Б21-17 (20°38,3' с. ш., 139°36,2' в. д., L = 6500 м)</i>													
0—10	ГКр	5,49	0,60	0,68	40	17	14	130	85	17	79	2	3
10—43	Кр	4,59	0,86	0,37	8	5	—	9	11	—	20	—	1
43—73	Кр	2,96	0,91	0,42	5	2	—	5	10	—	17	—	—
73—123	Кр	7,23	0,32	0,27	6	2	—	4	78	—	17	—	—
123—173	Кр	4,95	0,41	0,32	5	2	—	4	8	—	14	—	—
173—223	Кр	5,38	0,62	0,29	6	—	—	5	9	—	20	—	—
223—273	Кр	—	—	—	5	—	—	4	9	—	18	—	—
273—332	Кр	—	—	—	7	—	—	5	12	—	17	—	—

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
<i>Полигон 7</i>													
<i>Станция Б21-29 (19°13,4' с. ш., 139°23,6' в. д., L = 6200 м)</i>													
0—80	Кр	2,40	0,04	—	4	—	—	1	7	—	13	—	—
160—240	Кр	2,12	0,04	—	4	—	—	2	8	—	14	—	—
240—325	Кр	3,17	0,04	—	5	—	—	2	10	—	20	—	—
325—350	ГКр	6,94	0,13	—	9	18	17	140	93	14	85	1	—
350—390	ГКр	10,13	0,13	—	71	36	45	150	110	45	110	2	1

Полигон 8

<i>Станция Б21-21 (16°43,1' с. ш., 132°50,0' в. д., L = 6300 м)</i>													
0—8	Г	8,61	1,04	1,00	110	36	57	170	130	52	130	2	34
8—60	Г	—	—	—	110	40	65	230	160	53	140	3	54
60—120	Г	—	—	—	110	27	35	160	120	32	95	2	42
120—180	Г	—	—	—	71	33	45	170	130	43	110	2	63
180—240	Г	—	—	—	100	40	55	190	140	46	110	2	60
240—273	Г	—	—	—	100	32	55	200	160	46	130	2	60

Примечание. Состав осадков определен в лаборатории спектрохимических методов ДВГИ ДВО АН СССР. Атомно-абсорбционные определения выполнили аналитики Л. А. Авдеевнина, С. П. Баталова, спектральные количественные определения — Л. И. Азарова, Т. К. Бабова, Т. В. Ланкова, И. В. Никитенко, Т. Г. Сверкунова.

тонкими пестроцветными (черными, зелеными, желтыми) прослоями мощностью до 2 см, среди серых кремнистых и глинисто-кремнистых илов мощностью до 1,5—2 м. Кремнистые илы обладают наибольшей кремнекислотностью (65—76 % SiO_2) и низким содержанием всех других макро- и микроэлементов, что обусловлено разбавляющей ролью содержащегося в них аморфного кремнезема (до 25—30 %) [4]. Глинисто-кремнистые илы по содержанию главных петрогенных компонентов и микроэлементов занимают промежуточное положение между пелагическими глинами и кремнистыми илами. Состав их колеблется в зависимости от соотношения биогенного и осадочного материала. Пестроцветные прослойки обогащены гидроокислами железа и марганца. Они, вероятно, имеют диагенетическую природу и образовались на границах слоев, возникших в результате перерывов седиментации.

Карбонатные осадки, встреченные только на некоторых вершинах хр. Кюсю-Палау и на гайоте в Западно-Филиппинской котловине, представлены консолидированными и неконсолидированными разностями. Консолидированные осадки на полигоне 2 представляют собой коралловые известняки палеогенового возраста. Неконсолидированные осадки на полигонах 2 и 4 имеют возраст от миоцена до современного и представлены фораминиферовыми и кокколито-фораминиферовыми песками с примесью вулканокластического и, частично, глинистого материала. Химический состав их варьирует в зависимости от соотношения биогенного и вулканогенного материала. В них повышены содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ (0,1—0,4%), CaO (13—40%), CO_2

(10—28%) и соответственно понижены концентрации всех остальных компонентов (см. табл. 1, 2).

Алевроаргиллиты — это уплотненные разновидности пелагических глин и алевритов, часто служащие цементом эдафогенных брекчий, покрывающих наиболее крутые склоны впадин или вершины прилегающих к ним мелких возвышенностей. Для них характерно высокое содержание аугитенных образований — железомарганцевых микростяжений и цеолитов. От своих рыхлых гомологов — пелагических глин и алевритов — они отличаются высоким содержанием железа и марганца и большинства микроэлементов, что, по-видимому, связано с диагенетическими процессами.

Анализ изменения химического и грапулометрического состава осадков по площади позволяет выявить источники их питания. Наглядно это проявляется при сравнении средних составов повсеместно распространенных пелагических глин и алевритов различных районов моря (табл. 3). Осадки полигона 1, самого восточного из изученных, отличаются наиболее высокой фемичностью. В них наблюдаются наибольшие концентрации TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , CaO и наименьшие — SiO_2 и K_2O , а также высокая величина Ti/Al -отношения. В ряду глинистых образований от тонких пелитов к грубым алевритам наблюдается постепенное увеличение содержания TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , Ni , Co , Cr , V , Cu , Pb , Zn и Mo . Эти данные хорошо согласуются с результатами корреляционного анализа, показывающего, что, за исключением Sn и Ag , все рудные элементы связаны между собой и с наиболее крупной фрак-

Таблица 3

Средний химический состав пелагических глин и алевритов различных районов Филиппинского моря

Компонент	Полигон, район						
	2(4)	3(2)	8(2)	4(4)	1(16)	Ф(15)	С(116)
SiO ₂	58,97	55,88	55,82	59,27	54,50	54,78	65,00
TiO ₂	0,92	0,98	0,96	0,78	1,03	1,05	0,75
Al ₂ O ₃	20,51	21,34	20,41	17,38	19,60	21,54	17,99
Fe ₂ O ₃	7,44	10,31	10,01	9,43	11,67	11,45	4,31
FeO	0,95	—	0,41	0,40	—	—	2,32
MnO	0,66	1,28	1,47	1,12	1,39	0,68	0,38
MgO	3,95	3,87	3,54	3,35	4,17	3,45	2,84
CaO	1,83	1,67	2,34	2,89	3,27	1,30	0,94
Na ₂ O	1,69	1,27	1,87	1,99	1,54	2,51	1,81
K ₂ O	2,50	2,64	3,14	3,01	2,15	2,93	3,52
P ₂ O ₅	0,26	0,31	0,42	0,39	0,39	0,37	0,15
Ti/Al	2,86	2,94	3,00	2,87	3,36	3,10	2,66
FeO/Fe ₂ O ₃	0,13	0,00	0,04	0,04	0,00	0,00	0,54
	(43)	(5)	(6)	(4)	(31)	—	—
Ni	41	143	100	139	51	—	—
Co	16	69	35	33	26	—	—
Cr	40	66	52	51	31	—	—
V	90	146	185	175	74	—	—
Cu	84	270	140	138	124	—	—
Pb	13	28	45	50	22	—	—
Zn	—	82	119	115	—	—	—
Sn	2	3	2	3	2	—	—
Mo	2,3	52	52	16	19	—	—

Примечание. В скобках количество анализов, принятых для расчета среднего; Ф — район 14°19' с. ш., 130°04' в. д. в Филиппинской котловине [13]; С — котловина Сикоку [12]. Из анализов исключены потери при прокаливании.

дией высокими значимыми положительными связями. Очень близки по составу к осадкам полигона 1 отложения полигонов 3 и 8 района 13°09' с. ш. и 130°04' в. д. [8].

Глинистые отложения котловины Сикоку [7] и сходные с ними отложения полигонов 2 и 4 обладают повышенными содержаниями кремнезема и суммы щелочей, а также повышенным отношением K/Na и K/(K + Na). Величина отношения Ti/Al в них ниже, чем в фемических осадках, и приближается к значениям, типичным для кислых магматических пород. Содержание суммы фемафильных компонентов в сиалических осадках ниже, чем в фемических. При этом в глинистых осадках северо-западной части моря (полигон 2) содержания макро- и микрокомпонентов ниже, чем в фемических отложениях центральной и восточной частей моря, не зависят от гранулометрического состава и близки обнаруженным в пепловых туфах, ассоциирующим с ними.

Из диаграммы (рис. 2), где вместе с осадками показаны составы магматических пород вероятных питающих провинций, видно, что отложения фемической группы осадков близки

магматическим породам Идзу-Марианской дуги и фундамента котловины, а сиалической — вулканическим породам северных и западных островных дуг. При этом по отношению к породам источников составы осадков смещены в сторону глинозема и титана. По-видимому, накопление этих компонентов в пелагических отложениях связано с механической дифференциацией вещества в осадочном процессе.

Выделенные химические типы глинистых осадков (сиалической и фемической) занимают вполне определенное положение в пределах акваторий Филиппинского моря, которые мы называем Западной и Восточной провинциями (см. рис. 1). Фемические осадки Восточной провинции питаются, по-видимому, веществом восточных островных дуг и фундамента котловины моря, а сиалические осадки Западной провинции — главным образом за счет северных и западных островных дуг. Конфигурация выделенных провинций в значительной степени обусловлена системой поверхностных течений моря. В зоне северного пассатного течения [2], направленного на запад, сильно расширена Восточная провинция, а севернее 20° с. ш.,

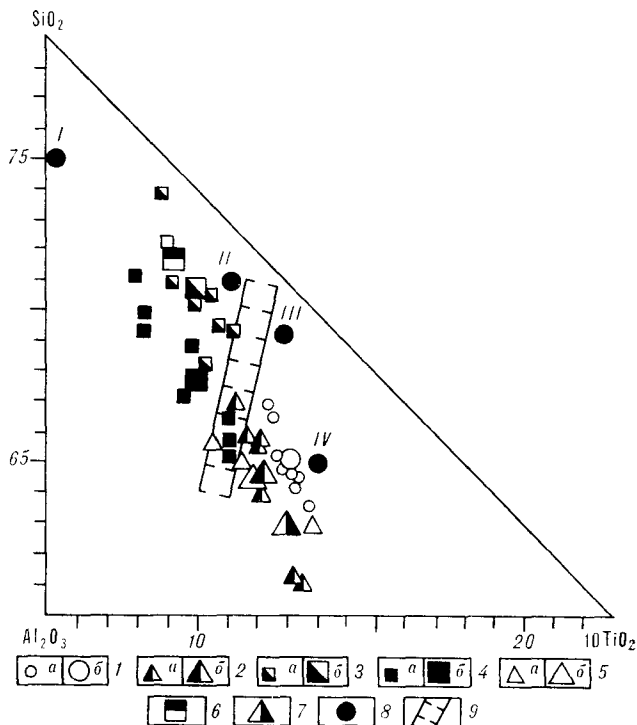
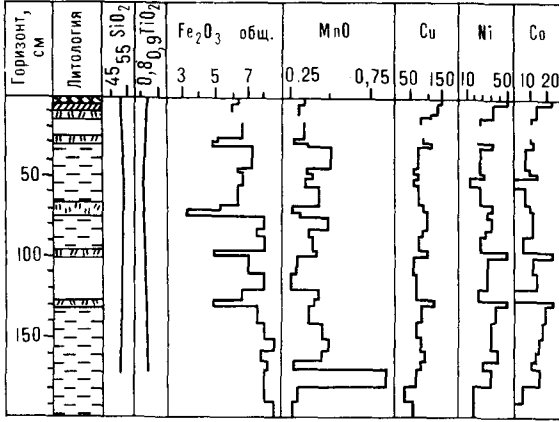


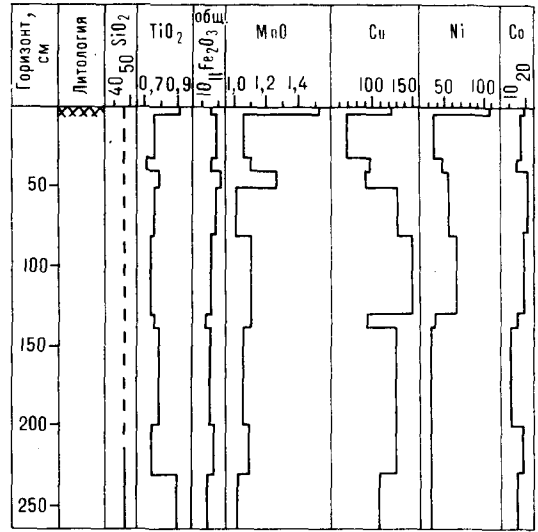
Рис. 2. Соотношение SiO₂-Al₂O₃-10TiO₂ в пелагических глинах и алевритах Филиппинского моря.

а — отдельные пробы, б — средние значения; 1-6 — осадки: 1 — полигона 1, 2 — полигона 8, 3 — полигона 4, 4 — полигона 2, 5 — полигона 3, 6 — котловины Сикоку [7]; 7 — района 14°09' с. ш. и 130°04' в. д. [8]; 8 — магматические породы: I — гранитоиды Японских островов [7], II — четвертичные вулканиды Японских островов [7], III — четвертичные вулканиды Идзу-Марианской островной дуги [7], IV — базальты фундамента котловины Филиппинской, Парсе-се-Вела и Сикоку [6, 9]; 9 — граница осадков западной и восточной провинций.

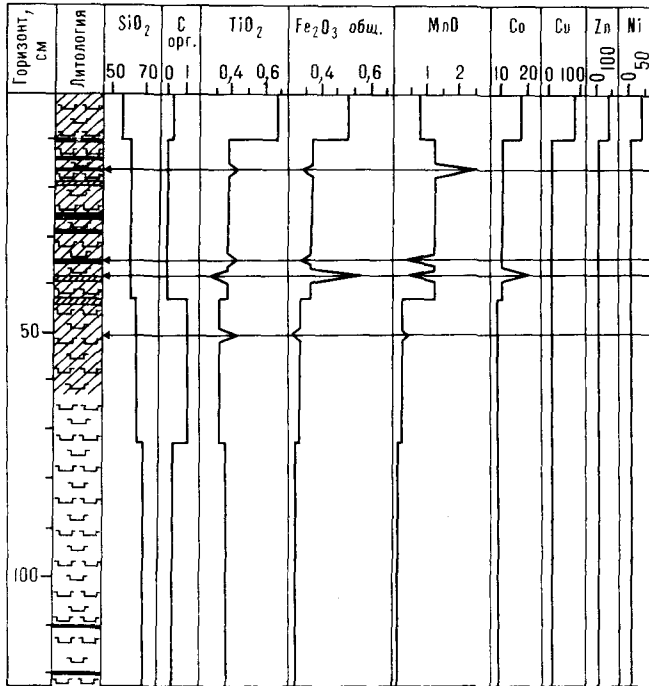
3B-45(2)



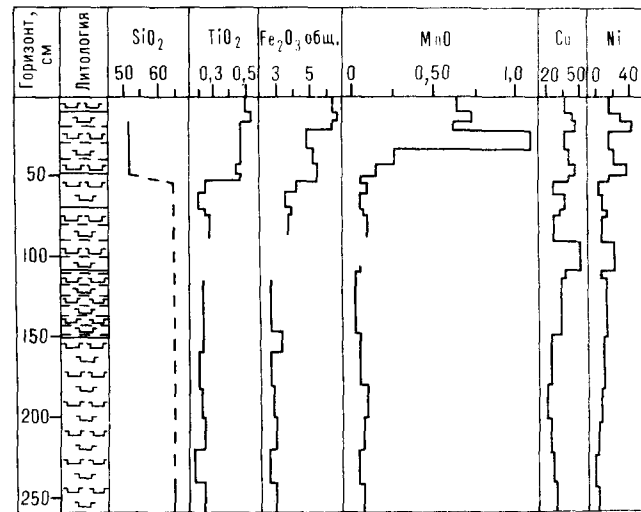
3B 57(1)



Б-21-17(6)



3B 5(1)



Б-21-8(4)

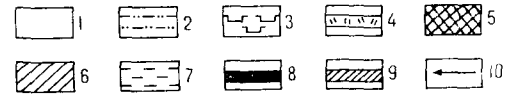
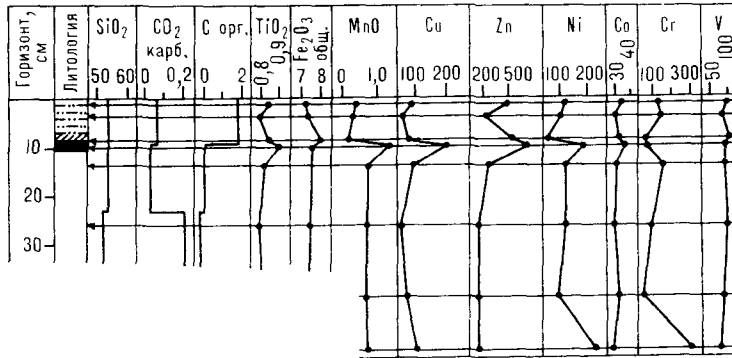


Рис. 3. Распределение некоторых химических компонентов в колонках осадков.

1 — пелагическая глина; 2 — алеврит; 3 — кремнистый ил; 4 — вулканический пепел; 5 — верхний горизонт разжиженных темно-коричневых осадков; 6 — осадки пестрой желто-бурой и желто-зеленой окраски; 7—9 — послойные пестроокрашенные зоны (7 — в мелком, 8, 9 — в крупном масштабе: 8 — черные и темно-коричневые, 9 — зеленые); 10 — места отбора точечных проб. Над колонками номера станций и (в скобках) полигонов.

Особенностью осадков северного и западного районов моря (полигон 2, котловина Сикоку) является высокое отношение FeO/Fe_2O_3 (см. табл. 2). Объясняется это, вероятно, высокой

где ответвления от Куроисио, омывающего западные и северные дуги, направлены в глубь моря, расширяется граница Западной провинции.

восстановленностью осадков (особенно в Сикоку), а также значительной примесью рассеянного в них леплового материала.

Анализ распространения рудных микроэлементов в осадках показывает, что наиболее обогащены ими не юго-восточные районы моря, как можно было бы ожидать из вышеизложенного, а его центральная часть (см. рис. 1). В осадках крайнего юго-восточного (полигон 1) и крайнего западного (полигон 2) участков моря содержание Ni, Co, Cr, V, Pb, Zn, Mo в 1,5—3 раза ниже, чем в осадках центральной части моря. По-видимому, это является следствием осадочной дифференциации элементов, далеко мигрирующих в растворенном виде. Обогащение осадков микроэлементами в зоне, замкнутой внутри моря, свидетельствует о том, что Филиппинское море представляет собой седиментационную систему, самостоятельную даже в отношении наиболее подвижных, легко растворимых в морской воде компонентов.

Признаки диагенетической миграции вещества в осадочной толще выявляются при рассмотрении распределения химических компонентов по колонкам осадков (рис. 3), в которых отмечаются прослой темно-коричневых и пестроцветных отложений, обогащенных рудными компонентами. В верхних частях колонки эти осадки в значительной степени разжижены и имеют относительно повышенную мощность (от 5—10 до 50 см). С глубиной пестроцветные прослой становятся все более уплотненными, а мощность их сокращается до двух сантиметров и менее. Располагаются они, как правило, на границах разнородных слоев. Верхние прослой значительно обогащены железом и марганцем и в них концентрируются практически все из анализированных рудных элементов. Среди внутренних выделяются существенно железистые (зеленые) и существенно марганцевые (черные и темно-коричневые) прослой. Первые обогащены V и Co, а вторые — Cu, Ni, Co, иногда Ti и Cr. Железистые и марганцевые зоны могут контактировать друг с другом, как в колонке Б21-8, но чаще чередуются через промежутки «безрудных» осадков, как в колонке Б21-17 (см. рис. 3).

Такое строение верхней части осадочной толщи устанавливается и в других районах Мирового океана и окраинных морях и объясняется с позиций диагенетической миграции вещества. В верхних зонах, благодаря способно-

сти металлов мигрировать из глубинных зон с более восстановительными условиями среды в окисленные зоны, а также наличию геохимического барьера на границе морская вода — осадок, происходит интенсивное накопление в осадке Fe, Mn и связанных с ними микроэлементов из морской и иловой воды. Эта зона продуцирует железомарганцевые корки и конкреции, в изобилии встречающиеся на всех изученных участках. Внутренние прослой, обогащенные микроэлементами, представляют собой захороненные реликты верхних зон, претерпевших диагенетические преобразования. Они выражаются: 1) в уплотнении и утонении первичного более мощного осадка, 2) в перераспределении рудных компонентов — разделении железа и его спутников от марганца и его спутников, 3) в частичном выносе рудного вещества из захороненной зоны.

Таким образом, в охарактеризованном нами верхнем горизонте осадков мощностью до 4-х м отчетливо проявляются признаки диагенетического перераспределения рудных компонентов, с преимущественной миграцией их снизу вверх.

Выводы.

1. Филиппинское море представляет собой самостоятельную седиментационную систему, главными поставщиками осадочного вещества в которую являясь окружающие его островные дуги и внутренние выходы кристаллического фундамента.

2. Западные и северные дуги поставляют в осадки более сиалический материал, чем восточные дуги и фундамент моря. Относительно малоподвижные в осадочном процессе химические компоненты распределяются в осадках по территории моря зонально, образуя две химические провинции: Западную (сиалическую) и Восточную (фемическую). Конфигурация этих провинций определяется главным образом поверхностными морскими течениями. Рудные элементы концентрируются в центральной части моря.

3. В процессе диагенеза рудное вещество частично мигрирует, создавая в толще осадков зоны послышного обогащения. Наиболее значительная из них располагается у границы морская вода — осадок. Частью этой зоны, вероятно, являются железомарганцевые конкреции и корки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология дна Филиппинского моря.— М.: Наука, 1980.
2. Данченко М. А. Течения Филиппинского моря (обзор) // Исследования океанологических полей Индийского и Тихого океанов.— Владивосток, 1977.

3. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации.— М.: Наука, 1978.
4. Марков Ю. Д., Бирюлина М. Г. и др. О четвертичных и неогеновых неконсолидированных отложениях Филиппинского моря // Геологические исследо-

вания в окраинных морях северо-западной части Тихого океана.— Владивосток, 1977.

5. *Щека С. А., Кулинич Р. Г и др.* Новые данные по геологии разломов Яп и Центральный в Филиппинском море // Докл. АН СССР.— 1986.— Т. 286, № 2.
6. *Dick H. I. B., March N. G., Bullen T. D.* Deep Sea Drilling Project Leg 58. Abyssal basalts from the Shikoku Basin: their petrology and major-elements geochemistry // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington D. C.: US Govern. Print. Office.—1980.— V. 58.

*ДВГИ ДВО АН СССР
Владивосток*

7. *Sugisaki R.* Major-element chemistry of argillaceous Sediments at Deep Sea Drilling Project Sites 442, 443 and 444, Shikoku Basin // *Ibid.*— 1980.— V. 58.
8. *Tiba T.* Chemical composition of the Deep Sea core from the Philippine sea // *Bull. Nat. Sci. Museum.*— 1974.— V. 17.
9. *Zakariadze G. S., Dmitriev L. V. et al.* Petrology of basalts of holes 447 A and 450, South Philippine Sea transect; Deep Sea Drilling Project Leg 59 // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington D. C.: US Govern. Print. Office.— 1981.— V. 59.

*Поступила в редакцию
13 мая 1987 г.*

Б. Н. Пискунов

СООТНОШЕНИЕ ВУЛКАНИЗМА ОСТРОВНЫХ ДУГ С ПАРАМЕТРАМИ МОДЕЛИ ПЛИТОВОЙ ТЕКТониКИ

Предпринята попытка определения типа соотношения вулканизма островных дуг с важнейшими кинематическими параметрами мобилистской гипотезы — глубиной зоны субдукции и скоростью схождения плит. Первый из них однозначно связывается с составом магм и содержанием в ней некогерентных элементов, так как повышение давления в зоне плавления ведет к генерации более щелочных расплавов. Влияние второго параметра более сложно; петрологическое следствие эффекта скорости сводится к тому, что на дугах с одинаковой скоростью конвергенции плит должны генерироваться близкие по составу рас-

плавы. Повышение скорости вызывает более интенсивную подачу вулканического материала.

Анализ сопряженности количественных параметров вулканизма — плотности вулканов и объема вещества, а также характеристик его состава — содержания окиси калия и других элементов и их взаимосвязи с глубиной зон субдукции и скоростью схождения плит — приводит к выводу о несоответствии экспериментального материала с мобилистской концепцией. Делается вывод о том, что в современном виде петрологические аспекты плитовой тектоники вряд ли могут быть привлечены для обоснования гипотезы формирования состава островодужных магм.

Одним из фундаментальных положений модели плитовой тектоники является представление о приуроченности каждого типа вулканизма к определенной, присущей только ему, тектонической обстановке. В соответствии с этой концепцией известково-щелочной вулканизм островных дуг является характерным типом магматических проявлений областей схождения литосферных плит. Пояса островодужного вулканизма трассируют положение зон субдукции погружающихся плит. Представление об индикаторной роли известково-щелочного вулканизма утвердилось среди сторонников плитовой тектоники и является основой для решения обратной задачи — нахождения зон палеосубдукции по положению линейных вулканических поясов.

Зарождение известково-щелочных расплавов, согласно рассматриваемой модели, происходит в верхней части опускающейся плиты в результате плавления осадков и пород базальтового слоя коры либо в верхнем мантийном клине при поступлении легкоплавких компонентов из зоны субдукции океанической литосферы. Таким образом, основные параметры вулканизма дуг — его интенсивность и состав продуктов — определяются главными факторами режима схождения плит — глубиной зоны субдукции под вулканами и скоростью погружения плит [2, 12].

Проблема интенсивности и состава вулканизма дуг является объектом внимания многих исследователей, так как это петрологическое

направление открывает возможность поисков аргументов, подтверждающих или отвергающих гипотезу мобилизма. Этой же цели служит и настоящая работа, посвященная анализу соотношения особенностей островодужного вулканизма с кинематическими параметрами мобилистской гипотезы. Предпосылкой к такому анализу является большой фактический материал, накопленный к настоящему времени по характеристике состава продуктов вулканизма, глубинному строению и сейсмичности дуг, количественной оценке параметров движения плит и позволяющий провести верификацию модели на экспериментальном материале [9, 11, 12, 15]. В основу исследования положен материал по дугам северо-западной части Тихого океана; в необходимых случаях привлекались данные по аналогичным структурам маланезийско-новозеландского сектора.

ГЛУБИНА ЗОНЫ СУБДУКЦИИ

Глубина до сейсмофокальной зоны под вулканами, согласно геодинамической модели, является важнейшей характеристикой, определяющей состав магматических выплавов и уровень их обогащения некогерентными элементами. Расстояние до зоны субдукции характеризует давление в области магнообразования, а по общей геохимической концепции увеличение давления содействует переходу в жидкую фазу некогерентных элементов с большими радиусами ионов (калий, рубидий, стронций) и

Зависимость калинасыщенности (Кн) пород островных дуг от глубины до сейсмофокальных (Нф) зон

Дуги и их части	Уравнение регрессии Кн по Нф	Коэффициент корреляции
Идзу-Бонинская		
Южная часть Фосса Магна	$-13,15 \pm 0,104 \text{ Нф}$	0,532
О-ва Идзу	$-9,03 \pm 0,076 \text{ Нф}$	0,828
Хонсю	$-11,13 \pm 0,116 \text{ Нф}$	0,887
Курильская		
южное звено	$-11,14 \pm 0,12 \text{ Нф}$	0,905
центральное звено	$-8,65 \pm 0,102 \text{ Нф}$	0,866
северное звено	$-13,43 \pm 0,14 \text{ Нф}$	0,880
Камчатка		
южное звено	$-12,78 \pm 0,134 \text{ Нф}$	0,807
Авачинское звено	$-16,14 \pm 0,128 \text{ Нф}$	0,890
Гроноцкое звено	$-10,92 \pm 0,1 \text{ Нф}$	0,669
Алеутская	$-4,22 \pm 0,106 \text{ Нф}$	0,619
Рюкю	$-3,75 \pm 0,097 \text{ Нф}$	0,615

Примечание. Подчеркнуто значение коэффициента корреляции ниже критического при 95 %-ном уровне достоверности.

смещает отношения элементов в пользу более щелочных компонентов [7].

Проблема «состав — глубина» впервые детально была рассмотрена в 1959 г. на примере Японских островов [17] и до сих пор является актуальным дискуссионным вопросом в петрологии. Большинство исследователей пришло к выводу о существовании для дуг Тихого океана зависимости содержания калия в лавах от глубины сейсмофокальной зоны, что, по их мнению, свидетельствует о положении очагов магмообразования в верхней части погружающейся плиты [8, 12, 14—16]. Для пород Курильской дуги с помощью аппарата математической статистики доказано высокое значение коэффициента множественной корреляции (0,92) между содержаниями калия, кремнезема и глубиной до зоны очагов землетрясений и установлена положительная зависимость от глубины концентраций рубидия, стронция, натрия, лития и скандия [4].

Нами на количественной основе проведено аналогичное исследование зависимости состава вулканических пород от положения зон Бенъофа-Заварицкого на материале почти всех восточно-азиатских дуг, для которых имелись данные о глубинах очагов землетрясений под вулканами [10]. В качестве показателя состава пород взято выраженное в процентах отношение окиси калия к кремнезему, уменьшенному на 39%. Эта величина, названная нами калинасыщенностью (Кн), представляет собой угловой коэффициент (тангенс угла) зависимости содержания калия от процента содержания кремнезема по отношению к перидотиту и отражает скорость насыщения кремнекислых дифференциатов щелочным элементом. Использование в расчетах показателя Кн избавляет от необходимости вводить вторую независимую переменную — содержание кремнезема, что упрощает форму уравнений связи без потери информации.

Результаты выполненного исследования как для дуг в целом, так и для их отдельных звеньев помещены в табл. 1 в виде вычисленных коэффициентов корреляции и уравнений линейной регрессии Кн по глубине. Приведенные данные показывают, что для всех рассмотренных районов между калинасыщенностью лав вулканов и глубиной до зон субдукции устанавливается высокая положительная связь (средний коэффициент корреляции около +0,8), достоверная на уровне значимости 95%. Для островов Идзу и Рюкю эта связь несколько слабее из-за небольшого количества наблюдений. Обращают на себя внимание близкие угловые коэффициенты у всех уравнений при независимой переменной, свидетельствующие о среднем повышении Кн на единицу при увеличении глубины на 10 км.

Полученные результаты не оставляют сомнения в существовании сильной связи «состав — глубина» для каждой островной дуги, что на первый взгляд подтверждает зависимость вулканизма от исследуемого параметра новой тектоической концепции. Однако более детальное рассмотрение приводит к иному заключению. Фактор глубины, имеющий, согласно модели, универсальное значение и коррелируемый, как показывают расчеты, с изменениями состава на каждой отдельной дуге, становится незначимым или даже проявляется в противоположном значении при анализе совокупности данных по всем дугам.

На рис. 1 нанесены данные по средним уровням калинасыщенности пород вулканов островных дуг запада Тихого океана и глубинам субдукции (табл. 2). Из рисунка видно, что наиболее низкокалиевые из островодужных магм породы Идзу-Бонинской дуги характеризуются максимальной глубиной до сейсмофокальной области, а наиболее высококалиевые лавы дуг Алеутской и Рюкю — минимальной, т. е. отношения «состав — глубина» для них обратные к ожидаемому. С другой стороны, близкие по низкой калинасыщенности вулканы дуг Топга, Кермадек и Идзу-Бонинской имеют разные глубины зон очагов землетрясений (причем это различие достигает 50 км), что, как и вышеприведенный пример, противоречит геохимической концепции увеличения щелочности лав с глубиной. Расположение всей совокупности точек на графике свидетельствует об отсутствии универсальной зависимости калинасыщенности пород от глубины зон Бенъофа-Заварицкого под вулканическими поя-

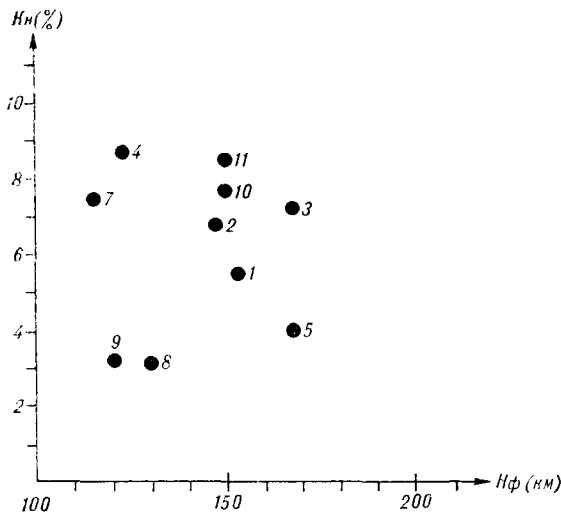


Рис. 1. Зависимость калинасыщенности четвертичных вулканических комплексов островных дуг от глубины до зоны субдукции. Номера дуг соответствуют их нумерации в табл. 2.

сами, что не согласуется с геодинамической моделью.

В чем же причина противоречивости данных о зависимости состава от глубины на отдельной дуге и для всей их совокупности? На наш взгляд, расхождение результатов является кажущимся и кроется в ошибочном заключении на основании одних корреляционных зависимостей о положении очагов магмообразования в зонах субдукции. Известно, что аппарат корреляционного анализа вскрывает лишь меру сопряженности вариаций переменных величин, сущность же и причинно-следственные связи корреляций остаются вне компетенции статистических методов.

Ранее нами было показано, что существование тренда содержаний элементов на дугах будет определять сопряженность концентраций

калия с глубиной до любой плоскости под дугой, наклоненной под разными углами [4]; подобная зависимость установлена также и для горизонтального расстояния вулканов от глубоководного желоба [15]. Таким образом, значимость связи «состав — глубина» вовсе не доказывает положение магматических очагов в зоне землетрясений.

Среди петрологических моделей, объясняющих изменения содержаний породообразующих и малых элементов в латеральном направлении без привлечения гипотезы плавления в градиенте давлений в зоне субдукции, заслуживают внимания модели уменьшения вкост дуги степени плавления магмопроизводящего субстрата и латеральной гетерогенности мантии в зоне магмообразования в верхнем клине. Комплекс современных геолого-геофизических данных по островным дугам заставляет отдать предпочтение второй гипотезе, связывающей изменение состава мантии с процессами глубинного метасоматоза, более интенсивными в тыловых частях дуг [10]. Независимо от выбора генетической модели развиваемое представление о положении области плавления выше зоны сейсмических очагов землетрясений снимает указанное выше противоречие и препятствует допущению прямых причинных связей между глубиной субдукции и составом магматических выплавов.

СКОРОСТЬ ПОГЛОЩЕНИЯ ПЛИТ

Вторым важным кинематическим фактором, влияющим на состав магм в зоне схождения плит, является скорость субдукции, зависящая от абсолютной скорости перемещения литосферы, угла между вектором вращения и фронтом дуги и спрединга в тыловой части. Влияние скорости конвергенции на состав не столь просто и однозначно, как глубины зоны Беньофа-Заварицкого. Повышенная скорость поглощения определяет увеличенные объемы поставляемого в зону плавления материала и большие глубины, на которых достигаются условия появления расплава. С другой стороны, со скоростью связан термический режим плиты, так как количество тепла трения на поверхностном слое пропорционально скорости пододвигания [12]. Генерируемое тепло должно способствовать достижению условий плавления на относительно меньших глубинах у быстро погружающихся плит. Не вдаваясь в детальный анализ влияния скорости субдукции, отметим интересное нас петрологическое следствие мобилистской гипотезы — вулканические пояса над областями с одинаковой скоростью поглощения плит имеют сходный состав магматических продуктов. Этот принцип положен в ос-

Таблица 2

Кинематические параметры и показатели вулканизма островных дуг

№ п/п	Островные дуги	Скорость конвергенции (см/год)	Средняя глубина субдукции (км)	Плотность вулканов на 100 км	Средняя калинасыщенность пород (%)
1	Хонсю	9,0	154	3,29	5,5
2	Курильская	9,0	147	3,32	6,8
3	Камчатка	8,5	167	3,86	7,1
4	Алеутская	5,7—4,1	122	2,05	8,9
5	Идзу-Бонинская	3,7	168	1,29	4,0
6	Марианская	3,7	—	2,11	5,1
7	Рюкю	5,6	116	1,75	7,5
8	Тонга	9,1	130	1,37	3,2
9	Кермадек	6,9	120	1,71	3,4
10	Новая Зеландия	3,4	150	1,60	7,8
11	Новая Британия	9,2	150	2,11	8,5

Плотность вулканов

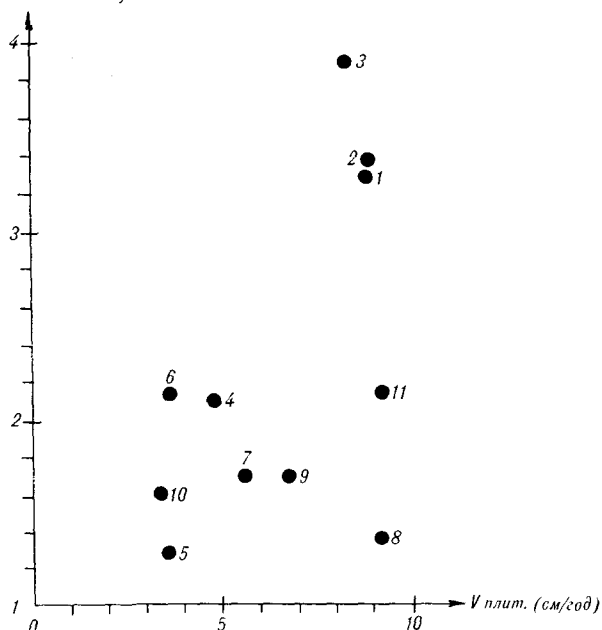


Рис. 2. Соотношение плотности вулканов островных дуг и скорости движения литофильных плит. Усл. обозн. те же, что и на рис. 1.

нову поисков доказательств зависимости состава вулканитов от геодинамического режима [20].

Данные о скоростях конвергенции плит для дуг Тихого океана цитируются нами по работе В. Лимана [18], в которой для каждого региона скорость приведена к нормальной результирующей с учетом угла «встречи» и скорости тылового спрединга (см. табл. 2). Согласно этим данным, максимальные скорости схождения характерны для дуг Хонсю, Курильской, Камчатки и Тонга, минимальные — для дуг Идзу-Бонинской, Марианской и Новой Зеландии.

В качестве показателя интенсивности вулканизма взята линейная плотность четвертичных вулканов — их количество на 100 км длины дуг [19]. График соотношения плотности вулканов и скорости схождения плит приведен на рис. 2. Совокупность точек на нем образуют две изолированные группы: дуги Хонсю, Курильская и Камчатка, с одной стороны, и все остальные дуги — с другой. В каждой из групп зависимость между исследуемыми параметрами отсутствует; их совокупность позволяет говорить о слабой связи, значимость которой будет определяться выбранным уровнем достоверности. Показательно, что Ново-Британская дуга с максимальной скоростью схождения плит (9,1 см/год) характеризуется плотностью вулканов в полтора раза ниже таковой для Камчатки со скоростью 8,5 см/год.

Сравнение объемов поставляемого на поверхность вулканического материала на разных дугах провел В. И. Влодавец [4]. Результаты

подсчета позволили автору прийти к выводу об отсутствии в историческое время связи между интенсивностью вулканизма и типом тектонических систем. Учитывая, что анализируемые им дуги характеризуются различной скоростью пододвигания плит, можно рассматривать эти результаты (вместе с вышеприведенными по плотности вулканов) как не согласующиеся с механизмом влияния скорости движения плит на интенсивность вулканизма.

В плане качественного сравнения параметров «скорость — интенсивность» представляет интерес сопоставить интенсивности вулканизма четвертичной и плиоценовой фаз на восточно-азиатских дугах, которые, согласно модели, должны определяться одинаковыми скоростями движения плит. Так, на Курильской дуге и Камчатке плиоценовый вулканизм проявлен на обширной площади и по объему поставляемого материала не уступает четвертичному. В отличие от этих регионов на дуге Хонсю плиоценовое время характеризуется слабыми и непродолжительными извержениями, носящими локальный характер [5]. На Алеутской дуге плиоценовые вулканические образования распространены повсеместно, включая и ее западный фланг, где четвертичный вулканизм вообще не проявлен вследствие эффекта косо го проскальзывания плит. Кроме того, достаточно аргументированные представления о цикличности островодужного вулканизма в неогене, о чередовании периодов его вспышек и затуханий [7, 9] противоречат гипотезе мобилизма с конвейерным механизмом подачи материала в зону субдукции.

Для изучения зависимости содержания окиси калия в лавах от скорости движения плит нами построен график калинасыщенность — скорость (рис. 3) по имеющимся данным для

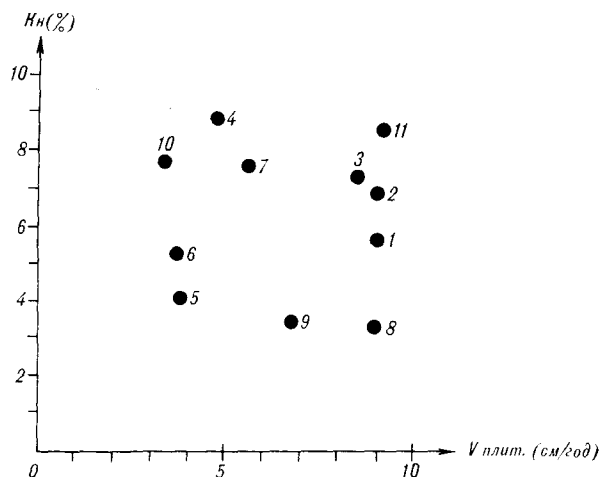


Рис. 3. Зависимость калинасыщенности четвертичных вулканических комплексов островных дуг от скорости движения литофильных плит. Усл. обозн. те же, что и на рис. 1.

Средние химические составы четвертичных вулканических пород островных дуг Востока Азии, вес. %

Оксид	Дуга						
	I	II	III	IV	V	VI	VII
SiO ₂	54,19 6,59	53,29 4,79	57,46 5,36	57,24 5,06	58,09 4,96	58,45 5,81	57,10 5,25
TiO ₂	0,95 0,45	0,77 0,29	0,82 0,33	0,68 0,28	0,85 0,30	0,83 0,30	0,84 0,27
Al ₂ O ₃	16,38 1,86	17,57 1,70	17,37 1,59	17,67 1,69	17,28 1,16	17,56 1,72	17,53 1,43
Fe ₂ O ₃	3,40 1,54	3,80 1,39	3,04 0,99	3,66 1,58	2,81 1,08	3,30 1,64	3,08 1,06
(FeO+MnO ₂)	8,29 2,80	6,29 1,70	5,59 1,88	4,89 1,71	5,13 1,53	4,31 1,92	4,83 1,53
MgO	4,49 0,69	4,58 1,27	3,88 1,57	3,73 1,54	3,58 1,44	3,40 1,76	3,82 2,04
CaO	9,57 2,64	10,26 1,68	7,93 1,99	7,80 2,03	7,55 2,09	7,17 2,34	7,74 2,33
Na ₂ O	2,23 0,73	2,72 0,34	2,89 0,69	3,12 0,66	3,09 0,58	3,54 0,84	3,59 0,71
K ₂ O	0,57 1,16	0,72 0,22	1,02 0,61	1,19 0,65	1,62 0,70	1,44 0,73	1,49 0,63
Кол-во анализов	91	40	371	919	123	559	114

Примечание. Средние содержания оксидов показаны в числителе, стандартные отклонения — в знаменателе. Островные дуги: I — Идзу-Бонинская; II — Марианская; III — Хонсю; IV — Курильская; V — Рюкю; VI — Камчатская; VII — Алеутская.

чающийся от них комплекс Идзу-Бонинской дуги.

Слева от дендрограммы на рис. 4 в линейном масштабе показана скорость конвергенции плит каждой дуги. Нетрудно убедиться, что между распределением дуг на дендрограмме по степени сходства вулканических продуктов и скоростями движения плит соответствие отсутствует. Так, дуги с одинаково высокими скоростями (Камчатка и Хонсю) относятся к разным группам; то же относится и к дугам с одинаково низкой скоростью (Марианская и Идзу-Бонинская). В то же время дуги с наиболее

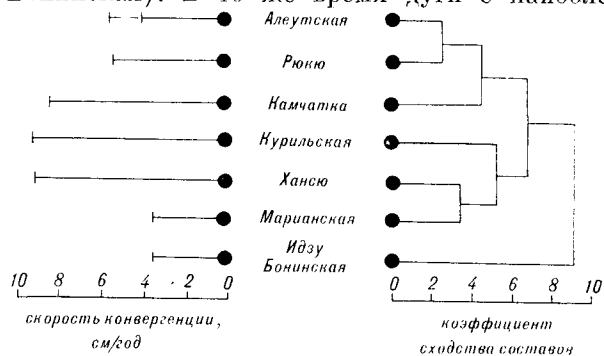


Рис. 4. Диаграмма соответствия степени сходства химических составов вулканических пород островных дуг (справа) и скорости движения плит (слева).

всех дуг Тихого океана (см. табл. 2). Положение точек на графике не позволяет сделать вывод о каком-либо виде зависимости между этими величинами. Аналогичный отрицательный результат был получен Р. Сугисаки [20], исследовавшим зависимость вариаций содержания окиси калия от абсолютной скорости перемещения плит.

Независимость содержания калия в лавах метания плит от скоростей движения плит не дает достаточных оснований для вывода об отсутствии воздействия данного кинематического параметра на состав расплавов. С одной стороны, поведение этого элемента, как наиболее подвижного из породообразующих, может определяться разнообразными факторами, от суммарного эффекта воздействия которых зависит его содержание в породе, с другой — химический состав пород характеризуется не одним, а многими элементами. Поэтому для получения более убедительного результата необходима проверка сходства и различия валового состава островодужных лав на дугах с разными величинами скоростей субдукции.

Для проведения этого исследования нами выполнен статистический анализ групп — распределение четвертичных вулканических комплексов дуг по более или менее однородным совокупностям и определение соотношений между ними. В качестве показателя меры близости или сходства составов выбран дистанционный коэффициент Д. Шоу [13], количественно учитывающий разобщенность составов вулканических комплексов в многомерном пространстве оксидов. Для его определения по имеющимся в нашем распоряжении выборкам были рассчитаны средние содержания породообразующих элементов и их стандартные отклонения по четвертичным комплексам островных дуг северо-западной части Тихого океана (табл. 3, данные приведены к сухому остатку). Предварительно анализы были стандартизированы по параметрам объединенной совокупности, включающей 2217 анализов.

Результаты определения степени сходства пород дуг представлены на рис. 4 в виде дендрограммы, построенной методом группового комбинирования с усреднением расстояния. По данным кластерного анализа, среди всего семейства комплексов пород островных дуг по степени близости составов выделяются две разобщенные группы — Рюкю с Алеутской и Хонсю с Марианской с максимальным сходством внутри них. На следующей стадии близости составов к ним присоединяются комплексы с меньшей степенью сходства, к первой — Камчатка, ко второй — Курильских островов. В дальнейшем обе группы объединяются в одну совокупность, к которой лишь на последней стадии присоединяется наиболее отлич-

различающимися скоростями (Хонсю и Марианская) характеризуются максимальным сходством составов.

Сходный результат об отсутствии зависимости между составом и скоростью в нескольких модификациях (абсолютной и с учетом угловых соотношений) был получен И. И. Абрамовичем и И. Г. Клушиным [2], определявшими парные коэффициенты корреляции с кинематическими параметрами содержаний всех породообразующих окислов. По их данным, наибольший коэффициент отмечен лишь для окиси натрия (-0,3), к тому же зона его значимости взята на более низком уровне, чем принято в геологии.

Таким образом, предпринятая нами попытка обнаружить соответствие состава вулканизма, производного от процесса поглощения литосферных плит, с главными показателями мобилистской модели — глубиной субдукции и скоростью движения — не дала оснований для заключения о сопряженности этих процессов. Анализ данных по всем рассматриваемым

дугам подтверждает высказывание о том, что кинематическая модель выглядит правдоподобно в применении к отдельной дуге или части пояса и только в геометрическом смысле, однако обобщение по большому количеству объектов обнаруживает ее слабые стороны и примеры несоответствия гипотезы с фактами [3].

В заключение следует подчеркнуть, что в задачу нашего исследования не входила проверка основных положений плитовой тектоники. Полученные результаты свидетельствуют лишь о том, что в современном виде петрологические аспекты мобилистской гипотезы вряд ли могут быть привлечены для обоснования модели формирования состава островодужных магм. Итоги работы позволяют согласиться с заключением Н. Л. Добрецова, пришедшего на основании глобальных петрологических обобщений к выводу о том, что «...данные по вулканизму других дуг (кроме Камчатки.— Б. П.) слишком часто не соответствуют вышеприведенной модели субдукции» [6, с. 177].

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдурахманов А. П., Ким Чун Ун и др. Соотношение содержания окиси калия и некоторых других литофильных элементов в лавах вулканов Курильских островов с глубиной до сейсмофокальной зоны // Древние сейсмофокальные зоны.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981.
2. Абрамович И. И., Клушин И. Г. Петрохимия и глубинное строение Земли.— Л.: Недра, 1978.
3. Белый В. Ф. Вулканизм и структурообразование вдоль позднемезозойской континентальной окраины Северо-Востока Азии // Вулканология и сейсмология.— 1981.— № 6.
4. Влодавец В. И. Вулканическая деятельность в цифрах и некоторые выводы // Геодинамика, магмообразование и вулканизм.— Петропавловск-Камчатский, 1974.
5. Геологическое развитие Японских островов.— М.: Мир, 1968.
6. Добрецов Н. Л. Введение в глобальную петрологию.— Новосибирск: Наука, 1980.
7. Луцц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма.— М.: Недра, 1980.
8. Мархинин Е. К., Страгула Д. С. Некоторые петрологические, геохимические и геофизические аспекты связи вулканизма с глубинами Земли // Вулканизм и глубины Земли.— М.: Наука, 1971.
9. Пискунов Б. Н., Сергеев К. Ф., Федорченко В. И. Курильская островная дуга. Геологическое строение // Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану.— Новосибирск: Наука, 1976.
10. Пискунов Б. Н. Вулканизм островных дуг востока Азии — вариации состава и связь с глубинным строением // Океанический магматизм.— М.: Наука, 1986.
11. Сергеев К. Ф. Тектоника Курильской островной системы.— М.: Наука, 1976.
12. Ушаков С. А., Галушкин Ю. И. Литосфера Земли (по геофизическим данным). Ч. 2. Континентальная литосфера.— М.: ВИНТИ, 1979.
13. Шоу Д. М. О делении данных в аналитической геохимии на две группы с помощью дистанционного коэффициента // Вопросы математической геологии.— Л.: Наука, 1968.
14. Best M. G. Migration of hydrous fluids in the upper mantle and potassium variation in calc-alkalic rocks // Geology.— 1975.— V. 3, N 8.
15. Dickinson W. R., Hatherton T. Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific // Science.— 1967.— V. 157, N 3790.
16. Hatherton T., Dickinson W. R. The relationship between andesitic volcanism and seismicity in Indonesia // J. Geophys. Res.— 1969.— V. 74, N 22.
17. Kuno H. Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas // Bull. Vol.— 1959.— Ser. II, t. 20.
18. Jeeman W. P. The influence of crustal structure on composition of subduction-related magmas // J. Volcanol. and Geotherm. Res.— 1983.— V. 18, N 1—4.
19. Shimozuru D., Kubo N. Volcano spacing and subduction // Arc Volcanism: Phys. and Tectonics.— 1983.
20. Sugisaki R. Chemical characteristics of volcanic rocks: Relation to plate movements // Zithos.— 1976.— V. 9, N 1.

Н. В. Куликов, Н. А. Деревскова, Ю. С. Маврицкий

ЛИТОЛОГИЯ КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ОХОТСКОГО ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА

Установлен кремнисто-терригенный тип кайнозойского осадконакопления в центральной части Северо-Охотского прогиба, и выявлена зона непрерывной биогенной седиментации кремнезема, существующая с палеогена по настоящее время. Выделены литологические комплексы, по керну и шламу изучен их литолого-петрографический и минералогический сос-

Северо-Охотский прогиб является геоструктурным элементом Охотоморской эпимезозойской плиты. Разработанная к настоящему времени геолого-геофизическая модель его строения основана на результатах геофизических исследований (в основном) и на представлениях о геологическом строении прибрежных территорий Охотского моря, что при отсутствии достоверных сведений о вещественном составе осадочного слоя земной коры придает модели прогностический характер.

Бурение скважины глубиной 3175 м при глубине моря 168 м в 170 км южнее г. Магадана позволило изучить литологию центральной части Северо-Охотского прогиба. Были исследованы шлам, отобранный из скважины через каждые 10 м проходки, и керн, интервалы отбора которого показаны на рисунке; вынос керна из указанных интервалов составил 90—100 %.

Примененный комплекс аналитических методов включал макро- и микрописание пород, рентгеноструктурный и термографический анализы, электронную микроскопию, гранулометрический и порометрический анализы и стандартные петрофизические исследования (определение пористости, плотности, проницаемости).

Установлено, что до глубины 3175 м в указанном районе развиты терригенно-кремнистые и вулканогенные породы мелового — кайнозойского возраста, образующие пять литологических комплексов (см. рисунок).

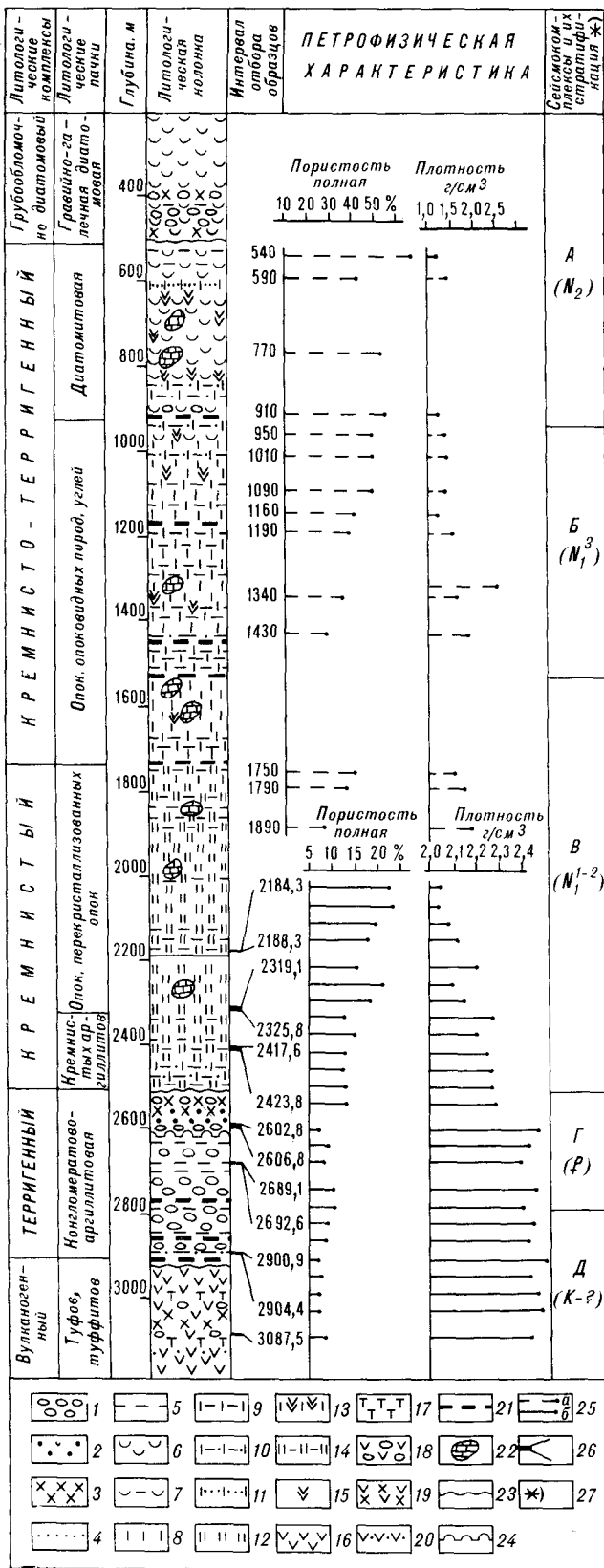
Верхний грубообломочно-диатомовый комплекс (изученный интервал 270—520 м) представлен гравийно-галечным материалом и рыхлыми диатомовыми илами в различных количественных соотношениях. Диато-

тав. Впервые составлен литолого-петрофизический разрез до глубины 3175 м. Прослежены зоны минералогического преобразования кремнезема с глубиной и связь с ними сейсмостратиграфических комплексов. Обсуждается геологическая история Северо-Охотского прогиба с учетом полученных литофациальных данных.

новые илы слабо литифицированы, светлые, белесые, сложены опаловыми панцирями диатомовых водорослей, небольшим количеством монтмориллонита и обломочных зерен. Гравийно-галечный материал разнообразен по составу: туфы, туффиты, дацитовые и риолитовые порфиры, диориты, глинисто-кремнистые сланцы, базальты и базальтовые порфиры, кварц, микроклин. Накапливались осадки в условиях открытого шельфа.

Кремнисто-терригенный комплекс состоит из двух пачек и сложен диатомитами, опоками, диатомовыми глинами, опоквидными глинами и алевролитами; отмечены прослой бурого угля, часты известково-глинистые конкреции. В кровле комплекса фиксируется несогласие, возможно связанное с размывом отложений придонными течениями. Подошва комплекса проведена по последнему прослою угля с учетом литолого-петрографических отличий нижележащих отложений.

В диатомитовой пачке (интервал 520—930 м) уплотненные диатомиты преобладают в средней части, а в верхней и нижней частях равномерно переслаиваются с диатомовыми глинами. Отмечаются отдельные прослой туфо-диатомитов, опоквидных алевролитов. Диатомиты гигроскопичные, микрослоистые (толщина слойков 0,05—0,02 мм) за счет примеси глинистого вещества; структура породы биоморфная, в основном цельнораковинная. Породообразующими являются скелетные остатки одиночных диатомей (60—80 %), нитевидные колониальные диатомей присутствуют в подчиненном количестве. Стенки скелетов имеют сетчато-ячеистое строение и сложены опалом. Внутренние камеры пустые, что объясняет высокую пористость (43,7—56,5 %) и низкую



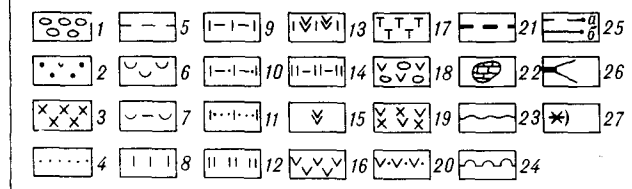
Северо-Охотский прогиб. Литолого-петрофизический разрез. Составили Н. А. Деревскова, Н. В. Куликов.

плотность (1,38—1,13 г/см³) пород. Глинистое вещество (минералы группы монтмориллонит — гидрослюда) в диатомитах содержится в количестве до 10 %, в диатомовых глинах — 45—55 %. Отмечается точечная карбонатизация остатков диатомей. Иногда кальцит почти пацело замещает опал, при этом скелеты диатомей сохраняют свою форму.

Нижнюю пачку (интервал 930—1740 м) образуют опоки, опоковидные глины и опоковидные алевролиты, слагающие достаточно мощные (до 25—100 м) прослои. Опоки гигроскопичные, содержат примесь глинистого материала в количестве до 20 % и обломки тонкоалевритовой, реже крупноалевритовой и мелкопесчаной размерности, представленные кварцем, полевыми шпатами, кварцитовидными породами. Присутствуют гелифицированные растительные остатки, пирит. Панцири диатомей плохой сохранности, сливаются с основной массой породы, которая теряет признаки биоморфной структуры, становится глобулярной. Сетчато-ячеестое строение сохраняется фрагментарно в наиболее сохранившихся скелетах. Часто по панцирям развиваются пирит и карбонаты.

Опоковидные глины в основной массе сложены тонкоchешуйчатым глинистым веществом монтмориллонит-гидрослюдистого состава; содержание аморфного кремнезема до 35—40 %. Встречаются панцири диатомей и их обломки (1—10 %). Сохранность большинства диатомей плохая, они выделяются среди основной массы породы округлыми опаловыми комочками. Обломочный материал составляет 10—25 %, редко 30—35 %. Чаще он алевритовый, реже мелкопесчаный, сложен кварцем, полевыми шпатами, кремнистыми породами. Наблюдаются слутки железистого карбоната, округлые сращения пирита.

Опоковидные алевролиты содержат до 50—60 % обломочного материала, редко присутствуют песчаные зерна. Представлена обломочная часть кварцем, полевыми шпатами, кремнистыми, кварцитовидными породами, кислыми эффузивами, слюдами. Цемент пород базальтный, редко поровый глинисто-опаловый. Присутствуют углефицированные растительные остатки, пирит.



1 — гравийно-галечный материал; 2 — гравий; 3 — песчаный; 4 — алевролит; 5 — аргиллит; 6 — диатомит; 7 — диатомовая глина; 8 — опока; 9 — опоковидная глина; 10 — опоковидный алевролит; 11 — опоковидный песчаный; 12 — перекристаллизованная опока; 13 — туфогенная опока; 14 — кремнистый аргиллит; 15 — пирокластический материал; 16 — туф; 17 — туффит; 18 — туфокоагулат; 19 — туфопесчаный; 20 — туфоалевролит; 21 — уголь в шламе (внешештабный знак); 22 — глинисто-известковые конкреции (внешештабный знак); 23 — несогласие; 24 — внутриформационный разрыв; 25 — анализы: а — по шламу, б — по керну; 26 — интервалы отбора керна; 27 — по данным И. И. Хведчука и др., 1985.

Во всех литотипах нижней пачки минералогической формой кремнистого вещества является кристобалит и (в значительно меньшей мере) опал. Деструкция опаловых панцирей диатомей, разрушение их сетчато-ячеистой структуры в основном завершаются до глубины 1250 м. В интервале 1250—1550 м с трудом различимы лишь контуры диатомей, ниже признаки органогенной текстуры отсутствуют. В соответствии меняются плотность и пористость пород. В интервале 930—1250 м полная пористость 50,5—39,6 %, плотность 1,34—1,57 г/см³; в интервале 1250—1550 м пористость 34,19—31,65 %, плотность 1,44—1,98 г/см³.

Все породы кремнисто-терригенного комплекса содержат примесь (1—15 %) пирокластического материала — цеолитизированное вулканическое стекло и угловатые обломки плагноклазов.

Прослой бурового угля отмечены на глубинах 930, 1170, 1450, 1520 и 1740 м. По шламму не удается однозначно установить *in situ* уголь или переотложен, но закономерное увеличение с глубиной отражательной способности витринита от 58 R^α до 62 R^α (данные А. И. Уткиной) делает предпочтительной первую версию. Здесь можно отметить, что предшествующее появлению угля в разрезе уменьшение кремнистости пород (смена опок кремнистыми аргиллитами, а в интервале 940 м появление кремнистых алевролитов с примесью пирокластического материала) может свидетельствовать о некотором обмелении бассейна осадконакопления. Скоростные скачки, фиксируемые по сейсмическим данным и приуроченные к интервалам, где обнаружен уголь, можно трактовать как указание на местные перерывы в осадконакоплении, тогда обстановка осадконакопления кремнисто-терригенного комплекса представляется как неглубокое море с кратковременными обмелениями и последующими ингрессиями.

Присутствие угля может указывать на возможное замещение кремнистых отложений нижней пачки терригенными, что позволяет прогнозировать развитие поровых коллекторов в непосредственной близости от скважины. Примерно тоже имеет место на Западной Камчатке, где в вивентекской свите между устьями рек Аманыны и Этолоны, в воямпольской серии в верховьях реки Пустой кремнистые и кремнисто-терригенные толщи, содержащие угольные прослой, линзы и включения, находятся в парагенезе и на коротких расстояниях замещаются континентальными и мелководно-морскими терригенными образованиями.

Условия осадконакопления и минералогический состав кремнисто-терригенного комплекса сближают его с окобыкайско-дагинскими отложениями северо-восточного шельфа Сахалина

с той разницей, что в центральной части Северо-Охотского прогиба привнос терригенного материала был ограничен.

Кремнистый комплекс (интервал 1740—2510 м) характеризуется более монотонным по сравнению с вышележащим характером разреза, связанным с уменьшением количества терригенного материала, исчезновением углей и примеси пирокластического вещества. Он представлен перекристаллизованными опоками и (в подчиненном количестве) кремнистыми аргиллитами. Присутствуют известковые конкреции. В прикровельной части комплекса кремнистые аргиллиты залегают в виде отдельных прослоев мощностью до 20 м; в интервале 2350—2510 м они образуют трансгрессивную пачку, в низах которой отмечен прослой алевролитов с кремнистым цементом.

В сравнении с другими, кремнистый комплекс накапливался в более глубоководных условиях шельфа при резко ограниченном поступлении терригенного материала. Подобные отложения изучены на северо-восточном шельфе Сахалина, где они выделены в комплекс перекристаллизованных опок и кремнистых аргиллитов [3] и относятся к даехурийскому горизонту.

Перекристаллизованные опоки трещиноватые, с неявно выраженной слоистостью за счет слоев кремнистых аргиллитов толщиной от 0,01—0,03 до 50 мм. Отмечаются линзы, в которых сконцентрированы обломки кварца и полевых шпатов мелкопесчаной и алевритовой размерности. Основная масса пород сложена халцедоном. Глинистый материал чешуйчатый, монтмориллонит-гидрослюдистый, содержание его 5—10 %.

Часто встречаются пиритовые слепки диатомей, округлые стяжения пирита. Кроме того пирит развивается по растительным остаткам. Много округлых стяжений карбоната, которые рассеяны по всей массе породы.

Растительные остатки, пирит, тонкие пленки коричневатого битума, слойки, обогащенные глиной, образуют параллельную либо косую микрослоистость. Многочисленны беспорядочно расположенные преимущественно полые, реже выполненные кальцитом и глиной трещины. Наблюдаются раковинный детрит и целые раковины, стенки которых выполнены кальцитом, а ядра каолинитом.

Кремнистые аргиллиты темно-серого, почти черного, цвета. Основная масса породы сложена чешуйчатыми монтмориллонит-гидрослюдистыми минералами. Количество тонкоагрегатного кремнистого материала варьирует от 20 до 35 %. Обломочный материал алевритовый, реже мелкопесчаный, составляет 15—30 %, в отдельных тонких слойках до 50—60 %, сло-

Петрофизические свойства пород по керну

Литокомплекс и интервал отбора образцов, м	Пористость, %		Плотность, г/см ³	
	Полная	Открытая	Породы	Минералогическая
Кремнистый 2183—2325 *	14,99—25,57 **	11,82—22,93	1,98—2,29	2,64—2,69
27	19,14	16,95	2,15	2,66
2415—2424,85	13,21—15,67	10,17—12,61	2,26—2,31	2,64—2,69
26	14,46	11,7	2,28	2,67
Терригенный 2600—2901,95	4,45—12,5	1,60—11,58	2,38—2,58	2,67—2,75
39	8,47	5,65	2,47	2,7
Вулканогенный 3087—3089,7	7,78—9,85	6,32—6,82	2,38—2,49	2,64—2,70
3	8,77	6,7	2,43	2,66

* В числителе — глубина, в знаменателе — количество определений.

** В числителе — предельные значения, в знаменателе — средние значения.

жен кварцем, полевыми шпатами, слюдами. Отмечаются линзовидные участки, в которых обломочные зерна цементируются кальцитом. Значительное количество пирита образует кристаллы в форме пентагондодокаэдров или изометричные стяжения с изрезанными краями, часто пирит формирует линзы и развивается по растительным остаткам. В породе много растительных остатков углефицированных и гелефицированных, расположенных субпараллельно и подчеркивающих микрослоистость, обусловленную неравномерным распределением глинистого и кремнистого материала. Встречаются зерна кальцита полугольной формы и сидерита в виде овальных стяжений.

Алевролиты тонко- и разномерные. Обломочного материала в них около 50—55%. Сложена обломочная часть кварцем, полевыми шпатами (преимущественно калиевыми, реже плагиоклазами), кремнистыми породами, кислыми эффузивами. Цементирующая масса глинисто-кремнистая. Текстура цемента базальная. В отдельных линзах цементом служат пирит и кальцит.

В интервалах 2183—2189 и 2318—2326 м отмечены зоны трещиноватости и зеркала скольжения со стекловатыми новообразованиями. Зеркала скольжения субгоризонтальны либо под углом 15 и 45°, трещины наиболее часты под углом 45 и 50—60° к оси керна. Судя по штрихам скольжения смещение горных пород происходило в результате горизонтальных сдвиговых деформаций.

Петрофизическая характеристика комплекса по керну приведена в табл. 1. Отчетлива тенденция уменьшения пористости и увеличения плотности вниз по разрезу (см. рисунок).

Во всех породах кремнистое вещество присутствует в форме кристобалита и кварца (халцедона).

Терригенный комплекс (интервал 2510—2910 м) отделен от вышележащего несогласием, на сейсмопрофиле фиксирующимся скоростным скачком, и сложен конгломератами и аргиллитами, в подчиненном количестве гравелитами, песчаниками и алевролитами; отмечены маломощные прослои и линзы углей. Переход аргиллитов и алевролитов в конгломераты достаточно резкий через зоны мощностью около полуметра. В этих зонах вниз по разрезу в конгломератах постепенно исчезает галька, затем гравий. Характер переслаивания указывает, что комплекс имеет регрессивный характер и накапливался в прибрежно-морских условиях. На глубине 2604 м отмечен внутриформационный размыв. Судя по керну, отобранному из нижней части комплекса, угол падения пород до 25° (в вышележащих комплексах залегание пород субгоризонтальное). В конгломератах содержание гравийно-галечного материала непостоянно и достигает 50—60%. Галька и гравий имеют размеры от 1 до 6—10 см, встречаются валуны. Петрографический состав их разнообразен: наиболее часты аргиллиты и эффузивы кислого состава, последние представлены риолитовыми и кварцевыми порфирами, риолитоидными и андезитовидными дацитовыми порфирами, дацитами; много яшм, гранитов, песчаников, диоритов, туфов литовитрокластических и витрокластических, встречаются андезитобазальты, сланцы хлоритовые, слюдяные, кварц-серицитовые. Отмечена галька, по составу и структуре аналогичная туфам интервала 2930—2940 м, что свидетельствует о размыве нижележащего вулканогенного комплекса. Форма галек полу-

окатанная и резко угловатая. Цемент конгломератов песчано-глинистый, количество его различно, вплоть до преобладания на отдельных участках породы. Песчаные зерна разнообразны по составу, глинистый материал — гидрослюда и хлорит.

В гравелитах количество гравийного материала от 50 до 80 %, размер его от 0,1 до 1 см, всегда присутствуют гальки, песчаные и алевритовые зерна. Форма зерен полуокатанная, реже угловатая. Состав обломочной части и цемента сходен с конгломератами.

Песчаники граувакковые разнозернистые, содержат гравий и редкую гальку. Количество обломочного материала от 50 до 80—95 %. Размер обломочных зерен от 0,01 до 1 мм. Обломочная часть сложена кварцем (15,1 %), полевыми шпатами (28,4 %) и обломками пород (56,5 %). Последние представлены кислыми и средне-основными эффузивами, тонкозернистыми алевролитами с гидрослюдистым цементом, яшмами, кварцитами, опоками, микропегматитами, гранитоидами, сланцами. Полевые шпаты замещены гидромусковитом и кальцитом. Цемент песчаников поровый, контактный, базальный. Состав цементирующей массы хлоритовый, гидрослюдистый. В породах с поровым и контактным цементом отмечается хлорит четырех генераций.

Хлорит первой генерации заполняет мелкие поры, развит на месте соприкосновения обломочных зерен и по периферии крупных пор. Он бесструктурный, имеет яркие цвета интерференции (желтоватые, желтовато-оранжевые), зеленый цвет. Хлорит второй генерации бесцветный, тонкоагрегатный, выполняет среднюю часть крупных пор. Хлорит третьей генерации крустификационный, ярко-зеленый, развивается либо вдоль стенок пор среднего размера, либо выполняет среднюю часть крупных пор вслед за хлоритом второй генерации. Хлорит четвертой генерации развит в центральных частях крупных и средних пор, представлен бесцветным тонкоагрегатным веществом. Иногда в центральных частях пор развиты гидрослюды. Очень редко центральная часть пор полая. В некоторых песчаниках цементация выражается также в образовании структур вдавливания зерен. В породе присутствуют углефицированные и пиритизированные обрывки растительных тканей, пирит.

Алевролиты и алевритопесчаники крупнозернистые, тонкозернистые и разнозернистые. Количество обломочного материала колеблется от 50 до 85—95 %. Форма обломочных зерен полуокатанная. Сложена обломочная часть кварцем, полевыми шпатами и обломками пород. Количество минеральных компонентов и обломков пород либо равное, либо с небольшим преобладанием первых. Обломки пород пред-

ставлены кислыми эффузивами, кремнистыми аргиллитами, средне-основными эффузивами, слюдами, глинисто-хлоритовыми сланцами. В верхних частях комплекса в породах отмечаются обломки гранитов и диоритов. Цемент изредка базальный, чаще контактный и поровый. В последнем случае обломочные зерна тесно прижаты друг к другу, контакты преимущественно линейные. Состав цемента хлоритовый, гидрослюдистый, в некоторых участках кальцитовый, пиритовый. Иногда отмечается регенерационный кварцевый цемент.

Аргиллиты темного, почти черного, цвета, очень крепкие, трещиноватые. Основная масса породы (65—90 %) сложена чешуйчатым глинистым минералом ряда монтмориллонит — гидрослюда. Обломочный материал кварц-полевошпатовый алевритовой и песчаной размерности. В некоторых участках порода микрослоистая за счет линз и слоев песчаника, алевролита, растительных остатков, пирита.

По петрофизическим свойствам породы комплекса резко отличаются от вышележащих (см. табл. 1): средняя полная пористость менее 10 %, средняя плотность 2,47 г/см³, проницаемость практически нулевая. В приподшенной части комплекса полная пористость алевролитов менее 5 %. Это связано с тем, что породы претерпели значительное катагенетическое изменение. Для алевритовых и песчаных пород это выразилось в образовании цементации внедрения, обильном развитии гидрослюдистых и хлоритовых цементов, а также в появлении кварцевых каемок обрастания. Глинистые породы сильно уплотнились, превратились в аргиллиты. Исходя из этого, границу зоны возможного нефтегазонакопления следует проводить по кровле терригенного комплекса.

Вулканогенный комплекс (скважиной вскрыта верхняя часть комплекса в интервале 2910—3175 м) представлен туфами, туффитами, туфопесчаниками, туфоаргиллитами, туфоалевролитами, образовавшимися в субаэральных условиях.

Преимущественным распространением в составе комплекса пользуются туфы и туффиты. Они имеют зеленоватый цвет, разбиты сетью беспорядочно ориентированных трещин, выполнены кальцитом, цеолитом, кварцем, эпидотом. Состав и структура туфов различные. Алевропелитовые (пепловые) туфы — витрокластические, сложены цеолитизированными и хлоритизированными стеклами (90 %). Алевропсаммитовые туфы — литокластические, состоят на 90—95 % из обломков андезитобазальтовых порфиритов. Псаммито-алевоитовые туфы — кристалло-витрокластические, состоят из плагиоклазов ряда андезина, цеолитизированных вулканических стекол и хлоритизиро-

ванной связующей массы с реликтами флюидальной текстуры. Количество терригенного материала в туфах не превышает 5—10 % и сложен он полуокатанными зернами кварца.

В туффитах связующая масса также хлоритовая, но без признаков флюидальной текстуры (возможно, хлорит развился по глинам). Обломки, как и в туфах, представлены цеолитизированными стеклами и плагиоклазами. Кроме того, в заметном количестве присутствуют углефицированные и пиритизированные растительные остатки.

В туфопесчанниках и туфоалевролитах количество обломочного материала колеблется от 50 до 80 %. Сложена обломочная часть полуокатанными зернами кварца, яшм, кварцитовидных пород, аргиллитов, а также обломками вулканических стекол и резко угловатых плагиоклазов. Вулканические стекла и плагиоклазы составляют 10—25 %. Цементирующая масса (20—50 % породы) порового и базально-порового облика, глинисто-карбонатная (хлорит, монтмориллонит — гидрослюда, кальцит). Присутствуют углефицированные растительные остатки.

Встречаются интервалы, шлам из которых представлен набором песчаников, аргиллитов, андезитобазальтов, туфов, цеолитизированных вулканических стекол, риолитов, андезитодацитов. Эти прослои интерпретируются как туфоконгломераты.

По петрофизическим свойствам породы вулканогенного комплекса аналогичны терригенному и имеют низкие емкостные свойства и высокую плотность (см. табл. 1).

Таким образом, до глубины 2510 м в центральной части Северо-Охотского прогиба развиты биогенные кремнистые породы. Это подтверждает представление о широком развитии в северной части Охотоморского региона кремнистых и кремнисто-терригенных формаций [6].

В непрерывном разрезе прослежены минералогическое преобразование биогенного кремнистого вещества с глубиной и соответствующая ему смена горных пород по схемам: биогенный опал — кристобалит — кварц (халцедон); диатомиты, диатомовые глины — опоки, опоковидные породы — перекристаллизованные опоки, кремнистые аргиллиты. Граница опаловой зоны находится на глубине 900—950 м. Это дополняет шкалу преобразования кремнезема с глубиной, составленную по фрагментарным разрезам Сахалина [4].

Минералогическое преобразование кремнезема является причиной, наблюдаемой на временных сейсмических разрезах разнопорядковой «слоистости». До глубины 2500 м она обусловлена не чередованием терригенных по-

род различного гранулометрического состава, а вариациями петрофизических свойств пород в зависимости от минералогической формы и содержания в них свободного кремнезема. Очевидна приуроченность сейсмокомплексов *A* и *B* (см. рисунок) к зонам минералогического преобразования кремнезема. Так, подошва сейсмокомплекса *A* совпадает с нижней границей развития в породе органогенного опала. Сейсмокомплекс *B* совпадает с зоной преимущественного развития в кремнистых породах кристобалита. С глубины 1530 м (подошва сейсмокомплекса *B*) в породах исчезают признаки биоморфной структуры — плохо различимые в интервале 1000—1550 м контуры диатомей сливаются с основной массой, которая становится глобулярной.

Следовательно, в рассматриваемом случае сейсмокомплексы *A* и *B* и их границы имеют минералого-петрофизическую природу. Так же, как на Сахалине, кремнистая толща не обнаруживает явного парагенеза с вулканогенными породами, т. е. основным источником растворенного кремнезема для диатомовых водорослей была вода океана, поставляемая течениями, существовавшими вследствие слабой обособленности моря от океана. Лишь в период образования терригенно-кремнистого комплекса часть кремнезема могла поступать в воду в связи с вулканической деятельностью в сопредельных Северо-Охотскому прогибу районах, что фиксируется примесью в породах названного комплекса пирокластического материала.

На схеме распределения аморфного кремнезема в донных осадках Охотского моря [1] в области мелководья показан максимум кремнезема, по конфигурации примерно совпадающий с Северо-Охотским и Приохотским прогибами. Таким образом, кремнезема прослеживается с позднего палеогена до настоящего времени включительно. Иными словами, намечается сквозное во времени существование в рассматриваемом районе зоны высокой концентрации биогенного опала в поверхностном слое воды. При незначительном разбавляющем эффекте от поступления терригенного материала это и обусловило накопление мощной, свыше 2500 м, толщи кремнистых пород. Причем из факторов, определяющих заполнение осадочно-породного бассейна, в период накопления кремнисто-терригенного и кремнистого комплексов максимальное влияние оказал гидродинамический, обеспечивший достаточное поступление растворенного кремнезема: Тектонический фактор обусловил стабильность условий, необходимых для реализации кремнезема, и, наконец, седиментологический фактор в его терригенной составляющей был резко ослаблен.

Схема сопоставления литологических комплексов

Северо-Охотский прогиб (центральная часть)	Приохотский прогиб (район г. Охотска)	Северо-Сахалинский прогиб (северо-восточный шельф)
Грубообломочно-диатомовый комплекс, мощность 350 м	Галечно-песчаная толща, мощность 25—50 м	Комплекс алевролитов, песчаников, диатомовых глин (верхненутовский подгоризонт, помырский горизонт), мощность до 1340 м
Кремнисто-терригенный комплекс: Диатомитовая толща, мощность 430 м Толща опок, перекристаллизованных опок, углей, мощность 790 м	Песчано-глинистая угленосная толща, мощность 800—900 м	Терригенно-кремнистый комплекс: Глинисто-алевритопесчаная толща (нижненутовский горизонт), мощность 523—1560 м Глинистая толща (окобыкайский горизонт), мощность 125—700 м Толща кремнистых аргиллитов, аргиллитов, алевролитов, песчаников, углей (дагинский и уйинский горизонты), мощность больше 2000 м
Кремнистый комплекс: Толща перекристаллизованных опок, мощность 600 м Толща кремнистых аргиллитов и алевролитов, мощность 160 м		Кремнистый комплекс (даехуринский горизонт), мощность 217 м
Терригенный комплекс, мощность 400 м Вулканогенный комплекс, мощность больше 265 м		Терригенный комплекс (мачигарский горизонт), мощность больше 28 м

Известны три основных района современного кремнеаккумуляции: Южное полушарие, экваториальный пояс, север Тихого океана. В последний входит и рассматриваемая зона биогенной седиментации кремнезема. Механизм и причины существования зоны в течение столь длительного периода времени предстоит изучить. Но можно полагать, что расцвет диатомового планктона объясняется конвергенцией вод, обогащенных растворенным кремнеземом, и придонных вод, обогащенных минеральными солями, подобно тому, как это происходит в современных океанах [7]. Определенное влияние на диатомовую флору, видимо, оказывает и повышенный тепловой поток (геотемпературный градиент в скважине 4, 88 °С).

По сходству петрофакта, положению в разрезе, условиям осадконакопления, палинологическим данным [5] сопоставлены литологические комплексы центральной части Северо-Охотского прогиба, северо-восточного шельфа Сахалина, где известны промышленные месторождения углеводородов, и территориальной части Приохотского прогиба (табл. 2). Основной нефтегазоносной толще Северо-Сахалинского прогиба

соответствуют кремнисто-терригенный и кремнистый комплексы в Северо-Охотском прогибе.

Как следует из описания литологических комплексов, они представляют собой характерные парагенетические ассоциации пород, разделенные резкими геологическими границами (несогласиями), и фиксируют смену основных геологических событий в Северо-Охотском прогибе, который в своем развитии прошел три этапа. На раннем этапе осадконакопление было локализовано в грабенообразных впадинах и привело к образованию орогенной молассовой формации (терригенный литологический комплекс). На втором этапе осадконакопление приобрело ареальный характер, объединивший разрозненные зоны накопления, существовавшие на первом этапе, и образовавшиеся осадки (терригенно-кремнистый и кремнистый комплексы) вошли в состав плитного структурно-формационного комплекса Охотоморской плиты, в том его понимании, как это изложено в работе [8]. На третьем этапе заложение системы рифтов на Охотоморской плите [2] и переуглубление шельфа привело к формированию специфического грубообломочно-диатомового комплекса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Езруков П. Л. Донные отложения Охотского моря // Геологические исследования в дальневосточных морях.— М.: АН СССР, 1960.
2. Гнибиденко Г. С. О рифтовой системе дна Охотского моря // Докл. АН СССР.— 1976.— Т. 229, № 1.
3. Деревскова Н. А., Иваньшина Л. П., Чуркина В. А. Литологические комплексы северо-восточного шельфа Сахалина // Стратиграфия и литология мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. Т. II.— М.: ГИН АН СССР, 1984.

4. Деревскова Н. А., Уткина А. И. и др. Катагенетическое преобразование кремнистого вещества в неогеновых отложениях Сахалинской складчатой области // Тихоокеан. геология.— 1986.— № 5.
5. Куликов Н. В., Брутман Н. Я. К вопросу о возрасте и происхождении мареканской свиты Приохотского прогиба // Там же.— 1982.— № 3.
6. Куликов Н. В., Мавринский Ю. С., Сальников Б. А. Кайнозойские формации северной части Охотоморского региона // Стратиграфия и литология мезо-

*СахалинНИПИнефтегаз
Оха-на-Сахалине*

зойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. Т. I.— М.: ГИН АН СССР, 1984.

7. Лисицын А. П. Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью // Геохимия кремнезема.— М.: Наука, 1966.
8. Мавринский Ю. С., Бабошина В. А. и др. Тектонические элементы дна Охотского моря // Новые данные по геологии и нефтегазоносности Сахалина.— Л.: ВНИГРИ, 1979.

*Поступила в редакцию
27 января 1987 г.*

В. П. Парняков

**О ВОЗРАСТЕ, СТРОЕНИИ И ПОЛОЖЕНИИ
В РАЗРЕЗЕ ОЛИСТОСТРОМОВОЙ ТОЛЩИ ДАЛЬНЕГОРСКОГО РАЙОНА**

В последние годы появляются новые свидетельства широкого распространения аллохтонных образований, покровов и олистостромовых толщ в складчатой системе Сихотэ-Алиня. В Дальнегорском районе рудоносная олистостромовая толща представляет собой гетерогенный комплекс, в состав которого входят олистолиты, представленные преимущественно средне-верхнетриасовыми известняками и триас-юрскими

радиоляритами, заключенные в кластические отложения с органическими остатками берриасского — валанжинского веков. Олистостромовая толща согласно залегает на нижнемеловой алевролитовой толще и тектонически перекрыта покровом средне-верхнетриасовых известняков и покровным комплексом пород нижнетриасовой — нижнемеловой терригенно-радиоляритовой горбушинской толщи.

В последнее время выясняется широкое распространение аллохтонных образований, покровов и олистостромовых толщ в складчатых сооружениях Тихоокеанского пояса. На Востоке СССР они встречаются на всем протяжении Тихоокеанского побережья от Чукотки до Малой Курильской гряды [4, 6].

Недавно полученные данные показывают, что складчатая система Сихотэ-Алиня также не составляет исключения в этом отношении [5, 7, 9, 12]. Здесь аллохтонным образованиям, возможно, принадлежит главенствующая роль, хотя еще совсем недавно они вообще не были распознаны. Практическое значение проблемы аллохтонных образований состоит в том, что к ним приурочены важнейшие рудные месторождения, в частности промышленные месторождения Дальнегорского рудного района.

Представления об аллохтонной природе рудоносных карбонатных тел Дальнегорского рудного поля были впервые высказаны В. А. Красиловым и В. П. Парняковым на основе первых находок ископаемых растений раннемелового возраста в кластических породах, подстилающих карбонатные глыбы с триасовой морской фауной [5]. Авторы указали на тектонический характер контактов свит, слагающих складчатый фундамент Прибрежной зоны, и высказали предположение о том, что олистостромовые образования заключены внутри нижнемеловой флишевой таухинской свиты и генетически связаны с карбонатным покровом, приближающимся к флишевому бассейну. Эти представления были развиты в статье Ю. П. Юшманова, который на основе детальных структурных исследований описал многоярусную структуру района [12].

В последнее время автором были получены новые биостратиграфические данные по ряду разрезов, позволяющие более уверенно определять состав и возрастной диапазон рудоносной олистостромовых толщ, занимающей ключевое положение в тектонической структуре района. Эти данные проанализированы в настоящей статье.

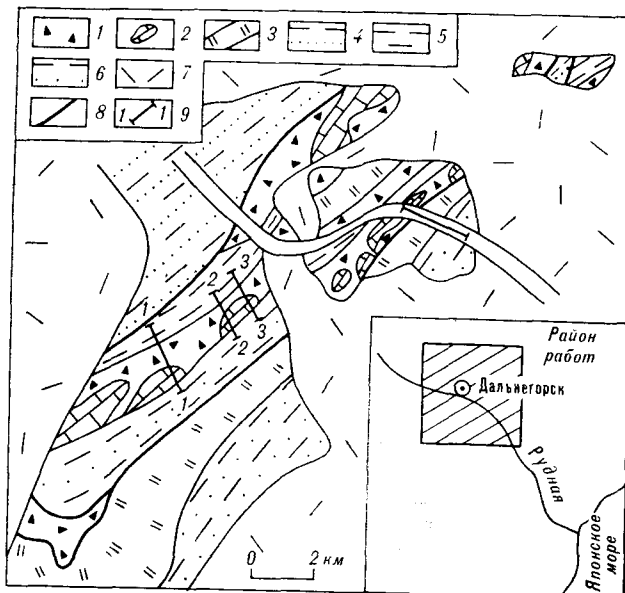


Рис. 1. Схема геологического строения центральной части Дальнегорского района.

Нижний структурный этаж: 1 — берриас-валанжинская олистостромовая толща; 2 — мегаолистолиты (останцы тектонического покрова) триасовых известняков; 3 — покровный комплекс пород триас-нижнемеловой терригенно-радиоляритовой горбушинской толщи; 4 — апт-альбская кемская (?) свита; 5 — нижнемеловая алевролитовая толща; 6 — берриас-валанжинская таухинская свита. Верхний структурный этаж: 7 — вулканы верхнего мела — палеогена; 8 — тектонические нарушения; 9 — линии разрезов.

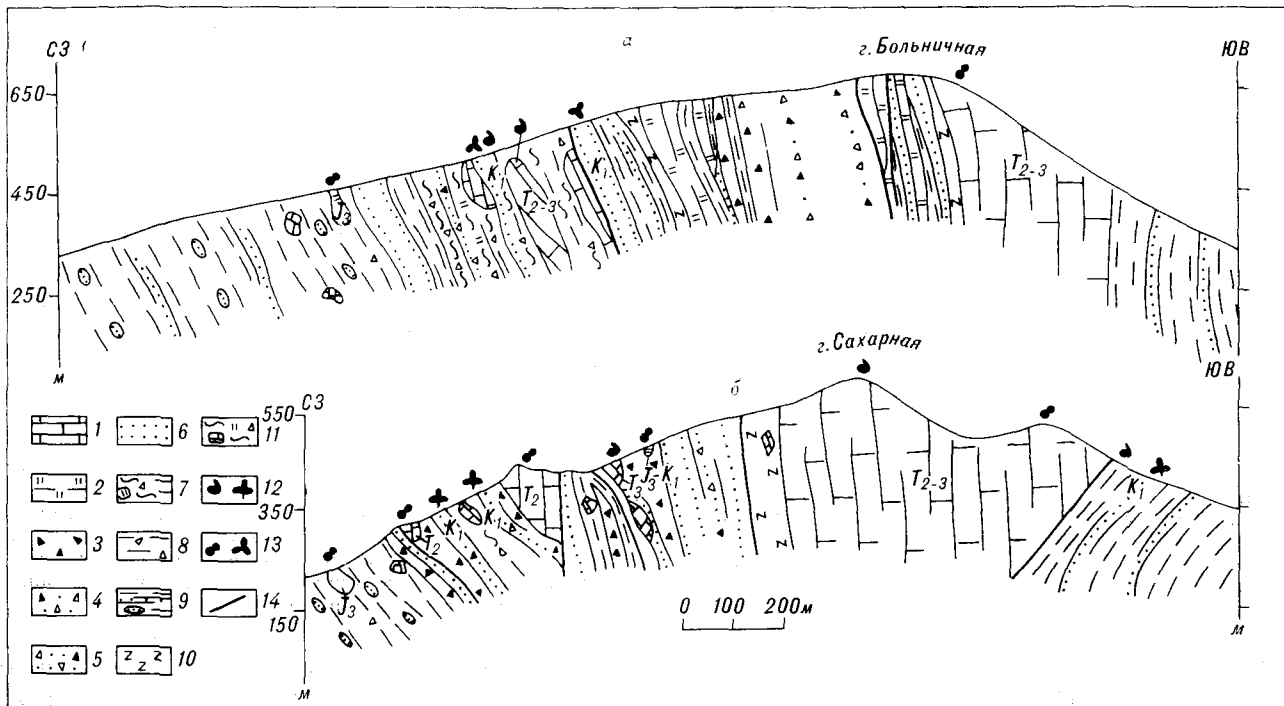


Рис. 2. Геологические разрезы по водоразделу ручьев Больничного и Кабаньего (а), по северному склону горы Сахарной (б).

1 — известняки; 2 — кремнистые породы (радиоляриты); 3 — известняковые брекчии мономиктовые бесцементные; 4 — известняково-кремнистые брекчии с песчаным матриксом; 5 — известняково-кремнистые дресвяники; 6 — полимиктовые песчаники; 7 — алевроаргиллиты с обломками и глыбами пород; 8 — алевролиты с обломками и глыбами пород; 9 — алевролиты с прослоями и будинами песчаников; 10 — диабазы; 11 — кремнисто-глинистые породы с обломками и глыбами пород; 12 — места находок фауны и флоры; 13 — места отбора проб с микрофауной и палинопроб; 14 — тектонические границы.

Олистостромовые образования района входят в состав доверхнемелового складчатого фундамента Прибрежной зоны Сихотэ-Алинской складчатой области [3]. Они прослеживаются от верховьев р. Высокогорской и водораздельной части рек Нежданки и Кривой в северо-восточном направлении к долине р. Рудной между ручьями Резаным и Сентябрьским и далее — в бассейн р. Горбуши, на протяжении 30 км. По простиранию, в юго-западном и северо-восточном направлениях, а также на относительно небольших участках внутри указанной полосы олистостромовые образования перекрыты вулканитами верхнего мела — палеогена, относящимися к верхнему структурному ярусу (рис. 1).

Взаимоотношения олистостромовых отложений с подстилающими образованиями, их состав и строение можно проиллюстрировать на примере разреза, составленного по магистральным канавам, расположенным на водоразделе ручьев Больничного и Кабаньего в бассейне р. Нежданки (см. рис. 1, разрез 1—1). Развитые здесь отложения находятся в моноклинальном залегании с падением на юго-восток под углами от 45 до 84° и слагают ядро и юго-восточное крыло Нежданкинской антиклинали (рис. 2, а).

Снизу вверх по разрезу залегают:

1. Алевролиты черные массивные рассланцованные с редкими будинированными прослоями мелкозернистых песчаников размером 2—10 см 415 м
2. Олистоилит известняков светло-серых пелитоморфных 1
3. Алевролиты рассланцованные с будинами песчаников размером 2—10 см 30
4. Алевролиты рассланцованные с редкими будинированными прослоями песчаников, единичными прослоями дресвяников (микробрекчий), глыбами кремнистых пород размером до 30 см 32
5. Олистоилит кремнисто-глинистых пород с позднемеловыми радиоляриями *Murifusus mediodilatatus* Rüst, *Dictiomitra apiarium* Rust, *Tricolocapsa cf. conexa* Matsuoka, *Obesacapsula demersa*, *Willriedellum carpaticum* (определение Л. М. Олейник) 11
6. Алевролиты зеленовато-серые тонкого-горизонтально-слоистые 9
7. Песчаники дресвянистые массивные с обломками силицитов размером 0,5—2 см 2,5
8. Алевролиты песчаные рассланцованные с хаотически распределенными глыбами известняков, известняковых брекчий, дресвяников и песчаников размером от 5 до 50 см 25
9. Песчаники среднечерные с мало мощными прослоями алевролитов 60
10. Алевролиты рассланцованные с будинами песчаников, редкими обломками кремнистых брекчий, дресвяников размером 2—30 см, иногда до 1 м 46

11. Кремнисто-глинистые, глинистые, иногда алевроглинистые сильно рассланцованные породы с хаотически распределенными глыбами песчаников, дресвяников, крупными, до 15 м, олистолитами известняков	40	28. Брекчии кремнисто-известняковые бесцементные с конформным сочленением угловатых обломков известняков, гораздо реже — кремнистых пород, размером 0,5—50 см	45
12. Неясно выраженное чередование прослоев песчаников дресвянистых с редкими глыбами силицитов и кремнисто-глинистых, алевролитоглинистых, рассланцованных пород с глыбами дресвяников, песчаников и силицитов. Мощность прослоев 3—7 м	30	29. Брекчии полимиктовые мелкощелбиные с преобладающими обломками кремнистых пород (радиоляритов), подчиненными — известняков и единичными — песчаников, заключенными в песчаниковый матрикс. Размер обломков 0,5—3 см, реже встречаются глыбы величиной 20—60 см, иногда до нескольких метров. Форма обломков угловатая, часто — остроугольная. Незначительная часть обломков кремнистых пород хорошо окатана. Более крупные глыбы имеют сглаженные края. Соотношение обломочной составляющей и матрикса непостоянное. Отмечаются участки, сложенные бесцементными брекчиями с конформным сочленением обломков, и интервалы, представленные песчаниковым матриксом с «плавающими» обломками пород. В верхней части пласта отмечаются неясно выраженные переходы к дресвяникам и песчаникам аналогичного состава	143
13. Олистолит известняков светло-серых пелитоморфных	12	30. Диабазы зеленовато-бурые сильно рассланцованные с обломками силицитов	4
14. Неравномерное (неясно выраженное) чередование прослоев (0,5—4 м) песчаников, песчаных алевролитов и алевроаргиллитов с редкими обломками силицитов и дресвяников. В песчаных алевролитах обнаружены берриас-валанжинские аммониты <i>Thurmaniceras</i> sp. cf. <i>jenkinsi</i> (Anders) (определение Э. А. Доруховской), а также берриас-валанжинский палинокомплекс, включающий <i>Cyathidites australis</i> , <i>Cicatricosisporites</i> (<i>C. striatus</i> , <i>C. multicosatus</i>), <i>Pilosporites verus</i> и др. (определение В. С. Маркевич)	40	31. Алевролиты сильно рассланцованные с обломками песчаников, силицитов и брекчий	5
15. Алевроаргиллиты неслоистые рассланцованные. На протяжении слоя, в 30—50 м к северо-востоку, встречены крупные (до 60 м) олистолиты известняков с карнийской фауной <i>Palaeocardita crenata</i> (Muenst) и др. [2] (определение Н. К. Жариковой)	98	32. Олистолиты терригенно-радиоляритового состава мощностью 6—60 м, лежащие один на другом. Отдельные олистолиты сложены в нижней части радиоляритами (15—30 м), в средней — алевролитами с редкими прослоями песчаников (4—30 м), в верхней — песчаниками (2—20 м). Состав и строение олистолитов отвечает триас-нижнемеловой горбушинской толще, охарактеризованной ниже	113
16. Песчаники дресвянистые массивные, охарактеризованные валанжин-готеривским палинокомплексом, включающим <i>Cyathidites australis</i> , <i>Cicatricosisporites</i> (<i>C. striatus</i> , <i>C. multicosatus</i>) и др. (определение В. С. Маркевич)	14	33. Диабазы зеленовато-бурые, в нижней части сургучные интенсивно рассланцованные с редкими глыбами силицитов	9
17. Алевролиты рассланцованные с редкими глыбами песчаников и известняков размером 0,3—1,0 м	8	34. Мегаолистолит известняков светло-серых массивных с позднетриасовыми конодоптами <i>Epigondolella multidentata</i> Mosher (определение Г. И. Бурий)	320 м
18. Песчаники дресвянистые полимиктовые массивные	11	Юго-восточнее известняки с невыясненными взаимоотношениями контактируют с флишевыми образованиями песчаниково-алевролитового состава, относящимися к берриас-валанжинской таухинской свите, мощность которой здесь составляет не менее 1200 м.	
19. Алевролиты рассланцованные с прослоями кремнистых гравелитов и песчаников мощностью 0,5—2,0 м	13	В приведенном разрезе нижняя граница олистостромовой толщи маркируется появлением вверх по разрезу обломков чужеродных, не свойственных подстилающим образованиям пород карбонатного состава и проводится между слоями 1 и 2. Она совпадает с границей ранее выделяемых стратонов: толщи, условно относимой к нижнему — среднему триасу (слой 1), и тетюхинской свиты (слои 2—34). В строении олистостромовой толщи существенную роль играют олистолиты триасовых известняков и юрских силицитов, заключенные в нижнемеловых кластических отложениях. Аллохтонный характер залегания карбонатных тел четко проявлен в интервале слоев 14—16. Здесь крупные (до 60 м) олистолиты известняков с карнийской фауной залегают среди алевроаргиллитов (слой 15), которые согласно	
20. Алевролиты рассланцованные с будинами песчаников	20		
21. Диабазы зеленовато-серые рассланцованные	4,5		
22. Диабазы сургучные интенсивно рассланцованные с глыбами известняков и песчаников размером 5—30 см, иногда до 1,5 м	4,5		
23. Диабазы зеленовато-серые с обломками известняков в нижней части слоя	31		
24. Олистолиты терригенно-радиоляритового состава мощностью 14—70 м, лежащие один на другом, вероятно, в результате тектонического разлизования. Каждый из олистолитов сложен в нижней части радиоляритами, иногда с линзовидными прослоями известняков (14—55 м), в верхней — алевролитами с редкими прослоями песчаников (2—15 м). Состав и строение олистолитов отвечает нижней части триас-нижнемеловой горбушинской толщи, охарактеризованной ниже	114		
25. Алевролиты рассланцованные с глыбами известняков	2		
26. Брекчии известняковые мономиктовые бесцементные с редкими прослоями алевролитов. Брекчии сложены тесно соприкасающимися остроугольными обломками известняков, очень редко — кремнистых пород размером 0,5—5 см	16		
27. Алевролиты рассланцованные с прослоями известняковых мелкощелбиных брекчий мощностью 0,5 м	38		

подстилаются песчанистыми алевролитами, охарактеризованными берриас-валанжинскими аммонитами и одновозрастным палинологическим комплексом (слой 14), и перекрываются песчаниками, охарактеризованными валанжинским палинокомплексом (слой 16).

Небольшие олистолиты (размером до 10—15 м) обычно имеют изометричную сглаженную форму. Более крупные тела, как правило, вытянуты по простиранию вмещающих слоев в виде пластин. Распределение олистолитов по вертикали и латерали носит хаотический характер. Олистолиты тесно ассоциируют с тонкозернистыми осадками: алевролитами, алевроаргиллитами, глинистыми породами, а также диабазами. Контакты олистолитов резкие слабоизвилистые, нередко осложнены тектоническими нарушениями.

К верхней части разреза приурочен мегаолистолит триасовых известняков, прослеженный по простиранию более чем на 3,5 км. Общая мощность олистостромовой толщи в приведенном разрезе составляет 1031 м.

Представления о составе и строении олистостромовой толщи существенно дополняются разрезом вдоль северного склона горы Сахарной, находящимся в 5 км к северо-востоку от вышеприведенного разреза на простирании данной толщи (см. рис. 1, разрез 3—3). Разрез горы Сахарной, описанный по пунктирной магистральной канаве, служил стратотипом средне-верхнетриасовой тетюхинской свиты. В настоящее время в нескольких точках этого разреза обнаружены органические остатки гораздо более молодого возраста, пройдены горные выработки, позволившие вести практически непрерывные наблюдения, что дает возможность существенно уточнить и дополнить опубликованные ранее данные [2] (см. рис. 2, б). Нами здесь установлена следующая последовательность (с СЗ на ЮВ):

1. Алевролиты черные массивные расланцованные с будинированными прослоями песчаников, редкими олистолитами песчаников с позднеюрскими радиоляриями *Zhamoidellum ovum* Dum., *Z. venticosum* Dum. и др. (сборы О. Л. Смирновой, определение Л. Б. Тихомировой) 36 м
2. Алевролиты черные расланцованные с будинами мелкообломочных (0,5—2 см) известняковых брекчий, песчаников, глыбами известняков размером 5—50 см 10
3. Брекчий известняковые мономиктовые бесцементные 2
4. Песчаники серые массивные неравномерно-зернистые 13
5. Алевролиты расланцованные с будинированными прослоями песчаников размером 5—20 см 2
6. Брекчий известняковые мономиктовые бесцементные 0,6
7. Олистолит известняков 16
8. Брекчий известняковые мономиктовые бесцементные. В верхней части пачки в брек-

- чиях появляется песчаниковый матрикс, отмечаются обломки силицитов. В обломках известняков обнаружены среднетриасовые фораминиферы *Agathammina* aff. *iranica* Zanin и др. [2] (определение Н. А. Ефимовой) 32
9. Песчаники крупнозернистые массивные с линзами известняковых брекчий в нижней части слоя 3
10. Алевролиты расланцованные с будинированными прослоями песчаников 1,3
11. Пачка неравномерно ритмичного переслаивания алевролитов, песчаников и известняковых брекчий, слагающих, соответственно, верхние, средние и нижние элементы циклитов мощностью 0,4—1,5 м 15
12. Конгломераты мелкогалечные кремнистые с алевролитовым, в верхней части песчаниковым, матриксом, редкими валунами (20 см) известняков 3
13. Пачка тонкоритмичного переслаивания алевролитов и песчаников с растительным детритом на плоскостях напластования. В основании пачки нижние части циклитов сложены известняковыми брекчиями 7
14. Песчаники дресвянистые, иногда гравийные с обломками силицитов, реже известняков. В верхней части пачки — прослой мелкогалечных кремнистых конгломератов мощностью до 1 м. В песчаниках нижней части пачки обнаружена берриас-барремская флора *Dicksonia arctica* (Pryn) Krassil. и др. [5] (определение В. А. Красиловой) 16
15. Брекчий полимиктовые глыбовые хаотические с глыбами и обломками карбонатного, кремнистого, диабазового и песчаникового составов размером от долей сантиметров до нескольких метров. Некоторые обломки кремнистых пород хорошо окатаны. Матрикс представлен алевролитами, песчанистыми алевролитами и песчаниками. Взаимоотношения указанных пород часто неясные вследствие их значительной тектонической переработки. Обломочный материал местами образует скопления, в которых отдельные обломки тесно соприкасаются друг с другом, на других интервалах обломки расположены в матриксе на значительном расстоянии друг от друга. В матриксе брекчий, представленном песчанистыми алевролитами, нами найдена раннемеловая флора *Alsophilites nipponensis* (Oishi) Krassil. (определение В. А. Красиловой) 25
16. Песчаники дресвянистые массивные с обломками известняков и силицитов 6
17. Алевролиты расланцованные с глыбами известняков и силицитов 1
18. Брекчий известняковые мономиктовые бесцементные. Вверх по разрезу в брекчиях появляются песчаниковый матрикс и обломки силицитов размером 1—5 см, иногда 20 см, содержание которых постепенно увеличивается 6
19. Песчаники дресвянистые массивные крупнозернистые полимиктовые, постепенно переходящие вверх по разрезу последовательно в дресвяники (микробрекчий) и брекчий известняково-кремнистого состава 36
20. Олистолит известняков светло-серых пелитоморфных массивных с анизийским конодонтом *Hindiodella subcodentata* Budurov (материалы Г. И. Бурый) 75
21. Песчаники массивные неравномерно-зернистые полимиктовые 20
22. Алевролиты черные массивные расланцованные с олистолитами известняков и кремнистых пород размером 1,5—2 м в нижней

части	50
23. Брекчии известняковые мономиктовые бесцементные, переходящие в верхней части в песчаники массивные	4
24. Алевролиты массивные, реже микро-слоистые	13
25. Диабазы зеленовато-серые массивные афировые, иногда миндалекаменные, в верхней части — с угловатыми обломками более крупнозернистых разностей	12
26. Диабазы сургучные афанитовые рассланцованные с овалондами зеленовато-серых диабазов	2
27. Алевроаргиллиты детритоносные рассланцованные с мелкими включениями и линзочками диабазов	2
28. Олистолит известняков, в нижней части мергелистых, с карнийской фауной <i>Parallelodon curioni</i> (Bittn) и др. [2] (определение Н. К. Жарниковой)	25
29. Брекчии известняковые мономиктовые бесцементные с единичными линзовидными прослоями песчаников, пелитолитов, глыбами кремнистых пород с позднеюрско-раннемеловыми радиоляриями <i>Stichocapsa ovatoidea</i> Zharnoida, <i>Mirifusus?</i> sp. indet, <i>Tricolocapsa</i> sp. (определение Л. М. Олейник)	65
30. Алевролиты песчаные с линзами известняковых брекчий	1
31. Неравномерное чередование пластов песчаников и дресвяников известняково-кремнистого и кремнистого состава, иногда сгруппированных в трансгрессивные циклиты мощностью 1—20 см	140
32. Алевролиты рассланцованные с линзами песчаников	1
33. Диабазы зеленовато-серые афировые с редкими прослоями (до 1 м) сургучных диабазов, олистолитами известняков с поздне-триасовой фауной <i>Mytilus Faltimylus</i> cf. <i>tuniformis</i> Kob. et Jehik и др. [2] (определение Н. К. Жарниковой). В основании слоя диабазы сильно рассланцованы	60
34. Мегалистолит известняков с поздне-триасовой фауной <i>Tosaresten subdivisus kinzuchensis</i> Kirar и др. [2] (определение Н. К. Жарниковой), микрофауной средне-позднетриасовых фораминифер <i>Nodosaria ordinata</i> Trif. <i>Karaburunia rendeli</i> Langer и др. (определение Н. А. Ефимовой)	710 м

глыба юрско-меловых силицитов (слой 29). Вмещающие их отложения — алевритистые песчаники, слагающие матрикс хаотических брекчий с глыбами карбонатного и кремнистого состава, а также песчаники с обломками известняков, залегающие между крупными олистолитами известняков с триасовой фауной (слой 14 и 15), охарактеризованы берриас-баремской флорой [5].

В данном разрезе олистолиты известняков тесно связаны с известняковыми бесцементными брекчиями с конформным сочленением обломков. Четкую границу между брекчиями и олистолитами провести нельзя. По мере удаления от олистолита в брекчиях уменьшается размер обломков до 1—3 см, появляются матрикс, представленный алевролитами или песчаниками, обломки силицитов, реже песчаников.

Образующиеся таким путем полимиктовые брекчии характеризуются крайне неравномерным соотношением матрикса и обломков. При дальнейшем удалении от олистолита брекчии сменяются грубозернистыми неслоистыми песчаниками и слоистыми алевролитами. Таким образом, наблюдается упорядоченная последовательность в ряду фаций: олистолит — мономиктовые бесцементные брекчии — полимиктовые брекчии с песчаным матриксом — песчаники — переслаивание песчаников и алевролитов. Иногда отдельные члены указанного ряда выпадают. Так, в расчистке по руч. Известковому (бассейн р. Высокогорской) можно наблюдать, как на контакте крупного (более 100 м) олистолита известняков грубозернистый материал, слагающий матрикс вмещающих отложений, «проникает» в монолитный известняк в виде тонких изогнутых прожилков. Непосредственно у массивных известняков они единичны и изолированы, а на удалении, ветвясь и соединяясь друг с другом, образуют терригенный каркас, в котором неравномерно размещены отдельные блоки — обломки известняков. При дальнейшем удалении от массивных известняков прожилки расширяются, все больше «раздвигая» обломки, формируя терригенный базис образующейся таким образом известняковой брекчии. Мощность охарактеризованной переходной зоны 0,1—0,2 м.

Установленная последовательность смены фаций может иметь прямую, реже обратную (относительно олистолита), направленность. Подобные фациальные ряды были описаны С. Д. Соколовым при характеристике олисто-стромовых толщ Малого Кавказа [11]. Существование прямой и обратной последовательности в смене фаций мы, вслед за С. Д. Соколовым, объясняем разной скоростью перемещения олистолитов. Быстрое сползание олистолита приводило к срезанию и удалению верхней

Юго-восточнее известняки тектонически контактируют с флишевыми образованиями песчаниково-алевролитового состава, ранее относимыми к средне-позднеюрской горбушинской свите. Автором были обнаружены здесь берриас-валанжинские аммониты *Neocomites* sp. (определение В. П. Коновалова) и флора *Coniopteris* cf. *burejensis* (Zal), *Cladophlebis* cf. *exiliformis* Oishi и др. (определение С. А. Шороховой), что позволяет относить данные образования к таухинской свите.

В приведенном разрезе палеонтологически охарактеризованный аллохтонный материал представлен триасовыми известняками, юрскими песчаниками, позднеюрско-раннемеловыми силицитами. Олистолиты юрских песчаников встречены в нижней части разреза, в верхней резко преобладают крупные олистолиты триасовых известняков, между которыми встречена

части подстилающих осадков — олистолит ложился на более низкие горизонты разреза. А при медленном перемещении он постепенно наползал на свой же обломочный материал и перекрывал его.

Олисторомовые образования чередуются в разрезе с нормально-осадочными отложениями, представленными песчаниками, флишоидами, составляющими обычно относительно небольшую часть разреза. В составе флишоидов выделяются циклиты двухэлементного строения. Первый элемент сложен песчаниками, нередко с обломками известняков и силицитов в нижней части, второй — алевролитами. Контакты между элементами циклитов четкие. Строение циклитов олисторомовой толщи отличается от строения элементарного ритма мелового флиша Сихотэ-Алиня [8], а также классического цикла Боума [10] отсутствием складчатослоистых и горизонтально-слоистых подэлементов.

Разрез хаотических образований завершается мегаолистолитом триасовых известняков протяженностью около 3 км.

Олисторомовая толща характеризуется резкой изменчивостью по простиранию вещественного состава и мощности выделенных литологических единиц, вплоть до их полного выклинивания. Так, разрез олисторомовой толщи, составленный по магистральной канаве, расположенной на равном расстоянии (2 км) между вышеприведенными разрезами (см. рис. 1, разрез 2—2), следующий:

1. Алевролиты сильно рассланцованные с будинами песчаников	380 м
2. Олистолит кремнистых пород	1,5
3. Алевролиты сильно рассланцованные с будинами песчаников, редкой галькой кремнистых пород	40
4. Алевролиты рассланцованные с будинами песчаников	60
5. Олистолит известняков	5
6. Алевролиты рассланцованные с будинами песчаников, редкой галькой кремнистых пород	40
7. Мегаолистолит известняков с поздне-триасовой фауной <i>Tosapecten cf. tetuchensis</i> Kipar., <i>Plagiostoma cf. sichotcalinense</i> Kipar. и др. (определение Н. К. Жарниковой)	780
8. Брекчии хаотические кремнистого состава с обломками и глыбами размером от первых сантиметров до 3 м, в нижней части — с обломками известняков	5 м

Брекчии тектонически перекрыты флишевой таухинской свитой.

В этом разрезе нижняя граница олисторомовой толщи проводится по появлению среди монотонных терригенных отложений олистолитов кремнистых пород, между слоями 1 и 2. Характер олисторомовой толщи здесь меняется за счет замещения грубых фаций более тонкими и резкого сокращения ее мощности в 8—12 раз. В разрезе повышается относи-

тельная роль нормально-осадочных образований и сокращается роль хаотических горизонтов. Нормально-осадочные образования придают толще облик подстилающих отложений, от которых ее отличает только присутствие олистолитов кремнистого и карбонатного состава.

К верхней части разреза приурочен мегаолистолит триасовых известняков, составляющий единое целое с мегаолистолитом, охарактеризованным в разрезе канавы на северном склоне горы Сахарной.

Закономерное положение мегаолистолитов известняков в верхней части олисторомовой толщи, цепочно-вытянутое расположение в плане, гигантские размеры, резко отличающие их от олистолитов, заключенных в нижней части, позволяют рассматривать данные образования как фрагменты доскладчатого тектонического покрова.

Между кровлей карбонатного покрова и залегающими выше флишоидами таухинской свиты развиты хаотические брекчии (слой 8), в целом аналогичные встречающимся в вышеприведенных разрезах олисторомовой толщи. Ранее они рассматривались как базальные слои горбушинской свиты.

Подобные хаотические образования, перекрывающие останцы триасовых карбонатных покровов, более широко распространены в бассейне р. Рудной (см. рис. 1, разрез 4—4—верхний). Здесь олисторомовая толща залегает на юго-восточном крыле Центральной платформы, согласно перекрывая толщу флишоидов песчаниково-алевролитового состава, слагающую ядро указанной структуры. Флишоиды, как правило, значительно рассланцованы, будинированы. Ранее они условно относились к нижнему — среднему триасу. Нами в этой толще у слияния р. Рудной и руч. Брудеровского было установлено несколько точек со спорами и пыльцой раннемелового облика: *Ginkgocycadophytus* и *Classopolis* sp., *C. classoides* Pfl. em. Poc. et Jans., *Leiotriletes* spp., *Cyathidites minor* Coup, *Gleicheniidites laetus* (Bolch) Bolch (определение В. С. Маркевич). Согласно перекрывающие их олисторомовые образования несколько отличаются от вышеохарактеризованных широким распространением алевролитов, в различной мере «замусоренных» кластиков разного состава, размера и степени окатанности. Среди них выделяются песчаные, дресвянистые, гравелистые, туфогенные и другие разновидности. Основным отличием их от вышеописанных образований является небольшое содержание (5—20%) и малые размеры (1—10 мм) обломков. В то же время в «замусоренных» алевролитах иногда встречаются глыбы кремнистых пород, известняков размером 5—50 см, реже — значительно крупнее. В целом данные образования аналогичны выделяемым среди

оползневых отложений Малого Кавказа «замусоренный» аргиллитам (глинисто-галечным микститам [11]).

В скальном цоколе террасы р. Рудной, выше кровли триасового покрова, представленного скарнированными известняками, залегает пачка неравномерного чередования будинированных флишоидов преимущественно алевролитового состава и алевроаргиллитов с угловатыми обломками песчаников, силицитов и диабазов. Ранее данные отложения относились к нижней части опорного разреза горбушинской свиты [3]. Породы падают на северо-запад под углами от 35 до 88° и находятся в опрокинутом залегании. Среди флишоидов встречаются редкие пластинообразные олистолиты силицитов размером до 0,5 м. Алевроаргиллиты часто содержат сближенные микропрослойки диабазов, что наряду со струйчатым расположением обломков в матрице обуславливает характерную текстуру течения. В верхней части пачки флишоиды отличаются сильной рассланцованностью и сохраняют последовательность слоев лишь на небольших участках размером 2—3 м. Здесь в составе пачки отмечаются крупные (до 20 м в поперечнике) плитообразные блоки песчаников, пластины силицитов размером 0,5—3 м, глыбы известняков размером 0,3—0,7 м. В одной из пластин силицитов нами обнаружены радиолярии *Thecosphaera conosphaerica*, *Parvicingula altissima?* *Mirifusus* sp. indet., *Zhamoidellum ovum?* *Obesacapsula*, скрытотраксические трициртиды, указывающие, по заключению Л. М. Олейник, на позднеюрско-раннемеловой возраст. В полосе развития пачки, в 40—100 м к северо-востоку от изученного разреза, встречаются гигантские, мощностью более 100 м, пластины среднетриасовых — верхнеюрских радиоляритов и массивных песчаников. Мощность пачки 120 м.

Выше по разрезу залегают терригенно-радиоляритовые образования, ранее рассматриваемые как горбушинская свита. В настоящее время здесь выделяется пакет тектонических пластин, состав и строение которых примерно одинаковы и приведены в [12]. Необходимо отметить более широкий, чем указано в [12], стратиграфический диапазон горбушинской толщи, слагающей тектонические пластины, а также фациальный характер контактов выделяемых в ней пачек. В целом горбушинская толща представляет собой упорядоченную литологическую последовательность: радиоляриты (нижний триас — верхняя юра) — алевролиты (верхняя юра — нижний мел) — песчаники (нижний мел) с постепенными переходами между ее членами (подробнее описана в статье В. А. Михайлова и др. «Горбушинская серия Дальнегорского рудного района» // Новые данные по стратиграфии Приморского сектора

Япономорского региона. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986, с. 28—36). Тектонические пластины прослежены на протяжении 5—10 км и характеризуются конформным залеганием относительно друг друга, внутренней слоистостью и слоистостью в смежных образованиях. Мощность пластин 175—350 м. Пластины тесно соприкасаются друг с другом. Контакты седиментационные, реже тектонические. В единичных случаях между отдельными пластинами аллохтонного комплекса наблюдаются мало мощные линзовидные тела (до 2 м) олистостром, представленные алевроаргиллитами с глыбами силицитов и обломками песчаников. Наличие олистостромовых отложений с характерными текстурами течения в основании аллохтонных пластин и преимущественно седиментационный характер контактов являются одними из основных признаков, по Ю. А. Косыгину [4], их гравитационного (оползневого) происхождения. Мощность покровного комплекса 1100 м.

Выше залегают алевролиты, нередко находящиеся во флишоидном переслаивании с песчаниками. В основании разреза развиты прослойки кремнисто-аргиллитовых пород и олистостромовые горизонты (0,5—5 м), состоящие из алевроаргиллитов с обломками песчаников и силицитов, в которых автором обнаружены радиолярии *Parvicingula altissima* (Rust), *Conosphaera? sphaeroconus* (Rust), указывающие, по заключению Л. М. Олейник, на позднеюрский — раннемеловой возраст вмещающих отложений. Выше по разрезу, у устья руч. Длинного, в алевролитах были собраны раннемеловые *Trigoniidae? Suringa? obtusa* (определение Э. А. Доруховской). Описанные образования рассматриваются как таухинская свита на основании сходства с разрезом верховьев руч. Тигрового. Здесь на пластине радиоляритов с триасовыми конодонтами, представляющей собой верхнюю часть горбушинского аллохтонного комплекса, залегают дресвянистые песчаники, в которых автором найдены берриас-валанжинские *Buchia (?) cf. uncitoides* (Pavl) (определение В. П. Коновалова). В перекрывающих их неяснослоистых алевролитах обнаружены аммонит *Neocomites* sp. (определение В. П. Коновалова) того же возрастного диапазона и раннемеловая флора *Cladophlebis ex gr. frigida* (Heer) Sew. (определение С. А. Шороховой).

В целом в разрезе по р. Рудной олистостромовая толща согласно залегает на толще алевролитовых флишоидов и тектонически перекрыта покровом средне-верхнетриасовой карбонатной толщи и покровным комплексом пород нижнетриасовой — нижнемеловой терригенно-радиоляритовой горбушинской толщи. Относительно небольшие тела олистостромовых обра-

зований наблюдаются между карбонатным покровом и покровным комплексом пород горбушинской толщи, а также отдельными пластинами последнего. В некоторых разрезах покровный комплекс пород горбушинской толщи залегает непосредственно на кровле карбонатного покрова.

Таким образом, олистостромовая толща и флиш, сформированные в сравнительно узком временном интервале, отвечающем, вероятно, берриас-валанжинскому или берриас-готеривскому векам, являются автохтонным элементом складчатого фундамента Прибрежной зоны. Выделение в составе автохтона готерив-альбской уктурской свиты [12] неправомерно, так как указанные образования распространены в Краснореченском блоке, который не входит в состав Прибрежной зоны [3].

Олистостромовая толща представляет собой пестрый в литологическом отношении комплекс морских осадков, ведущее место в котором занимают грубообломочные и глыбовые образования. Наиболее ярко выраженной особенностью олистостромовой толщи является широкое распространение в ее составе пород, возраст и вещественный состав которых значительно отличается от таковых вмещающих отложений. Подавляющая часть этих пород представлена известняками триаса и радиоляритами триаса и юры. Указанные чужеродные образования являются главным компонентом

брекчий различного состава, а также встречаются в виде разрозненных тел (олистолитов) среди вмещающих нижнемеловых отложений. Размеры и содержание олистолитов обычно увеличиваются в верхней части толщи у подошвы перекрывающего покрова. Толща характеризуется значительной фациальной изменчивостью по простиранию.

Олистостромовая толща согласно залегает на палинологически охарактеризованных нижнемеловых алевролитах и тектонически перекрыта аллохтонным комплексом. В составе аллохтона выделяются нижний покров средне-верхнетриасовой карбонатной толщи и верхний покровный комплекс, соответствующий нижнетриасовой — нижнемеловой терригенно-радиоляритовой горбушинской толще. Точку зрения Ю. П. Юшманова, рассматривающего карбонатный покров совместно с олистостромовой толщей в составе единого структурного элемента [12], мы разделить не можем, так как различия в их структурном положении отчетливо видны на примере приведенных выше разрезов. Структурное положение карбонатного покрова относительно олистостромовой толщи идентично покровному комплексу пород горбушинской толщи, что доказывается обнаружением небольших тел олистостром, которые перекрывают не только карбонатный покров, но и отдельные покровы горбушинской толщи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Александров А. А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье.— М.: Наука, 1978.
2. Бурый И. В., Жарникова Н. К. Возраст карбонатных толщ тетюхинской свиты Дальнегогорского района (Приморье) // Сов. геол.— 1981.— № 3.
3. Геология СССР. Приморский край. Геологическое строение. Т. 32. Ч. 1/И. И. Берсенев.— М.: Недра, 1969.
4. Косыгин Ю. А. Тектоника.— М.: Недра, 1983.
5. Красилов В. А., Парняков В. П. Рудоносная тетюхинская свита — олистостромовый комплекс // Докл. АН СССР.— 1984.— Т. 277, № 3.
6. Красилов В. А. Меловой период. Эволюция земной коры и биосферы.— М.: Наука, 1985.
7. Мазарович А. О. Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое и раннем мезозое.— М.: Наука, 1984.
8. Маркевич П. В. Нижнемеловая флишевая формация Восточного Сихотэ-Алиня.— Владивосток, 1970.
9. Мельников Н. Г., Голозубов В. В. Олистостромовые толщи и конседиментационные тектонические покровы в Сихотэ-Алине // Геотектоника.— 1980.— № 4.
10. Петиджон Ф. Д. Осадочные породы.— М.: Недра, 1981.
11. Соколов Д. С. Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа.— М.: Недра, 1977.
12. Юшманов Ю. П. Конседиментационные тектонические покровы Прибрежной зоны Восточного Сихотэ-Алиня на примере Дальнегогорского рудного района // Тихоокеан. геология.— 1986.— № 3.

УДК 551.773(571.63)

*Л. А. Изосов, А. Т. Кандауров, В. А. Бажанов, Т. Н. Корень,
Г. Р. Шишкина, И. М. Колобова, Н. П. Кульков*

СИЛУРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПРИМОРЬЯ

Приводится описание разрезов силура и близких к нему по стратиграфическому положению отложений Приморья (карбонатно-эффузивной и туфогенно-эффузивной толщ, тамгинской, даубихезской и реттиховской свит). Впервые на основании находок фауны доказан раннесилурийский возраст кордонкинской свиты. Указаны возможные аналоги кордонкинской свиты в приграничных районах КНР (дахэчженьская свита) и в Япономорском районе (толща метапорфиров, амфиболитов, сланцев, песчаников и филлитов). Характерные особенности вещественного состава

Еще недавно в Решениях III Межведомственного регионального стратиграфического совещания (МРСС) по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР (Магадан, 1982 г.) отмечалось, что «... в Приморском крае присутствие силурийских отложений твердо не доказано» (с. 64). В самом деле, в 60-е гг. силур здесь не отделялся от ордовика и девона [3]. При этом из нерасчлененных отложений лишь развитая в Западном Приморье кремнисто-вулканогенно-терригенная кордонкинская свита (силур — нижний девон) имела палеонтологическую характеристику [3, 5, 10]. В дальнейшем в регионе был открыт континентальный и морской девон [8, 7], доказан силурийский возраст кордонкинской свиты [6], а сопоставлявшиеся с нею вангоуская (кривинская) серия и тудовакская свита с некоторой долей условности были отнесены (соответственно) к верхней перми — верхней юре и верхнему триасу [4, 9]. На подготовленной к изданию геологической карте Приморья м-ба 1 : 1 000 000 тудовакская свита датируется пермью — ранним триасом на основании согласного залегания ее ниже эльдовакской свиты раннетриасового — позднеюрского возраста. Из списка возможных аналогов кордонкинской свиты исключена также путятинская свита, «...в которую объединялись отдельные выходы пород неясной стратиграфической принадлежности...» (Решения МРСС..., 1982 г., с. 65). Краевская толща, сложенная кристаллическими сланцами, кварцитами и амфиболитами, относилась к силуру — девону весьма условно [3] и в данной статье не рассматривается. На близком стра-

ва силурийских формаций Приморья (сочетание граувакк, натриевых базальтоидов, с одной стороны, и аркозов, субщелочных базитов — с другой) свидетельствуют о том, что их накопление происходило в рифтовых зонах, заложенных на зрелой континентальной коре. Подчеркивается, что силурийская эпоха в Приморье характеризуется высокой тектонической активностью. Делается предположение о заложении в это время Сихотэ-Алинской геосинклипальной системы.

тиграфическом уровне с кордонкинской свитой, по-видимому, находятся «немые» карбонатно-эффузивная (Хасанский район) и туфогенно-эффузивная (Спасский район) толщ, тамгинская свита [3] и мощная трансгрессивная серия, включающая (снизу) даубихезскую и реттиховскую свиты. Конечно, такие корреляции очень проблематичны. Из рис. 1 видно, что рассматриваемые отложения обнажаются в пределах Ханкайского срединного массива [3, 12] либо в его обрамлении.

Кордонкинская свита (2100 м) слюдястых и гидрослюдястых сланцев и аргиллитов (26,3 %), тефроидов (17,2 %), алевролитов (13,7 %), туфов основного и среднего состава (11,6 %), туфопесчаников и туфоалевролитов (7,6 %), базальтоидов и андезитов (5,8 %), конгломератов (5,6 %) и кремнистых пород (1,1 %) прослеживается узкой полосой с севера на юг вдоль советско-китайской границы от пос. Пограничный до среднего течения р. Качачки и, вероятно, до верховьев р. Амба. Подошва свиты неизвестна, кровля определяется налеганием на ней с размывом, но без существенного углового несогласия, нижней перми. Впервые разрез свиты, названной «туфогенно-осадочной толщей», был описан в 1959 г. в бассейне р. Кордонки Н. М. Органовой, которая обнаружила в ней остатки трилобитов, брахиопод и пелеципод [10]. В 1961—1964 гг. толща детально изучалась Е. П. Гуровым, Ю. Е. Литвиновым и Ю. Б. Евлановым, которые и дали ей современное название. Органические остатки, собранные в кордонкинской свите, изучались З. А. Максимовой (трилоби-

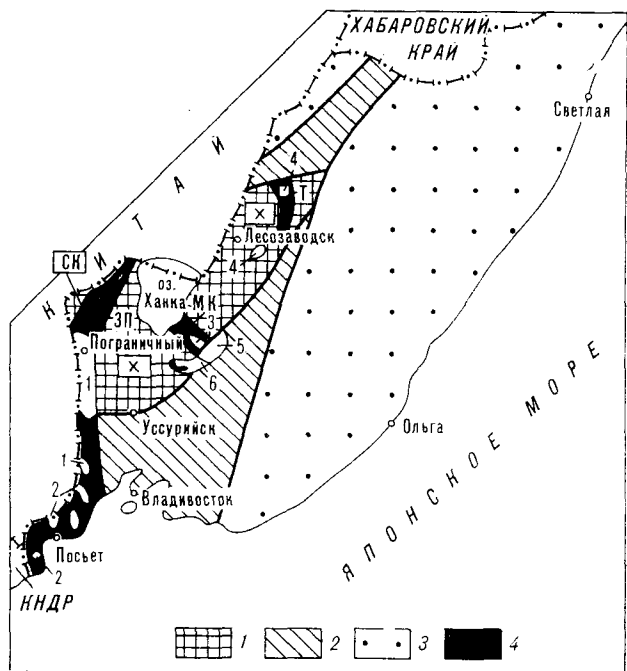


Рис. 1. Схема распространения нижнесилурийских прерасчлененных силурийско-среднедевонских и ордовикско-силурийских отложений Приморья.

1 — срединные массивы: Х — Ханкайский, СК — Северо-Кангайский (?); 2 — активизированные в среднем палеозое — мезозое части Ханкайского массива; 3 — Сихотэ-Алиинская складчатая область; 4 — рифтовые структуры: ЗП — Западно-Приморская, МК — Малоключевская, Т — Тамгинская. Цифры на рисунке — поля развития: кордонкинской свиты (1), карбонатно-эффузивной толщи (2), туфогенно-эффузивной толщи (3), тамгинской свиты (4), даубихезской свиты (5) и реттиховской свиты (6).

ты), О. И. Никифоровой, Е. А. Модзалевской (брахиоподы), М. В. Куликовым и Б. В. Наливкиным (пелециподы). Среди трилобитов были установлены *Calymene ex gr. blumenbachi* Brongn. и *Calymene sp.* Представители группы *Calymene blumenbachi* известны от низов силура до низов среднего девона. З. А. Максимова [10] формы *Calymene ex gr. blumenbachi* считала сходными с раннедевонскими видами Северо-Восточного Прибалхашья и отнесла вмещающие их образования к нижнему девону. Не противоречили этому выводу о возрасте пород и брахиоподы *Dalmanella sp.*, *Leptostrophia sp.*, *Leptaena rhomboidalis* Wilck., *Samarotoechia* (?) sp. (сборы Н. М. Органовой и Е. П. Гурова, определения О. И. Никифоровой), имеющие широкое распространение в силуре и девоне. Коллекция брахиопод, собранная позже Ю. Б. Евлановым вблизи местонахождения первых трилобитов, по заключению Е. А. Модзалевской, содержала остатки *Platystrophia aff. reversata* (Foer.), *Hesperorthis* (?) sp., *Dalmanella sp.*, *Rhipidomella* (?) sp., *Leptaena rhomboidalis* Wilck., *Leptostrophia aff. filosa elegastica* Tchern., *Eospirifer sp.*, датирующие возраст образований в диапазоне от среднего ордовика по силур включительно. На-

ходки в этих же слоях трилобитов, известных в силуре — девоне, позволили ей уточнить возраст свиты до силурийского [3]. Учитывая широкое развитие фаунистически охарактеризованных нижнесилурийских образований в пределах юга Дальнего Востока (Верхнее и Среднее Приамурье) для кордонкинской свиты II Дальневосточным стратиграфическим совещанием (Владивосток, 1965 г.) условно был принят раннесилурийский возраст.

Стратотип свиты в левом борту р. Кордонки был изучен Ю. Б. Евлановым [5], затем Л. А. Изосовой и М. А. Евлановой в процессе среднемаштабного геологического доизучения площади [6]. При этом свита была расчленена на три согласно залегающие толщи, которые в 1982—1984 гг. А. Т. Кандауровым были детально откартированы и стали рассматриваться в ранге подсвит. Более четко определилось и стратиграфическое положение кордонкинской свиты в связи с тем, что в 1980—1982 гг. Л. А. Изосовым в средней и верхней подсвитах, а А. С. Гоноховым — в нижней были обнаружены окаменелости, указывающие на их преимущественно раннесилурийский возраст. Определения фауны сделаны Т. Н. Корень (граптолиты), Г. Р. Шишкиной и Н. П. Кульковым (брахиоподы), И. М. Колобовой (трилобиты) и В. Л. Клишевичем (тентакулиты).

Нижняя подсвита (300—810 м) сложена (рис. 2) тейфроидами (43,8 %), сланцами (12,7 %), вулканитами основного состава (11,2 %), песчаниками (10,4 %), туфами основного состава (9,6 %), алевролитами (7,2 %), кремнями (2,7 %), туфопесчаниками и туфоалевролитами (2,4 %). Наибольшую мощность (810 м) нижняя подсвита имеет в междуречье Золотой — Байкала — к югу от стратотипической местности, где в ее верхней части в известковистых аркозовых песчаниках заключены остатки брахиопод *Hesperorthis sp.*, *Pholidostrophia* (*Mesopholidostrophia*) sp. и фрагменты трилобитов.

Средняя подсвита (350—870 м) состоит из сланцев и аргиллитов (55,4 %), алевролитов (14,8 %), песчаников (12,7 %), туфопесчаников и туфоалевролитов (10,0 %), конгломератов (2,5 %), тейфроидов (2,2 %), туфов основного состава (1,6 %) и базальтоидов (0,8 %). Она обнажена в левом борту р. Кордонки (см. рис. 2), где к ее низам приурочены первые сборы фауны (Н. М. Органова, Ю. Б. Евланов). Здесь же в табачно-зеленых песчаных алевроаргиллитах и туфопесчаниках найдены брахиоподы *Resserella cf. canalis* (Sow.), *Leptaena rhomboidalis* Wilck., *Leptostrophia sp.*, *Pholidostrophia* (*Mesopholidostrophia*) sp., *Morinorhynchus sp.*, *Stegerhynchus sp.*, *Zygospiralle sp.*, *Meristina sp.* № 1, трилобиты *Calymene ex gr. blumenbachi* Brongn., а также *Tentaculites sp.* и неопределимые остатки кривоидей, гастропод

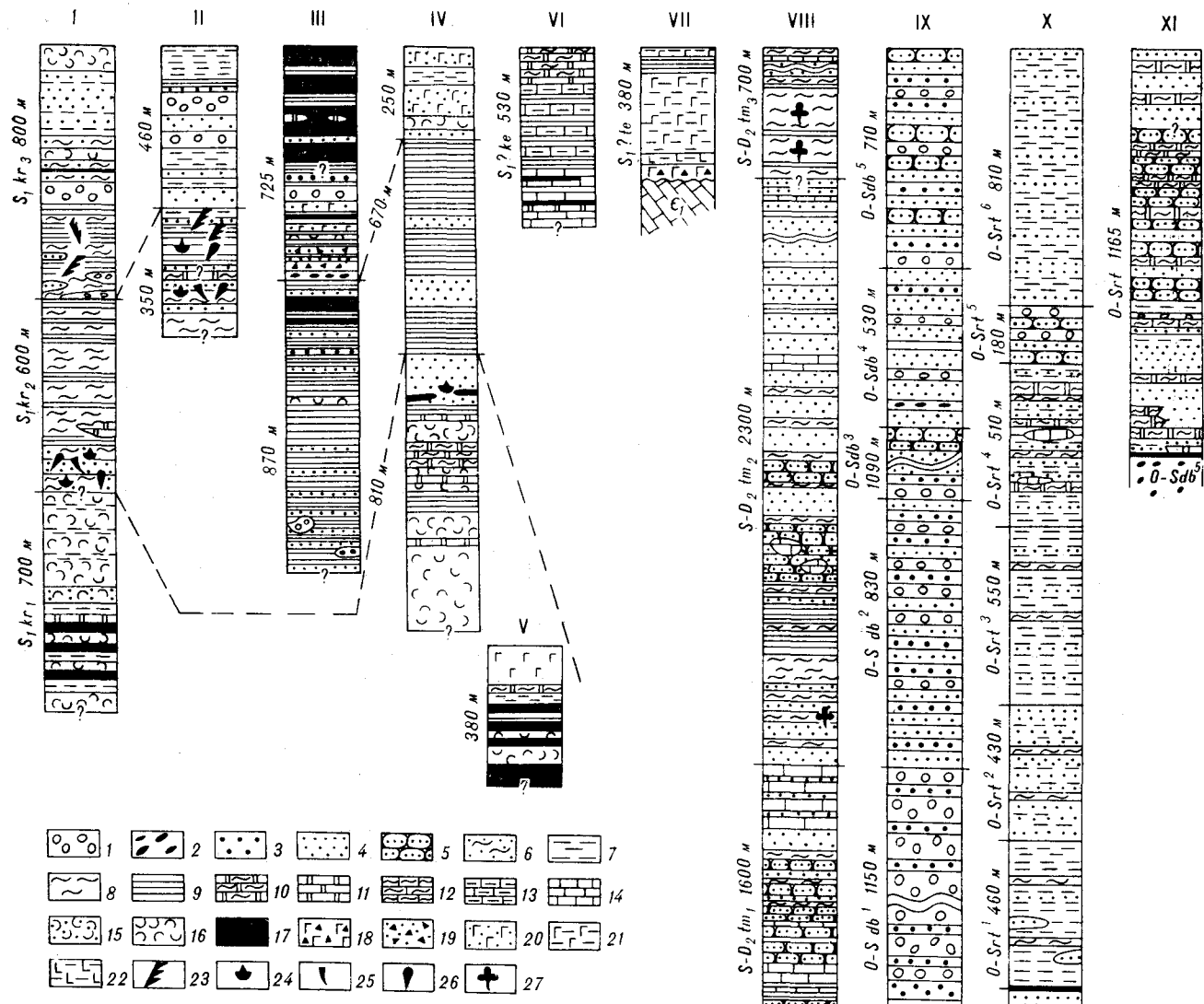


Рис. 2. Разрезы нижнесилурийских, нерасчлененных силурийско-среднедевонских и ордовикско-силурийских отложений Приморья.

I—V — кордонкинская свита S_1kr (I — левый борт р. Кордонки, стратотип, II — междуречье Кордонки — Атланихи (хр. Хунхузский), III — левый борт р. Золотой, IV — междуречье Золотой — Байкала, V — верховья р. Фадеевки); VI — карбонатно-эффузивная толща S_1ke (мыс Мраморный); VII — туфогенно-эффузивная толща S_1te (село Малые Ключи); VIII — тамгинская свита $S-D_2tm$ (водораздел Черная Речка — ключ Солдатский); IX — даубихезская свита $O-Sdb$ (бассейн р. Тихой); X, XI — реттиховская свита $O-Srt$ (X — район села Реттиховка — ст. Буяники, XI — истоки руч. Чертова Падь).

1 — конгломераты; 2 — седиментационные брекчии; 3 — гравелиты, гравелитистые песчаники; 4 — песчаники граувакковые, аркозовые, туфопесчаники; 5 — кварцевые и кварцитовидные песчаники, кварциты; 6 — песчаные аргиллиты; 7 — алевролиты, туфоалевролиты; 8 — аргиллиты, алевроаргиллиты, туфоаргиллиты, филлиты; 9 — сланцы, туфосланцы; 10 — кремнистые аргиллиты, туфоалевролиты и алевролиты; 11 — кремни, яшмы; 12 — мергели; 13 — известковые сланцы; 14 — известняки; 15 — туффиты; 16 — тефроиды; 17 — основные и средние эффузивы; 18 — туфолавы основного состава; 19 — агломератовые туфы основного и среднего состава; 20 — алевропсаммитовые туфы основного и среднего состава; 21 — эпидозиты; 22 — амфиболиты; 23—27 — остатки организмов (23 — граптолитов, 24 — брахиопод, 25 — тентакулитов, 26 — трилобитов, 27 — растений).

и пелеципод. В междуречье Кордонки — Атланихи и в хр. Хунхузском, средняя под-свита вскрыта горными выработками (350 м) и включает два прослоя с фауной (см. рис. 2). Первый из них (20 м) сложен песчаниками зеленовато-серыми мелкозернистыми с остатками брахиопод *Resserella* sp., *Pholidostrophia* (*Mesopholidostrophia*) sp., *Stegerhynchus* sp. и с обломками тентакулитов

и трилобитов. Второй (105 м) образуют сланцы зеленовато-серые, темно-серые слюдястые, заключающие брахиоподы *Resserella* sp., *Lertaena rhomboidalis* (Wilck.), *Stegerhynchus* sp., *Zygospiraella* sp., *Meristina* sp., трилобиты, принадлежащие новому подвиду *Calymene mimaspera* (цигидии) и *Calymene* sp.; в верхах — отпечатки граптолитов *Monograptus ex gr. priodon* (Bronn).

В 2 км к северу по простиранию этих же слоев в табачно-зеленых туфопесчаниках, обнажающихся в окрестностях горы Дубок, обнаружены брахиоподы *Resserella cf. canalis* (Sow.), *Pholidostrophia* (*Mesopholidostrophia*) sp., *Morinorhynchus* sp., *Stegerhynchus* (?) sp. Далее в 1 км на север по простиранию средней подсвиты, в правом борту пади Атланихи, в табачно-зеленых слюдистых, иногда кремнистых, алевропесчаниках найдены остатки брахиопод *Resserella cf. canalis* (Sow.), *Leangella aff. scissa* (Dav.), *Pholidostrophia* (*Mesopholidostrophia*) sp., *Zygospiraella* sp. и неполные цефалоны трилобитов *Calymenidae*. Ареал распространения подсвиты на юге ограничивается бассейном р. Казачки. Там ей, по-видимому, соответствует описанная М. А. Евлановой толща сланцев (410 м), в основании которой залегает пачка конгломератов (170 м) с галькой аргиллитов, гнейсов, гранитов, кремней, микрокварцитов, анортозитов, спилитов, туфов дацитов и риолитов.

В верхней подсвите (250—800 м) преобладают туфы среднего — основного состава (27,7%), алевролиты (21,3%) и конгломераты (17,9%). В ней присутствуют также туфопесчаники, туфоалевролиты и тефроиды (11,5%), песчаники (9,9%), сланцы (7,1%) и эффузивы основного состава (4,6%). В стратотипическом разрезе подсвиты в основании залегает характерная пачка, которую слагают (300 м) алевроаргиллиты, аргиллиты, сланцы черные, зеленые с линзами и прослоями грубозернистых песчаников, гравелитов и конгломератов с галькой гранитов, кварца, кремней, эффузивов основного и среднего состава, риолитов. В сланцах имеются отпечатки граптолитов *Pristiograptus* sp. indet., *Monograptus* ex gr. gr. *priodon* Bronn, *Monograptus* sp. indet., представленных многочисленными фрагментами рабдосом преимущественно дистальных частей (2 точки в правом и левом борту распада Грязного).

В хорошо обнаженном левом борту р. Золотой верхняя подсвита представлена (см. рис. 2) описанными М. А. Евлановой толщиной туфов среднего и основного состава (225 м) и толщиной диабазов и спилитов (500 м), которая начинается пачкой гравелитов мелкогалечных конгломератов с линзовидными включениями спилитов и обломками гранитов, сланцев, риолитов, андезитодацитов, кварцитов и кварца (400 м). Наличие в разрезе подсвиты значительных объемов вулканитов, в том числе и агломератовых туфов, свидетельствует, вероятно, о существовании в этом ареале вулканического центра.

На северной окраине площади развития (падь Карантинная) кордонкинская свита не расчленена на подсвиты и выделена условно.

По данным Е. П. Гурова, низы разреза (800—900 м) здесь сложены чередующимися серо-зелеными и темно-серыми сланцами, светло-серыми песчаниками, туфопесчаниками и туффитами, а верхи (400—500 м) — рассланцованными миндалекаменными эффузивами основного состава и их туфами.

Среди органических остатков наибольшее значение для детализации возраста свиты имеют граптолиты *Monograptus* ex gr. *priodon* Bronn и брахиоподы *Resserella cf. canalis* (Sow.) *Leangella aff. scissa* (Dav.) и *Zygospiraella* sp. Монографтиды группы *M. priodon* встречаются от верхнего лландовери до верхов венлока. *Resserella canalis* наблюдается в лландовери и венлоке Англии, такой же диапазон распространения ее в Подолии, венлок — в Горном Алтае. *Leandella scissa* известна в лландовери Англии и в верхнем лландовери Горного Алтая. Род *Zygospiraella* распространен в нижнем силуре Англии, Прибалтики, Сибирской платформы и Северной Америки. На основании изложенных данных возраст кордонкинской свиты является раннесилурийским.

Породы кордонкинской свиты метаморфизованы до фации зеленых сланцев и интенсивно дислоцированы. Сланцы серо-зеленые, реже красноцветные, черные, по составу обычно слюдисто-хлоритовые. В целом для нижнесилурийских терригенных пород характерно наличие обильной аркозовой и вулканомиктовой кластике. Это в основном плохо отсортированные и неотсортированные породы, среди которых выделяются аркозовые, кварц-полевошпатовые, граувакково-аркозовые и вулканомиктовые разности. Типичные для кордонкинской свиты тефроиды имеют плохую сортировку и сложены полуокатанными и оскольчатыми обломками альбитизированного олигоклаза, реже андезина (30—80%), биотита и амфибола (5—20%), кварца (10%), риолитов, андезитов и кремней (вместе 10—15%), цементированными слюдисто-кремнисто-карбонатно-хлоритовым материалом. По химизму (см. таблицу) они соответствуют*: 1) базальтам нормального ряда, калиево-натриевым высокоглиноземистым (№ 25) и натриевым умеренноглиноземистым (№ 6), 2) андезитобазальтам натриевым высокоглиноземистым (№ 7) и 3) андезитам калиево-натриевым высокоглиноземистым (№ 5). Вулканиты представлены в основном сильно метаморфизованными миндалекаменными породами (спилитами, мандельштейнами) с пилотакситово-интерсертальной, реже гипогналиновой, структурой. Кроме базальтов встречаются также андезиты и андезитобазальты. Преобладают породы щелочно-

* Классификация и номенклатура магматических горных пород. — М.: Недра, 1984.

Химический состав нижнесилурийских вулканогенных пород Приморья, мас. %

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П. п. п.	Сумма
1	44,04	1,98	16,99	3,81	6,81	0,15	7,28	6,13	3,49	0,99	0,29	8,20	100,16
2	47,66	0,54	15,50	3,95	5,71	0,16	10,12	8,54	1,87	0,52	0,28	4,26	99,11
3	48,06	2,52	16,17	4,67	6,30	0,13	2,79	4,74	2,86	4,78	0,92	5,90	99,84
4	49,42	0,83	16,98	2,72	7,31	0,14	7,21	5,75	3,21	1,14	0,54	4,12	99,37
5	58,86	0,53	16,15	3,33	3,38	0,15	3,01	4,96	3,00	1,26	Не обн.	3,01	99,64
6	52,23	0,96	14,53	8,34	4,03	0,22	3,61	7,45	3,59	0,28	»	4,29	99,53
7	56,36	0,70	17,21	3,13	5,08	0,23	3,44	5,96	3,69	0,47	»	3,26	99,53
8	53,98	1,98	14,73	5,52	5,00	0,15	4,45	4,03	3,89	1,65	»	4,62	100,00
9	49,91	0,94	17,09	1,50	5,87	0,14	5,21	5,53	5,40	0,15	»	7,62	99,36
10	50,63	0,78	19,09	1,97	5,80	1,18	5,39	7,70	2,72	0,37	»	4,77	100,40
11	45,18	1,87	18,82	4,23	3,07	0,14	3,94	8,36	3,75	2,21	0,57	8,29	100,43
12	47,78	2,02	16,96	3,39	7,45	0,11	3,28	6,10	3,53	1,44	0,86	7,09	100,01
13	48,86	1,54	20,12	5,41	5,07	0,15	5,03	2,34	5,15	1,43	0,37	4,45	99,92
14	55,76	2,21	16,77	4,53	6,15	0,22	3,33	2,25	4,65	0,40	0,74	3,29	100,30
15	63,74	0,79	15,22	5,17	2,98	0,12	3,26	0,45	2,70	2,31	0,22	2,90	99,86
16	49,85	2,38	14,69	5,13	7,53	0,23	4,32	4,53	4,20	2,09	Не обн.	4,30	99,25
17	47,29	1,45	16,92	3,70	5,25	0,19	7,04	7,09	3,60	0,62	»	6,87	100,02
18	48,98	1,97	15,42	4,91	6,21	0,17	4,06	6,29	3,50	1,45	»	6,25	99,31
19	45,39	1,68	17,61	1,43	9,11	0,18	3,85	7,30	3,63	0,78	»	8,05	99,01
20	45,38	1,68	16,90	1,63	9,79	0,15	4,79	6,73	2,92	0,59	»	8,41	98,97
21	42,97	1,61	17,39	1,53	7,56	0,23	5,23	8,12	3,25	1,69	»	9,55	99,13
22	43,19	1,98	17,99	2,84	10,04	0,19	3,93	6,15	3,90	0,83	»	7,86	98,90
23	59,60	0,93	15,60	2,68	5,25	0,13	1,47	3,82	4,37	2,50	»	2,59	98,94
24	60,56	0,99	11,73	2,47	8,89	0,16	2,52	3,67	2,35	0,89	»	5,29	99,02
25	52,00	0,83	12,25	4,97	3,09	0,25	1,87	17,27	2,83	1,56	0,16	2,08	99,16
26	50,98	2,68	14,30	7,78	5,30	0,15	6,31	8,36	2,82	0,28	0,02	0,91	99,89
27	45,06	1,94	14,98	7,36	7,75	0,12	9,85	8,10	2,29	0,23	0,12	2,02	99,82
28	49,72	1,30	16,23	4,29	7,81	0,03	5,25	11,34	2,76	0,22	0,15	0,43	99,53
29	44,40	1,70	14,56	8,44	6,59	0,17	9,26	9,66	1,43	0,21	0,02	2,42	98,86
30	48,42	0,75	15,24	2,68	10,78	0,14	7,49	10,08	1,93	1,33	0,10	1,01	99,95
31	44,25	1,62	15,03	5,98	11,57	0,18	8,24	8,80	2,51	0,29	0,13	1,33	99,93

Примечание. 1—7 — левый борт р. Кордонки; 1—4 — диабазы (Ю. Ф. Евланов и др., 1964 г.), 5—7 — тефроиды (Л. А. Изосов и др., 1982 г.); 8 — падь Атланиха; плагиобазальт (Л. А. Изосов др., 1982 г.); 9, 10 — падь Карантинная; 9 — спилит; 10 — базальт (Л. А. Изосов и др., 1982 г.); 11—18 — левый борт р. Золотой; 11—13 — диабазы, 14 — андезитобазальт, 15 — андезит (А. А. Асинов, 1964 г.), 16, 17 — диабазы, 18 — спилит (Л. А. Изосов и др., 1982 г.); 19—22 — левый борт р. Казачки; 19, 20 — шальштейны, 21 — мандельштейн, 22 — туф основного состава (Л. А. Изосов и др., 1982 г.); 23—25 — верховья р. Амба; 23 — андезит, 24 — туф среднего состава, 25 — тефроид (Л. А. Изосов и др., 1982 г.); 26 — село Малые Ключи, амфиболит (И. В. Мишкина и др., 1966 г.); 27—31 — бассейн р. Синей; диабазы и базальты жерловой фации (Л. Ф. Назаренко, 1967 г.; Ю. И. Мельниченко, 1968 г.).

субщелочного ряда. Они относятся к калиево-натриевой и натриевой, высокоглиноземистой и умеренно-глиноземистой сериям. Примечательно, что в ряду субщелочных пород присутствует высококалийный трахибазальт (№ 3).

Преобладание среди базитов кордонкинской свиты субщелочных — щелочных разновидностей, в ряде случаев обогащенных калием, объясняется формированием их на зрелой коре континентального типа.

В результате геохимических исследований Л. А. Изосова в породах кордонкинской свиты установлены золото, олово, сурьма, цинк, медь, ванадий и молибден и резкий дефицит серебра.

Карбонатно-эффузивная толща (530 м) распространена в приграничных районах Юго-Западного Приморья, где она несогласно перекрыта вулканитами, условно отнесенными Б. И. Васильевым к дунайскому горизонту нижней перми [3]. Низы толщи не установлены. Наиболее представительный ее разрез (530 м) описан в 1960 г. Б. И. Васильевым в бухте Экспедиции на мысе Мраморный, где

обнажены:

1. Известняки белые, серые, зеленовато-серые часто сахаровидные слоистые с прослоями диабазов (от 0,5 до 6—7 м) 180 м
2. Тонкопереслаивающиеся белые известковистые сланцы и темно-зеленые хлоритовые сланцы (мощность слоев 0,5—20 см). Вверху мощность слоев хлоритовых сланцев составляет 0,1—0,5 м, а известковистых сланцев — 0,3—1,0 м 250
3. Аргиллиты темно-серые тонкоплитчатые кремнистые 100 м

Породы карбонатно-эффузивной толщи обычно метаморфизованы и рассланцованы. Карбонатные разности часто перекристаллизованы и наряду с кальцитом содержат доломит, мелкие зерна кварца и примесь глинистого материала. Эффузивы хлоритизированы, эпидотизированы, амфиболитизированы, а полевые шпаты в них — карбонатизированы и альбитизированы.

Поле развития туфогенно-эффузивной толщи расположено к востоку от южного окончания оз. Ханка, в районе сел Прохоры, Малые Ключи. Сложная эффузивами основного состава

и их туфами, превращенными зачастую в эпидозиты и амфиболиты, а также зелено- и красноцветными сланцами, толща, по наблюдениям И. В. Мишкиной и Л. А. Изосова, с резким угловым несогласием налегает на кремнисто-карбонатные отложения нижнего кембрия. В основании ее залегают туфолавы, состоящие из мелких обломков и глыб оплавленных известняков, кремнистых сланцев, кварца, кварцитов и кислых эффузивов, которые погружены в тонкозернистый агрегат эпидота, кальцита, хлорита, альбита и кварца. В ряде случаев низы толщи, вероятно, слагаются туфоконгломератами, наблюдавшимися Л. А. Изосовым в делювии у ее подошвы.

В разрезе туфогенно-эффузивной толщи (332—382 м), вскрытом горными выработками у села Малые Ключи, по данным И. В. Мишкиной, выделяются:

1. Туфолавы основного состава грязно-зеленые	60 м
2. Амфиболиты темно-зеленые мелкокристаллические	8
3. Эпидозиты зеленые альбитовые с реликтами мицдалиц, выполненных эпидотом, альбитом и кварцем	220—250
4. Туфосланцы вишнево-красные гематитовые	54
5. Эпидозиты травяно-зеленые альбитовые	10 м

Эффузивы, слагающие толщу, по химизму соответствуют базальтам нормального ряда натриевым низкоглиноземистым (см. таблицу, № 26). Для эпидозитов и амфиболитов характерны сланцеватая текстура, гранобластовая и фибробластовая структуры. Первые состоят из эпидот-альбитовой основной массы, порфирибластов кварца и альбита, вторые — из зерен актинолита и альбитизированного плагиоклаза, а также эпидота, кварца, кальцита, талька, сфена и магнетита. Условно к тому же вулканогенному комплексу могут быть отнесены базальтоиды, слагающие постройки центрального типа в окрестностях села Халкидон и в бассейне р. Синегорки. Они приурочены к полям развития даубихезской свиты ордовика — силура, причем последняя расположена на юго-восточном продолжении Малоключевского глубинного разлома. По химизму эти вулканиты представляют собой (см. таблицу, № 27—31) нормальные базальтоиды толеитового и известково-щелочного типа, натриевые, низкоглиноземистые и умеренно-глиноземистые.

Тамгинская свита (4600 м) развита на северо-восточной окраине Ханкайского массива. Она состоит из трех толщ и ранее рассматривалась в ранге серии [3]. Нижняя толща (более 1600 м) слагается песчаниками полимиктовыми кварцитовидными, алевритовыми или мелкозернистыми, местами графитистыми; кварцитами, филлитами и известняками.

В строении средней толщи (2300 м) преобладают песчаники полимиктовые и кварцитовидные, среди которых отмечаются прослои и пачки филлитов, реже известняков. Верхняя толща (700 м) представлена флишоидно-переслаивающимися филлитами и полимиктовыми песчаниками. В виде единичных прослоев в ней присутствуют известняки, аспидные сланцы и кварцитовидные песчаники. Для пород тамгинской свиты характерны серые и черные окраски. Нижнюю толщу Ю. Н. Олейник в 1963 г. условно относил к нижнему — верхнему кембрию, а среднюю и верхнюю толщи, содержащие остатки плауновидных, сходных, по мнению В. А. Красилова, с силурийскими *Varagwanathia*, *Tastaeophiton*, *Saxonia* (а по заключению Г. П. Радченко, имеющие возраст моложе кембрийского и древнее девонского), считал ордовик-силурийскими [3]. В связи с переинтерпретацией возраста этих растений, решением III стратиграфического совещания тамгинская свита отнесена к нижнему — среднему девону. Учитывая ее значительную мощность и то, что находки окаменелостей заключены в средней и верхней частях свиты, нельзя исключать силурийский возраст нижней толщи. Подошва тамгинской свиты не установлена. По данным Е. Д. Касьяна, она несогласно перекрыта нижнепермской эффузивно-осадочной толщей.

Мощная трансгрессивная серия предположительно ордовик-силурийского возраста, развитая в Синегорско-Черниговской зоне, по данным Ю. Н. Олейника, В. А. Бажанова, Л. Ф. Назаренко и Л. А. Изосова, залегает на нижнем — среднем кембрии (медвежинская свита), раннепалеозойских (?) гранитах и несогласно перекрывается средним — верхним девоном (вассиановская свита). Нижняя и верхняя границы серии в известной мере могут быть уточнены. Так, медвежинской свите, вероятно, принадлежит пачка алевролитов со средне-позднекембрийскими меростомоидными, закартированная в 1966 г. В. А. Бажановым в истоках р. Новотроицкой. Таким образом, медвежинская свита, по-видимому, охватывает низы верхнего кембрия, если учесть, что в Южном Синегорье недавно выделена толща липаритов, Rb—Sr-датировка которых ($512 \pm \pm 47$ млн лет) указывает на их позднекембрийский возраст [13]. В этом же районе О. Г. Старовым в 1981 г. установлена флористически охарактеризованная нижнедевонская толща липаритов, которая перекрывается стратиграфическим аналогом вассиановской свиты — люторгской свитой, содержащей многочисленные растительные остатки. Обе толщи — и позднекембрийская и нижнедевонская — не могут быть сопоставлены с трансгрессивной серией, поэтому ее возрастной диапазон, на наш

взгляд, укладывается в ордовик — силур. В строении серии принимают участие две связанные постепенным переходом свиты (по В. А. Бажанову): даубихезская (нижняя) и реттиховская (верхняя).

Даубихезская свита образована главным образом конгломератами, гравелитами (51,6 %) и песчаниками (48,1 %). В ничтожных количествах в ее разрезах встречаются прослойки мипдалекаменных диабазов, спилитов и туфов основного состава (вместе 0,2 %), алевролитов и сланцев (0,1 %).

Даубихезскую свиту отличают значительная мощность (до 4310 м), монотонность литологического состава, отсутствие маркирующих и опорных горизонтов. Весьма условно в ее составе выделяют пять пачек (см. рис. 2), различающихся по составу кластики и цемента слагающих их пород: 1) граувакково-аркозовых известковистых, 2) граувакковых и вулканограувакковых хлоритовых, 3) кварцевых и граувакковых известковистых, 4) граувакково-аркозовых известковистых и 5) кварцевых и граувакковых кремнисто-карбонатных. Единственный разрез свиты, содержащий пять маломощных (0,5—14 м) прослоев основных вулканитов, вскрывается в береговом обрыве р. Илнстой в селе Халкидон. Терригенные породы даубихезской свиты сложены почти нацело местным материалом, главную массу которого составляют известняки и кремни, а также гранитоиды.

Реттиховская свита (до 2940 м) сложена преимущественно пестроцветными алевролитами (57,1 %) и песчаниками (39,6 %), часто ритмично переслаивающимися. Кроме того, в ней встречаются конгломераты и конгломератовые песчаники (2,3 %), гравелиты (0,9 %), сланцы (0,9 %) и известняки (0,2 %). Такой тип разреза свита имеет в стратотипической местности (село Реттиховка — ст. Буянки). Здесь в ее сводном разрезе (1370—2940 м) В. А. Бажанов выделил шесть пачек, отличающихся друг от друга по литологии и окраске пород (см. рис. 2). Весьма характерными являются 3-я пачка красноцветных, часто косо-слоистых алевролитов и песчаников, 4-я пачка, содержащая прослойки и линзы известняков и кремнистых пород, и, наконец, 5-я пачка, представляющая собой маркирующий горизонт олигомиктовых конгломератовых песчаников и конгломератов. К северо-западу в бассейне руч. Чертова Падь, в реттиховской свите (1165 м), изученной Л. А. Изосовым, в непрерывном разрезе устанавливаются значительные объемы тонкополосчатых кремнеподобных алевролитов, кремнистых песчаников, сланцев и маломощные прослойки кремней. Терригенные породы реттиховской свиты имеют пеструю (серую и темно-серую, зеленую, красную)

окраску, граувакковый, реже олигомиктовый, состав и часто обладают повышенными кремнистостью и известковистостью.

Итак, силурийские и близкие к ним по возрасту отложения слагают в Приморье сравнительно небольшие территории, но имеют значительные мощности. Установленная в нижнесилурийских породах обильная кластика гранитов и риолитов, для накопления которой необходим разрыв гранитоидных массивов и вулканических построек, свидетельствует о существовании стратиграфического перерыва, который мог соответствовать значительной части ордовика (может быть, и всему этому периоду), а по мнению В. А. Бажанова, и части позднего кембрия.

Незначительные по площади выходы силурийских отложений известны в Северо-Восточном Китае [2], однако сведения о них весьма скудны. Опираясь на определения силурийской фауны, авторы монографии [2] пришли к выводу о том, что на Дальнем Востоке в течение раннего силура существовала обширная суша. Касаясь распределения биофауны силура на Дальнем Востоке, отметим, что по тем же источникам, сходные с обнаруженными нами нижнесилурийские граптолитовые сланцы распространены лишь в Южном Китае. Судя по литологии, одним из возможных аналогов кордонкинской свиты может оказаться дахэчженьская свита (3700 м) зеленокаменных хлоритовых сланцев, порфиридов, порфиритоидов, известняков, серицитово-кремнистых сланцев, которую М. Г. Органов в 1961 г. условно относил к синию. Она развита в Хэйлунцзянской провинции КНР, примерно в 250 км к северо-востоку от пос. Пограничный. Взаимоотношения свиты с подстилающими и перекрывающими отложениями и их возраст четко не определены.

В последние годы появились данные, свидетельствующие о наличии среднепалеозойских отложений в Япономорском районе [4]. На возвышенностях северного замыкания Центральной котловины и на возвышенности Витязя при драгировании обнаружены метапорфириты (по основным эффузивам), амфиболиты, амфиболовые, кварц-альбит-хлоритовые глинистые и филлитовидные сланцы, аркозовые песчаники и филлиты. Видно, что набор пород здесь приблизительно такой же, как в нижнем силуре Приморья.

В формационном отношении силурийские отложения Приморья представляют четыре группы: 1) кремнисто-карбонатно-вулканогенно-терригенную (приграничные районы Юго-Западного Приморья), 2) сланцево-диабазовую (Спасский район), 3) терригенную пестроцветную (Синегорский район) и 4) карбонатно-терригенную (Лесозаводский район). Степень

подвижности и проницаемости зон, сложенных этими формациями, была различна. Если формации первых двух групп напоминают геосинклинальные накопления (наличие спилитов, граувакк, кремней), выполняющие глубоководные трогги и приуроченные к магмоконтролирующим мантийным расколам, то терригенные и карбонатно-терригенные формации близки к флишоподным и молассоидным сериям и образовались в опускающихся, но относительно монолитных блоках, не отличающихся сколько-нибудь заметными проявлениями мантийного вулканизма. Здесь еще раз подчеркнем характерные особенности вещественного состава силурийских формаций Приморья: сочетание в них, с одной стороны, граувакк и натриевых базальтоидов, типичных для эвгеосинклинальных зон, а с другой — аркозов и щелочных-субщелочных (в том числе высококальциевых) базитов, свойственных кратонам.

Таким образом, силурийская эпоха в Приморье характеризуется высокой тектонической активностью. В это время здесь заложилась сеть рифтов, вдоль которых произошло раздвижение блоков континентальной коры. Это и послужило причиной возникновения сравнительно небольших по размерам Западно-Приморского, Тамгинского и Малоключевского трогов, а по мнению Л. А. Изосова, и всей Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы. Представляется, что в составе комплекса разновозрастных интрузивных и метаморфических пород, объединенных под собирательным названием «габброиды» [3, 5, 11], присутствуют (и, возможно, в значительных объемах), силурийские метабазальты, которые залегают в основании геосинклинального разреза Сихотэ-Алинской складчатой области.

ЛИТЕРАТУРА

1. Берсенева П. И., Безвержний В. Л. и др. Геологическое строение дна Японского моря. Стратиграфия докайнозойских отложений.— Владивосток: ТОИ ДВНЦ АН СССР, 1983.
2. Геологическое развитие Японских островов.— М.: Мир, 1968.
3. Геология СССР. Т. XXXII. Ч. 1.— М.: Недра, 1969.
4. Голозубов В. В. Строение и история развития геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Аллия: Автореф. канд. дис. ...— Владивосток, 1984.
5. Евланов Ю. Б. О возрасте древнейших палеонтологически охарактеризованных отложений юго-западного Приморья // Геология и геофизика.— 1966.— № 11.
6. Изосов Л. А., Евланова М. А., Корень Т. Н. Первая находка силурийских граптолитов в Приморье // Докл. АН СССР.— 1983.— Т. 269, № 5.
7. Изосов Л. А., Полярков Б. В. Первая находка девонских фораминифер в Южном Приморье // Там же.— 1976.— Т. 227, № 2.
8. Красилов В. А. Первые находки девонской флоры в Приморье // Там же.— 1968.— Т. 183, № 1.
9. Мазарович А. О. Тектоническое развитие Приморья в палеозое — раннем мезозое: Автореф. канд. дис. ...— М., 1982.
10. Максимова З. А., Органова Н. М. Первая находка остатков девонской фауны в Западном Приморье // Докл. АН СССР.— 1959.— Т. 128, № 3.
11. Мельников Н. Г., Изосов Л. А. Структурно-формационное районирование Приморья (докайнозойские структуры) // Тихоокеан. геология.— 1984.— № 1.
12. Смирнов А. М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом.— М.: Изд-во АН СССР, 1963.
13. Смирнов А. М., Давыдов П. А. и др. Кембрийская липаритовая формация Южного Приморья // Докл. АН СССР.— 1982.— Т. 264, № 2.

ПГО Приморгеология, Владивосток
 ПГО Дальгеология, Хабаровск
 ВСЕГЕИ, Ленинград
 ИГиГ СО АН СССР, Новосибирск

Поступила в редакцию
 27 мая 1987 г.

А. Н. Калягин

ВТОРИЧНЫЕ ОРЕОЛЫ ОЛОВА И СВИНЦА В ЛАНДШАФТАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО И ЮГО-ВОСТОЧНОГО ПРИМОРЬЯ *

Рассматривается влияние различных типов ландшафтов на локализацию олова и свинца в верхнем слое рыхлых склоновых накоплений. Предложена классификация ландшафтов по условиям ведения поисковых литохимических съемок. Рассчитаны коэффициенты, отражающие отношение продуктивности

вторичного ореола к продуктивности коренного оруденения, составлена оригинальная диаграмма и рекомендованы численные значения коэффициентов, которые необходимо использовать при оценке оруденения.

На территории Приморья выявлено большое количество вторичных геохимических аномалий. Некоторые из них являются «нерудными». Наряду с рудными они отнесены в разряд объектов с неустановленными перспективами, что предполагает проведение специальных поисков.

В статье показано влияние различных ландшафтов на формирование вторичных ореолов олова и свинца. В работе использованы данные спектрального приближенно-количественного анализа более 3000 геохимических проб, отобранных на 24 эталонных объектах, а также результаты детальных съемок по первичным и вторичным ореолам на восьми объектах и обобщений материалов поисковых съемок на площади более 100 000 км². В полевых работах принимали участие С. К. Семих, А. В. и В. П. Федосеевы, анализы выполнены в лаборатории ПГО Приморгеология на спектрографе ДФС-13.

Главные принципы использования ландшафта при поисках геохимических аномалий рассмотрены в литературе [8—14, 18]. Наибольшее влияние на ландшафт оказывает тепловой солнечный баланс. Его значение на локальных участках неоднородно. Эта неоднородность в сочетании с постоянным глобальным отклоняющим вращением Земли вызывает изменения всего комплекса климатических условий, с которыми и связано образование рыхлых отложений.

Для районов Приморья неоднородность, выраженную в инсоляции склонов, смене растительности и почв, соотношении обломочной и солевой составляющих, можно проследить на многих примерах. В горных ландшафтах с интенсивным водообменом, особенно в условиях

развития почв на элювии или элювио-делювии, когда отмечается избыточный дренаж, формируются буро-таежные иллювиально-гумусовые и бурые горно-лесные почвы. Первые распространены под пихтово-еловыми лесами в низкогорье и частично в среднем поясе гор, вторые — под кедрово-широколиственными лесами в низкогорье и частично среднегорье. На уплотненных и широких водоразделах, у подножия выположенных склонов в процессе оттаивания почв и в период муссонных дождей отмечаются слабая фильтрация и значительное переувлажнение почв; здесь формируются тяжелые суглинки в отличие от легких и средних на склонах. Подавляющее большинство современных долин трассируют разломы, кустарник и разнотравье располагаются вдоль ослабленных водонасыщенных зон, для островерхих водоразделов и средней крутизны склонов характерны небольшие мощности рыхлых отложений.

Интересным является вопрос изменчивости растительности по латерали. В горных районах на широте 44° четко выражен переход от широколиственных видов для склонов южных экспозиций к елово-пихтовым лесам на северных склонах. Южнее широты 42° эти различия сглаживаются, преобладающее развитие получают широколиственные леса. К северу от широты 44°, напротив, основная растительность представлена хвойными лесами. Четко проявлена и вертикальная зональность растительности. В зависимости от относительных превышений и абсолютных высот гор можно наблюдать одну или несколько зон. Влияние крутизны склона на зональность не отмечено, хотя оно и не отрицается. В переходном поясе гор с абсолютными отметками от 700 до 1200 м зональность обусловлена резкими колебаниями

* Печатается в дискуссионном порядке.

и понижениями суточных температур, изменяющимися условиями конденсации и увлажнения воздуха. Эти изменения особенно четко прослеживаются вдоль береговой линии на расстоянии от 20 до 100 км в глубь материка (осевая часть хр. Сихотэ-Алинь). В области активного влияния Мирового океана, напротив, многие контрасты сглажены.

Освещенность поверхности Земли прямыми солнечными лучами (радиационный баланс) для средней широты Приморья (44°) и секторы освещенности Земли по временам года показаны на рис. 1 [17]. Распределение солнечного тепла в течение года в зависимости от продолжительности дня и ночи летом и зимой для горных ландшафтов неодинаково. Максимальное его количество приходится на склоны южных экспозиций (рис. 2). Склоны этого сектора ($111^\circ 15' - 245^\circ 45'$) независимо от времени

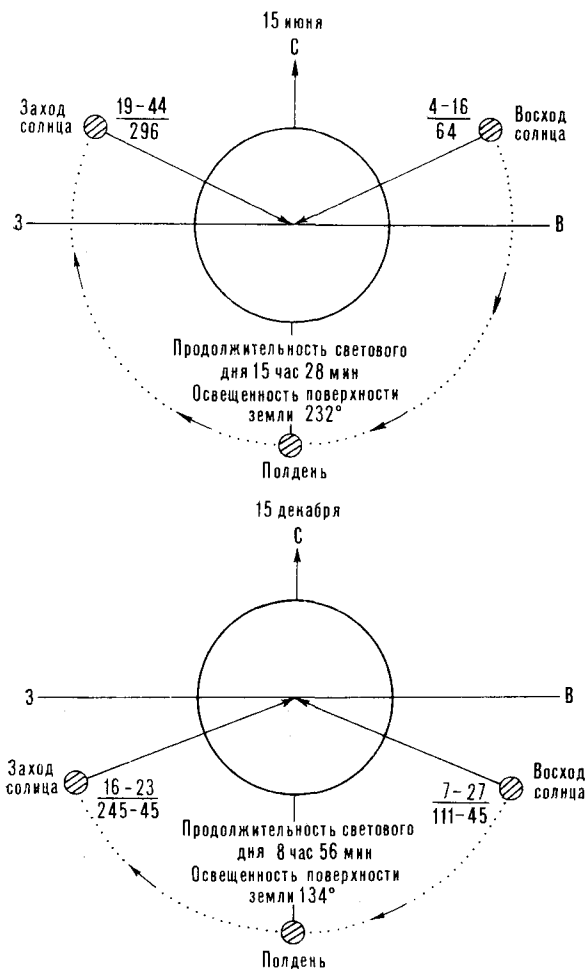


Рис. 1. Секторы освещенности поверхности Земли прямыми солнечными лучами в течение года на широте 44° в период максимального (15 июня) и минимального (15 декабря) солнцестояния. В числителе — среднее солнечное время восхода и захода солнца (часы — минуты), в знаменателе — ориентировка сектора суточной освещенности относительно истинного меридиана (градусы — минуты).

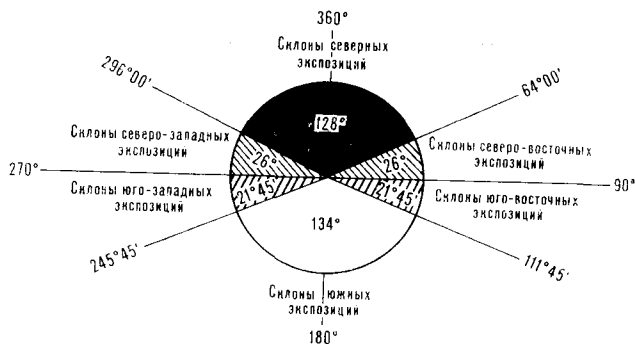


Рис. 2. Положение склонов долин для горных ландшафтов относительно стран света.

года всегда будут освещены прямыми солнечными лучами в течение светового дня. Противоположный сектор между $296^\circ 00'$ и $64^\circ 00'$ будет освещаться частично «скользящими» лучами в различные периоды светового дня. На этот сектор приходится минимальное количество солнечного тепла за счет рассеянной радиации. Количество солнечного тепла на горные склоны других экспозиций будет всегда больше по сравнению со склонами северных и меньше относительно склонов южных экспозиций.

Поступление и отражение прямой солнечной радиации на неодинаково ориентированные склоны и влияние экспозиции на ландшафты обсуждались в работах [1—3]. Для рассматриваемого региона можно принять следующую относительную шкалу инсоляции склонов по экспозициям: исходная горизонтальная поверхность — 1,0; склоны (без разделения по крутизне): северных экспозиций — 0,5, северо-восточных — 0,7, восточных — 0,9, юго-восточных — 1,5, юго-западных — 1,2, западных — 1,0, северо-западных — 1,0.

По совокупности рассмотренных факторов предложена классификация ландшафтов (табл. 1). В принятой классификации под геохимическим ландшафтом подразумевается однородный участок поверхности суши, в пределах которого природные компоненты (горные породы, рельеф, климат, воды, почвы, микроорганизмы) образуют взаимосвязанное и взаимообусловленное единство. Весь комплекс геохимических ландшафтов рассмотрен с учетом особенностей Дальневосточной зоны [6]. Он разделен на четыре большие группы, в каждой из которых выделено несколько типов.

Первая группа ландшафтов объединяет каменные развалы, незакрепленные осыпи, горно-тундровые участки на разновысотных сильно расчлененных горах, горно-таежные и горно-лесные ландшафты с крутыми и очень крутыми склонами, редкой растительностью и высокогорным кустарником. Склоновые отложения бесструктурные с фрагментарным разви-

Таблица 1

Окончание табл. 1

Классификация ландшафтов Центрального и Юго-Восточного Приморья

Группа ландшафта	Тип ландшафта	Характеристика ландшафта
Первая	I ₁	Участки с дресвяным, песчанистым и песчано-суглинистым заполнителем на крутых и очень крутых склонах
Вторая	I ₂	Участки со щебнисто-дресвяным заполнителем на крутых склонах
	II ₁	Склоны южной экспозиции на интенсивно расчлененном среднегорье с бурными почвами и широколиственными лесами. Хорошо сформированы почвенный слой и подстилка, в разрезе преобладают суглинки с дресвой и мелким щебнем мощностью до 3—4 м. То же, в северных районах — II ₁₋₁ ; различная залесенность; маломощный гумусовый слой и суглинки залегают на дресвяно-щебнисто-глыбовых отложениях мощностью до 3—5 м — II ₁ ^a ; переходный пояс от средне- к высокогорью; элювио-делювий глыбовый со средним влажным суглинком; дренаж замедленный — II ₁ ^b
	II ₂	Склоны северной экспозиции со смешанными и хвойными лесами. Леса хвойные, фрагменты закрепленных осыпей, отмечаются редколесье и кустарник — II ₂ ^a ; то же, в северных районах — II ₂₋₁
Вторая	II ₃	Склоны восточной экспозиции. Леса смешанные, залесенность сплошная, мощная «подстилка», дренаж слабый, мощность рыхлых отложений до 3 м. В центральных и северных районах с поздним оттаиванием грунтов и ранними отрицательными температурами. В разрезе преобладают средние и тяжелые влажные суглинки, под почвой — обеленный горизонт вымывания мощностью 1—2 см — II ₃₋₁
	II ₄	Склоны западной экспозиции. Леса широколиственные с реликтами и «островными» массивами ели и пихты. Хорошо сформирован верхний горизонт с рыхлой подстилкой и гумусом на суглинках средних и тяжелых влажных бурых и желто-бурых, мощность рыхлых отложений 0,7—3,0 м
Третья	III ₁	Склоны южной экспозиции со слабо развитой гидросетью, фрагменты открытых или закрепленных осыпей с серым вязким суглинком и глинами. Растительность смешанного типа, редколесье сменяется типичной тайгой, многочисленны заросли хвойных лесов и кустарника. Возможны обводненные участки, мочажинки, мощность рыхлых отложений 0,5—5 м. То же, с резкими колебаниями суточных температур, жарким

Группа ландшафта	Тип ландшафта	Характеристика ландшафта
Четвертая	III ₂ , III ₃₋₁ , III ₃	летом, многоснежной и холодной зимой — III ₁₋₁ То же, склоны северной экспозиции Склоны восточной экспозиции. Пониженные температуры в весенне-летний период, интенсивная аккумуляция гумуса, хороший дренаж верхней части склоновых отложений. То же, в условиях однообразного разреза по всей мощности склоновых накоплений — III ₃ ^a ; то же, для северных районов с жарким летом и холодной многоснежной зимой — III ₃₋₁
	III ₁ , III ₄₋₁ , IV ₁	То же, склоны западной экспозиции Узкие, пологие водоразделы с небольшими округлыми вершинами. Отмечаются кекуры и островерхие вершины с коренными выходами горных пород, мощность элювио-делювия не превышает 1,0 м — IV ₁₋₁ . То же, с мощностью элювио-делювия до 2 м, слабо влажными грунтами, хорошим дренажем — IV ₁₋₂ . То же, с нестойкой мощностью элювио-делювия, в разрезе преобладают суглинки, переходящие в желтые и желто-бурые глины, часты участки с лугами или хвойно-широколиственными лесами — IV ₁₋₃ . То же, с переувлажненным элювио-делювием в среднем поясе гор — IV ₁₋₄
	IV ₂	Сочленение долин с коренным склоном. Выположенные склоны, переходящие в долины, обводнены, мощный (0,4—0,6 м) гумусовый слой залегают на бурых и коричнево-серых глинах с редкими обломками дресвы и щебня суглинках — IV ₂₋₁ . Пологие и субгоризонтальные подножия склонов с переувлажненными суглинками и горнотаежной растительностью — IV ₂₋₂
	IV ₃	Мелкосопочник с пологими склонами и выположенными подножиями гор, мощность рыхлых отложений 2,5—4,0 м

тием почв. Обводненность слабая, дренаж хороший, преобладает гравитационное накопление сыпучих не «связанных» грунтов, песчаная и глинистая составляющие не характерны, мощность рыхлых отложений от 1 до 8 м.

Ландшафты второй группы (горно-таежные и горно-лесные) распространены на крутых (17—30°) и очень крутых (более 30°) выпуклых склонах. Характеризуются многообразием разрезов рыхлых отложений: от бесструктурных дресвяно-щебнисто-глыбовых до четко выраженных горизонтов почв, делювия и элювия. Замедленный водообмен чередуется с интенсив-

ной миграцией вод. Территории неоднородны в климатическом отношении, рельеф с хорошо развитой и интенсивно разветвленной речной сетью и разновысотными горами.

Третья группа ландшафтов включает пологие (5—17°) формы рельефа с плоскими и плосковогнутыми склонами. Хорошо выражен постепенный переход от аккумулятивного гумуса до элювия, разрез глинисто-песчаный, водообмен замедленный, дренаж слабый. Преобладают пониженные температуры и высокая влажность в осенне-летний период.

К четвертой группе отнесены подножия склонов, долинные и водораздельные участки с пологими (0—10°) и мягкими формами рельефа. В этой же группе мелкосопочник, лесные и лесостепные районы с широколиственным редколесьем и кустарником.

Влияние ландшафта на перераспределение олова и свинца в рыхлых склоновых накоплениях оценивалось по коэффициентам остаточной продуктивности, отражающим отношение продуктивности вторичного ореола к продуктивности коренного оруденения. Основные аспекты этой проблемы были разработаны А. П. Соловьевым и Б. А. Досановой [4, 5, 7, 15, 16]. При расчете коэффициентов использовались формулы:

$$M = \Delta x (c_i - c_{\phi}), \quad (1)$$

$$P = \Delta x l \left(\sum_{i=1}^n c_i - n c_{\phi} \right), \quad (2)^*$$

$$P = S (c_{cp} - c_{\phi}), \quad (3)$$

$$P = \sum_{i=1}^n s_i c_i - \sum_{i=1}^n s_i c_{\phi}, \quad (4)$$

$$K = P_o / P_{\kappa}, \quad (5)$$

$$P_{\kappa} = P_{\pi} - P_{\text{пр}}, \quad (6)$$

где M — линейная продуктивность ореола; c_i — содержание химического элемента в i -пробе; c_{ϕ} — фоновое содержание химического элемента; Δx — интервал опробования; P — площадная продуктивность; l — расстояние между профилями отбора проб; $\sum c_i$ — сумма содержания химического элемента во всех пробах; n — количество проб; c_{cp} — среднее содержание химического элемента в аномальном контуре; $s_1 \dots s_n$ — элементарные площади аномалий или их частей с соответствующими средними содержаниями; K — коэффициент остаточной продуктивности; P_o — линейная или площадная продуктивность вторичного ореола; P_{κ} — линейная или площадная продуктивность коренного оруденения; P_{π} — линейная или площадная продуктивность первичного ореола; $P_{\text{пр}}$ — ли-

нейная или площадная продуктивность рудного тела.

Численные значения коэффициентов остаточной продуктивности на эталонных объектах приведены в табл. 2 и на круговой диаграмме (рис. 3). Секторы диаграммы соответствуют положению склонов долин относительно стран света согласно освещенности поверхности Земли прямыми солнечными лучами. Каждый сектор отделен от смежного радиальными линиями с центральными углами 128°, 47°45' и 134°. Круговые концентрические линии немасштабные, они отражают (от центрального круга к периферии) выположенные (5°), пологие (до 15°), крутые (до 35°) и очень крутые (более 35°) склоны. В центральном круге по контуру 5—7° показаны коэффициенты для первой и четвертой групп ландшафтов без разделения по экспозиции. Сглаженные формы рельефа с углами склонов 5—7° можно рассматривать как плоскость, и в этом случае разделение на экспозиции по тепловому радиационному балансу не имеет смысла. В равной мере это относится и к водораздельным формам независимо от их ориентировки. Отдельные секториальные площади круговых колец (с немасштабной толщиной кольца) соответствуют ландшафтам по экспозициям, крутизне и форме склонов. Каждый тип ландшафта сопровождается кратким текстовым пояснением. Индекс обозначает группу и соответствующий ей тип и подтип ландшафтов; в числителе показана величина коэффициента остаточной продуктивности для олова, в знаменателе — для свинца*.

Перейдем к рассмотрению основных особенностей перераспределения олова и свинца в рыхлых отложениях применительно к конкретным ландшафтам. Для этих целей воспользуемся численными различиями коэффициентов. Эти различия отчетливо видны на примере обогащения (коэффициент более 1,0), допустимого колебания фона (значение коэффициента от 0,5 до 1,0), рассеяния (значение коэффициента от 0,1 до 0,5) и выноса (коэффициент менее 0,1) этих металлов.

* Примеры: сектор центрального круга с индексом $IV_{1-2} \frac{0,27}{0,48}$ соответствует узкой водораздельной форме с маломощными хорошо промываемыми грунтами, коэффициент остаточной продуктивности олова равен 0,27, свинца — 0,48; часть круга с индексом $III_4 \frac{2,5}{0,05-7,95}$, заключенная между радиальными

линиями 5—7° и 15—17°, соответствует пологим (до 15—17°) плоским или выпуклым склонам западной экспозиции в условиях муссонного климата с туманами и высокой влажностью в весенне-летний период (зона пассивного влияния Японского моря). Коэффициент остаточной продуктивности олова 2,5, свинца — крайне неустойчив, варьирует от 0,05 до 7,95.

* Формулы (2) — (4) применяются в зависимости от исходных данных.

Численные значения коэффициентов остаточной продуктивности олова и свинца на эталонных объектах

№ п/п	Тип ландшафта	Эталонный объект	Коэффициент остаточной продуктивности		№ п/п	Тип ландшафта	Эталонный объект	Коэффициент остаточной продуктивности	
			олова	свинца				олова	свинца
1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
4	I ₁ I ₂ II ₁	Красногорский Юбилейный, профиль 30 профиль 50 профиль 30, 50 *	1,18 0,035 0,32 (0,18) 0,21	0,55 0,41 1,64 (1,00) 1,27	6	II ₃₋₁	Тихая пристань, профиль 1 профиль 2 профиль 3 профили 1, 2, 3 *	0,48 0,58 0,36 (0,47) 0,49	Нет свед. » » »
3	II ₁	Дальний, зона 30 Дубровский, жила Хитровская Верхний, зона Главная Хрустальный, жила IV ДЦМР Спорный **, зона Зручигвиная 2, 3, 4 Елизаветинский, зона Дюриговая Щербаковский **	0,79 0,46 0,81 0,35 0,78 Нет свед. »	0,12 <0,56 <0,32 <1,92 1,02 1,92 0,8	6	II ₄	Ягодный Интересный ** Зимний Сланцевый **, зоны Январская и др. Эльдорадо **, аномалия 1 Щербаковский **, жила 66 Спорный ** Дальний	0,30 1,44 <0,1 0,57 0,54 0,68 (0,61) Нет свед. 0,30 0,31	0,18 0,87 <0,1 0,11 0,05 0,05 (0,05) 0,55
4	II ₁ II ₁₋₁ II ₂ II ₂	Рудный Еловый, северный флаг ** Симоновский Эльдорадо ** Верхнезолотой ** Еловый ** Тихая Пристань, зона Секущая Дальний Щербаковский, зоны 9, 65 Ягодный, зона Майская Эльдорадо **, жила Оловянная аномалия 1 аномалия 2	0,35 0,20 0,06 0,69 0,1 0,34 0,37 0,52 Нет свед. 5,2 1,3 1,92 2,55 1,12 2,0	0,51 Нет свед. Не опр. 0,02 0,2 Нет свед. — 0,77 0,43 1,0 0,11 0,11 0,11 2,18 0,91	7	III ₁	Ноябрьский, зоны Северная и др. Перевальный, зоны Северная и др. Силинский, жила Безымянная Арсеньевский Мечта, рудное поле ** профили 8, 9 * Распашный Кировский, профиль 1 профиль 2 профиль 1, 2 *	0,19 0,29 0,12 0,21 1,25 1,64 (1,45) 0,24 0,82 0,39 (0,60) 0,82	0,40 <0,2 0,08 0,31 0,18 0,22 (0,28) 1,1 Нет свед. » »
5	II ₂ II ₃	Верхнезолотой, основной штотверк Кедровый, зона 17 зоны 1—7, 21 и др. Щербаковский **, зона 2 Рудный, профиль 1 профиль 2 профиль 1, 2 *	0,1 0,69 0,59 (0,64) Нет свед. 0,40 0,05 (0,23) 0,06	0,2 0,53 0,23 (0,38) 0,82 0,96 0,32 (0,64) 0,42	8	III ₂	Мечта, рудное поле ** профили 8, 11 Ноябрьский Смирновский Обычный, зона Последняя зона Фестивальная *	2,28 2,90 (2,56) 2,35 0,65 0,4 2,34 (1,37) 1,5	0,19 0,29 (0,24) 1,59 0,66 6,18 1,39 (3,75) 2,1

1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
9	III ₂₋₁	Распашный, профиль 2	0,22	0,40	41	IV ₁₋₁	Симоновский, профиль 1	0,47	4,0
		профиль 4	0,35 (0,28)	0,73 (0,57)			профиль 2	0,35 (0,41)	0,74 (0,87)
		профили 2, 4	0,30	0,57			профили 1, 2 *	0,41	0,74
		Гировский, профиль 2	0,24	Нет свед.					
10	III ₃	Гировский, профиль 3	0,82 (0,55)	»		IV ₁₋₂	Распашный, профиль 1	0,30	0,17
		профиль 2, 3 *	0,80	»			профиль 2	0,25 (0,27)	0,89 (0,48)
		Встречный	0,33	0,19		IV ₁₋₃	профили 1, 2	0,30 **	0,26 **
		Нюбрьский	0,08	0,26		IV ₁₋₄	Гировский, профиль 1	2,30	Нет свед.
10	III ₄	Смирновский	1,40	0,98			профиль 1, 2	1,50 (1,90)	»
		Распашный, профиль 3	0,31	1,1			профиль 2	1,70	»
		профиль 4	0,27 (0,29)	2,2 (1,65)	42	IV ₂₋₁	Хрустальный, профиль 3	0,25	0,33
		профили 3, 4 *	0,27	1,19			Первомайский, профиль 1	<6,6	Нет свед.
10	III ₄₋₁	Южный	1,75	7,95		IV ₂₋₂	профиль 2	0,91 (<3,75)	»
		Зимний	3,27	0,05	43		профили 1, 2	<2,53	»
		Гировский	0,03	Нет свед.			Левое-Павловский	0,35	0,50
							Чапавский	0,48	1,42

П р и м е ч а н и е. При расчете коэффициентов были использованы материалы А. Н. Калыгина, З. И. Коломенца, В. Т. Чешкова, В. С. Лахнюка, Н. А. Загоговецко, И. П. Раиченской, В. П. Максименко и др.

* Расчеты выполнены по суммарной продуктивности группы профилей или аномалий.

** Расчеты выполнены по площади продуктивности, в скобках — среднесарфиметрическое значение.

Преобладающие значения коэффициентов олова приходится на интервал 0,1—0,5. Эти коэффициенты характеризуют все водоразделы, кроме узких со слабым дренажем, подножия мелких склонов и мелкосопочник, вогнутые склоны южных, восточных и, частично, северных экспозиций, а также крутые выпуклые склоны северной, западной и, частично, южной экспозиций. Четкая картина наблюдается и для коэффициентов более 1,0. Абсолютное их большинство отражает склоны северо-западных экспозиций. Для этой же группы характерны подножия склонов в районе мелкосопочника и гольцы с песчано-глинистым цементом. Коэффициенты в пределах 0,5—1,0 соответствуют крутым и очень крутым склонам южной экспозиции. Очень малы коэффициенты на крутых и очень крутых склонах с умеренным и хорошим дренажем. Коэффициенты для свинца распределены крайне неравномерно. Неустойчивы и сами коэффициенты в некоторых типах ландшафтов.

Основные выводы сводятся к следующему.

1. Олово и свинец в верхней части разреза склоновых образований преимущественно рассеиваются. Наибольшее рассеяние олова происходит в областях с удовлетворительным и избыточным дренажем на крутых и очень крутых склонах северной и восточной экспозиций. Интенсивное рассеяние свинца приходится на некоторые ландшафты южной экспозиции.

2. Олово концентрируется в горно-таежных районах с суглинистыми накоплениями на северных и западных склонах, у подножия малых гор и в гольцовом поясе с суглинистым заполнителем. Свинец концентрируется в очень небольших количествах только в пологих формах рельефа юго-восточной экспозиции с резкими многолетними колебаниями суточных температур. Указанные положения объясняются, по-видимому, избытком влаги, характерном в целом для региона (среднегодовое количество осадков почти вдвое превышает испарение), что приводит к выносу растворимых соединений до уровня грунтовых вод и локализации повышенных концентраций на участках затрудненного дренажа. Избыток влаги также способствует «проседанию» более тяжелых рудных минералов в нижние слои разреза.

3. Отмечается слабая обратная корреляционная зависимость между концентрациями олова и свинца от экспозиции и крутизны склона.

4. В ландшафтах южной экспозиции (III₁₋₁, П₁₋₁, П₁⁶) рассеяние свинца увеличивается с ростом крутизны склонов. Обширные участки склонов северной экспозиции характеризуются неустойчивыми условиями миграции и концентрации свинца и олова.

5. На западных и восточных отрогах Сихотэ-Алиня, исключая склоны западных экспози-

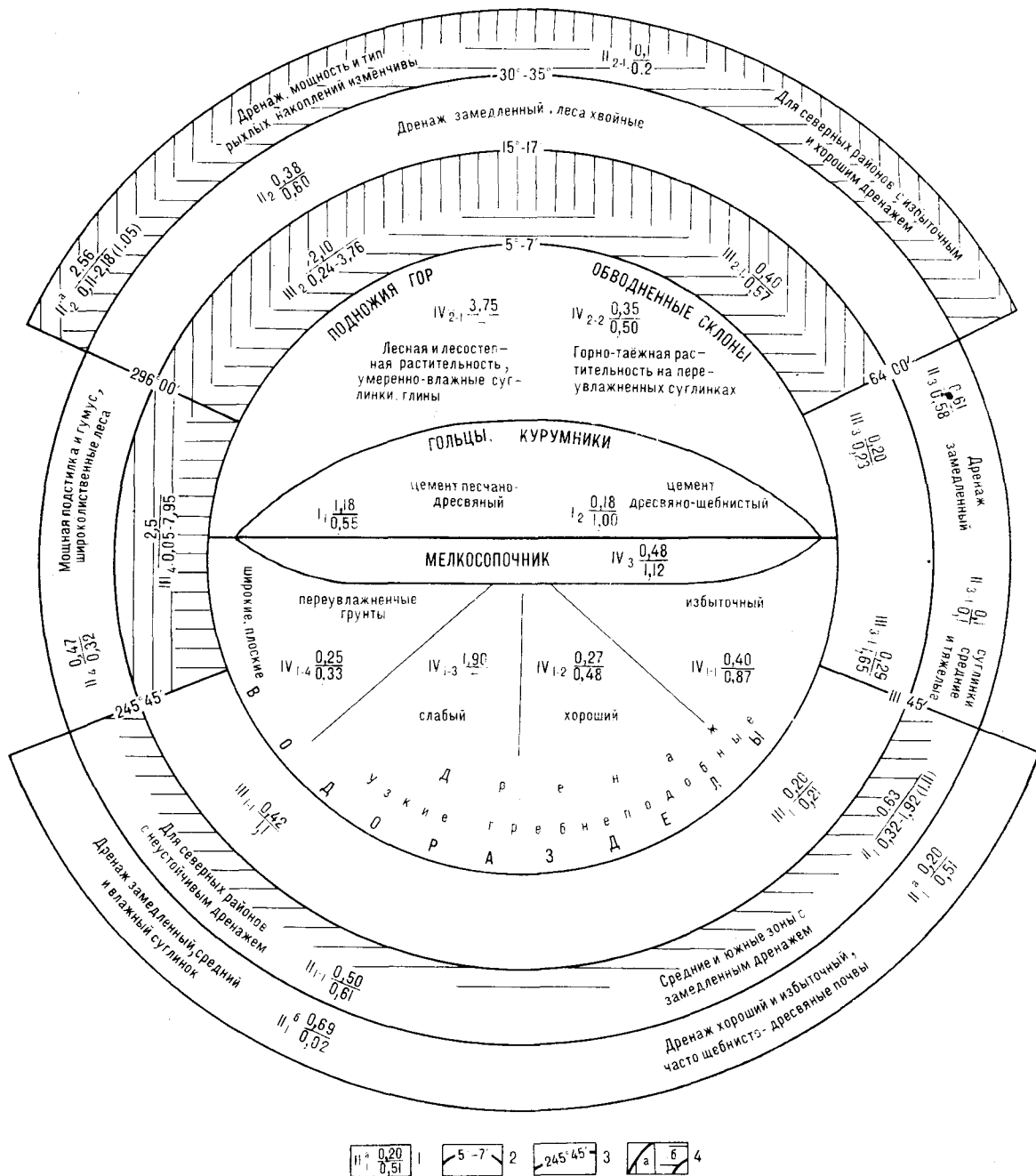


Рис. 3. Диаграмма распределения коэффициентов остаточной продуктивности олова и свинца в типоморфных ландшафтах Центрального и Юго-Восточного Приморья.

1 — индекс ландшафта и значения коэффициентов остаточной продуктивности олова (числитель) и свинца (знаменатель); 2 — угол наклона поверхности склона относительно горизонта. Круговыми линиями показаны выходящие подножия гор и водоразделы (5—7°), пологие вогнутые (15—17°), крутые выпуклые и очень крутые (30—35°) склоны; 3 — ориентировка секторов освещенности по периодам солнцестояния относительно меридиана для второй и третьей группы ландшафтов. Радиальными линиями показаны склоны восточной (64°00'—111°45'), южной (111°45'—245°45'), западной (245°45'—296°00') и северной (296°00'—64°00') экспозиций; 4 — сектора неустойчивых значений коэффициентов остаточной продуктивности олова (а), свинца (б), пределы их колебаний (0,11—2,18) и средние величины (1,05).

ций, условия миграции и концентрации олова и свинца неоднородны. Для этих же районов неоднородны колебания температур, влажности, силы и направления ветров.

Приведенный материал позволяет предположить, что распределение олова и свинца в рых-

лых отложениях склонов зависит от многих факторов и носит специфический характер для рассматриваемого региона. В практике поисковых работ важно изменять условия пробыбора в зависимости от подмеченных ландшафтных особенностей. Правомочно также поста-

вить вопрос о целесообразности создания специальных средне- и крупномасштабных ландшафтных карт при поисках вторичных геохи-

мических аномалий. В противном случае могут быть пропущены рудные и выявлены ложные аномалии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адисов Б. П., Полтараус Б. В. Климатология.— Л.: МГУ, 1974.
2. Вейль П. Популярная океанография.— Л.: Гидрометеоздат, 1977.
3. Гейгер Р. Климат приземного слоя воздуха.— М.: ИЛ, 1960.
4. Досанова Б. А. Прогноз скрытого оруденения при мелкомасштабном обобщении результатов поисковых литохимических съемок // Геохимические поиски скрытого оруденения: Тез. докл.— Алма-Ата, 1973.
5. Досанова Б. А., Соловов А. П. Оценка резервных запасов металла рудных районов по результатам поисковых литохимических съемок // Методы количественного прогнозирования: Тез. докл.— Алма-Ата, 1975.
6. Пвашов П. В. Природные ландшафты и геохимические методы поисков рудных месторождений // Ландшафты юга Дальнего Востока.— Новосибирск: Наука, 1973.
7. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений.— М.: Недра, 1983.
8. Левинсон А. Введение в поисковую геохимию.— М.: Мир, 1976.
9. Перельман А. И. Геохимия ландшафта.— М.: Высш. шк., 1966.
10. Перельман А. И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза.— М.: Недра, 1972.
11. Перельман А. И. Геохимия природных вод.— М.: Наука, 1982.
12. Поликарпочкин В. В. Теория вторичных механических ореолов рассеяния и их генетическая классификация // Вторичные ореолы рассеяния и их использование при поисках рудных месторождений на территории Сибири.— Улан-Удэ, 1973.
13. Сафронов Н. И. Основы геохимических методов поисков рудных месторождений.— Л.: Недра, 1971.
14. Соловов А. П. Основы теории и практики металлургических съемок.— Алма-Ата: АН КазССР, 1959.
15. Соловов А. П., Досанова Б. А., Кошелева П. А. Анализ результатов поисковых литохимических съемок при прогнозно-металлогенетических исследованиях // Вестн. МГУ. Сер. геол.— 1970.— № 4.
16. Соловов А. П. Современное состояние и перспективы развития геохимических поисков рудных месторождений // Там же.— 1978.— № 2.
17. Справочник по климату СССР. Ч. 1—6. Вып. 26.— Л.: Гидрометеоздат, 1966—1971.
18. Шербина В. В. Основы геохимии.— М.: Недра, 1972.

ТОИ ДВО АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
21 апреля 1986 г.

ДИСКУССИЯ

Вышеприведенная работа посвящена двум актуальным вопросам научно-методического обоснования геохимических поисков: классификации ландшафтных обстановок как условий проведения геохимических поисков и определению значений коэффициента остаточной продуктивности, который является важным параметром для оценки литохимических аномалий. По этим вопросам приведен оригинальный материал, основанный на обработке и обобщении большого количества данных по территории Приморья. Однако постановка и решение задач в статье неудовлетворительны. Нет общей постановки вопроса. В начале работы говорится о задачах определения аномалий рудной и нерудной природы и изучения влияния ландшафтов на формирование вторичных ореолов, но последующее изложение практически не касается этих вопросов и не содержит ответа на них. Для предлагаемой классификации ландшафтов не определены объект (понимается то район, то ландшафтная зона, то склон, то его часть), перечень учитываемых факторов и их действие на формирование вторичных ореолов. Эклектичное изложение некоторых вопросов зональности растительности и распределения солнечной радиации не спасают положения. В то же время в принципе анализ условий формирования ореолов в зависимости от экспозиции и крутизны склонов рационален, и построенная графическая схема классификации интересна. По отношению к коэффициенту остаточной продуктивности главным вопросом является устойчивость его значений для опре-

деленных типов ландшафтных (как у автора) и (или) геологических условий. Только по свинцу А. Н. Калягин делает заключение об общей неустойчивости значений. По олову этот вопрос не рассматривается, и автор просто описывает, какие средние значения получились по отдельным типам ландшафтов. Величина же K и по олову очень сильно колеблется по отдельным рудным объектам в однотипных ландшафтных условиях. Даже по средним значениям нельзя объяснить, почему, например, значение коэффициента различается более чем в 6 раз для типов I_1 и I_2 и более чем в 10 раз для типов IV_{2-1} и IV_{2-2} . По мнению рецензента, материалы статьи указывают или на недостаточность фактических данных, или на неэффективность учета только ландшафтных условий (в авторском варианте) без привлечения данных о физических, химических и других геологических свойствах самих рудных объектов.

Основную научную ценность в материалах автора представляют многочисленные, во многом неповторимые, данные о значениях K для рудных объектов Приморья, однако необходим и научный анализ причин изменения значений этого параметра, поиск реальных ландшафтов и геологических факторов, с учетом которых значения K будут обладать устойчивостью, требуемой для обоснования научных выводов. Для этого необходима глубокая переработка представленной работы.

ИТИГ ДВО АН СССР, г. Хабаровск

Б. И. Бурдэ

Актуальность статьи не вызывает сомнения, а результаты исследования направлены в конечном счете на решение важной практической задачи — оценки вторичных ореолов рассеяния олова и свинца. Однако по статье есть некоторые замечания.

Автор статьи при классификации ландшафтов (табл. 1) полностью исключил роль коренных пород в формировании того или иного типа ландшафта. Между тем коренные породы являются главным генетическим фактором, определяющим как геохимическую специализацию современных продуктов гипергенеза — коры выветривания, почв, так и физико-химические и дренажные свойства почвогрунтов — объекта опробования при расчете коэффициентов остаточной продуктивности (КОП) олова и свинца. Общеизвестно, что, например, современные продукты гипергенеза, сформированные на гранитах по типу сапролитизации, резко отличаются от таковых, образованных на липаритах по типу фрактолитизации, хотя их образование происходило в одних и тех же ландшафтно-климатических условиях. Поэтому типы ландшафтов у автора статьи получились чисто геог-

рафическими, а не ландшафтно-геохимическими, необходимыми для поисковой геохимии.

Аналогичное замечание и по табл. 2, где у перечисленных эталонных объектов, т. е. рудопроявлений, не указан генетический тип оруденения, от которого зависит поведение металлов в зоне гипергенеза, в частности олова и свинца, в зависимости от их форм нахождения в рудах, и, как следствие, — в зоне гипергенеза. Например, в коренных рудопроявлениях олово может находиться и в виде касситерита, и в виде станнина, которые по-разному ведут себя при процессах гипергенной миграции, и это обстоятельство, вероятно, сказывается на величинах КОП.

Таким образом, у статьи нет логического завершения, т. е. геолого-геохимических и ландшафтно-геохимических выводов и вытекающих следствий в цепи: коренные породы — тип географического ландшафта — тип геохимического ландшафта — генетический тип оруденения — коэффициенты остаточной продуктивности (КОП) — оценка геохимической аномалии или ореолов рассеяния олова и свинца.

*Н. С. Герасимов, Н. Н. Фефелов, С. М. Родионов, Н. В. Заруднева,
С. Б. Брандт*

**О РАЗЛИЧИЯХ В ИСТОЧНИКАХ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА
ОЛОВОРУДНЫХ РАЙОНОВ ПРИМОРЬЯ ***

Приводятся результаты изотопных исследований свинца ряда оловорудных районов Приморья, а также оруденения о. Кунашир. На основании этих результатов с учетом литературных данных делается вывод о смешанном источнике свинца изученных месторождений. Сходство изотопного состава свинца руд и вулканических пород позволяет считать, что

одним из источников рудных элементов месторождений рассматриваемого региона является андезитовая магма. Специфика геолого-структурного строения разных рудных районов коррелируется с разницей дисперсий изотопного состава свинца, что может отражать некоторые различия в источниках рудного вещества.

В выявлении источников рудных элементов большая роль принадлежит изотопным исследованиям. И. Н. Томсон с соавторами [11] исследовали изотопный состав галенитов ряда месторождений Южного Приморья мезокайнозойского возраста. Ими отмечена очень небольшая дисперсия изотопного состава в галенитах исследованных месторождений различных формационных типов, что свидетельствует о близости геохимических параметров источников свинца всех рудных районов Приморья. В рамках модели плюмботектоники сделан вывод о том, что рудный свинец этих месторождений образован в результате смешения свинца источников мантийного и корового происхождения.

В настоящей работе систематизированы результаты изотопных исследований, проведенных в ИЗК СО АН СССР в 1976—1980 гг., а также новые данные, полученные нами в последнее время. Изотопный состав свинца измерен на масс-спектрометре МИ-1201 с погрешностью 0,1—0,3 %. Были исследованы галениты 27 месторождений Вознесенского (PZ), Дальнегорского, Краснореченского, Кавалеровского, Арминского (MZ — KZ) рудных районов, а также оруденение о. Кунашир (KZ) (см. таблицу).

Полученные результаты подтверждают вывод [11] о малой дисперсии изотопного состава рудного свинца месторождений Приморья. При сопоставлении их с изотопными данными для руд Японии [4] и вулканитов Камчатки [2, 3] видно, что указанные вариации изотопного состава свинца имеют отчетливо выра-

женный региональный характер (рис. 1). Рудный свинец всех изученных месторождений аномален. На графиках фигуративные точки галенитов этих месторождений находятся практически в одних и тех же ореолах рассеяния, которые можно аппроксимировать линиями смещения. Лишь галениты палеозойских месторождений Вознесенского района отличаются низкими отношениями $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Аномальность и наблюдаемую дисперсию изотопного состава рудного свинца можно грубо приближенно объяснить в рамках двухстадийной модели. При заданном значении возраста $t_2 = 75$ млн лет время преобразования источников рудного вещества по этой модели $t_1 = 1460$ млн лет. По модели плюмботектоники свинец руд Приморья, Японии и вулканитов Камчатки относится в целом к орогенному типу как результат смешения вещества верхней коры и мантии. Несмотря на известную неопределенность модельных представлений о том, что с чем и в каком соотношении смешивается [12], наблюдаемое сходство изотопных составов свинца руд и вулканических пород позволяет предположить, что вулканоплутонические комплексы, связываемые с андезитовым магматизмом, являются одним из источников рудных элементов месторождений рассматриваемого региона.

При общей небольшой величине дисперсии изотопного состава отмечаются некоторые ее различия для руд разных районов. По величине дисперсии галениты мезокайнозойских месторождений Южного Приморья можно разделить на две группы: 1) галениты месторождений Кавалеровского, Краснореченского и Дальнегорского районов; 2) галениты мес-

* Печатается в дискуссионном порядке.

Изотопный состав рудного свинца месторождений Приморья

№ п/п	Номер пробы	Месторождение	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	№ п/п	Номер пробы	Месторождение	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb
<i>Дальнегорский рудный район</i>						25	3-83	Зимнее	18,309	15,489	38,298
1	ЗН-76	Николаевское	18,076	15,478	38,083	26	4-83	Ноябрьское	18,264	15,482	38,287
2	ЗН-85	»	18,209	15,483	38,132	27	6-83	Дальнетаскино	18,305	15,498	38,325
3	ЗН-92	»	18,210	15,483	38,190	28	7-83	Тигриное	18,296	15,483	38,255
4	П рс-1	1 Советский рудник	18,157	15,483	38,175	29	8-83	Велькое	18,277	15,504	38,329
5	СП40/1052	Садовое	18,372	15,491	38,260	30	P-7026	Рудное	18,321	15,506	38,332
6	55/1379	»	18,303	15,505	38,310	<i>Кавалеровский рудный район</i>					
7	Г-193	27-й ключ	18,292	15,515	33,342	31	Ф-823/3	Высокогорское	18,194	15,494	38,238
8	1	Тетьохе	18,269	15,490	38,331	32	X-15	Хрустальное	18,333	15,494	38,368
9	2	»	18,285	15,497	38,314	33	C-1-10	Силинское	18,319	15,514	38,419
10	3	»	18,275	15,502	38,220	34	C-243-85	»	18,339	15,495	38,348
<i>Красноярченский рудный район</i>						35	A-104-84	Арсеньевское	18,366	15,511	38,359
11	СГ-2	Смирновское	18,211	16,500	38,307	36	A-321	»	18,245	15,489	38,292
12	K-14-а	» (жила Становая)	18,236	15,493	38,333	37	A-333/5	»	18,349	15,504	38,358
13	K-14-в	»	18,151	15,481	38,169	38	A-329/3	»	18,341	15,502	38,348
14	B-179	» (жила Лимонитовая)	18,206	15,491	38,247	39	П-344/6	Перевальное	18,286	15,488	38,297
15	B-178	» (жила Поворотная)	18,208	15,490	38,262	40	334/15	Ивановское	18,301	15,498	38,314
16	E-237	» (жила Главная)	18,189	15,494	38,257	<i>Вознесенский рудный район</i>					
17	E-236	» (»)	18,195	15,487	38,256	41	6868	Кировское	18,194	15,488	37,603
18	E-44	» (жила Четвертая)	18,139	15,483	38,128	42	8478	Ярославское	18,183	15,488	37,661
19	E-215	» (»)	18,194	15,486	38,214	<i>о. Кунашир</i>					
20	BГ-3	Встречное	18,297	15,502	38,360	43	шт. 4	Докучаевское	18,352	15,526	38,353
<i>Арминский рудный район</i>						44	шт. 3	»	18,335	15,514	38,323
21	3-3	Звездное	18,296	15,497	38,188	45	527	Прасоловское	18,393	15,545	38,315
22	У-258	Голубос	18,311	15,497	38,200	46	376	Прибрежное	18,362	15,520	38,274
23	1-83	»	18,302	15,494	38,298	47	377	»	18,349	15,530	38,275
24	2-83	Арминское	18,265	15,489	38,269						

торождений Арминского района. Для галенитов первой группы отмечается, хотя и небольшая, но ясно выраженная дисперсия изотопного состава. Все фигуративные точки галенитов месторождений Арминского района, независимо от их формационной принадлежности, попадают в очень узкий интервал значений изотопного состава, сравнимый с погрешностью измерений (рис. 2). Наблюдаемое различие дисперсий представляется нам не случайным. Оно, возможно, отражает некоторые различия в источниках рудного вещества месторождений разных рудных районов. В связи с этим представляет интерес анализ структурных позиций рудных районов, характера магматизма, проявленного в их пределах, и сопоставление результатов анализа с изотопными данными. Для сравнения были выбраны основные оловорудные районы Приморья — Кавалеровский и Арминский, характеризующиеся наибольшей разницей дисперсий.

Оба района располагаются в пределах линейной цепи изометричных сводовых поднятий Восточного Сихотэ-Алиня [10]. При этом Кавалеровский район занимает площадь сек-

ториального блока в южной части Южно-Сихотэ-Алинского поднятия, тогда как Арминскому району почти полностью соответствует Средне-Сихотэ-Алинское поднятие [5, 10]. По данным глубинного сейсмического зондирования [1], подошва земной коры под Арминским районом почти горизонтальна, с незначительным погружением в восточной части. Под Кавалеровским районом она плавно воздымается в восточном направлении. Под тем и другим районом отмечается поднятие кровли нижнего слоя земной коры, характеризующегося повышенными пластовыми скоростями сейсмических волн. Мощность этого слоя под центральной частью Арминского района оценивается в 15 км, на флангах — в 10 км, а для Кавалеровского района соответственно в 18 и 12 км.

Осадочные породы Арминского района представлены почти исключительно терригенными флишоидными толщами (J₃ — K₁) с незначительной примесью кремнисто-вулканогенного материала, лишь в крайней северо-западной части района на незначительной площади развиты терригенно-кремнисто-вулканогенные породы.

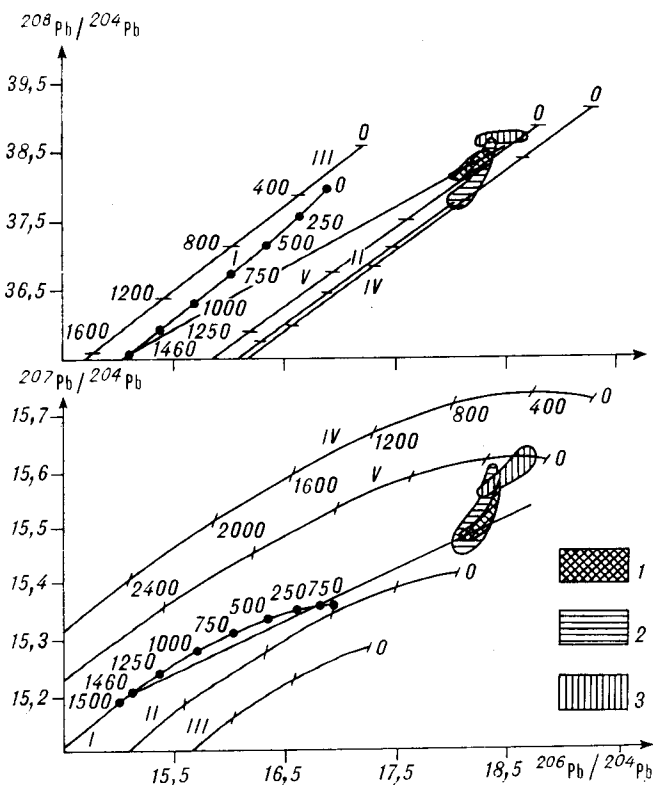


Рис. 1. Соотношение свинца руд Приморья (1), Японии (3) и свинца базальтов и андезитов Камчатки (2).

I—V — кривые эволюции свинца: I — одностадийный ($t_0 = 4660$ млн лет); II—V — в модели плюмботектоники: II — мантия, III — нижняя кора, IV — верхняя кора, V — орогенная зона.

генные образования $PZ_3 - MZ_1$. В целом отмечается закономерное омоложение возраста осадочных пород в восточном направлении. В Кавалеровском районе установлены $T_3 - J_2$ кремнисто-вулканогенно-терригенные и $J_3 - K_1$ терригенные флишеидные и молассоидные комплексы. Первые развиты преимущественно в восточной части района, где слагают аллохтонные покровы. В их составе отмечаются мощные (до 100 м и более) линзы и слои известняков и основных по составу вулканитов. Центральная часть района сложена главным образом флишеидными толщами $J_3 - K_1 v - br$, а западная — молассоидными $K_1 a - al$. Таким образом, омоложение возраста осадочных пород в Кавалеровском районе отмечается в западном направлении.

Оба района характеризуются широким развитием интрузивных образований, однако их пространственное размещение и состав существенно различны. В западной части Арминского района, в зоне, примыкающей к Центрально-Сихотэ-Алинскому структурному шву, проявлены крупные массивы (Дальненский, Перевальный, Приисковский и др.) гранодиорит (адамеллит) — гранитной формации. Да-

лее к востоку следует полоса слабого проявления на поверхности гранитоидного магматизма, которая на периферии района сменяется зоной развития интрузий габбро-диорит (монзонит) — гранодиоритовой формации. Западная часть Кавалеровского района, ограниченная Центрально-Сихотэ-Алинским структурным швом, характеризуется наличием крупных массивов (Арататский, Березовский) габбро-монзонит-сиенитовой формации, а на остальной его части проявлены более мелкие интрузии диорит-гранодиорит-гранитной формации. По данным гравиразведки, Арминскому району соответствует единый изометричный гравитационный минимум [6], который интерпретируется в качестве гранитоидного криптобатолита [8]. На площади Кавалеровского района выделяется серия разобнесенных гравитационных минимумов и соответствующих им скрытых гранитоидных куполов [7], образующих вытянутую в субширотном направлении полосу.

Оловорудные месторождения Арминского района представлены несколькими формационными типами. В западной и центральной его частях в ассоциации с породами заключительных фаз гранодиорит-гранитной формации известны касситерит-кварцевые месторождения (Забывое, Чимчигузское, Усть-Миккулинское, Юбилейное и др.). В южной, юго-западной и северо-восточной частях района зона развития касситерит-кварцевого оруденения сменяется зоной распространения кас-

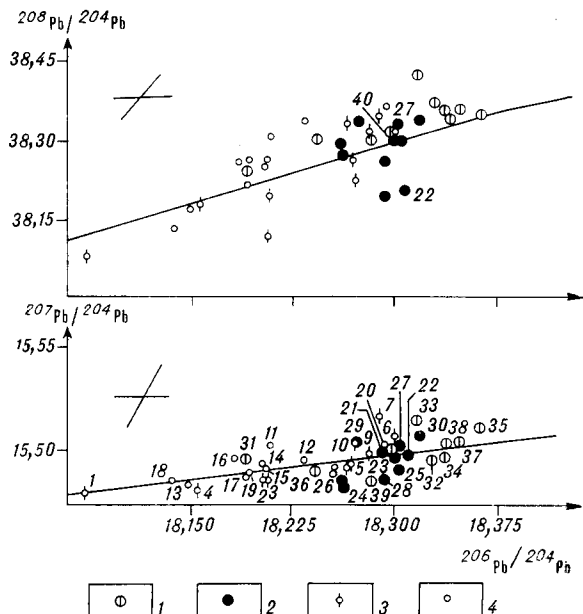


Рис. 2. Изотопный состав рудного свинца Приморья. Рудные районы: 1 — Кавалеровский, 2 — Арминский, 3 — Дальнегорский, 4 — Краснореченский. Прямая линия — линия регрессии для галенитов мезо-кайнозойских месторождений, косой крест — 2 σ -доверительные интервалы. Номера проб соответствуют их обозначениям в таблице.

ситерит-силикатной (Тернистое, Горное и др.) и касситерит-сульфидной (Дальнетаежное, Зимнее, Голубое и др.) формаций, а по периферии района — оловопорфировой формации (Янтарное, Ледяное и др.). Кавалеровский район представляет собой пример оловоносной территории с преимущественным развитием касситерит-силикатно-сульфидной формации [7]. При этом, если в Арминском районе в ряде случаев можно выделить месторождения «чистой линии», т. е. соответствующие классическим примерам той или иной оловорудной формации (касситерит-кварцевой — Забытое; касситерит-силикатной — Горное, Тернистое; касситерит-сульфидной — Зимнее; оловопорфировой — Ледяное), то на месторождениях Кавалеровского района нередко устанавливаются признаки полиэтапности и полиформационности (Арсеньевское, Дубровское, Высокогорское). Вероятно, полиэтапность формирования месторождений приводила к многократному смещению рудных элементов из разных геохимических систем, что нашло свое отражение в большей по сравнению с место-

рождениями Арминского района дисперсии изотопного состава рудного свинца.

Выводы.

1. Рудный свинец изученных месторождений аномален. Он образован при смещении свинца нескольких источников.

2. Сходство изотопного состава свинца руд месторождений Приморья, Япоии и вулкани- тов Камчатки позволяет рассматривать андезитовую магму в качестве одного из источников рудных элементов месторождений региона.

3. Совместное рассмотрение геологических, геофизических и изотопных данных позволяет предположить, что разница дисперсий изотопного состава свинца галенитов из разных рудных районов вызвана некоторыми различиями в источниках рудного вещества. Эти различия обусловлены, по-видимому, специфическими особенностями строения рудных районов и характером магматизма, проявленного в пределах данных районов.

Авторы весьма признательны И. Н. Говорову и В. Н. Компаниченко за предоставленные коллекции галенитов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Аргентов В. В., Глибиденко Г. С. и др.* Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ).— М.: Наука, 1976.
2. *Бибикова Е. В., Кириозова Т. И., Макаров В. А.* Генезис базальтов большого трещинного Толбачинского извержения 1975—76 гг., по данным свинцово-изотопного анализа // *Геохимия*.— 1979.— № 7.
3. *Бибикова Е. В., Вергасова Л. П., Макаров В. А.* Исследование изотопного состава свинца возгонов Большого трещинного Толбачинского извержения // *Докл. АН СССР*.— 1982.— Т. 264, № 1.
4. *Дюу Б. Р., Заргман Р. Е., Стрейси Дж. С.* Общая теория плюмботектоники.— М.: Наука, 1979.
5. *Кравцов В. С., Середин В. В. и др.* Орогенные структуры Приморья, методы их выявления и металлогеническое значение // *Эндогенные рудные месторождения*.— М.: Наука, 1980.
6. *Морозова Л. В.* Выраженность рудоконтролирующих структур в региональных геофизических полях на территории Приморья // *Новые принципы металлогенических прогнозов на территории Приморья*.— М.: Наука, 1977.
7. *Радкевич Е. А., Кожорин А. М. и др.* Геология, минералогия и геохимия Кавалеровского района.— М.: Наука, 1980.
8. *Размахнин Ю. Н., Размахнина Э. М.* О дуговых разломах Приморья и их металлогенические значения // *Рудные провинции и генетические типы месторождений олова и вольфрама*.— Новосибирск: Наука, 1975.
9. *Родионов С. М., Фаворская М. А., Волчанская П. К.* Влияние разнотипных структур на металлогеническую зональность // *Сов. геол.*— 1984.— № 5.
10. *Томсон П. Н., Кочнева Н. Т., Кравцов В. С.* Системы концентрических структур, их типы и характер рудоносности // *Геология рудн. месторождений*.— 1982.— № 4.
11. *Томсон П. Н., Полохов В. П. и др.* Апализ источников олова Кавалеровского рудного района (Южное Приморье) // *Источники вещества и условия локализации оловорудных месторождений*.— М.: Наука, 1984.
12. *Фефелов Н. Н.* Расчет и графическое представление рудных свинцов для многофазных систем // *Геология и геофизика*.— 1982.— № 5.

ДВИМС, Хабаровск
ИЗК СО АН СССР, Иркутск

Поступила в редакцию
3 июня 1987 г.

ДИСКУССИЯ

Вышеприведенная статья интересна своим фактическим материалом, подтверждающим вывод о корово-мантийном источнике рудного вещества оловорудных районов Приморья. Предпринятая авторами попытка выделения по величине дисперсии изотопного состава свинца двух групп месторождений кажется

недостаточно аргументированной, различия выбранных для сопоставления районов должны быть более существенны. Прежде всего выбранные для сравнения Кавалеровский и Арминский рудные районы в качестве эталонных представителей с максимально различающейся дисперсией изотопного состава свинца

несопоставимы по своим геологическим и металлогеническим характеристикам. По площади Арминский район превосходит Кавалеровский примерно в 10 раз. В его пределах уже сейчас выделяется несколько самостоятельных рудных районов с принципиально различающейся минерализацией, что обязательно должно иметь отражение в изотопных параметрах свинца. Без достаточно глубокого металлогенического анализа рассматриваемого района, на основе ограниченных исходных данных кажется неизбежным, но тем не менее ошибочным, вывод об узком интервале значений изотопного состава свинца.

Привлекательные для подтверждения этого вывода данные по геологии районов, их структурным особенностям, магматизму неубедительны, так как в этих сопоставлениях участвуют несоизмеримые по объему рудоносные площади. Ссылки на полиэтапность и полиформационность формирования месторождений Кавалеровского района ничего не доказывают, поскольку и в Арминском районе большинство рудных

объектов несет эти же признаки, что заставляет думать о необходимости изменения установившихся представлений о «классических» оловорудных формациях. Кажется бесспорным, что источники рудного вещества в оловорудных районах Приморья с полиформационным оруденением должны быть разными и в том числе смешанными — производными совмещенных геохимических систем.

Таким образом, первый вывод работы не отражает полную картину развития рудных процессов на территории Приморья; второй вывод подтверждает уже известные представления; третий вывод работы, по нашему мнению, основан на неполных исходных данных и объясняет только часть наблюдаемых явлений.

Завершая рассмотрение материала можно сказать, что фактическая часть статьи несет новую интересную информацию, интерпретация которой находится в противоречии с материалами по рудной геологии Приморья.

УДК 550.34.016 : 551.35

А. И. Шеменда, А. Л. Грохольский

О МЕХАНИЗМЕ ОБРАЗОВАНИЯ И РАЗВИТИЯ ЗОН ПЕРЕКРЫТИЙ ОСЕЙ СПРЕДИНГА *

Проведены физическое моделирование и геодинамический анализ образования и развития зон перекрытий осей спрединга на Восточно-Тихоокеанском поднятии. Выделены три класса перекрытий (масштабных уровней): мелкие с шириной d до 1—2 км, средние с $d < 4—5$ км и крупные с $d > 4$ км, различающиеся по строению, механизму образования и развития. Са-

мые мелкие перекрытия «живут» короткое время ($\sim 10^2—10^3$ лет), средние на один-два порядка дольше, а крупные существуют миллионы лет. На основе результатов моделирования предложена модель образования и эволюции перекрытий осей спрединга, находящаяся в соответствии с имеющимися фактическими данными.

Применение новой высокопроизводительной и прецизионной техники в исследованиях морского дна (в первую очередь многолучевых эхолотов типа «Sea Beam») позволило в последние годы выявить тонкую структуру рифта Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП), характеризующегося высокой скоростью спрединга [10, 11, 13, 14]. Если раньше осевые зоны океанических рифтов (неовулканические зоны) представлялись как более или менее прямолинейные узкие полосы длиной сотни километров и шириной 0,5—2 км, смещенные на расстояние десятки-сотни километров поперечными трансформными разломами, то новые данные показали, что на участках между трансформными разломами имеется значительное число нетрансформных смещений оси на расстояние до ~ 20 км с перекрытием неовулканических зон (рис. 1).

Авторами, открывшими и детально исследовавшими зоны перекрытия осей спрединга (ПОС), высказаны существенно различные предположения относительно образования и развития этих структур. В одном случае принимается, что ПОС являются длительно живущими (стационарными) образованиями, сохраняющими свою геометрию за счет асимметричного спрединга на перекрытых осях [10]. Второе предположение состоит в том, что ПОС, наоборот, «живут» очень короткое время и могут возникать произвольно (или в зависимости от каких-то глубинных факторов) на различных участках оси рифта [13, 14]. Оба эти подхода имеют определенные противоречия.

С перекрытиями осей спрединга связаны некоторые необъясненные явления, свидетельствующие о «необычности» структур ПОС, их строения и развития. Это касается наличия между перекрытыми осями центральных депрессий медленной миграции зон перекрытия осей вдоль дивергентной границы плит и других явлений.

В настоящей работе кинематика и динамика зон перекрытия осей спрединга изучается на основе физического моделирования. Предлагается модель развития зон ПОС.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОН ПЕРЕКРЫТИЯ ОСЕЙ СПРЕДИНГА

В настоящее время хорошо известно, что строение и динамика океанических рифтовых зон существенно зависят от скорости спрединга V [12]. ПОС возникают, по-видимому, только в рифтах с высокими ($V > 6$ см/год) скоростями спрединга. На участке Восточно-Тихоокеанского поднятия между 21° с. ш. и 21° ю. ш. с полной скоростью раскрытия соответственно от 6 до 16 см/год закартировано несколько десятков таких перекрытий шириной от первых сотен метров до 18—20 км [10, 11, 13, 14]. В то же время в других рифтовых зонах (с $V < 6$ см/год), где также проводились детальные исследования, ПОС не обнаружены [14].

При быстром спрединге рифтовые области имеют следующее строение [12, 14]. Их осевая зона представляет собой эшелонированные вулканические поднятия шириной 2—

* Печатается в дискуссионном порядке.

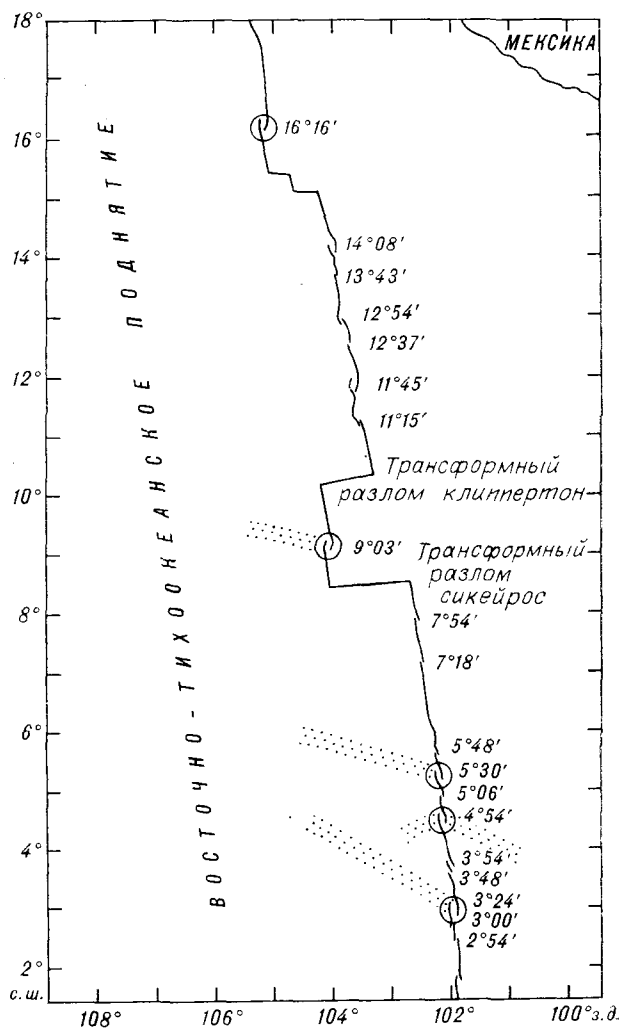


Рис. 1. Положение осей спрединга на ВТП (кружками обведены крупные перекрытия осей спрединга шириной более 3—4 км; крапом показаны следы ПОС, характеризующиеся аномальным строением коры и рельефом, наличием цепочек подводных гор и смещением магнитных аномалий (составлено по [11, 14]).

10 км, высотой 200—400 м и длиной около 100 км. На гребне этих поднятий часто имеется вершинный грабен шириной 100—1000 м и глубиной от нескольких до ста метров. Грабен является осью неовулканической зоны, расположенной на вулканическом поднятии и имеющей ширину от первых сотен метров до 2 км. Вне вершинного грабена эти зоны характеризуются плавным рельефом и практически полным отсутствием разломных нарушений. Такие нарушения резко начинаются на флангах неовулканической зоны. Вначале они представляют собой достаточно плотную сеть открытых трещин (гъяров) шириной 1—3 м и длиной от 10 м до 2 км, затем, на расстоянии 1—4 км от оси эти трещины сменяются сбросами. Зона активного разломообразования за-

канчивается на расстоянии 2—10 км от оси (в обе стороны), и далее плотность разломов остается в первом приближении постоянной.

Под рифтовыми зонами с высокими скоростями спрединга практически повсеместно (где были проведены соответствующие сейсмические исследования) обнаружены зоны пониженных скоростей сейсмических волн (LVZ), интерпретируемые как магматические камеры [8, 12, 16]. Ширина камеры составляет не более 20 км, а ее кровля чаще всего имеет глубину около 2 км. С уменьшением скорости спрединга V размеры камеры, по-видимому, уменьшаются, а ее глубина (глубина кровли) увеличивается. Так, в Галапагосском центре спрединга ($V \approx 6$ см/год) она составляет 6 км [12]. В «медленных» хребтах (хребты Срединно-Атлантический и Хуан-де-Фука) LVZ не обнаружены вообще [12, 18].

Как отмечалось, оси рифтовых зон (осевые вулканические поднятия и неовулканические зоны) не являются непрерывными и прямолинейными между трансформными разломами. Различные их участки, оставаясь в первом приближении параллельными, смещены на расстояние от первых сотен метров до ~20 км с перекрытием. Длина l зоны перекрытия в среднем в 1,5—3 раза больше ее ширины d (рис. 2) [14].

ПОС имеют эллипсоидальную форму. Характерной особенностью многих из них (как правило, крупных) является то, что перекрывающиеся оси спрединга перед тем, как сблизиться, вначале (перед зоной ПОС) слегка отклоняются друг от друга (см. рис. 2, а).

Существенной особенностью зон ПОС является наличие между перекрытыми осями депрессии, опущенной по отношению к прилегающим участкам дна на глубину до 600—700 м [11, 14]. Отмечается полное отсутствие в ней каких-либо структур, ориентированных поперек неовулканической зоны. Глубина депрессии пропорциональна ширине d перекрытия и в среднем составляет 4—8 % от нее [14].

Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что ПОС могут мигрировать вдоль оси со скоростью порядка скорости спрединга [11]. Это относится только к крупным перекрытиям. Их миграция фиксируется по наличию следов в виде смещений линейных магнитных аномалий (так же, как и в трансформных разломах, только в данном случае линии (зоны) смещения наклонены к оси рифта под косым углом), а также в виде полос «аномальной» [11] (деформированной, нарушенной) коры и цепочек подводных гор. Эти следы идут от современного положения ПОС в более древнюю литосферу возрастом до 3,5 млн лет (см. рис. 1) [10, 11, 19]. Полосы аномальной коры и цепочки гор обнаруживаются только с

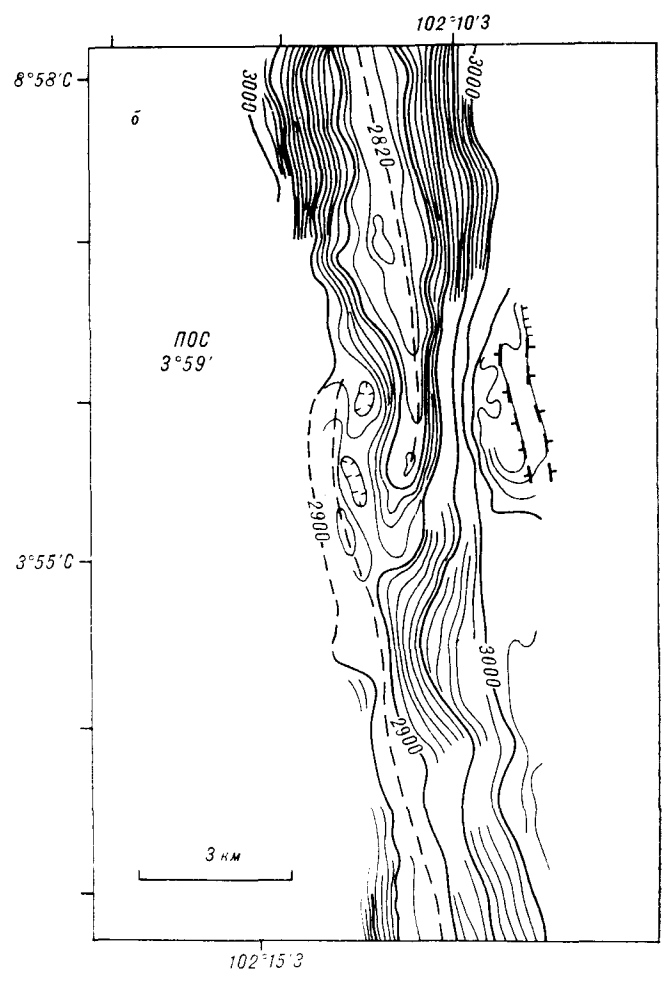
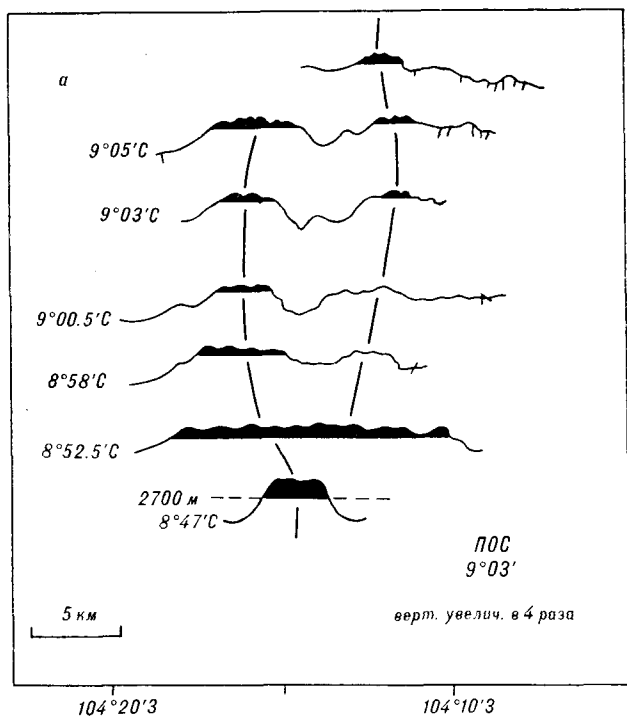


Рис. 2. Примеры ПОС.

а — крупное перекрытие — ПОС второго масштабного уровня (по [14]); б — мелкое перекрытие — ПОС первого масштабного уровня (по [11]).

одной стороны ПОС [11], в то время как смещение магнитных аномалий устанавливается с двух сторон (например, ПОС 20,8° ю. ш.) [11, 19].

СУЩЕСТВУЮЩИЕ МОДЕЛИ ЗОН ПОС

Рассмотрим более подробно подходы и модели, предложенные для объяснения природы ПОС и присущих им закономерностей.

К. Макдональд и П. Фокс [13] обратили внимание на сходство геометрии зон ПОС с картиной, которая получается при взаимодействии двух разнесенных на некоторое расстояние неперекрывающихся, параллельных, прямолинейных трещин (разрезов) в хрупком материале (пластине) под действием поперечного растяжения. Трещины при растяжении вначале растут в направлении своего простирания, перекрываются, а затем искривляются и приближаются друг к другу. Возникающие таким образом формы перекрытых трещин, очень похожие на ПОС, достаточно широко распространены в природе на различных масштабных уровнях [17]. К. Макдональд и

П. Фокс предположили, что по такому же механизму образуются и перекрытия осей спрединга. Ими были проведены опыты по растяжению затвердевшей корки (плиты), образованной при остывании на поверхности слоя расплавленного парафина, с заранее сделанными в ней параллельными разрезами. Трещины, которые росли из этих разрезов, образовывали перекрытия [14]. Аналогичные результаты получались и при математическом моделировании взаимодействия трещин (разрезов) в хрупком материале в рамках приближения плоского напряженного состояния [14, 17].

В целом модель образования перекрывающихся осей спрединга по механизму квази-хрупкого разрушения базальтового слоя в рифтовой зоне (за счет развития в нем индивидуальных трещин) является достаточно убедительной и не встречает серьезных возражений. Трудности начинаются при попытках объяснить строение и эволюцию ПОС. К. Макдональд и др. [13, 14] считают, что конкретные ПОС существуют короткое время (соизмеримое, по-видимому, с периодом вулканических извержений) до того момента, пока одна

из продвигающихся трещин (осей) не достигнет (пересечет) другую. После этого недоразвитая ветвь ПОС отмирает, а активная ось становится непрерывной и искривленной на месте бывшего ПОС. Новое перекрытие может заложиться на этом искривлении или в другом месте в зависимости от «поведения» мантийных неоднородностей (конвективных ячеек). Такая модель сталкивается с рядом трудностей. В соответствии с ней, в частности, каждое ПОС должно проходить стадию, когда спрединг идет вдоль единой искривленной оси, прямолинейные участки которой смещены на значительное расстояние (до 10—20 км). Однако нигде на ВТП такой картины не обнаружено. Всюду, где имеет место смещение осей, в зоне их сочленения находится либо ПОС, либо трансформный разлом. Можно предположить, что промежутки времени между образованием ПОС вблизи одного и того же места очень малы, т. е. ПОС являются квазистационарными структурами. Такая идея была высказана П. Лонсдейлом [10]. Стационарность ПОС (заложение ПОС каждый раз на одном и том же месте) он объясняет асимметричным спредингом на перекрытых осях. Однако этот процесс предполагает наличие трансформных разломов на краях осей спрединга в ПОС, что противоречит имеющимся данным [14].

Альтернативное предположение о том, что ПОС каждый раз закладывается на новом месте [14], не подтверждается данными по крупным ПОС, с которыми связаны непрерывные

следы, идущие в древнюю литосферу, свидетельствующие о медленной миграции зон перекрытий вдоль оси рифта.

Механизм миграции ПОС остается неясным. Попытки связать его с какими-либо глубинными процессами, например с горячими точками, не привели к желаемому результату [11]. По-видимому, причины такого явления кроются в динамике самой разрушаемой в зоне спрединга литосфере.

Непонятным остается также происхождение центральной депрессии зон ПОС. Она значительно глубже, чем можно было бы ожидать, основываясь на известной корневой зависимости [3], устанавливающей связь между глубиной дна и расстоянием до оси спрединга [14].

Для решения отмеченных вопросов и построения непротиворечивой модели развития и динамики ПОС нами была предпринята новая постановка лабораторного моделирования процесса деформации базальтового слоя в рифтовой зоне с учетом критериев подобия.

ПОСТАНОВКА ЭКСПЕРИМЕНТОВ

На рис. 3 показана схема экспериментальной установки. Она состоит из ванночки 1 размерами 40 × 30 × 8 см, выполненной из текстолита и оргстекла. На внутренних стенках ванночки равномерно по площади расположены электрические нагреватели в виде нихромовой проволоки 4, натянутой на стенках с шагом 0,8 см. Здесь же для контроля темпе-

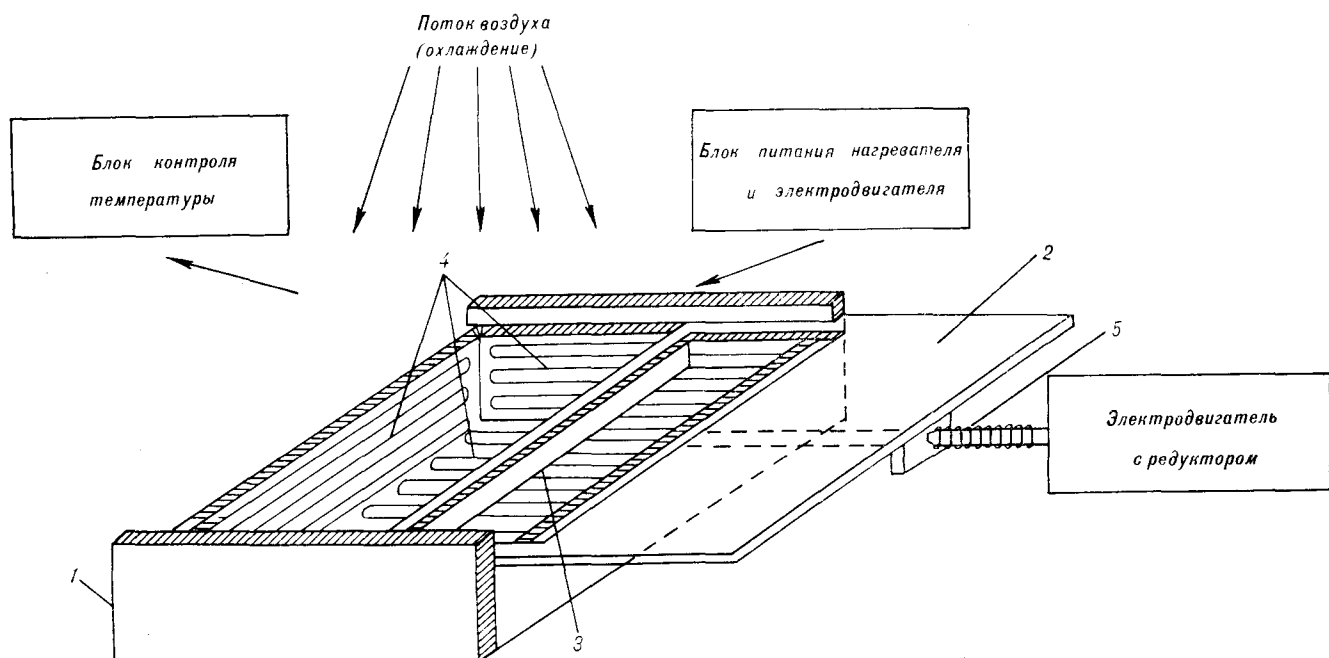


Рис. 3. Схема экспериментальной установки. 1 — ванночка; 2 — рама; 3 — поршень; 4 — нагреватели; 5 — винтовая передача.

ратуры размещены датчики температуры (термопары). В верхней части ванночки расположена рамка 2 с поршнем 3, двигающаяся по шлицам с приводом от электродвигателя.

В ванночку помещается вещество, моделирующее материал осевой магматической камеры. С помощью нагревателей оно расплавляется. После того как весь расплав принимает одинаковую температуру (это достигается путем его интенсивного перемешивания), включается охлаждение — на поверхность вещества направляется регулируемый поток воздуха от вентилятора. При этом на дне ванночки в течение всего эксперимента поддерживается постоянная (начальная) температура. Повышенная температура поддерживается и на боковых стенках. В процессе охлаждения верхний слой модельного вещества кристаллизуется, примерзая к поршню 3 и верхней части противоположной стенки ванночки. Этот процесс контролируется специальным датчиком температуры (термозондом). После того как глубина «промерзания» верхнего слоя достигнет заданной величины, начинается его горизонтальное растяжение движущейся рамкой 2. Картина, которая получается на поверхности модели, фотографируется, а ее внутренние деформации изучаются после полного охлаждения и затвердевания вещества до значительной прочности, когда исследуемый участок модели можно извлечь из установки.

Критерии подобия. В той постановке, в которой проблема динамики осевых участков срединно-океанического хребта рассматривается в настоящей работе, критерии подобия должны прежде всего касаться деформационных свойств раскристаллизованного базальтового слоя, определяющих механизм его разрушения. Разрушение модельного «базальтового» слоя должно происходить так же, как это предполагается для оригинала, по квазихрупкому механизму, т. е. путем развития в нем индивидуальных трещин, а не за счет локализации (бифуркации) пластических (псевдопластических) деформаций. Количественное выражение этого условия может быть получено, если наряду с обычными параметрами, характеризующими упруговязкопластические свойства среды, в качестве определяющего принять параметр типа критического коэффициента интенсивности напряжений K_c . Соответствующий критерий подобия запишется: $K_c/(\sigma_s \sqrt{H}) = \text{const}$ (σ_s — предел прочности (текучести) среды, H — линейный масштаб). Выполнение этого условия, однако, затруднено, прежде всего из-за неопределенности эффективного значения K_c , характеризующего оригинал. Не ясно, как учитывать масштабный фактор, латеральную и вертикальную неоднородность базальтового слоя. С глубиной (с ростом температуры) уве-

личиваются пластические свойства базальта. Следовательно, ниже некоторого уровня K_c вообще теряет смысл материальной константы среды [2]. Поэтому приходится ограничиться качественным условием подобия механизмов разрушения в модели и оригинале, потребовав лишь, чтобы разрушение слоя в модели происходило за счет возникновения и развития в нем макротрещин. Выполнение этого условия проверяется экспериментально, путем подбора соответствующего модельного материала и режима его деформирования. Такой подбор определяет также вязкие и упругие свойства материала (значения характеризующих их параметров), которые сами по себе не являются существенными в решаемой задаче (они важны постольку, поскольку влияют на механизм разрушения). То же самое можно было бы сказать и о пределе прочности σ_s , если бы он был существенно больше гидростатических напряжений P в слое ($P \sim \rho \cdot g \cdot H$, где ρ , H — плотность и толщина слоя; g — ускорение свободного падения). В качестве оценки σ_s для оригинала при температуре $T = 0^\circ\text{C}$ (т. е. на поверхности слоя) можно принять значение $\sigma_s = 50 \text{ мПа}$ ($5 \cdot 10^8 \text{ дин/см}^2$) [1]. С глубиной σ_s падает вплоть до нуля на подошве слоя — на уровне изотермы солидуса базальта на глубине около 2 км (в действительности из-за экспоненциальной зависимости σ_s от T [7] эффективно нулевые значения σ_s достигаются несколько выше). Поэтому в среднем по слою $\sigma_s < \rho \cdot g \cdot H$. Следовательно, параметр σ_s является существенным (определяющим) и его значение в модели должно удовлетворять критерию подобия [4]

$$\sigma_s/(\rho \cdot g \cdot H) = \text{const}. \quad (1)$$

Таким образом, при моделировании необходимо выполнять два условия подобия; одно качественное — о подобии механизмов разрушения в модели и оригинале, второе количественное — условие (1).

Для параметров оригинала принимаем: $\sigma_s^0 = 50 \text{ мПа}$; $\rho^0 = 2,8 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ ($2,8 \text{ г/см}^3$); $H^0 = 1,5 \cdot 10^3 \text{ м}$ (указанное значение σ_s^0 , как отмечалось, характеризует слой у поверхности; у подошвы $\sigma_s^0 = 0$). Для модели с учетом (1) можно взять: $\sigma_s^m = 30 \text{ Па}$, $\rho^m = 0,86 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$; $H^m = 3 \cdot 10^{-3} \text{ м}$ (индексы «о» и «м» означают соответственно оригинал и модель). Такими значениями σ_s^m и ρ^m характеризуется при комнатной температуре ($T = 23^\circ\text{C}$) используемый в настоящей работе модельный материал. Он представляет собой специально разработанную композиционную (коллоидную) систему, составленную на основе минеральных масел, твердых углеводородов и поверхностно-активных веществ. Эта система обладает упруговяз-

копластическими свойствами и при определенных условиях (температуре и скорости деформации) способна разрушаться как хрупкое тело. С повышением температуры предел текучести σ_s^m системы падает. При $T = 29^\circ\text{C}$ он в 13 раз меньше, чем при комнатной температуре ($T = 23^\circ\text{C}$). По этой изотерме ($T = 29^\circ\text{C}$) определялось положение подошвы «базальтового» слоя в модели.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Эксперименты проводились не только при указанных выше значениях параметров модели, удовлетворяющих критериям подобия. Эти значения варьировались в некоторых пределах с целью исследовать влияние на модельный процесс различных параметров. Всего проведено более ста опытов. Ниже приводятся результаты некоторых из них. Параметры модели: $\sigma_s^m = 30 \text{ Па}$; $H^m = 3 \cdot 10^{-3} \text{ м}$; $\rho^m = 0,86 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$; $V^m = 4 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}$.

Опыт 1. Растяжение однородного непарушенного слоя. Результат показан на рис. 4, а. После начала опыта (включения электродвигателя) раскристаллизованный слой испытывал равномерное осевое растяжение без видимых изменений на поверхности. Затем произошло резкое разрушение плиты в узкой линейной зоне по всей ширине модели (см. рис. 4, а). На поверхности образовалась картина перекрывающихся неровных трещин. Размеры зон перекрытия соизмеримы с толщиной плиты и пропорциональны ей. Ширина d перекрытий в пересчете на оригинал составляет от нескольких сотен метров до первых километров, а длина l в 1,5—2 раза больше.

Получить зоны перекрытия бóльших размеров, чем в опыте 1, удастся лишь, задав в деформируемом слое соответствующим образом смещенные ослабленные участки — центры роста трещин.

Опыт 2. Перед растяжением в «базальтовом» слое (плите) задаются перпендикулярные направлению растяжения смещенные разрезы (см. рис. 4, б) или ослабления, создаваемые путем утонения слоя вдоль линейных зон. Через некоторое время после начала растяжения материал в ослабленных зонах разрушается (так же, как в опыте 1), и из концов разрушенных зон (или из концов разрезов) начинают расти трещины, перекрывая друг друга. Из рис. 4, б видно, что развивающиеся из соседних вершин разрезов трещины вначале (перед перекрытием) слегка отклоняются в стороны друг от друга, а затем сближаются. Ширина зон перекрытия d фактически задается первоначальным смещением трещин, а их длина l получается приблизительно в 2—3 ра-

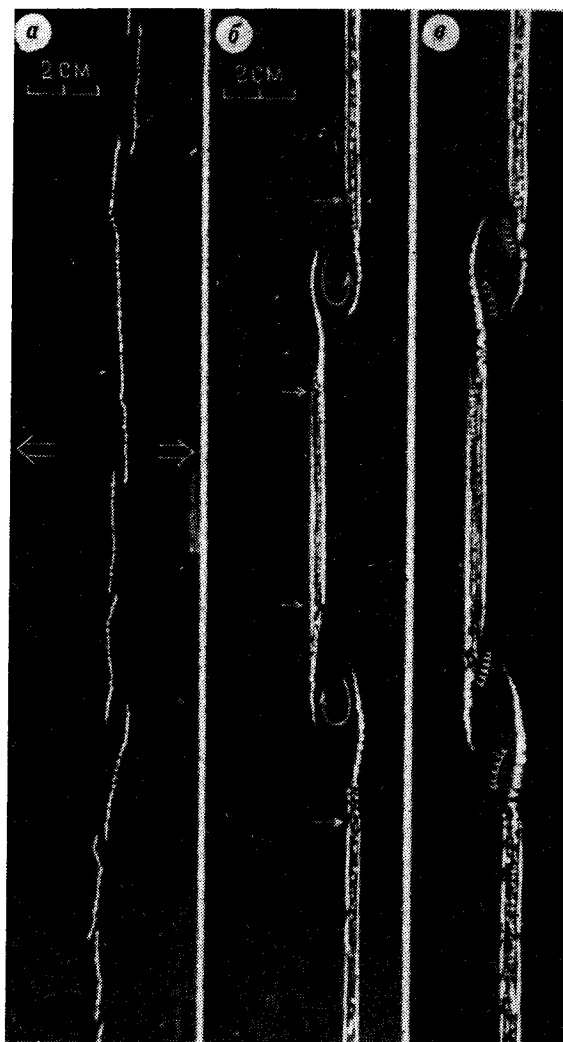


Рис. 4. Результаты экспериментов.

а — опыт 1 — растяжение сплошного слоя (плиты); б, в — опыт 2 — две стадии растяжения плиты с разрезами, перпендикулярными оси растяжения (стрелками показаны концы заданных перед растяжением разрезов).

за больше. В опыте 2 смещение d составляет 1 см. При бóльших d (опыты проводились со значениями d до 5 см) получаются приблизительно такие же результаты. Однако при меньших d наблюдается другая картина — трещины, растущие из концов соседних разрезов, приблизившись на некоторое расстояние, соединяются поперечным разломом. Заметим, что в опыте 1 перекрытия получались с d значительно меньшими 1 см (см. рис. 4, а).

Из рис. 4, б, в видно, что нижнее перекрытие имеет асимметричное строение (нижняя трещина продвинута дальше). Такая асимметрия является следствием неодинаковых условий роста трещин с двух сторон перекрытия. Она возникает, в частности, из-за различия в длине задаваемых разрезов. Из более длинно-

го разреза трещина начинает расти раньше и продвигается дальше.

Особенностью трещин, образующихся в проведенных опытах, является их наклонное положение (наклон возможен как в сторону перекрытия, так и от него). В верхней части слоя трещины имеют более крутое положение, а в нижней — их наклон выходит на уровень около 45° . Благодаря наклону трещин их развитие сопровождается сбросовыми подвижками бортов, приводящими к неравномерным неизостатическим вертикальным смещениям центрального блока. Возможны четыре комбинации наклонов трещин, образующих перекрытие. В опыте 2 на рис. 4, б, в получились две из них. В верхнем перекрытии трещины наклонены в разные стороны (к центру) так, что центральный блок опускается вниз, а в нижнем — в одну сторону, результатом чего является опускание одного края блока (левого) и поднятие другого. Величина поперечного смещения находящихся в контакте бортов трещин (его горизонтальная и вертикальная составляющие) уменьшаются в направлении к концам перекрытых трещин (см. рис. 4, в). Поэтому максимальную амплитуду неизостатический рельеф в зоне перекрытия имеет на краях (по длинной оси) перекрытия, как показано на рис. 4, в. При дальнейшем растяжении модельной плиты борта трещин расходятся и между ними внедряется расплав. Это происходит вначале вне зоны перекрытия (где амплитуда смещения по трещинам и рельефа максимальны), и затем фронт раскрытия постепенно продвигается к вершинам трещин. Сами трещины при этом практически не удлиняются, а общее согласование кинематики участков плиты (блоков), разделенных трещинами, происходит за счет вращения центрального блока (см. рис. 4, б). Такое вращение сопровождается сложными деформациями перемычек в краевых зонах перекрытия, расположенных на его длинной оси. Наконец, при увеличении амплитуды растяжения одна из перемычек разрушается.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ, МОДЕЛЬ ЗОН ПОС

Общая схема процессов, происходящих в осевой зоне быстрорастающих хребтов, может быть представлена следующим образом. После очередного вулканического извержения происходят охлаждение и кристаллизация как излившейся, так и находящейся на глубине (в каналах и предполагаемой [12] промежуточной нестационарной камере) магмы. Этот процесс развивается очень быстро благодаря эффективному выносу тепла гидротермальной

конвекцией. В результате за время между вулканическими извержениями (порядка 100 лет [12]) происходит восстановление (возможно, полное до «равновесной» при быстром спрединге глубины ~ 2 км) разрушенного перед вулканическим извержением базальтового слоя. Одновременно с этим накапливаются растягивающие напряжения, которые, достигнув критического значения, опять приводят к разрушению застывшей базальтовой корки, давая начало новому извержению.

По мере удаления от оси гидротермальная циркуляция быстро ослабевает. Об этом свидетельствует распределение в рифтовой зоне ВТП активных гидротермальных источников. Подавляющее большинство этих источников расположено в узкой осевой зоне рифта шириной около ста метров. В стороны от оси их число резко падает [9]. Столь же резко должен уменьшаться и вынос тепла, который, начиная с некоторого расстояния от оси, осуществляется в основном по кондуктивному механизму, почти на два порядка менее эффективно, чем гидротермальная конвекция [15]. Поэтому быстрое «промерзание» базальта за счет гидротермального охлаждения у самой оси до глубины около 2 км должно смениться медленным наращиванием толщины раскристаллизованного слоя при удалении от оси. Такое наращивание будет происходить значительно медленнее, чем по корневому закону [3] кондуктивного остывания среды, поскольку магматическая камера представляет собой открытую систему. В нее регулярно поступают новые порции горячего материала (базальта), конвективно перемешивающегося со «старым» остывающим веществом камеры [20]. Из сказанного следует, что в некоторой окрестности осевой зоны рифта толщина базальтового слоя перед его разрушением должна быть в первом приближении одинаковой. Это подтверждается сейсмическими данными [8, 16].

Восстановление прочности и толщины базальтового слоя в осевой зоне рифта перед каждым новым извержением приводит к тому, что оси нового разрушения слоя, оставаясь в пределах зоны, могут не наследовать уже залеченные трещины, возникшие перед предыдущим извержением.

Из-за различных неоднородностей базальтовый слой в реальных условиях разрушается не одновременно вдоль всей осевой зоны рифта. Вначале это происходит на отдельных, наиболее ослабленных (горячих) участках, протяженностью от десятков до сотен километров. Эти участки выполняют роль разрезов, задавшихся в проведенных опытах. От них в процессе дальнейшего растяжения растут трещины, которые либо сливаются, образуя непрерывные оси спрединга, либо перекрываются,

если зоны разрушения смещены на достаточное расстояние. Такая схема и полученные экспериментальные результаты позволяют предполагать существование двух масштабных уровней образования перекрытий осей спрединга (ПОС). Один соответствует разрушению сплошного слоя (см. опыт 1, рис. 4, а), второй — росту из зон разрушения перекрывающихся трещин (см. опыт 2, рис. 4, б, в). Ширина ПОС первого уровня ограничена первыми километрами, а время их «жизни» составляет $\sim 10^2$ — 10^3 лет. Кроме небольших размеров, ПОС первого уровня характеризуются и другими особенностями, близкими в модели (см. рис. 4, а) и природе (см., например, рис. 2, б). Они имеют малое отношение l/d , почти прямолинейную форму перекрытых участков трещин (эти трещины не загибаются друг к другу) и создают впечатление недоразвитых структур.

Перекрытия второго уровня имеют большие размеры и характеризуются значением l/d , близким к трем. Эти ПОС могут существовать длительное время (миллионы лет) до тех пор, пока крупномасштабные перестройки спрединга не изменят установленное положение сегментов осевой зоны рифта (ослабленных участков, определяющих положение крупных перекрытий). Существенную роль в стабилизации крупных ПОС должна играть термическая «память» районов их развития. В самом деле, скорость спрединга V вдоль каждого из перекрытых участков осей в среднем в 2 раза меньше суммарной скорости раздвижения плит. Поэтому глубина промерзания базальта в этих осях должна быть существенно большей, чем на «нормальных» участках. Перекрытые оси в больших ПОС, судя по сейсмическим данным [8], могут подстилаться отдельными магматическими камерами. Везде в зонах ПОС второго уровня при подходе к ним отмечается значительное (более 100 м) понижение уровня гребня неовулканической зоны [14], что также свидетельствует о более низкой температуре здесь подстилающего вещества. Таким образом, зоны крупных ПОС являются наиболее «холодными» и прочными участками оси рифтовой зоны между трансформными разломами, которые вспарываются подходящими к ним с двух сторон трещинами в последнюю очередь, т. е. представляют собой наиболее благоприятное место для перекрытия осей в последующих вулканических циклах.

Из результатов моделирования следует, что начинающая раньше расти более длинная трещина должна первой приближаться к холодному участку, глубже врезаться в него и ближе подходить к противоположной трещине (оси). Такая закономерность должна сохраняться при каждом последующем разрушении

базальтового слоя, обеспечивая медленное смещение холодной зоны вдоль оси в сторону ближайшего крупного (второго уровня) перекрытия. Анализ формы реальных крупных ПОС показал, что практически все они имеют указанную асимметрию (см., например, рис. 2, а). При этом сопоставление формы ПОС с их положением на рис. 1 (крупные ПОС обведены кружками) приводит к такому же результату, что и в эксперименте — дальше продвинута ось с той стороны, где расстояние до соседнего крупного ПОС больше. Подтверждается также сделанный вывод о направлении смещения ПОС: они мигрируют в сторону ближнего крупного ПОС (см. рис. 7).

Выше рассмотрены два крайних масштабных и временных уровня образования ПОС. Однако должны существовать, по-видимому, и перекрытия промежуточного уровня. На мелкомасштабные скачки оси, происходящие с периодом 10^2 — 10^3 лет, могут накладываться более длиннопериодные и крупномасштабные циклы, связанные с процессами истощения магматической камеры и накопления критической массы вулканической постройки. Благодаря этим процессам и действующему горизонтальному растяжению периодически должно происходить обрушение базальтового слоя на различных участках осевой зоны рифта, подобно тому как это имеет место на континентальных вулканах при образовании кальдер. По-видимому, обусловленное давлением на слой изверженного материала происхождение имеют трещины и сбросы по бортам неовулканической зоны, которые и могут обеспечивать более крупные скачки оси спрединга, становясь центрами будущего извержения. Период этих скачков может быть $\sim 10^4$ — 10^5 лет, а ширина возникающих перекрытий составляет в среднем несколько километров.

Перейдем теперь к построению модели развития длительноживущих ПОС. Этот процесс является дискретным и происходит с некоторым шагом, определяющимся цикличностью (короткопериодной и промежуточной) разрушения осевой зоны. На рис. 5, а показано исходное положение перекрывающихся осей (принято, что верхняя ось имеет преимущественные условия для роста, поэтому она дальше продвинута в зоне перекрытия). Картина, получающаяся после первого цикла (шага), показана на рис. 5, б. Она в соответствии с полученными результатами (см. рис. 4, б, в) характеризуется неравномерным наращиванием дна и соответствующим поворотом центрального блока против часовой стрелки.

Перед следующим циклом произойдет новое разрушение осевой зоны. На участках вне ПОС оси разрушения (спрединга) хотя и могут испытывать скачки, приводя к образованию мелких и средних (промежуточных) перекрытий,

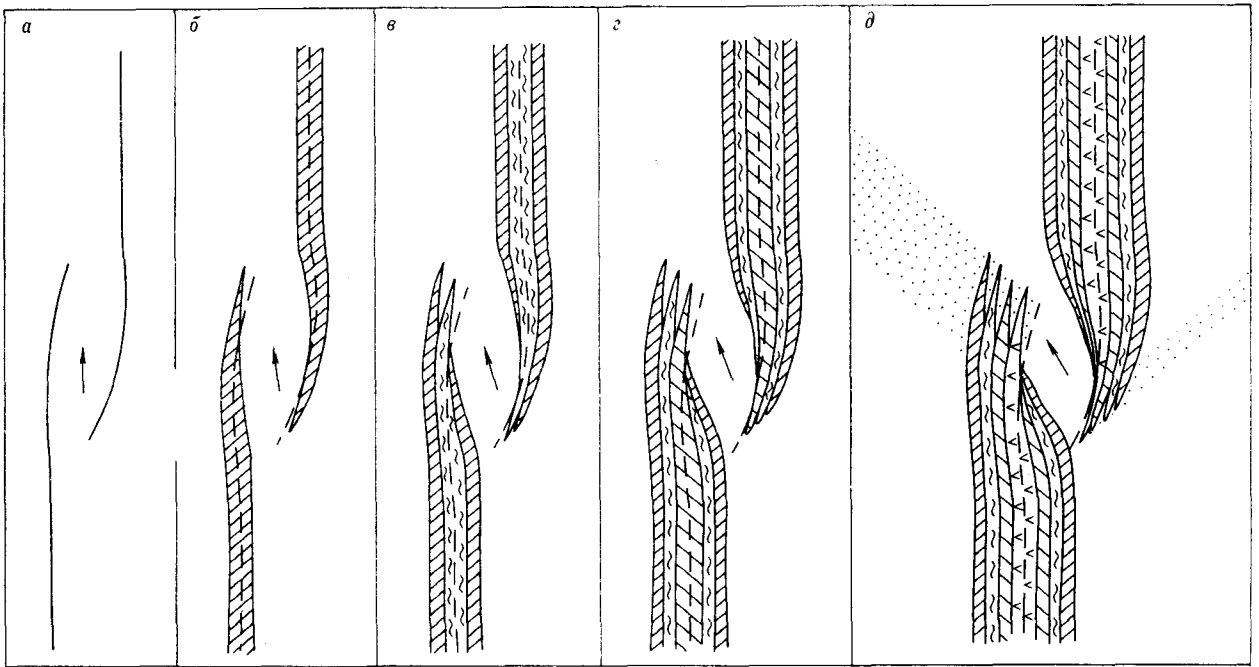


Рис. 5. Модель развития крупных (второго масштабного уровня) ПОС. (Пояснения для а — д см. в тексте.)

однако при осреднении по большому числу циклов сохраняют постоянное положение (это подтверждают палеомагнитные данные [12]). В зонах ПОС стационарное (квазистационарное) положение осей можно понять, предположив лишь, что везде на холодном участке, связанном с перекрытием, включая и вновь образованные в первом цикле площади дна, прочность базальтового слоя перед новым разрушением приблизительно одинакова. Такое предположение обсуждалось и обосновывалось выше. При его выполнении и стационарном положении осей вне ПОС картина растущих каждый раз (на каждом цикле) в зоне перекрытия трещин будет такой же, как и в исходном положении (см. рис. 5, а), только слегка смещенной вниз, поскольку по условию верхняя ось (трещина) продвигается дальше. Получается так, что в зоне перекрытия в силу существующей здесь геометрической асимметрии и связанной с ней асимметрией напряженного состояния скачки осей происходят каждый раз в одном и том же направлении (к центру перекрытия), обеспечивая их стационарное (квазистационарное) положение во внешней (связанной, скажем, с мантией) системе координат. Новые оси показаны на рис. 5, б пунктирными линиями. Видно, что они внедряются в более древние участки центрального блока, оказавшиеся на пути трещин в результате поворота этого блока в предыдущем цикле. Во втором цикле происходит такое же расширение дна, как и в первом (см.

рис. 5, в). При этом дальнейший поворот против часовой стрелки испытывает центральный блок, который в одних местах обрезается новыми осями, а в других наращивается за счет приращения окружающих участков дна (см. рис. 5, в). Дальше все события повторяются (см. рис. 5, г, д). Из предлагаемой модели естественным образом вытекает объяснение целого ряда присущих крупным ПОС закономерностей. В соответствии с ней миграция ПОС вдоль оси обусловлена, как уже отмечалось, тем, что более длинная ось (трещина) раньше начинает внедряться в холодную зону (зону ПОС), продвигаясь каждый раз (на каждом цикле) все дальше и заставляя соответственно отступать другую ось.

Мигрирующее ПОС оставляет на дне следы (усы) в виде линейных зон с аномальным строением коры (состоящей из разновозрастных блоков) и рельефом дна (см. рис. 5, д). Из-за миграции перекрытия след с одной стороны выражен сильнее (см. рис. 5, д). Этим можно объяснить тот факт, что в реальных условиях следы ПОС в виде аномальных коры и рельефа фиксируются с одной стороны, именно с той (с учетом асимметрии ПОС), с которой, согласно модели, след должен быть сильнее (заметьте, что узкий след в модели исчезает полностью при увеличении скорости миграции ПОС). В отличие от этого следы ПОС в виде смещения магнитных аномалий могут наблюдаться с двух сторон оси [14]. Это находится в соответствии с рис. 5 (в качестве

условных магнитных аномалий можно считать полосы с разной штриховкой).

Предлагаемая модель делает понятным происхождение депрессий в зонах перекрытия. Из нее следует, что возраст центрального блока (наиболее древних его участков) должен быть значительно бóльшим (по крайней мере, в несколько раз), чем можно было бы ожидать, исходя из расстояний от осей спрединга до центральных участков перекрытия. Согласно модели, этот возраст определяется не только размерами ПОС, но и скоростью его миграции вдоль оси, т. е. скоростью переработки и замены центрального блока (см. рис. 5). Проведенные с учетом вытекающего из модели возраста дна в перекрытии оценки его глубины дают результаты, близкие к действительности.

Таким образом, депрессии в крупных ПОС имеют в основном термическую (изостатическую) природу. Вместе с тем в рельефе центральной области перекрытий какую-то роль может играть и неизостатическая составляющая, возникающая по такому же механизму, как и в проведенных опытах (см. рис. 4, в), благодаря наклонному положению трещин. Наклон трещин α зависит от свойств разрушаемого материала (его хрупкости, соотношения прочности на растяжение и на сдвиг, угла внутреннего трения и др.), от их изменения с глубиной ($P - T$ -условий) и может составлять от 90 до 45°. Эти факторы не контролировались критериями подобия, и поэтому полученные экспериментальные данные о значениях α нельзя переносить на природу. В то же время, учитывая, что прочность базальтового слоя у его подошвы падает до низких значений, можно ожидать, что начиная с некоторой глубины трещины в реальных условиях будут наклонными, и здесь будет срабатывать эффект гидростатического «присоса» их бортов, приводя к неизостатическим вертикальным смещениям приразломных участков слоя (механика этого явления рассмотрена в работах [5, 6]). Если при существующих в рифтовых зонах термомеханических условиях отмеченный эффект значим, то он должен быть заметен в рельефе короткоживущих мелких перекрытий, в котором термическая составляющая мала. В этой связи обращает на себя внимание сходство рельефа мелких ПОС (см., например, рис. 2, б) с моделью (см. рис. 4, в). В обоих случаях участки с максимальным вер-

тикальным размахом рельефа расположены в краевых зонах ПОС вдоль их длинной оси (амплитуда колебаний рельефа в природе составляет первые десятки метров).

ВЫВОДЫ

1. В процессе спрединга в осевой зоне срединно-океанических хребтов периодически происходит разрушение раскристаллизованной базальтовой «корки», за которым следует фаза вулканических извержений. Вначале разрушаются отдельные (ослабленные) участки осевой зоны. Это происходит путем образования системы перекрывающихся трещин с максимальной шириной перекрытия порядка 1 км. Трещины, являющиеся осями вулканизма (спрединга), могут образовываться заново перед каждым извержением, не наследуя старые залеченные оси разрушения, оставаясь при этом в пределах узкой осевой зоны. Поэтому время жизни перекрытий, образованных такими трещинами (перекрытий первого уровня), сравнительно короткое, соизмеримое с периодом вулканических извержений ($\sim 10^2 - 10^3$ лет).

2. Из зон первоначального разрушения перпендикулярно направлению растяжения (спрединга) навстречу друг другу растут трещины, которые при достаточном поперечном смещении этих зон образуют ПОС второго масштабного уровня шириной до 20 км. Такие перекрытия «живут» длительное время (миллионы лет) и могут мигрировать вдоль дивергентной границы плит. Эволюция и механизм миграции этих ПОС обусловлены особенностями периодического разрушения осевой зоны рифта и объясняются предложенной моделью (см. рис. 5).

3. Существуют ПОС промежуточного уровня, также описываемые моделью (см. рис. 5). Они возникают в результате обрушения коры в осевой зоне рифта и обусловленных им скачков оси, происходящих за счет истощения магматической камеры и накопления критической массы вулканической постройки. Период обрушений и, следовательно, время жизни перекрытий этого класса включает серию вулканических извержений и достигает значений, по-видимому, $\sim 10^4 - 10^5$ лет. Ширина этих ПОС составляет в среднем несколько километров.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воларович М. П., Томашевская И. С., Будников В. А. Механика горных пород при высоких давлениях.— М.: Наука, 1979.
2. Паргон В. З., Морозов Е. М. Механика упруго-пластического разрушения.— М.: Наука, 1974.

3. Сорохтин О. Г. Зависимость топографии срединно-океанических рифтов от скорости раздвижения дна океана // Докл. АН СССР.— 1973.— Т. 208, № 6.

4. Шеменда А. И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика.— 1983.— № 10.
5. Шеменда А. И. Некоторые закономерности деформации литосферы при растяжении (по результатам физического моделирования) // Докл. АН СССР.— 1984.— Т. 275, № 2.
6. Шеменда А. И. Моделирование механизма раскрытия некоторых типов краевых морей // Океанология.— 1985.— Т. 25, № 2.
7. Carter N. L. Steady state flow of rock // Rev. Geophys. and Space Phys.— 1976.— V. 14, N 3.
8. Hale L. D., Morton C. J., Sleep N. H. Reinterpretation of seismic reflection data over the East Pacific Rise // J. Geophys. Res.— 1982.— V. 87.
9. Hekinian R., Francheteau J., Ballard R. D. Morphology and evolution of hydrothermal deposits at the axis of the East Pacific rise // Oceanologica acta.— 1985.— V. 8, N 7.
10. Lonsdale P. Overlapping rift zones at the 5.5°S offset of the East Pacific rise // J. Geophys. Res.— 1983.— V. 88.
11. Lonsdale P. Nontransform offsets of the Pacific—Cocos plate boundary and their traces on the rise flank // Geol. Soc. Amer. Bull.— 1985.— V. 96.
12. Macdonald K. C. Mid-ocean ridges: fine scale tectonic, volcanic and hydrothermal processes within the plate boundary zone // Ann. Rev. Earth Planet. Sci.— 1982.— N 10.
13. Macdonald K. C., Fox P. J. Overlapping spreading centers: New accretion geometry on the East Pacific Rise // Nature.— 1983.— V. 302.
14. Macdonald K. C., Sempere J., Fox P. J. East Pacific rise from Siqueiros to Orozco fracture zones: Along-strike continuity of axial neovolcanic zone and structure and evolution of overlapping spreading centers // J. Geophys. Res.— 1984.— V. 89, N B7.
15. Morton J. H., Sleep N. H. A mid-oceanic ridge thermal model constraints on the volume of axial hydrothermal heat flux // Ibid.— 1985.— V. 90.
16. Orcutt J. A., McClain J. S., Burnett M. Evolution of the oceanic crust: results from recent seismic experiments, in ophiolites and oceanic lithosphere. Edited by I. J. Gass, S. J. Lippard and A. W. Shelton.— Blackwell: London, 1984.
17. Pollard D. D., Aydin A. Propagation and linkage of oceanic ridge segments // J. Geophys. Res.— 1984.— V. 89, N B12.
18. Purdy G. M., Detrick R. S. Crustal structure of the Mid-Atlantic ridge at 23°N from seismic refraction studies // Ibid.— 1986.— V. 91, N B3.
19. Rea D. K. Asymmetric seafloor spreading and non-transform axis offset: the East Pacific rise 20°S survey area // Geol. Soc. Amer. Bull.— 1978.— V. 89.
20. Turner I. S., Campbell I. H. Convection and mixing magma chambers // Earth—Sci. Revs.— 1986.— V. 23.

Музей земледоведения МГУ
Москва

Поступила в редакцию
7 декабря 1987 г.

ДИСКУССИЯ

В вышеприведенной статье описано физическое моделирование и дан геодинамический анализ явления, которое получило название «частичное перекрывание осей спрединга» (overlapping spreading centers). При этом имеется в виду смещения осей спрединга по простиранию хребта. Подобное явление, вероятно, похоже на широко распространенное в природе эшелонированное расположение линейных тектонических структур различного масштаба. Пример — хорошо выраженный эшелонированный характер вулканических цепей на Курильских островах, когда одна из них как бы заходит за другую. Другой пример: недавно во впадине Рюкю была обнаружена линейная эшелонированная система грабенов, смещение которых по простиранию происходит без следов каких-либо разрывных нарушений в осадочной толще. Если предположить, что все эти явления несмотря на свою разномасштабность обусловлены сходными причинами, то вопрос о перекрывании осей спрединга (ПОС) приобретает принципиальное значение. Именно с этих позиций ниже коротко обсуждаются отдельные положения и некоторые выводы статьи.

Прежде всего следует заметить, что авторы, исходя полностью из концепции тектоники плит, постулируют наличие сил растяжения, действующих в осевой части хребта. Такие силы, видимо, существуют, но вопрос о их происхождении напоминает проблему курицы и яйца. Являются ли эти силы первичными? Или они возникают как следствие каких-то глубинных процессов? Авторы, как мне представляется, без достаточного обсуждения и обоснования принимают в качестве основы первое предположение, на котором и базируется сама идея эксперимента. Ниже я остановлюсь на альтернативном подходе при объяснении

ПОС, по сначала несколько слов о представленной в статье модели.

Элементы подобия наблюдаемых на Восточно-Тихоокеанском поднятии (ВТП) и ПОС и полученных в результате экспериментов трещин действительно существуют, но ряд вопросов все-таки возникает. Хотя в модели использована идея постоянного действия сил растяжения, при котором должно происходить непрерывное смещение и все большее растяжение трещин, удаление их стенок друг от друга, на самом же деле результаты эксперимента подразумевают больше как бы дискретное, кратковременное воздействие таких сил без значительного смещения по горизонтали. В частности, например, при объяснении ПОС второго масштабного уровня шириной до 20 км время их существования оценивается как «длительное» (миллионы лет). Но при скорости спрединга 6 см/год и более только за 1 млн лет должно происходить раздвижение плит не менее чем на 60 км. Не означает ли «длительная жизнь» этих ПОС относительно постоянное их существования, а не предполагаемое постоянное изменение? Другими словами, по моему мнению, даже в рамках горизонтального растяжения представленная модель не показывает непрерывность процесса во времени, а скорее может показывать эпизодичность процесса.

Что касается идейной стороны статьи, то по поводу возникновения ПОС в рамках концепции тектоники плит существуют две гипотезы. Одна из них связывается с подъемом диапиров магмы с глубин более 40 км под осью хребта, другая — с изменением направления спрединга. Анализ применимости этих гипотез для района, расположенного в пределах того же сегмента ВТП, какой рассматривается и авторами

статьи, показал [2], что всю сложность морфологии дна во многом определяет магматическая деятельность, проявляющаяся в виде крупных диапиров на глубине, над которыми возникают выступы (пальцы) магматических очагов, проникающих в земную кору. Автор приведенной выше статьи полагает, что, помимо магматической, действует также тектоническая сегментация вдоль оси хребта. Не обсуждая всех аспектов выводов этой статьи, хочу отметить два положения.

Первое. Нет каких-либо убедительных доказательств о наличии постоянного спрединга и в случае признания определяющей или значительной роли магматизма под ВТП.

Второе. В настоящее время становится все более очевидным, что магма в пределах упругих оболочек верхней мантии, если ее плотность меньше плотности вмещающих пород, обладает высокой механической

активностью. Для ее проникновения вверх вовсе не нужны условия растяжения, как это часто постулируется в геологии и подразумевается в рецензируемой статье, она сама образует трещины растяжения, прокладывает себе дорогу до того уровня, где ее плотность сравнивается с плотностью окружающей среды [1, 3]. Именно ее воздействием можно объяснить возникновение кратковременных растягивающих напряжений, которые, по моему мнению, вовсе не обязательно связывать с причиной предполагаемого спрединга. Если основываться на этом представлении, то большой интерес представило бы моделирование растущих в объеме магматических очагов, которые можно имитировать в виде цепочки расширяющихся тел эллипсоидной или сферической формы, расположенной на некоторой глубине. Мало сомнений в том, что такой эксперимент, если бы он был поставлен, мог бы объяснить явление ПОС.

ИТИГ ДВО АН СССР, Хабаровск.

П. М. Сычев

ЛИТЕРАТУРА

1. Сычев П. М. Аномальные зоны в верхней мантии, механизм их образования и роль в развитии структур земной коры // Тихоокеан. геология.— 1985.— № 6.
2. Crane K. Structural evolution of the East Pacific Rise axis from 13°10' N to 10°35' N: Interpretation from

Sea MARC data // Tectonophys.— 1987.— V. 136, N 1/2.

3. Spence D. A., Turcotte D. L. Magma driven propagation of cracks // J. Geophys. Res.— 1985.— V. 90.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.4 : 551.46

А. А. Андреев, В. М. Воробьев, В. Н. Патрикеев, Н. А. Рагозин

**МАГНИТНЫЕ АНОМАЛИИ И ДЕФОРМАЦИИ
В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ КОТЛОВИНЕ ТИХОГО ОКЕАНА**

Сопоставляются новые данные непрерывного сейсмического профилирования и модуль полного вектора аномального магнитного поля на ряде профилей в Северо-Западной котловине Тихого океана между окраинным океаническим валом Хоккайдо и возвышенностью Шатского (28-й рейс НИС «Морской геофизик», 30-й рейс НИС «Пегас»). В изученной акватории обособляются районы с различным стилем

деформации осадочного чехла. Можно допустить, что отдельные участки границ между такими районами следуют вдоль трансформных разломов, выделяемых по гидромагнитным данным. Однако в целом выделяемые по данным НСП районы плохо отражают тектонические особенности «фундамента», фиксируемые в рисунке магнитных аномалий.

Северо-Западная часть Тихого океана имеет наиболее древний возраст земной коры; другой ее отличительной особенностью является присутствие несимметричной системы линейных мезозойских магнитных аномалий. Именно наличие мезозойских линейных аномалий является главным аргументом в пользу горизонтального движения и, в частности, северного «дрейфа» Тихоокеанской литосферной плиты в понимании теории тектонических плит.

Принято считать, что главные тектонические явления приурочены к границам плит, но вместе с этим все более утверждается представление, что и срединные части плит не являются тектонически пассивными.

В свете геологических и геофизических исследований последних лет [2] тектоническая неоднородность Северо-Западной котловины Тихого океана вполне очевидна, но она связывается в основном с тектонически обособленными структурами, хорошо выраженными в рельефе. Самая крупная из них — возвышенность Шатского. Гораздо меньше данных о пространственных закономерностях тектонических деформаций чехла и фундамента абиссальных частей океана с преобладающими глубинами 5—6 тыс. м.

В 1985 г. ИМГиГ ДВО АН СССР (28-й рейс НИС «Морской геофизик», 30-й рейс НИС «Пегас») выполнил непрерывное сейсмическое профилирование (НСП) и измерения модуля полного вектора магнитного поля на ряде профилей в Северо-Западной котловине Тихого океана (рис. 1) между окраинным океаническим валом Хоккайдо и возвышенностью Шатского [1]. Оба судна имели спутниковые навигационные системы «Шхуна», «Транзит» и

РНС «Тропик-2». Дискретность обсерваций составила 1—4 ч. НСП выполнено с помощью электроискровой установки с номинальной мощностью 20—30 кДж, излучатель буксировался на 3—4 м ниже уровня моря, диапазон излучения составлял 100—150 Гц, прием колебаний проводился пьезоэлектрической косой длиной 50 м, регистрация колебаний осуществлялась стандартным аппаратом ФАК-П.

Измерения магнитного поля выполнялись магнитометром АМПМ, регистрация проводилась в аналоговом виде самописцем КСП-4.

Профили, вдоль которых выполнялись одновременно НСП и магнитные измерения, показаны на рис. 2.

Данные магнитометрии. Стратифицированные (мезозойские) магнитные аномалии Северо-Западной котловины Тихого океана все еще остаются изученными лишь фрагментарно, что затрудняет расшифровку строения и эволюции земной коры. Схема на рис. 1 в лучшем случае отражает лишь принципиальную картину, которая может быть значительно изменена последующими исследованиями.

Система линейных аномалий облекает наиболее древний «юрский» участок в районе гор Мид-Пасифик. На востоке эта система заканчивается на границе области «спокойного» поля мелового возраста (менее 112 млн лет), в западном направлении линейные аномалии срезаются так называемой активной континентальной окраиной. Согласно идеям новой глобальной тектоники, субдукция Тихоокеанской плиты, или активное продвижение континентальной окраины в сторону океана, последовательно поглощает набор мезозойских аномалий, что и приводит к их видимому срезанию вдоль

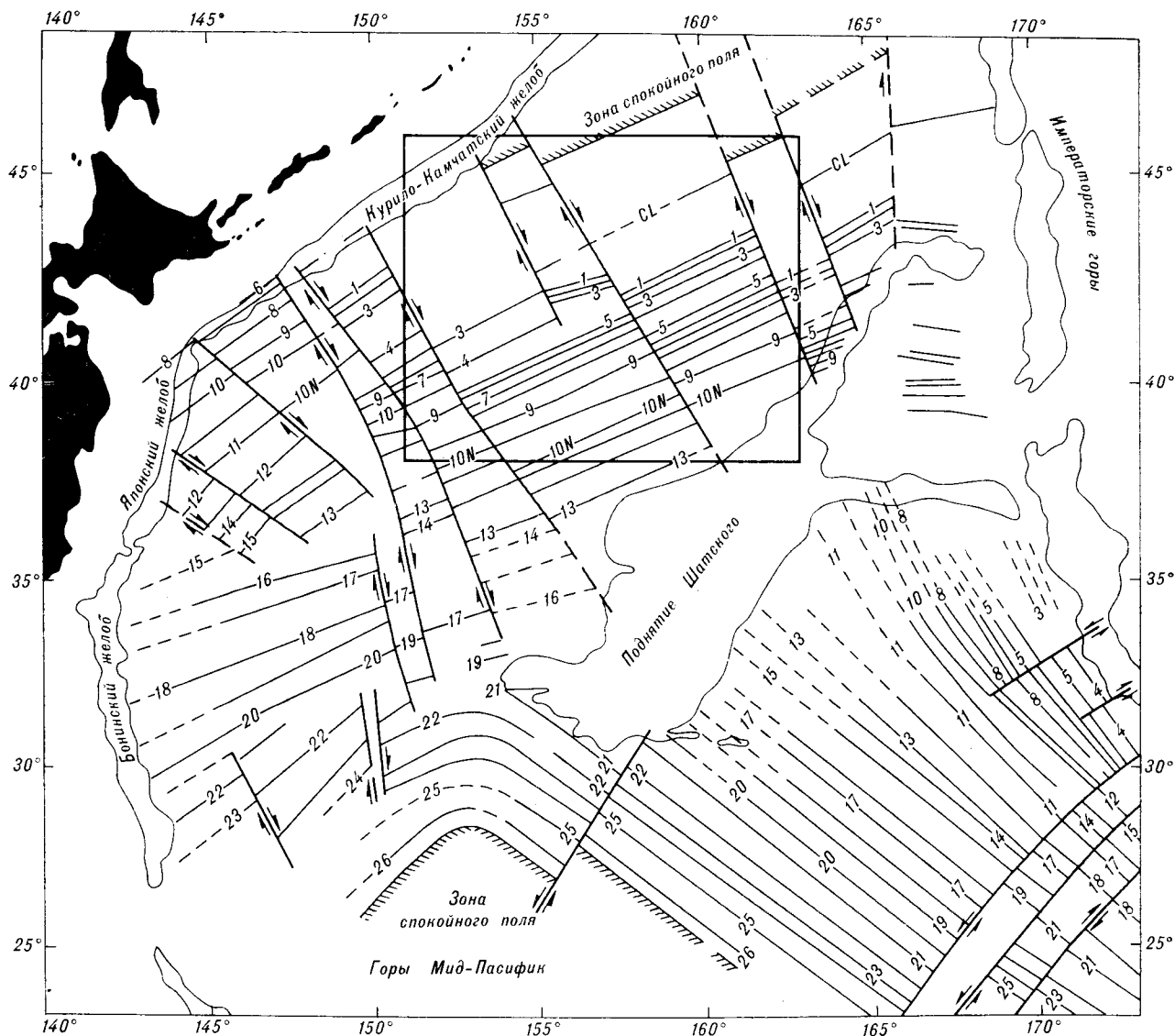


Рис. 1. Схема идентифицированных осей магнитных аномалий Северо-Западной части Тихого океана [3]. Прямоугольником показан район исследований, изображаемый в крупном плане на рис. 2.

системы глубоководных желобов. Это явление наиболее наглядно проявляется в северо-западной части Японского глубоководного желоба.

Новые измерения магнитного поля позволили уточнить положение трансформных разломов (или следов трансформных разломов) в пределах изученной акватории. Эти уточнения касаются направления, протяженности и количества таких разломов (см. рис. 2). На рис. 2 показаны также контуры наиболее значительных аномалий в районе Курильского желоба по материалам предыдущих экспедиций ИМГиГ ДВО АН СССР.

Характерно, что на исследованной акватории ни один из трансформных разломов не достигает возвышенности Шатского. Система иден-

тифицированных аномалий (№ 4—10) плавно облекает северо-западное окончание этой возвышенности.

Трансформные разломы в пределах своих юго-восточных окончаний смещают линейные аномалии по типу право- или левостороннего сдвига. В пределах же вала Хоккайдо в «спокойном» меловом поле подобных смещений не наблюдается. Исключение составляет лишь разлом Тускарора [4], находящийся на самом краю мелового поля, на траверсе о. Шикотан.

Два трансформных разлома (I и II) в северо-западном углу (см. рис. 2), по существу, остались вне поля нашего исследования и воспроизведены здесь по схеме, представленной на рис. 1. Разлом, обозначенный нами цифрой III на первоначальной схеме (см. рис. 1),

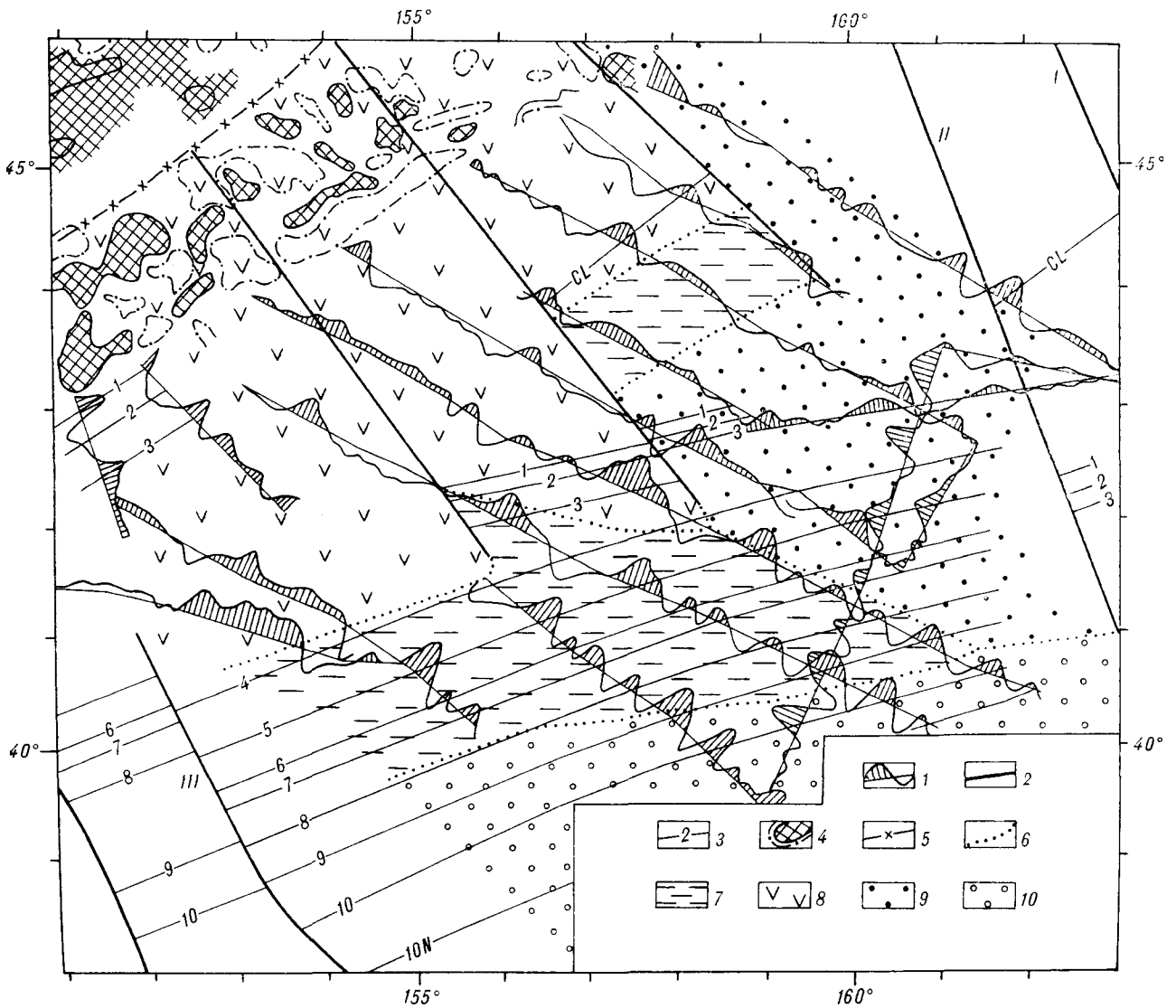


Рис. 2. Схема магнитных аномалий в сопоставлении с районами осадочного чехла Северо-Западной плиты, различающихся стилем деформаций.

1 — графики аномального магнитного поля вдоль профилей НИС «Пегас» и НИС «Морской геофизик» (1985 г.). Положительные значения заштрихованы; 2 — трансформные разломы (следы таких разломов), по данным [3], с уточнением по результатам экспедиций 1985 г.; 3 — оси линейных магнитных аномалий, принадлежащих к мезозойской последовательности, и их номера; 4 — контуры магнитных аномалий вблизи Курильского желоба по результатам работ ИМГиГ ДВО АН СССР за 1966—1985 гг. Контуры положительных аномалий заштрихованы. Нулевые значения — штрих-пунктирная линия; 5 — ось Курильского желоба; 6 — границы районов с различным стилем деформаций осадочного чехла; 7 — области спокойного залегания осадочного чехла и фундамента; 8 — область значительных амплитуд деформаций чехла и фундамента; 9 — область чередования зон с различной амплитудой деформаций чехла и фундамента; 10 — область развития деформаций фундамента моноклиналильного типа.

выглядит весьма протяженным, но ряд новых гидромагнитных измерений показывают хорошую трассируемость аномалий № 1—3 вблизи вала Хоккайдо, что не позволяет протягивать этот разлом в пределы вала.

Новые измерения магнитного поля показали, что заметная коррелируемость с рельефом характерна уже для аномалии *CL* и более молодых по возрасту аномалий изометричных очертаний. Вместе с этим в районе сближенных регулярных аномалий (№ 4—10) такой качественной корреляции не наблюдается.

Данные НСП освещают строение разреза под дном моря до глубины 1000—1500 м при детальности по вертикали не хуже 10—15 м. По сейсмическим данным, в пределах исследованного района выделены три области с различным стилем деформаций чехла и фундамента (см. рис. 2).

Область, расположенная в северо-западной части района исследований, примыкающая к оси желоба, характеризуется интенсивными деформациями чехла и фундамента. Здесь на основе анализа сопоставления деформирован-

ности различных частей осадочного разреза и «акустического» фундамента, привлекая данные по скважинам DSDP № 303, 304, 580, 581, можно говорить о нескольких стадиях (усиления) тектонических движений: мелового — палеогенового, плиоцен-позднемиоценового возраста и новейшие деформации, — захватывающих весь осадочный чехол.

На северо-востоке от названной области расположена область, где деформации не так равномерно интенсивны. Здесь зоны интенсивных дислокаций чередуются с дислокациями заметно меньшей амплитуды или даже с участками спокойного залегания чехла на недеформированном фундаменте.

На юго-западе исследованного региона выделены деформации своеобразного облика. Субвертикальные разломы выделяют в осадочном чехле отдельные блоки, в пределах которых осадки залегают моноклинально с наклоном в северном направлении.

И наконец, в пределах изученного района выделяются две области с практически ненарушенным залеганием чехла и фундамента.

Анализ и выводы. На основе изложенных данных можно полагать, что Северо-Западная котловина вне ясно выраженных морфоструктур не представляет плиту с единым стилем тектонических деформаций или же плиту, в пределах которой характер деформаций меняется закономерно в некотором направлении. Наши исследования показали, что характер областей различной деформированности таков, что позволяет говорить о намечающемся тектоническом обособлении отдельных частей плиты, внешне не проявляющихся заметным образом в формах рельефа соответствующего ранга.

Детальности выполненных исследований явно недостаточно, чтобы уверенно оконтурить районы с различным стилем тектонических деформаций. Границы этих районов на рис. 2 являются приблизительными. Следует, однако, заметить, что отдельные участки контуров этих границ приурочены к конкретным частям трансформных разломов. Во всяком случае такая трактовка не противоречит имеющимся данным и с нашей точки зрения является в определенном смысле естественной.

ЛИТЕРАТУРА

1. Красный М. Л., Андреев А. А., Воробьев В. М. Марнитная неоднородность фундамента Северо-Западной котловины Тихого океана // *Океанология*. — 1987. — Т. 27, вып. 4.
2. *Строение дна северо-запада Тихого океана (геофизика, магматизм, тектоника)* / Ю. М. Пушчаровский, Ю. П. Непрочнов. — М.: Наука, 1984.

3. Hilde T. W. C., Isezaki N., Wageman J. M. Mesozoic Sea-Floor Spreading in the North Pacific // *The Geophysics of the Pacific ocean Basin and its Margin*. Ed. Sutton G. H., Morghni M. N., Moberly R. Geophys. Monogr. 49, A. G. U. Washington D. C., 1976.
4. *The Structure of Tuscarora Fracture Zone, Northwestern Pacific* // Н. С. Гнибиденко, А. С. Сваричевский et al. // *Geo-Marine Letters*. — 1981. — N 1—3.

ИМГиГ ДВО АН СССР
Новоалександровск

Поступила в редакцию
18 сентября 1987 г.

УДК 551.242

Л. А. Маслов

ИЗУЧЕНИЕ ГЕДИНАМИКИ ЛИТОСФЕРЫ АЗИАТСКО-ТИХООКЕАНСКОЙ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ПУТЕМ СОПОСТАВЛЕНИЯ АНОМАЛИЙ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ И РЕЛЬЕФА

Путем сопоставления аномалий высот геоида, силы тяжести, рельефа и магнитных аномалий выявлены некоторые особенности строения коры и литосферы востока Азиатского континента и северо-западной части Тихого океана. Показаны наличие полосовых гравитационных аномалий в этом районе и их

корреляция с магнитными аномалиями. Рассмотрены механизмы, способные определять эту корреляцию, а также возможную причину изменения знака намагниченности. По аномалиям высот геоида сделана оценка скоростей современных вертикальных движений литосферы региона.

Комплексный анализ данных, имеющих различную физическую природу, позволяет получать принципиально новую информацию о строении и динамике земных недр. При этом для получения достоверных результатов необходимо соблюдать следующие требования, предъяв-

ляемые к исходным данным: а) их однородность; б) их метрологическая обеспеченность; в) данные должны характеризовать Землю в целом, так как использование фрагментарных наблюдений приводит к несопоставимым результатам; г) необходимо также учитывать,

что масштабы представления исходных данных (пространственный и временной) предполагают использование вполне определенных тектонофизических, в том числе реологических, моделей.

Удовлетворить перечисленным требованиям в полной мере довольно трудно. Очевидно, только с накоплением кондиционных данных задачу интерпретации можно решать корректно.

В настоящей работе применялась комбинированная гравитационная модель GEM-10C [6], полная до 180 степени и порядка. Путем суммирования коэффициентов сферических гармоник данной модели определялись высоты геоида H как функция географических координат и аномалия силы тяжести (а. с. т.) δg :

$$H(\varphi, \Theta) = H_0 \sum_{n=2}^{180} \left(\frac{R_0}{r}\right)^n S_n,$$

$$\delta g(\varphi, \Theta) = g_0 \sum_{n=2}^{180} (n-1) \left(\frac{R_0}{r}\right)^n S_n,$$

$$S_n(\varphi, \Theta) = \sum_{m=0}^n (C_{nm} \cos m\varphi + S_{nm} \sin m\varphi) P_{nm}(\sin\Theta).$$

Здесь φ — долгота, Θ — широта, C_{nm} , S_{nm} — коэффициенты разложения гравитационного поля, P_{nm} — присоединенные полиномы Лежандра. Рассчитанные значения H и δg эквивалентны усредненным по одноградусным трапециям. В качестве референтной фигуры был принят эллипсоид Моритца [7]. Третьей компонентой анализа был рельеф R поверхности твердой Земли, усредненный по одноградусным трапециям. На рис. 1, а—з, приведены графики значений H , δg и R вдоль профилей 64, 62, 58, 54, 52, 48, 44 и 42° с. ш. в пределах от 100 до 180° в. д. План расположения профилей приведен на рис. 2. Отметим некоторые закономерности, вытекающие из анализа приведенных геоида.

1. На графиках наблюдается уменьшение высот рельефа от 100° в восточном направлении. Эта же область характеризруется отрицательными значениями высот геоида.

2. Переход от убывающей ветви рельефа к возрастающей отмечается сменой знака геоида.

3. От профилей северных широт к южным амплитуды рельефа и геоида (по абсолютной величине) возрастают, а точка обращения геоида в ноль сдвигается в западном направлении.

4. Область положительной аномалии геоида охватывает широкую зону, которая на западе частично совпадает с границей резкого изменения мощности земной коры, а на востоке проходит в северо-западной части Тихого океана (см. рис. 2).

5. На фоне относительно медленного изменения высоты геоида заметны высокочастотные вариации небольшой амплитуды, которые почти всегда отмечаются экстремумами аномалии силы тяжести.

6. На континентальной части профилей аномалии силы тяжести меняются сравнительно слабо. На убывающей ветви рельефа значения аномалий, как правило, отрицательны. Несколькими западнее области перехода от убывающей ветви к возрастающей аномалии силы тяжести становятся положительными. На континентальном участке профилей заметны периодические осцилляции а. с. т. с небольшой амплитудой.

7. На акваториях, начиная с окраинных морей, амплитуды осцилляции а. с. т. резко усиливаются. Полупериод колебаний составляет 200—300 км. Указанная закономерность наблюдается на всех графиках.

Схематическое расположение гравитационных аномалий в плане показано на рис. 3. Здесь отчетливо виден их полосовой характер. Впервые на существование полосовых гравитационных аномалий в северо-западной части Тихого океана и в Охотском море было указано автором в 1986 г. [5].

На рис. 4 приведен фрагмент карты осей магнитных аномалий Мирового океана [4]. Структурное соответствие планов гравитационных и магнитных аномалий указывает на возможную корреляцию этих полей. Тесная корреляция гравитационных и магнитных аномалий в Охотском море отмечалась также М. Л. Красным (устное сообщение).

Причин такой корреляции может быть несколько. Выделим среди них две, на наш взгляд, основные: а) тектонические деформации коры и литосферы; б) вариации вещественного состава.

Волнообразные деформации стратифицированной среды возникают под действием латеральных сжимающих сил (объемных и пограничных), параллельных простиранию слоев. Задачи подобного рода изучались В. Г. Гутерманом [2], Г. Рамбергом [8] и другими исследователями.

Периодические деформации среды могут возникнуть в результате ее латерального растяжения [9], под действием вертикальных поверхностных нагрузок [5], а также в случае инверсии плотностей слоя и подстилающей среды под действием веса [3]. Возможны и другие причины и механизмы появления упорядоченных тектонофизических деформаций. Важно, однако, что в результате действия какого-либо одного из них или нескольких возникают периодические возмущения объемной и поверхностной плотности, определяющие наблюдаемую структуру аномального гравитационного поля.

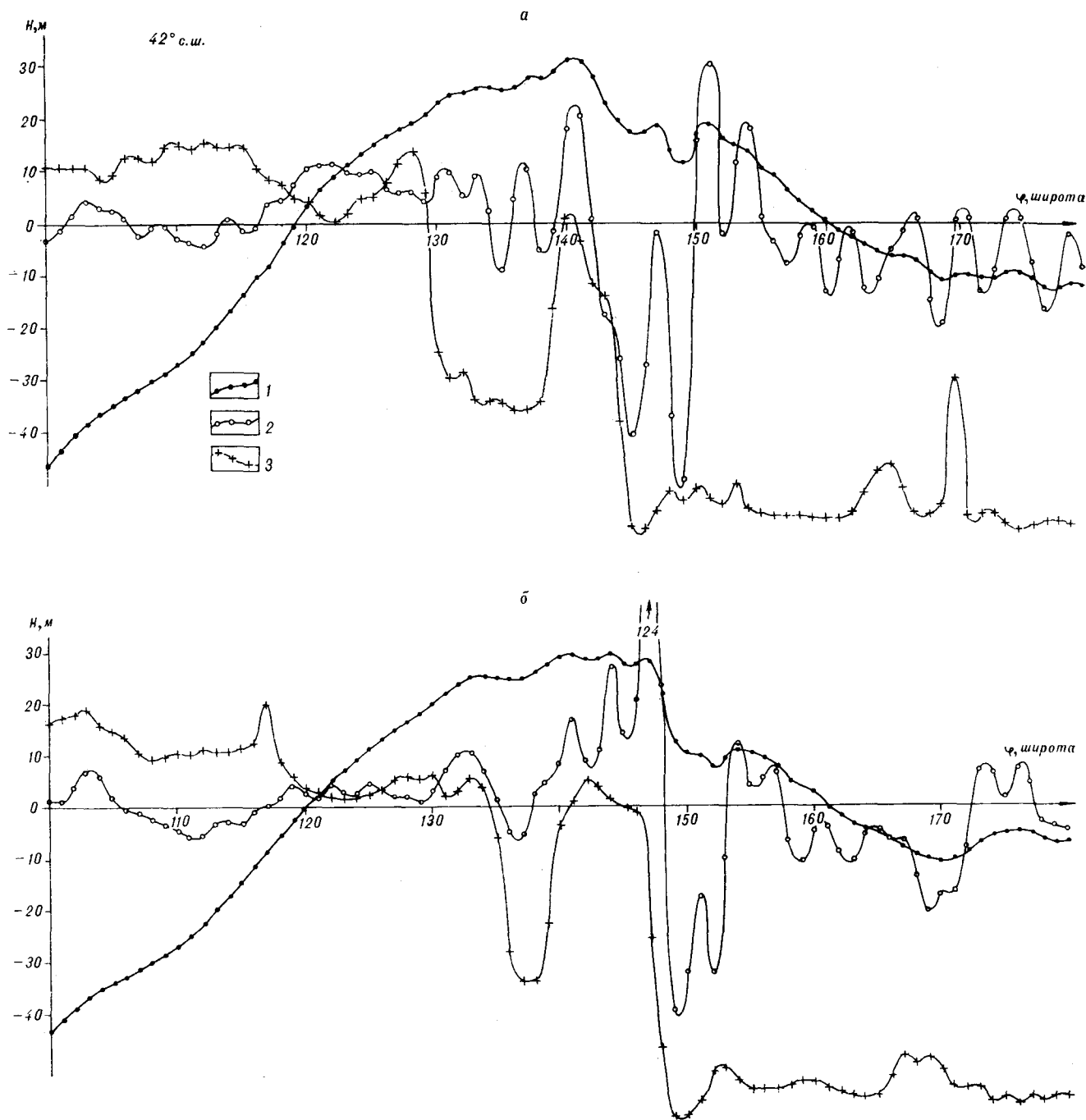
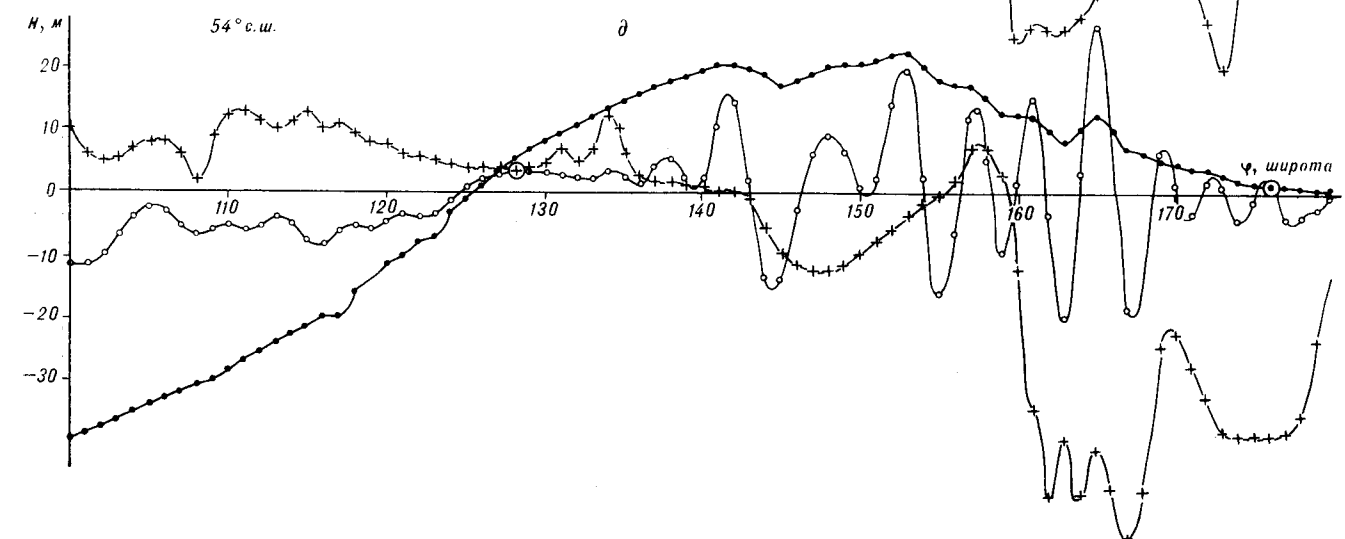
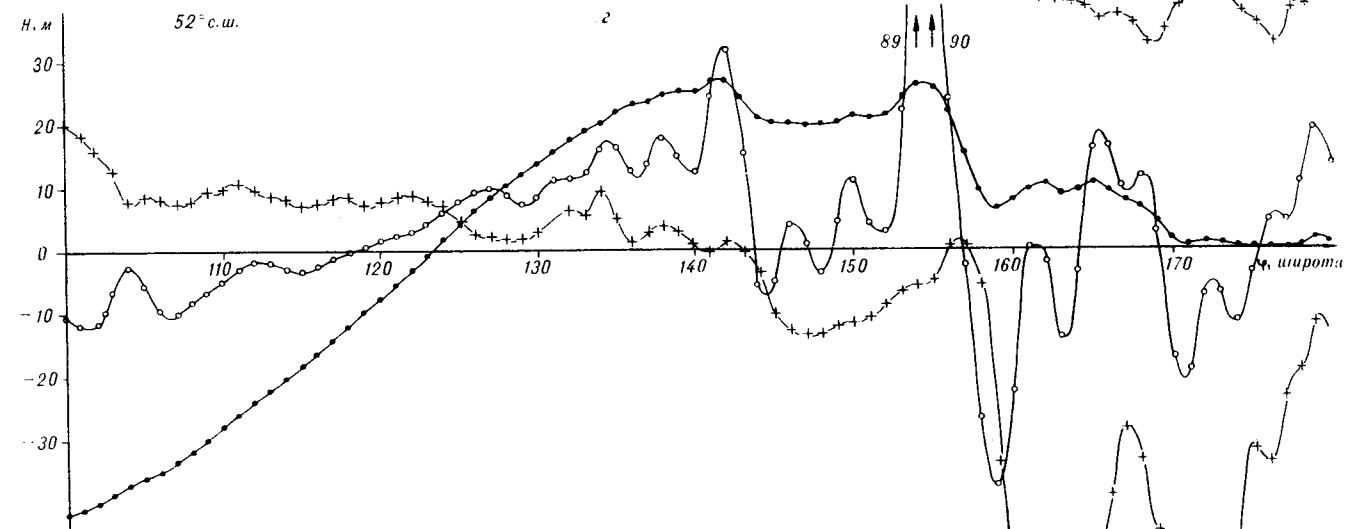
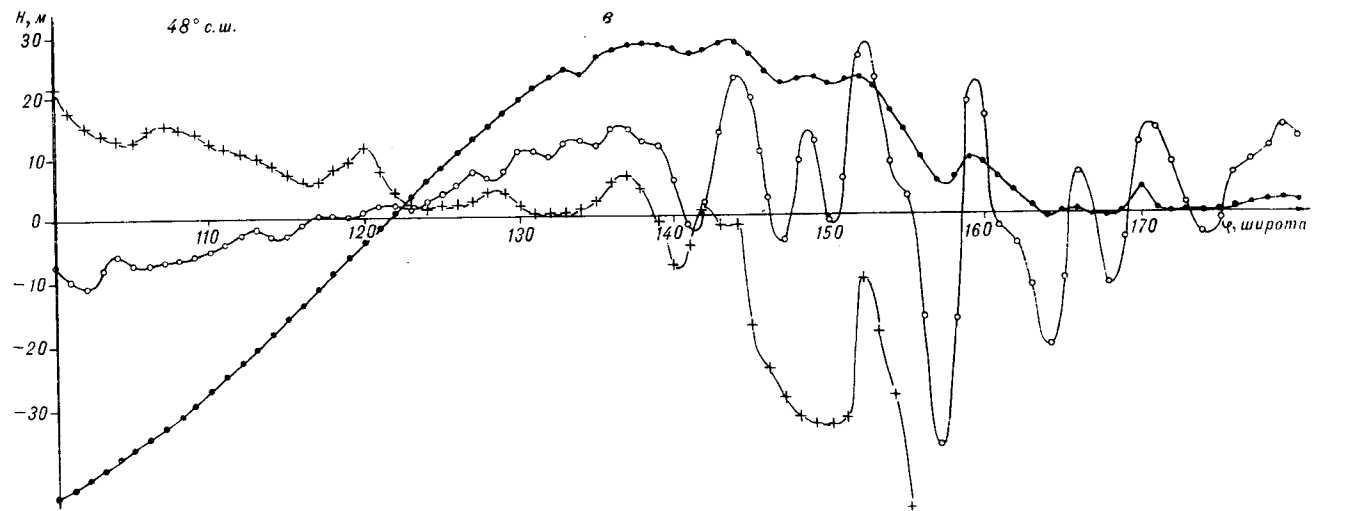


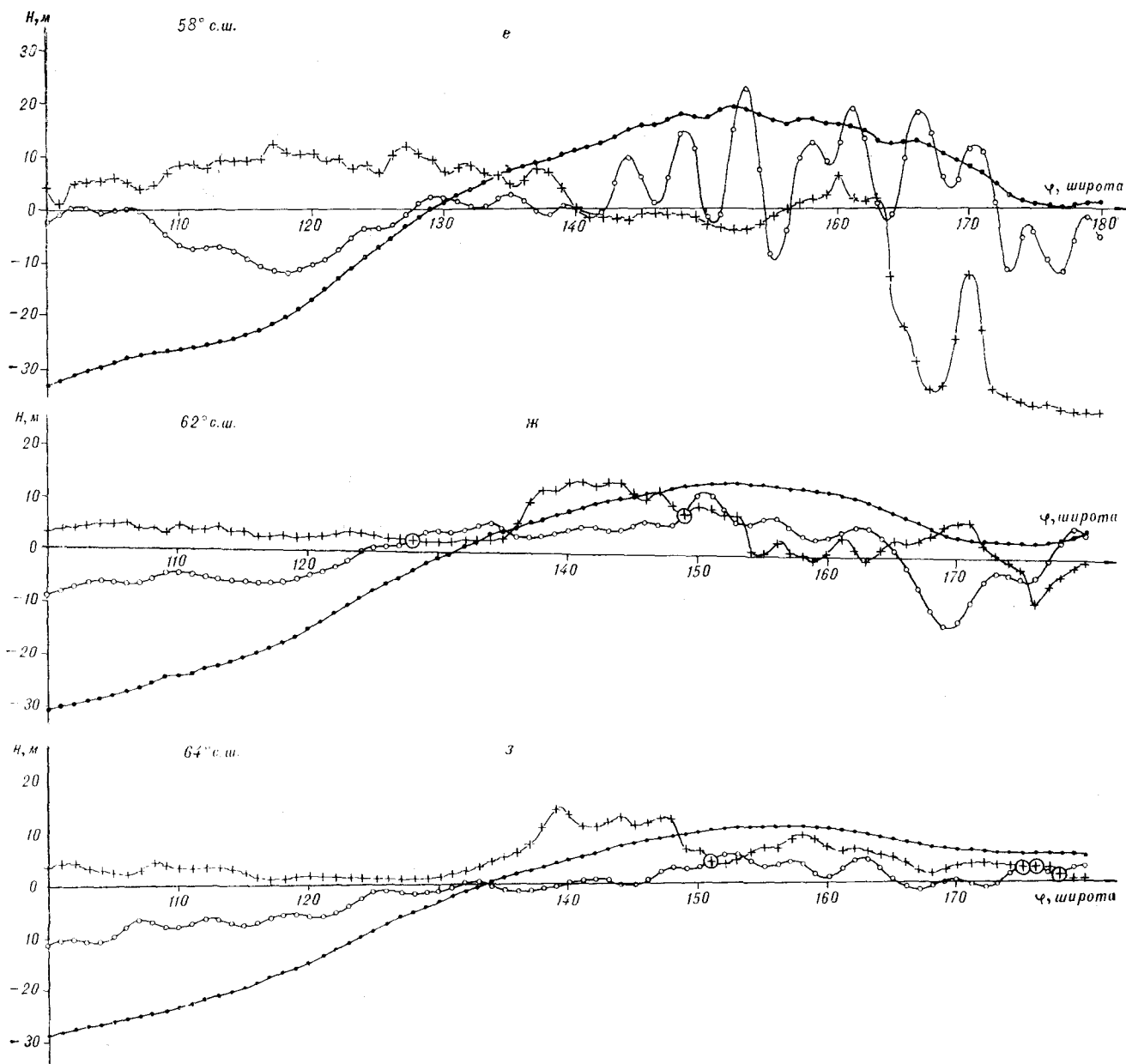
Рис. 1. Распределение высот геоида, аномалий силы тяжести и высот рельефа для профилей: а — 64, б — 62, в — 58, г — 54, д — 52, е — 48, ж — 44 и з — 42° с. ш. 1 — высоты геоида; 2 — аномалии силы тяжести; 3 — высоты рельефа.

В свою очередь чередование областей тектонического сжатия и растяжения определяет изменения трещиноватости среды, ее флюидный режим, а следовательно, изменение ее вещественного состава и магнитных свойств.

Интересные результаты получены в работе [1]. Здесь экспериментально показано, что смесь мелкодисперсного кремнезема с водой

представляет собой парамагнетик, в то время как сам кремнезем является диамагнетиком. Примечательно, что коэффициент магнитной восприимчивости смеси примерно на порядок больше той же величины для каждой из компонент. Возможно, именно этот механизм через посредство тектонических деформаций в какой-то степени является причиной корреляции гра-





Окончание рис. 1

витационных и магнитных аномалий. Однако он не обеспечивает той амплитуды намагниченности, которую дают ферромагнетики. Тем не менее роль воды в образовании рассмотренных здесь аномалий представляется очень большой. Это следует из того, что резкое возрастание амплитуд гравитационных аномалий наблюдается как раз на акваториях (см. рис. 1, а—з).

Таким образом, совместная интерпретация ряда геофизических данных, имеющих одинаковую структуру, позволяет получить новые сведения о геодинамическом состоянии недр. Важно отметить, что форма представления данных, т. е. нанесение их в виде графиков по ря-

ду параллельных профилей, в данном случае явилась весьма эффективным средством извлечения информации при комплексном анализе данных.

Сопоставление высот геоида и рельефа твердой земли позволяет сделать выводы об его уравновешенности, а также о направлении и скоростях вертикального смещения. Правда, для этого требуется принять целый ряд гипотез. В работе [5] показано, что для некоторых тектонофизических моделей можно вывести соотношения, связывающие аномалии высот геоида и скорости вертикальных смещений земной поверхности. В этих соотношениях поло-

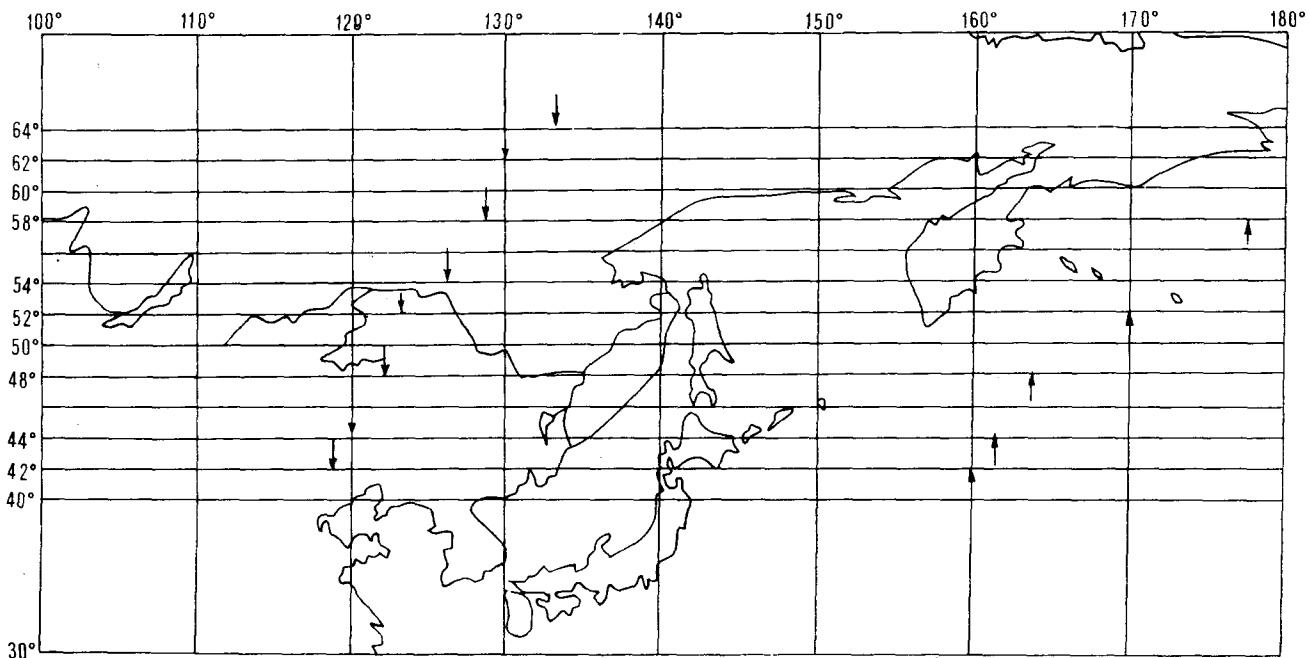


Рис. 2. Расположение профилей в плане. Стрелками отмечены точки нулевых значений геоида.

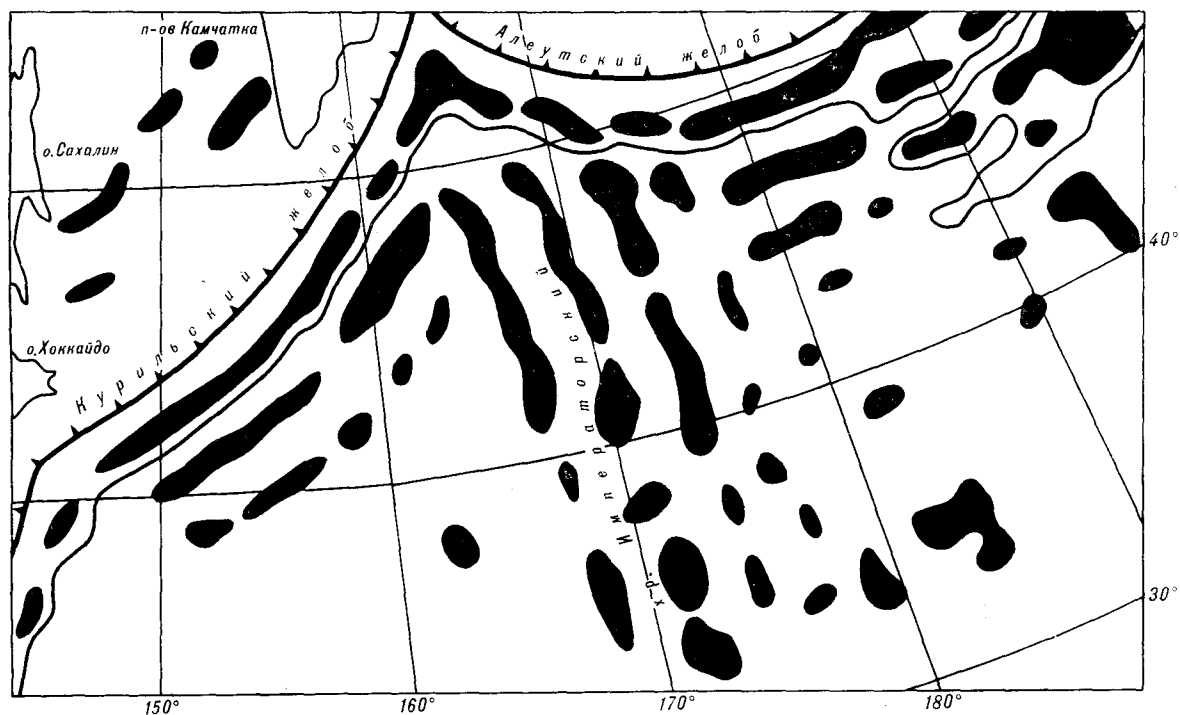


Рис. 3. Полосовой характер гравитационных аномалий.

жительным аномалиям высот геоида соответствуют нисходящие движения, а отрицательным — восходящие. Для точного расчета скоростей вертикальных движений необходимо знать, какая из тектонофизических моделей приложима в конкретной ситуации. Необходи-

мо уметь рассчитать и соответствующие аномалии высот геоида. В настоящее время эта задача за редкими исключениями оказывается очень трудной. Остановимся поэтому на качественном анализе данных. Как видно из рис. 1, а—з, в западной части профилей наблю-

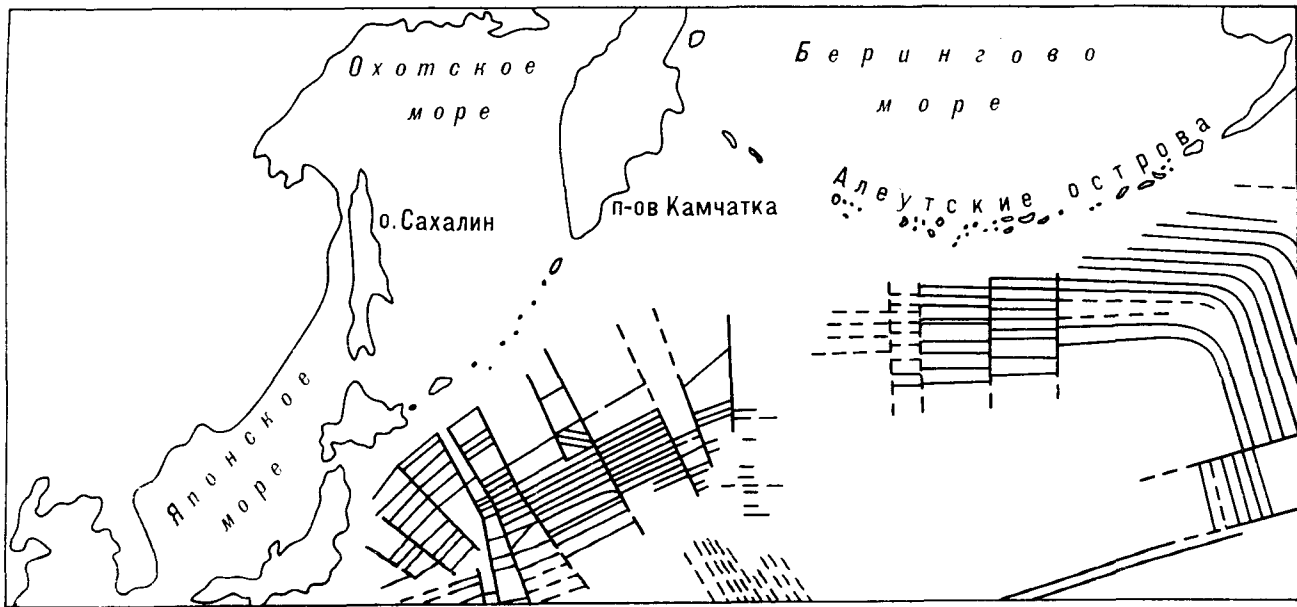


Рис. 4. Схема осей палеомагнитных аномалий северо-западной части Тихого океана.

даются отрицательные аномалии геоида, причем с переходом от профилей северных широт к южным амплитуды этих аномалий увеличиваются. Знак аномалий геоида «согласно» [5] можно рассматривать как указание на восходящие движения земной поверхности в этой части профилей. Подтверждением этому является увеличение амплитуд рельефа и соответственное увеличение амплитуд аномалий геоида (см. рис. 1, а—з).

Переход от континента к океану характеризуется широкой зоной положительных аномалий высот геоида. Из рис. 1, а—з видно, что амплитуды этих аномалий закономерно возрастают от профилей северных широт к южным. Соответственно этому увеличиваются (по абсолютной величине) и амплитуды рельефа твердой земли. Нисходящий характер движений в этой области, который можно вывести из знака аномалии геоида, помимо того, что имеет непосредственное выражение в рельефе, подтверждается рядом других, независимых наблюдений. Заметим, что аномалии силы тяжести, как это видно из графиков на рис. 1, а—з, не дают четкого представления о динамике региона. Для получения количественных оценок скоростей современных движений по аномалиям высот геоида необходимо решить целый ряд промежуточных проблем. Среди них можно выделить три основных: а) выбор фигуры отсчета аномалий геоида, б) определение

тектонофизической модели данной области и в) определение аномалий геоида.

Рассмотрим простейшую модель. Предположим, что литосферу можно рассматривать как слой нулевой цилиндрической жесткости и аномалии геоида определяются собственными неоднородностями этого слоя. Тогда вертикальная скорость v_R и аномалии геоида H связаны простой зависимостью [5]:
$$v_R = -\frac{\varepsilon_0^2}{4\pi\gamma\mu} H,$$
 где μ — вязкость подстилающей среды, γ — гравитационная постоянная. Для значений вязкости $\mu = 10^{23}$ Па·с одному метру аномалии геоида отвечает скорость $v_R = 0,0036$ см/год. Отсюда для исследуемой теории максимальная скорость v_R составит ~ 1 мм/год. Приведенная формула позволяет пересчитать значения аномалий геоида в скорость современных вертикальных движений для фиксированного значения вязкости при условии, что верны высказанные выше предположения. Однако в условиях большой неопределенности относительно исходной тектонофизической модели более-менее уверенно по аномалиям геоида можно определить только знак и порядок величины скорости вертикальных движений.

Таким образом, совместный анализ силы тяжести, геоида и рельефа позволяет выявить качественно новые особенности строения литосферы, установить корреляцию полей и приступить к исследованию геодинамики региона.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волоснев С. А. и др. Магнетизм мелкодисперсной системы кремнезем — вода // Докл. АН СССР.— 1987.— Т. 296, № 3.

2. Гутерман В. Г. Механизмы тектогенеза.— Киев: Наук. думка, 1987.

3. Дубровский В. А. Механизм тектонических движений // Изв. АН СССР. Физ. Земли.— 1986.— № 1.
4. Карасик А. М., Сочеванова Н. А. Карта осей палеомагнитных аномалий Мирового океана, м-б 1:50 000 000.— Л.: АН СССР ЛО ИЗМИРАН, 1981.
5. Маслов Л. А. Изучение динамики крупномасштабных движений литосферы по значениям высот геоида // Изучение Земли как планеты методами астрономии, геофизики и геодезии.— Киев: Наук. думка, 1988.

6. Lerch F. J., Putney B. H. et al. Goddard Earth models for oceanographic applications (GEM 10B and 10C) // Mar. Geod.— 1981.— V. 5, N 2.
7. Moritz H. Geodetic reference system 1980 // Bulletin Geodesique.— 1980.— V. 54.
8. Ramberg H. Gravity, deformation and the Earth's crust // Academic Press, 1981.
9. Zuber M. T., Parmentier E. M., Fletcher R. C. Extension of continental lithosphere: a model for two scales of Basin and Range deformation // J. Geophys. Res.— 1986.— V. 91, N B5.

ИТuГ ДВО АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
20 ноября 1987 г.

УДК 553.491 + 552.321.6

С. С. Зимин

НОВЫЕ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ ПЛАТИНОИДОВ В БАЗИТАХ И ГИПЕРБАЗИТАХ

Показывается, что образование платиноидных минералов в виде сульфидов или самородных образований в магматический этап становления интрузий базитов и гипербазитов связано с разложением алюминидов, хромидов и фосфидов платиноидов, устойчи-

вых в глубинных геосферах Земли, при окислении или сульфидизации в земной коре магматических расплавов, а также с явлениями ликвации последних на рудную и силикатную составляющие.

Известно, что платиновые минералы, самородные или сульфидные, встречаются чаще всего в медно-никелевых, хромитовых и титаномагнетитовых рудах [15]. Руды первого типа связаны с расслоенными базитами [3, 15] или коматитами [16]. Хромитовые руды в основном приурочены к гипербазитам дунит-гарцбургитовой, реже дунит-клинопироксенитовой, формации складчатых регионов, а также к дунитам щелочно-ультраосновной формации устойчивых областей [8, 13]. Титаномагнетитовые руды типичны для отдельных фаций пород (пироксенитовых и др.) дунит-клинопироксенитовой [10, 15] и щелочно-ультраосновной формаций [13, 15]. Встречаются эти руды и в апатитопосной пироксенит-габбронорит-сиенитовой формации Становика-Джугджур [11]. Из приведенных данных видно, что платиноносными является довольно широкий спектр формаций магматических пород. Это является, вероятно, следствием различия источников происхождения и путей формирования платиноидов.

Приуроченность концентраций платиноидов к разнообразным рудам, отмеченная выше, не нашла до сих пор удовлетворительного объяснения. Исследователи в основном придерживаются ранее высказанного А. Н. Заварицким [6] мнения о том, что образование платиноидов в гипербазитах обусловлено, вероятно, распадом каких-то комплексных соединений хрома и платины в магматический [5, 6] или постмагматический этапы [1, 7]. Отмечалось также наличие поздней переотложенной пла-

тины [12]. Другие исследователи в образовании платиноидов большое значение придают карбонильным комплексам [3].

В настоящей работе рассматриваются новые модели формирования платиноидов в магматическую стадию минералообразования. Весьма вероятно, что источником платиноидов в хромитах, а также в титаномагнетитовых и апатит-ильменит-титаномагнетитовых рудах являются алюминиды и фосфиды этих элементов. Соединения их получены синтетическим путем [14], но имеются они, видимо, и в природе. По аналогии с ними, учитывая близость химических свойств алюминия и хрома в эндогенных процессах, можно предполагать в качестве источников и хромиды платиноидов, показанные в таблице. Некоторые из хромидов железа ($FeCr_3$, Fe_3Cr) обнаружены в гипербазитах [4].

На хромидную природу, например хромитовых руд, указывает положительная корреляция хрома и железа в раннемагматических рудах (см. рисунок) и в аксессуарных хромшпинелях из гипербазитов [8]. В связи с этим в одном и том же массиве гипербазитов аксессуарная хромшпинель в дунитах является более железистой по сравнению с хромшпинелью из гарцбургитов [8], хотя первые породы более магниезильны, чем последние. В гистеромагматических хромитах такие компоненты, как $MgCr_2O_4$, $MgAl_2O_4$, являются скорее всего окисленными хромидом $MgCr_2$ и алюминидом $MgAl_2$, наличие которых можно предполагать по аналогии с известным алюминидом $FeAl_2$ [14].

Типы алюминидов, фосфидов и максимальные температуры их устойчивого состояния [14]. Предполагаемые хромиды

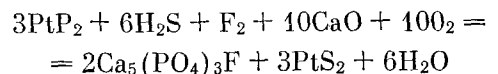
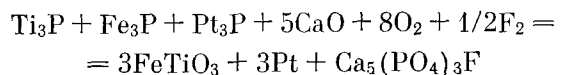
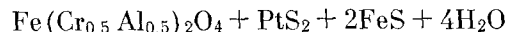
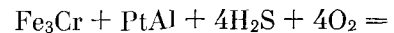
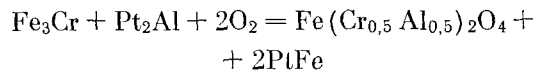
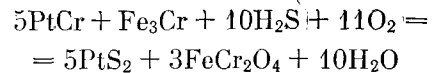
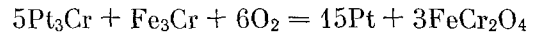
T, °C	Алюминиды	Хромиды	T, °C	Алюминиды	Хромиды	T, °C	Фосфиды
910	Cr ₂ Al		1430	Pd ₂ Al	Pd ₂ Cr ₃		RuP
1350	Cr ₅ Al ₃		765	PdAl ₃	PdCr ₃	1500	Rh ₂ P
1030	CrAl ₄		1300	Pt ₄ Al	Pt ₄ Cr	1047	Pd ₃ P
1170	Cr ₄ Al ₉		1550	Pt ₃ Al	Pt ₃ Cr	1500	PdP ₂
555	Fe ₃ Al	Fe ₃ Cr *	1435	Pt ₅ Al ₃	Pt ₅ Cr ₃	1350	Ir ₂ P
1158	FeAl ₂	FeCr ₂	1397	Pt ₃ Al ₂	Pt ₃ Cr ₂	1230	IrP ₂
1165	Fe ₂ Al ₅	Fe ₂ Cr ₅	1584	PtAl	PtCr	590	Pt ₂₀ P ₇
1150	FeAl ₃	FeCr ₃ *	1521	Pt ₂ Al ₃	Pt ₂ Cr ₃	1500	PtP ₂
560	Fe ₂ Al ₇	Fe ₂ Cr ₇	1406	PtAl ₂	PtCr ₂	—	—

* Хромиды, известные в гипербазитах, остальные — предполагаемые по аналогии с известными алюминидами.

Алюминиды, фосфиды и хромиды, как следует из таблицы, являются высокотемпературными образованиями, более плотными, чем окислы [9], и, следовательно, устойчивы на больших глубинах верхней мантии. При этом хромиды и алюминиды, по-видимому, более характерны для меньших глубин верхней мантии, о чем свидетельствует приуроченность хромитовых руд и платиноидов большей частью к гипербазитовым комплексам. Они встречаются, вероятно, и в более глубоких фациях верхней мантии, на что указывает нахождение хромитов с платиноидами в дунитах щелочно-ультраосновной формации платформ. Фосфиды при-

сутствуют в более глубинных зонах, о чем свидетельствует приуроченность комплексных апатитовых руд к массивам ультраосновных основных пород, связанных с областями тектопомагматической активизации щитов [9], а также нахождение их в парагенезисе с алмазами в некоторых метеоритах [2].

В процессе плавления верхней мантии и последующих окисления или сульфидизации магматических расплавов алюминиды, хромиды и фосфиды разлагаются, при этом в результате ликвации и кристаллизации [12] образуются, с одной стороны, хромитовые, титаномагнетитовые или комплексные апатит-ильменит-титаномагнетитовые руды, с другой — платиноиды самородного типа или в виде сульфидов:



Эти реакции термодинамически вполне возможны, так как ΔZ окислов (например, хромитов) составляют более 300 ккал/моль при температуре 298 К, а свободная энергия образования алюминидов, фосфидов и хромидов при этой температуре близка величина -ΔH и составляет десятки (20—60) ккал/моль [14].

Рассмотренные модели формирования платиноидов за счет разложения в окислительной обстановке исходных алюминидов, фосфидов и

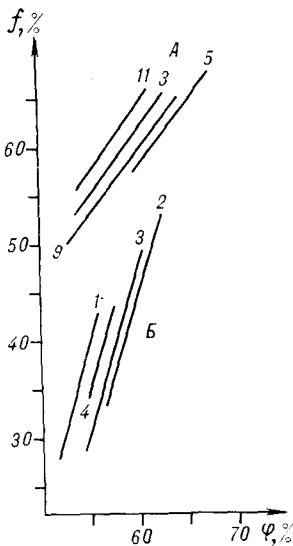


Диаграмма корреляции железистости ($f = \frac{FeO}{FeO + MgO}$)

и хромистости ($\varphi = \frac{Cr_2O_3 \cdot 100\%}{Cr_2O_3 + Al_2O_3 + Fe_2O_3}$) в

раннемагматических хромитах Бушвельдского (A) и Сарановского (B) массивов ультраосновных и основных пород. Цифры на диаграмме означают номера пластов хромитов в указанных массивах.

хромидов с учетом ликвации магматических расплавов на силикатную и рудную составляющие удовлетворительно объясняют приуроченность концентраций этих минералов именно к

окисным рудам, а не к силикатным образованиям в магматических комплексах самого разнообразного состава.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бетехтин А. Г. Платина и другие минералы платиновой группы.— М.: Изд-во АН СССР, 1935.
2. Вдовыкин Г. П. Алмазы в метеоритах.— М.: Наука, 1970.
3. Генкин А. Ф. Условия нахождения и особенности минералов платиновой группы в рудах Норильского месторождения // Геология рудн. месторождений.— 1959.— № 6.
4. Дистлер В. В., Крячко В. В., Лапутина И. П. Эволюция парагенезисов платиновых металлов в альпинотипных гипербазитах // Там же.— 1986.— № 5.
5. Жемчужный С. Ф. Исследования структуры самородной платины.— М., 1920 (Тр. платинового отдела КЕПС России. Вып. 38).
6. Заварицкий А. Н. Коренные месторождения платины на Урале. Геолком // Материалы по общей и прикладной геол. Вып. 108.— М., 1928.
7. Звягинцев О. Е. Новые минеральные виды группы платины // Докл. АН СССР.— 1940.— № 8.
8. Зимин С. С. Парагенезисы офиолитов и верхняя мантия.— М.: Наука, 1973.
9. Зимин С. С., Ленишков А. М. и др. Фосфидная модель формирования апатитоносных магматических комплексов и апатитовых руд // Докл. АН СССР.— 1982.— Т. 267, № 5.
10. Иванов А. А. Месторождения осмистого иридия.— Свердловск: Изд-во Уральского фил. АН СССР, 1944 (Тр. горно-геол. ин-та. Вып. 7).
11. Октябрьский Р. А., Зимин С. С. и др. Апатитопосные базитовые интрузивы Центрального Становика и Южного Джугджур // Фосфаты Дальнего Востока.— Владивосток, 1980.
12. Павлов Н. В. Современное состояние проблемы генезиса хромитовых руд геосинклинальных областей // Материалы совещ. по состоянию прогнозно-металлоген. карт на хромиты.— М., 1971.
13. Разин Л. В. К вопросу о генезисе платинового оруденения форстеритовых дунитов // Геология рудн. месторождений.— 1968.— № 6.
14. Самсонов Г. В., Вилицкий И. М. Тугоплавкие соединения.— М.: Металлургия, 1970.
15. Юшко-Захарова О. Е. Платиноносность рудных месторождений.— М.: Недра, 1975.
16. Naldrett A. S. Nickel sulfide deposits — their classification and genesis, with special emphasis on deposits of volcanic association // Canad. Inst. Mining Metallurgy. Bull.— 1973.— V. 66.

ДВГИ ДВО АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
25 марта 1987 г.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.24.01

Г. М. Власов

ЧТО ЖЕ ТАКОЕ «ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬ»?

Излагаются возражения против оценки Ю. М. Пушаровским термина «эвгеосинклиналь» как архаичного, ненужного для современной геотектоники. Ха-

В статье Ю. М. Пушаровского «Судьбы учения о геосинклиналях в связи с развитием мобилизма»* обосновывается необходимость пересмотра понятийной базы геотектоники в связи с новыми фактами и учетом мобилистских представлений. При этом, как подчеркивает Ю. М. Пушаровский, все то рациональное, что было выработано раньше, «не должно быть выброшено за борт» (с. 9). Им высказаны конкретные предложения по рациональной терминологии и систематике геологических структур.

В принципе такая позиция, по-видимому, является правильной. Близких взглядов придерживаются многие исследователи [4, 31], отстаивающие целесообразность «синтеза» геосинклинальной теории и некоторых наиболее прогрессивных положений тектоники плит. Сложная работа по «обновлению» тектонической терминологии, конечно, немислима без обсуждения геологической общественностью предлагаемых различными авторами вариантов.

Недостаточно обоснованной кажется категорическая оценка Ю. М. Пушаровским термина «эвгеосинклиналь» как архаичного, сборного, излишнего для современной геотектоники. К этому вопросу необходимо обратиться, учитывая большое «реперное» значение эвгеосинклиналей и недопонимание многими исследователями их структурной позиции.

Эвгеосинклиналь как структурная категория, отмечает Ю. М. Пушаровский, «долгое время оставалась до конца непознанной, поскольку о ее происхождении нельзя было сказать ничего определенного. Препятствием к этому была геосинклинальная теория, которая, не будучи пригодной для масштабных мобилистских построений не позволяла раскрыть в структуре подвижных поясов крупные аллохтоны, микроконтиненты и т. д. и тем самым выяснить природу основания зон эвгеосинклинального типа» (с. 8). Из сказанного видно, что Ю. М. Пушаровский

характеризуются структурное положение эвгеосинклиналей и их большое практическое значение.

ровский поддерживает представления плейттектонистов об аккреционном характере эвгеосинклиналей, т. е. образовании их за счет разнородного материала, издавна принесенного литосферными плитами.

«После сформирования современного учения о взаимоотношении офиолитов с нормальным разрезом земной коры под океанами,— продолжает Ю. М. Пушаровский,— стало ясно, что эвгеосинклинали образовывались на коре океанического типа» (с. 8). А так как бассейны с океанической корой, по мнению Ю. М. Пушаровского, не были однотипными, соответственно и эвгеосинклинали имеют различную характеристику. Кроме того, он считает, что к эвгеосинклиналям ошибочно отнесены краевые аллохтоны, многие из которых формировались за счет сдавливания краевых морей, а также сутурные швы с их мелаинжами, ультрабазитовыми пластинами, фрагментами глубоководных серий. Все это, по заключению Ю. М. Пушаровского, лишает термин «эвгеосинклиналь» какой-либо определенности в отношении структурной позиции. Столь же архаичен, по его мнению, и термин «многоэосинклиналь».

Между тем фактически структурная позиция эвгеосинклиналей весьма отчетлива. Она хорошо устанавливается в островных дугах — современных геосинклинальных системах. Эвгеосинклинали являются фронтальными приразломными структурами (внешними дугами островодужных систем). Раздвиги у глубинных разломов дают доступ к поверхности мантийным выплавкам (офиолиты). Нередко эвгеосинклинали приурочиваются к границам океанической и континентальной (или переходной) земной коры, но их развитие возможно у глубинных разломов и в пределах континентальной коры. Наблюдающиеся сейчас сутурные линии с офиолитами представляют глубинные палеоразломы, питавшие геосинклинальные прогибы мантийным магматическим материалом [17, 20]. Разломы первоначально ог-

* Геотектоника.— 1987.— № 2.

раничивали рифтовые зоны растяжения, при смене же растяжения сжатием они превращались в наклонные зоны Заварицкого — Беньофа, как это предполагается В. Е. Хаиным [30].

Напряженная тектоническая обстановка у разломов, естественно, обуславливала сильнейшую дислоцированность приразломных пород, вплоть до образования меланжа. Предполагаемые. плейттектоникой большие горизонтальные перемещения офиолитовых пород эвгеосинклинальных зон, покровный, аллохтонный характер офиолитов не подтверждаются детальными работами в большинстве районов мира. С. С. Зимин и др. [8] отмечают главные методические недостатки ранее проведенных исследований ультрабазитов, обусловившие разноречивость мнений о принадлежности их массивов к интрузивным или тектоническим образованиям. Исследователи, придерживавшиеся концепции о тектоническом происхождении массивов ультрабазитов, главное значение придавали не первичным признакам пород, возникшим при их образовании, а вторичным образованиям (тектонические контакты), приобретенным ими в процессе эволюции геологических структур. Кроме того, концепции о генезисе ультрабазитов и составе океанических кор геологического прошлого основаны главным образом на исследованиях дунит-гарцбургитовой формации, в которой из-за сильной серпентинизации трудно определить структуру и минеральный состав первичных пород. При достаточно тщательных геолого-картировочных и петрографических исследованиях выявляются изменения вмещающих пород у контактов с ультрабазитами, в краевых и апикальных частях массивов обнаруживаются зоны закалки и порфиновые структуры. Состав отдельных минералов, например хромшпинелей, меняется строго закономерно по мере удаления от центров массивов к периферии.

Вопреки предположениям о преимущественно тектоническом, аллохтонном происхождении гипербазитовых массивов, к настоящему времени накопился огромный фактический материал, свидетельствующий об интрузивном характере гипербазитов в большинстве складчатых и платформенных областей мира: на Урале [12, 28 36], в Тянь-Шане [21], Карельско-Кольском районе [6], Корякском нагорье [7, 11], Малой Курильской дуге [14], Динаридах [10], Афганистане [34], Монголии [16], Китае [40], Гималаях [45], Японии [44], Ньюфаундленде [18] и во многих других регионах Азии, Европы, Австралии, Южной и Северной Америки [34].

В большинстве районов интрузивные соотношения пород в той или иной степени маскируются (но не стираются совершенно) последующими тектоническими подвижками, которым способствуют приуроченность гипербазитов

к тектоническим швам и нередкая серпентинизация пород массивов. При этих условиях представления Ю. М. Пушаровского о почти повсеместных покровных структурах кажутся преувеличенными. В ряде приводимых им примеров предположения об аллохтонах в значительной степени умозрительны: в Андах большая мощность коры — значит там имеется аллохтон; у Кордильер нет океанического желоба — значит он закрыт береговым надвигом; хотя имеются предположения, что желоб у Кордильер был, но он теперь полностью заполнен осадками.

Сложная структура эвгеосинклинальных зон была одной из причин отнесения их плейттектонистами к аллохтонным аккреционным зонам, сложенным материалом океанической коры, перенесенным литосферными плитами со стороны океана на расстояния до многих сотен и даже тысяч километров. Однако протяженный линейный характер эвгеосинклинальных зон, явный местный источник слагающих их магматических и терригенных пород, широкое участие среди последних тонкослоистого флиша — все это противоречит аккреционному характеру эвгеосинклиналей внешних дуг. Исследованиями А. А. Ищенко [9] внешней дуги Восточной Камчатки установлено нахождение в ней местных магматических центров и связь с ними вулканогенно-осадочного обломочного материала, участвующего в сложении дуги. Эти факты заставляют усомниться в реальности крупномасштабных процессов аккреции разнородного материала, перенесенного на большие расстояния, рисуемых тектоникой плит.

Эвгеосинклиналями являются и так называемые талассогеосинклинали (океанические геосинклинали), выделенные Н. А. Богдановым [1] на периферии Тихого океана. Высказывания о существенных отличиях талассогеосинклиналей от эвгеосинклиналей и островных дуг лишены каких-либо оснований. По всем своим особенностям они аналогичны эвгеосинклинальным прогибам внешних дуг, развивающимся у Тихого океана в поздне меловое — кайнозойское время [3]. Сам Н. А. Богданов [1] справедливо отождествляет талассогеосинклинали с современными океаническими впадинами (желобами) над выходами глубинных разломов фокальных поверхностей. Подобные разломы контролируют развитие островодужных систем. Палеоаналоги подобных структур имеются не только в приокеанических, но и во внутриконтинентальных районах, например в Средиземноморском поясе и на Урале [3].

Миогеосинклинальные зоны геосинклинальных систем, более тыловые по отношению к эвгеосинклиналям, развивались, как и предполагал первоначально Г. Штилле [37], позднее эвгеосинклинальных. Например, в пределах мо-

лодой, позднемеловой — кайнозойской геосинклинальной системы, окаймляющей Тихий океан, эвгеосинклинали сложены преимущественно позднемеловыми — палеогеновыми образованиями, а миогеосинклинали — неогеновыми [20].

Таким образом, эвгеосинклинали имеют четкую структурную и формационную характеристику и не обязательно формируются на океанической коре. Сходство мантийных магматических продуктов в донных образованиях океанов и в приразломных офиолитовых ассоциациях, слагающих основание эвгеосинклинальных толщ, обусловило вывод, оспариваемый очень многими исследователями, об обязательности океанической стадии геосинклинального развития, хотя сравнение океанических и геосинклинальных отложений показывает не сходство их, а, наоборот, резкое отличие. Показательны в этом отношении сопоставления океанических и геосинклинальных отложений, сделанные В. Т. Фроловым [29], И. В. Хворовой и С. В. Руженцевым [32, 33] и другими авторами. Сам Ю. М. Пуцаровский вынужден признать, что при сопоставлении особенностей предполагаемых океанических древних геосинклинальных и современных океанических отложений, «в известных нам разрезах отличный в составе пород, а равно и в мощностях, значительно больше, чем сходства» [22, с. 7]. Это объясняется Ю. М. Пуцаровским изменениями условий отложения в современных океанах по сравнению с древними океанами и былой приуроченностью геосинклиналей к относительно небольшим океанам. Такое объяснение является, по существу, предположением, малообоснованным фактами. Значительно естественнее предположить, что геосинклинали, как и в настоящее время, закладывались и развивались не в океане, а преимущественно на периферии континентов, в переходных зонах от континентов к океанам.

При оценке содержательности терминов, определяющих те или иные структуры, конечно, надо учитывать и их рудное содержание. Практическое значение эвгеосинклиналей чрезвычайно велико. Они характеризуются специфическим составом руд и нерудных ископаемых, ассоциированных преимущественно с базитами и ультрабазитами (железные, марганцевые, колчеданные руды с кобальтом, никелем, золотом, иногда с цинком, хромиты, асбест и др.). Состав и морфология рудных тел отнюдь не подтверждает их образования за счет аллохтонного материала, принесенного плитами со стороны океана, как считают плейттектонисты. У глубинных разломов, с которыми непосредственно связаны эвгеосинклинали, часто выявляется рудная зональность. Общее зональное расположение различных структурно-формационных зон в геосинклинальных системах зна-

чительно облегчает прогнозирование и поиски минерального сырья [20].

Эвгеосинклинали являются, таким образом, ценными «маркерами», от которых в сторону наклона глубинных зон Заварицкого — Беньофа распространяются структурно-формационные (и рудные) зоны различного характера [5, 24].

В значительной мере, опираясь на материалы, полученные работами в Тихоокеанском регионе, исследователями других областей (Урал, Средиземноморье и др.) созданы классификации таких важных типов рудных месторождений, как колчеданные, колчеданно-полиметаллические и медно-порфировые. В этих классификациях учтены условия отдельных структурно-формационных зон островодужных комплексов, в том числе и эвгеосинклиналей внешних дуг [2, 26].

Подводя итоги сказанному, можно отметить следующие вероятные причины несправедливой, по нашему мнению, браковки Ю. М. Пуцаровским термина «эвгеосинклиналь»: 1) сомнительная предпосылка об обязательном подстилании эвгеосинклиналей океанической корой; 2) недоучет материалов по современным островодужным системам; 3) отвличенность при оценке термина от критерия практики; 4) несколько чрезмерная «агрессивность» Ю. М. Пуцаровского по отношению к геосинклинальной терминологии. Последнее требует пояснения.

Можно согласиться с мнением многих авторов, что геосинклинальная «теория» по существу является эмпирическим обобщением, т. е. отражает объективную реальность [13, 34, 35]. На этой фактической базе возможно построение различных гипотез, но вряд ли целесообразно радикально нарушать установившуюся терминологию, исходя из высказываемых гипотез. Факты всегда останутся фактами, гипотезы же сменяют одна другую, в той или иной степени пополняя научные знания и развивая представления о Земле [13]. Конечно, лучше не строить новую базу, а разрабатывать теорию на имеющейся геосинклинальной фактической основе. Кстати, замечание Ю. М. Пуцаровского, что термин «геосинклиналь» исчез из американской литературы, не совсем верно. В современных работах, освещающих вопросы рудной геологии, этот термин используется. Можно указать, например, на древнюю геосинклиналь Blake River в Канаде, с развитием которой американские геологи связывают формирование золотых месторождений различного типа [39].

Некритическое принятие всех основных концепций тектоники плит, вероятно, было бы ошибкой. В последнее десятилетие наблюдается явный «спад» интереса к плейттектонике, в частности к представлениям о конвекции,

субдукции, горячих точках, аккреции. Высказываются даже мнения о современном кризисном состоянии плейттектоники [15]. Появляются компромиссные теории, например П. Д. Лоумана [41, 42] о тектонике плит при неподвижных континентах. Если рассматривать плейттектонические представления с точки зрения их практического значения, то обнаруживается малая их эффективность при прогнозировании и поисках полезных ископаемых, что отмечают крупнейшие советские специалисты по рудным месторождениям [23, 25, 27, 38]. Многие критические замечания относительно объяснений генезиса руд с позиций концепций тектоники плит и пессимистические высказывания о применимости этих концепций к практике поисков руд содержатся и в некоторых зарубежных фундаментальных работах геологов-рудников, в том числе американских [19, 43 и др.]. Поэтому вряд ли справедливо утверждение Ю. М. Пуцаровского, что «тектоника литосферных плит оказалась для американских геологов абсолютным теоретическим оружием»

[22, с. 3]. Глубоко справедливо замечание Ю. М. Пуцаровского, что иногда плейттектоника необоснованно стремится подменить геологическое картирование геодинамическим, т. е. геологическую эмпирику всегда в той или иной степени умозрительными построениями. Именно это не позволяет плейттектонистам делать сколько-нибудь обоснованные прогнозы.

Все сказанное выпуждает к осторожности при браке «старых» терминов, за которыми скрывается большое геологическое и практическое содержание. К числу их относится и термин «эвгеосинклиналь». Конечно, надо выделять, бережно сохранять и отражать в терминах все рациональное в тектонике плит. Это, прежде всего, разработки, касающиеся закономерностей развития островодужных систем и представления об общей мобильности земной коры и мантии. Заслуживают внимания и другие гипотезы, могущие содержать предпосылки для дальнейшего развития геотектонической теории.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богданов Н. А. Талассогеосинклинали Тихоокеанского кольца // Геотектоника.— 1969.— № 3.
2. Бородаевская М. Б., Кривцов А. И., Ширай Е. П. Основы структурно-формационного анализа колчеданосных провинций.— М.: Недра, 1977.
3. Власов Г. М. О талассогеосинклиналях, их месте в структурах Тихоокеанского пояса и металлогении (Тр. Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР).— 1973.— Вып. 102.
4. Власов Г. М. Островные дуги и новая глобальная тектоника // Геотектоника.— 1976.— № 1.
5. Власов Г. М. Значение проблемы палеозон Бенюфа // Древние сейсмофокальные зоны — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981.
6. Зах С. И., Слюсарев В. Д и др. Гипербазитовые пояса Карельско-Кольского района // Докл. АН СССР.— 1975.— Т. 221, № 6.
7. Зимин С. С. Парагенезы офиолитов и верхняя мантия.— М.: Наука, 1973.
8. Зимин С. С., Грановский А. Г., Юсим Э. И. Парагенезы офиолитов, палеомантия и металлогения.— М.: Наука, 1983.
9. Ищенко А. А. Морфотектоника внешних дуг островодужных систем (на примере Восточного хребта Камчатки): Автореф. канд. дис. ...— Владивосток, 1986.
10. Карамата С., Чирин Б. Офиолиты Дипарид и их происхождение // Офиолиты в земной коре.— М.: Наука, 1973.
11. Колясников Ю. А. Кремнисто-вулканогенные образования офиолитовых ассоциаций Корякского нагорья: Автореф. канд. дис. ...— Хабаровск, 1984.
12. Кориневский В. Г. Автохтонность гипербазитовых массивов Южного Урала // Докл. АН СССР.— 1979.— Т. 245, № 1.
13. Косыгин Ю. А. Выступление на научном семинаре, посвященном перспективам развития геотектонических теорий и гипотез // Тихоокеан. геология.— 1982.— № 4.
14. Кузнецов П. П., Симонов В. А. Офиолитогенез в рифтовых зонах // Структурные элементы земной коры и их эволюция.— Новосибирск: Наука, 1983.
15. Кучай В. К. Две геодинамики // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1983.— № 3.
16. Леснов Ф. П. Структурно-генетические взаимоотношения гипербазитов и габброидов в офиолитовых поясах Монголии // Вопросы магматизма и металлогении Монгольской Народной Республики.— Новосибирск, 1981.
17. Магматогенно-рудные системы.— М.: Наука, 1986.
18. Маллас Д., Стевенс Р. К. Происхождение и структурное положение офиолитового комплекса на примере Западного Ньюфаундленда // Геотектоника.— 1977.— № 6.
19. Митчелл А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений.— М.: Мир, 1984.
20. Молодые геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканогенные и рудные формации.— М.: Наука, 1978.
21. Панин В. М., Запроматов В. Ю., Шевченко О. Д. О характере внедрения офиолитов на примере Южного Тянь-Шаня // Докл. АН УзССР.— 1981.— № 9.
22. Пуцаровский Ю. М. Судьбы учения о геосинклиналях в связи с развитием мобилизма // Геотектоника.— 1987.— № 2.
23. Радкевич Е. А. Современная концепция глобальной тектоники в свете металлогенических данных // Геология и геофизика.— 1974.— № 7.
24. Смирнов В. П. Зоны Бенюфа и магматогенное рудообразование // Геология руд. месторождений.— 1974.— № 1.
25. Смирнов В. П. Проблемы геотектоники и эндогенное рудообразование // Вестн. МГУ. Сер. Геология.— 1977.— № 5.
26. Твалчрелидзе Г. А. Поисковые признаки медно-порфирировых месторождений разного типа // Поисковые признаки и методы поисков месторождений медно-порфирирового типа.— М., 1979.— (Тр. ЦНИГРИ, вып. 141).
27. Твалчрелидзе Г. А. Мобилизм или классическая геотектоника // Итоги науки и техники. Сер. Рудные месторождения. Т. 9.— М.: ВИНТИ, 1979.
28. Ферштатер Г. Б., Бородина П. С. Доказательство

- магматического происхождения уральских габбро, ассоциирующих с гипербазитами // Докл. АН СССР.— 1981.— Т. 261, № 5.
29. Фролов В. Т. Тождественны ли океанские и геосинклинальные формации? // Формации осадочных бассейнов.— М.: Наука, 1986.
 30. Хаин В. Е. Общая геотектоника.— М.: Недра, 1973.
 31. Хаин В. Е. Учение о геосинклиналях и тектоника плит // Геотектоника.— 1986.— № 5.
 32. Хворова И. В., Руженцев С. В. Сравнение отложений палеозойских геосинклиналей, современных краевых морей и океанов. Сообщение 1. Отложения краевых морей и смежных участков океанов // Литология и полезн. ископаемые.— 1985.— № 5.
 33. То же. Сообщение 2. Отложения палеозойских геосинклиналей // Там же.— 1986.— № 2.
 34. Чернов В. Г., Феногенов А. Н. Об интрузивной природе альпийских ультрамафитов в складчатых областях // 27 межд. геол. конгресс. Тезисы. Т. 4. Секция 08 09.— М.: Наука, 1984.
 35. Шолпо В. Н. Структура Земли: упорядоченность или беспорядок? // Популярная литературная серия «Планета Земля и Вселенная».— М.: Наука, 1986.
 36. Штейнберг Д. С., Соболев Н. Д. и др. Основные итоги петрологического изучения Урала // Общие вопросы магматизма Урала.— Свердловск, 1980.
 37. Шгилле Г. Избранные труды.— М.: Мир, 1964.
 38. Щеглов А. Д. Мобилизм и рудообразование (о некоторых аспектах генезиса рудных месторождений в связи с гипотезой тектоники плит) // Геология и металлогения рудных районов Дальнего Востока.— Владивосток: ДВНЦ, 1985.
 39. Hinze G. J., Hogg G. M., Robertson D. C. On the origin of archean vein-type gold deposits with reference to the larger Lake, "break" of Ontario and Quebec. Mineralium deposita.— 1986.— V. 21, N 3.
 40. Huang Y. Контактная зона альпийского ультраосновного массива // Geochimica.— 1984.— N 3. Реф. журнал «Геология».— 1985.— № 4.
 41. Lowman P. D. Plate tectonics with fixed continents: a testable hypothesis. 1.— 1985.— V. 8, N 4.
 42. Lowman P. D. Plate tectonics with fixed continents: a testable hypothesis. 2.— Petrol. Geol.— 1986.— V. 9, N 1.
 43. Sawkins F. D. Metal deposits in relation to plate tectonic.— Springer-Verlag — Berlin-Heidelberg — New York — Tokio, 1984.
 44. Segawa J., Furuta T. Geophysical study of the mafic belts along the margin of the Japanese islands // Tectonophysics.— 1978.— V. 4, N 1—4.
 45. Varadarajan S., Jhingran A. G. Офиолиты долины Индра-Брахмапутры в Гималаях и их тектоническое значение. Ophiolites along Indus-Brahmahputra Valley, Himalaya and their tectonic significance // 25-th Int. Geol. Congr. Abstracts. V. 3, Canberra. Реф. журнал «Геология».— 1977.— № 3.

ИТыГ ДВО АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
8 октября 1987 г.

ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ

60-ЛЕТИЕ ВИТАЛИЯ ГЕОРГИЕВИЧА ВАРНАВСКОГО



В 1988 г. исполнилось 60 лет со дня рождения и 36 лет производственной и научной деятельности Виталия Георгиевича Варнавского, заведующего лабораторией нефтегазоносных областей Института тектоники и геофизики ДВО АН СССР, доктора геолого-минералогических наук.

Виталий Георгиевич родился 13 октября 1928 г. в г. Кадиевка Ворошиловградской области. Трудовую деятельность начал после окончания Новочеркасского политехнического института на Дальнем Востоке в 1952 г. Успешно работал участковым, старшим геологом, начальником геолого-разведочных партий в Примурье и Приморье.

С 1968 по 1971 г. В. Г. Варнавский старший научный сотрудник, а затем заведующий лабораторией литогенеза Хабаровского комплексного научно-исследовательского института. В 1971 г., в год основания Ин-

ститута тектоники и геофизики, он переходит в этот институт на должность заведующего лабораторией осадочных формаций. В период постановки нефтяной тематики сотрудники лаборатории основное внимание уделяли изучению формаций нефтегазоносных областей. Виталий Георгиевич составил многолетнюю программу и организовал работу по координации исследований, направленных на оценку перспектив нефтегазоносности зоны сочленения Азии и Тихого океана. Наряду с этим он успешно участвовал в Международном проекте геологической корреляции эпох тектогенеза в палеогене и неогене по югу Дальнего Востока.

В. Г. Варнавский известный знаток палеоген-неогеновых отложений Дальнего Востока, их стратиграфии, литологии, угленосного и нефтегазоносного потенциала.

Виталия Георгиевича отличают незаурядные организаторские способности, деловитость, скромность, большая работоспособность. За время работы им опубликовано пять монографий, в том числе две персональных, и более 90 статей.

Научную работу В. Г. Варнавский успешно сочетает с научно-организационной и общественной деятельностью, являясь председателем секции «Нефтегазоносность Дальнего Востока» при комиссии ДВО по координации геолого-геофизических исследований, сопредседателем Дальневосточного регионального угольного комитета, ученым секретарем спецсовета при Президиуме ДВО АН СССР по защите докторских диссертаций по геолого-минералогическим наукам, председателем палеоген-неогеновой секции РМСК, членом множества советов и комиссий, председателем первичной организации общества «Знание» в институте.

Виталий Георгиевич уделяет внимание росту молодых кадров, подготовил ряд кандидатов наук.

Большие заслуги В. Г. Варнавского отмечены высокими правительственными наградами — орденом «Знак Почета», медалями «За доблестный труд» и «100-летие со дня рождения В. И. Ленина».

В день 60-летия желаем Виталию Георгиевичу доброго здоровья и дальнейшей плодотворной научной и общественной работы.

Редколлегия

ХРОНИКА

ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ДАЛЬНОГО ВОСТОКА

13—15 мая 1987 г. в г. Хабаровске в Институте, тектоники и геофизики ДВО АН СССР секцией «Региональные геофизические исследования» Научного совета АН СССР по геофизическим методам разведки и секцией «Геофизические исследования и глубинное строение Дальнего Востока» Координационной комиссии по геолого-геофизическим исследованиям Межведомственного совета по координации при Президиуме Дальневосточного отделения АН СССР проведено совещание «Региональные геофизические исследования на Дальнем Востоке». На совещании рассмотрено две проблемы: 1) особенности глубинного строения континентальной части Дальнего Востока и направление дальнейших региональных геофизических исследований; 2) глубинное строение основных рудных районов Дальнего Востока и методика их изучения.

Существенно новые результаты по глубинному строению континентальной части Дальнего Востока за последние годы получены ПО Иркутскгеофизика и Институтом геологии и геофизики СО АН СССР (М. М. Манделъбаум и др.) вдоль восточной части трассы БАМ. Здесь установлено два токопроводящих слоя: коромантийный с глубиной его кровли и подошвы на западе в районе г. Тында 15 и 50 км и на востоке в районе г. Ванино, на побережье Татарского пролива — 30 и 70 км, и астеносферный, глубина которого с запада на восток увеличивается от 150 до 240—280 км. Сходные результаты получены Институтом тектоники и геофизики ДВО АН СССР (Ю. В. Талтыкин). На отдельных участках в верхах коры выявлены низкоомные зоны, проводимость которых составляет десятки тысяч симменсов. По материалам гравиметрии с опорой на имеющиеся разрезы ГСЗ построена карта мощности земной коры. Ее мощность изменяется в пределах 34—40 км, скорость сейсмических волн на границе М — от 8,1 до 8,2 км/с. Установлены протяженные шовные зоны, пиньчированные преимущественно породами основного и ультраосновного состава. Они контролируют распределение многих видов полезных ископаемых.

Для Северо-Востока СССР характерно почти полное отсутствие сейсмических исследований, поэтому основной упор при изучении глубинного строения здесь делается на интерпретацию гравитационных материалов. По представлениям Ю. Я. Ващилова, для региона характерна слоисто-блоковая структура коры и мантии. Строится отдельные плотностные модели, графическими изображениями которых являются разрезы и срезы на глубинах до 100 км. Показано, что наибольшая плотностная дифференциация на Северо-Востоке СССР присуща Корякской складчатой области, которая наряду с Алазейской характеризуется вместе с тем недоразвитым гранитным слоем и мощным базит-гипербазитовым. Апейская складчатая область отличается пониженной плотностью до глубин более 40 км. Мощность коры в регионе составляет 30—40 км, увеличиваясь в отдельных блоках до 60 км. С. Ф. Рыжков в этом регионе выделяет четыре магнитно-плотностных типа коры: симатический, сиалический, разуплотненный симатический

и сиалическо-симатический. Формирование каждого из этих типов коры связано с определенными стадиями геосинклинального и орогенно-активизированного процессов.

При рассмотрении принципов построения региональных гравитационных моделей Дальнего Востока Л. И. Брянским введено понятие «уровень приведения» расчетного поля к исходному. За региональную модель при этом принимается система локальных концептуальных моделей, увязанных по среднему уровню приведения. Последняя представляет собой набор таких плотностных параметров, при которых уровни приведения являются одинаковыми и равными заданным. Эта методика позволила получить данные о площадном распределении плотностных аномалий в пределах верхней части литосферы Сихотэ-Алиня.

Проблемы объемного геолого-геофизического моделирования на основе массовых количественных расчетов по аномалиям полного горизонтального градиента поля тяжести с определением параметров уступов между массами с различной плотностью рассматривались в докладе Е. А. Дудко с соавторами на примере Восточной и Южной Якутии. Ими построены глубинные срезы, блок-диаграммы, определенные структурные критерии размещения полезных ископаемых.

Токопроводящие слои в коре и мантии, помимо зоны БАМ, установлены на Камчатке (Ю. Ф. Мороз). Коревой слой развит преимущественно вдоль Центральной Камчатки. К участкам его повышенной электропроводности приурочены термальные источники и рудопроявления. Мантийный слой образует выступ в зоне современного вулканизма. Его сопротивление здесь уменьшается до единиц омметров. По направлению к Тихому океану проводимость этого слоя существенно убывает. Весьма важным является тот факт, что Ю. Ф. Морозом построены нормальные кривые МТЗ для отдельных регионов и показано незначительное влияние проводимости морской воды на глубинный геоэлектрический разрез Камчатки.

Вряд ли можно поддержать представление В. Д. Любалина, который считает, что подавляющая часть аномального гравитационного эффекта в Забайкалье и сопредельных районах обусловлена плотностными неоднородностями в средней и верхней частях земной коры. Многочисленными исследованиями в этих регионах показано, что значительная доля наблюдаемого гравитационного эффекта связана с плотностными аномалиями в верхней мантии.

Определенные успехи достигнуты при изучении современных движений земной коры (СДЗК) прецизионными геодезическими методами (Ю. П. Никитенко). В первую очередь следует отметить детальные исследования современных горизонтальных и вертикальных движений земной коры на Камчатке, особенно в районе толбачинского трещинового извержения. В пределах континентальной части советского Дальнего Востока изучена в основном вертикальная компонента СДЗК, и хотя сеть трасс повторного ни-

велирования в целом довольно редкая, тем не менее она позволяет оценить общий характер этих движений в регионе. Значения их скоростей варьируют в пределах ± 4 мм/год, достигая в отдельных, часто близко расположенных друг от друга участках, например на севере Байкальской рифтовой зоны, $\pm 15-20$ мм/год. Контрастные движения ($\pm 10-12$ мм/год) отмечаются на востоке Станового сводово-глыбового поднятия.

Заслуживает одобрения блоковая сейсмическая модель земной коры, предложенная И. С. Вольвовским, хотя природа корового волновода, объясняемого им как внедрение мантийного материала в начальные этапы становления Земли как планеты, далеко не бесспорна.

Выделение Охотоморской неоплатформы поддержали С. Е. Апрельков и О. П. Ольшанская. К неоплатформе они отнесли Средний выступ кристаллических пород Камчатки и ее Большерецкую плиту. Помимо неоплатформенных частей они выделяют на Камчатке Западную, Южную и Восточную складчатые зоны.

Интересные идеи о чередовании эпох сжатия и растяжения на фоне прогрессивно развивающихся в кайнозое деструкционных рифтогенных процессов, особенно активно проявившихся по периферии Охотского моря, выдвинул В. В. Харахинов. Эпохи растяжения сопровождаются накоплением глубоководных глин, сжатия — песчаного материала. Продолжительность одного цикла составляет 5—6 млн лет.

Полезные идеи о сейсмической томографии и мпоголоновой сейсмике высказал С. В. Крылов. В качестве комплексной сейсмической характеристики на примере Муйской впадины Забайкалья он предлагает использовать коэффициент Пуассона. Он указывает, что согласно проведенным исследованиям под впадиной значение коэффициента понижено, под соседними хребтами повышено.

При обсуждении проблемы изучения глубинного строения рудных районов Дальнего Востока дискутировались такие вопросы, как «что принимать за границы рудных районов», «что такое их глубинное строение», «по какому пути должны развиваться работы по изучению глубинного строения: накоплению статистического материала или углубленному изучению эталонных рудных районов», «что понимать под комплексным изучением их глубинного строения и что такое комплексная модель рудного района», и др. К сожалению, рамки настоящей заметки не позволяют подробно остановиться на развернувшейся по этим вопросам дискуссии.

Методика и результаты изучения глубинного строения рудных районов рассматривались в докладах Л. И. Брянского, Ф. И. Манилова, Б. Г. Саксина, Г. П. Яроцкого, В. А. Ахмадулина, В. А. Бормотова, Б. Л. Столова и др.

Л. И. Брянский разрабатывает методику гравитационного моделирования на принципе стандартных плотностных моделей при отсутствии априорных сведений о скоростном разрезе среды. Им изучены Комсомольский, Баджалский, Арминский, Кавалеровский, Центральпо-Алданский и Хинганский районы и показано, что все они характеризуются многоуровневым глубинным разуплотнением. Последнее является одним из индикаторов промышленной значимости рудного района.

На основе анализа пространственных особенностей гравитационного, магнитного полей и электрических параметров верхних частей коры Комсомольского, Хинганского, Кавалеровского, Вознесенского рудных районов Ф. И. Маниловым показана рациональность использования объемных схем поля для построения эффективного нулевого приближения при итерационных способах интерпретации. Разделение поля силы тяжести на составляющие позволило Б. Г. Саксину

с соавторами выделить в Хингано-Олонойской вулканотектонической депрессии две рудно-магматические системы, в разрезе которых прослеживаются кристаллический фундамент и вулканогенный чехол.

Размеры рудных районов в Центрально-Камчатском вулканическом поясе, по Г. П. Яроцкому, определяются шириной вулканического пояса и поперечными сквозькорвыми разломами. Площадь рудных районов является дискретной величиной, изменяющейся в пределах 4,5—7,5 тыс. км². В рудных районах он выделяет рудные узлы площадью около 250 км², внутри рудных узлов — рудные поля с размерами 30—50 км². Интересная идея о дискретности размеров рудных районов подтверждается данными о дискретном характере блоков, образуемых сетью разломов. Их площадь составляет $20-25 \times 30-35$, $10-15 \times 15$, 12×12 , 8×8 км.

Специализированные комплексные геофизические исследования, направленные на изучение глубинного строения, проводятся, начиная с 1978 г., Институтом тектоники и геофизики ДВО АН СССР и ИГО Дальгеология в Комсомольском и Баджалском рудных районах. Результаты этих работ были освещены в докладах В. А. Бормотова, В. А. Ахмадулина и др.

Комплекс исследований включал в себя МОВЗ, МТЗ, геотермию, палеомагнитные измерения, которые интерпретировались совместно с ранее полученными материалами ГСЗ, гравиметрическими и магнитометрическими.

Глубинность сейсмических исследований достигает 80—100 км. Земная кора и верхи мантии по особенностям строения сейсмического разреза делятся на две части: верхняя дислоцированная и нижняя с гладкими субгоризонтальными границами раздела. Мощность верхней части составляет 5—10 км. Имеющиеся материалы позволяют предположить, что некоторые из структур этой части разреза, вероятно, представляют собой гранитоидные массивы, с которыми генетически связано формирование рудных зон и месторождений. По данным МТЗ, в верхней части мантии Комсомольского рудного района выделяется проводящий слой, наличие которого подтверждается инверсией скоростей примерно на этих же глубинах. Представляет интерес тот факт, что большое число инверсионных сейсмических границ прослеживается в разрезе земной коры.

Общими особенностями глубинного строения Комсомольского и Баджалского рудных районов являются: разуплотнение земной коры и верхней мантии, средняя и высокая расчлененность земной коры, глубинные аномалии проводимости, позднемеловой магматизм, неотектонические поднятия сводового типа.

При дальнейших исследованиях к указанному выше комплексу работ должна быть подключена повысокая аэромагнитная съемка, в качестве оптимального шага между пунктами наблюдений МОВЗ и МТЗ рекомендуется 5 км, предпочтительна система субпараллельных профилей с расстояниями между ними 20—100 км. Часть этих профилей должна выходить за пределы рудных районов.

Большое значение для Хрустальпенского горнообогатительного комбината имеет Кавалеровский оловорудный район (Б. Л. Столов и др.). В нем известны месторождения жильного и штокервового типов, десятки рудопроявлений, часть из которых требует дополнительных глубинных исследований для поисков скрытого оруденения. Кавалеровский рудный район Приморья, как и Комсомольский в Приамурье, приурочен к периферии регионального минимума силы тяжести. Мощность земной коры в пределах района составляет 35—38 км, мощность вулканогенноосадочного чехла (глубина до кристаллического фундамента) изменяется от 3—4 до 7—8 км. Фундамент характеризуется блоковым строением. На основании интерпретации данных гравиметрии предполагается,

что месторождения олова приурочены к локалитообразным массивам гранитоидов, глубина залегания кровли которых составляет 1,1—1,5 км, подошвы — около 2,5—4,0 км. Наличие этих массивов подтверждено данными ОГТ. Установлены также четкие отражающие границы, природа которых неясна. Не исключена вероятность, что одна из них приурочена к кровле докембрийского фундамента. По материалам площадных работ ВЭЗ ВП с глубиной исследований до 1,0 км, получены представления об областях интенсивных метаморфических изменений и повышенной трещиноватости пород, вмещающих рудные месторождения, а также о глубине залегания биотитов и роговиков, представляющих собой экран для распространения промышленного оруденения. По данным дистанционной съемки, на фланге одного из месторождений на глубине 0,4 км выявлены ранее неизвестные скрытые промышленные зоны.

В Западно-Камчатском вулканическом поясе показана возможность картирования субвулканических тел андезитов и диоритовых порфиритов палеогена, контролирующих оруденение и обладающих избыточной плотностью до 0,2 г/см³ (С. В. Попруженко).

Совещание отметило, что изученность территории Дальнего Востока сейсмическими, магнитотеллурическими, геотермическими исследованиями совершенно недостаточна; имеются лишь отдельные профили ГСЗ и МОВЗ и разрозненные пункты наблюдений МТЗ и теплового потока. В целом диспропорция в степени изученности регионального геологического строения Дальнего Востока по сравнению с Сибирью и особенно европейской частью СССР со временем увеличивается, что особенно отчетливо было показано в докладах В. С. Суркова и Ю. К. Щукина. В Сибири и европейской части СССР региональные исследования проводятся в основном для решения проблем нефтяной геологии. Перспективы Дальнего Востока СССР в нефтегазоносном отношении значительно скромнее. Почему-то считается, что для решения рудных проблем знание особенностей регионального глубинного строения не обязательно. Это, как отмечалось на совещании, является глубоким заблуждением: знание особенностей регионального глубинного

строения для научного прогноза поисков твердых полезных ископаемых не менее необходимо, а в ряде случаев более важно, чем для поисков углеводородного сырья. Поэтому изучение регионального строения Дальнего Востока, богатого твердыми полезными ископаемыми, должно развиваться, учитывая имеющиеся отставание, большими темпами, чем в Сибири и в европейской части СССР.

В принятом на совещании решении указывается, что не отвечают современным требованиям работы по прогнозированию рудных районов и месторождений, по разработке регионального комплекса глубинных геофизических, в первую очередь сейсмических (ГСЗ, МОВЗ, ОГТ) исследований и их интерпретации совместно с геологическими данными, по автоматической обработке получаемых материалов, слаба аппаратная база, не проводятся лабораторные исследования физических свойств горных пород при высоких давлениях и температурах, не разрабатывается проблема связи глубинных геофизических параметров с вещественным составом пород, недостаточно ведутся работы по анализу и обобщению результатов региональных геофизических исследований, изучению глубинного строения рудных районов, изучению строения магнитоактивного слоя, геомеханике, геотермике и геодинамике региона в целом и его рудных районов (в частности, существует много неясных вопросов в проблеме трансформации геофизических полей, указывалось на необходимость изучения верхней рудоконтролирующей части земной коры мощностью в несколько сотен метров).

Совещание обратилось к Министерству геологии СССР с просьбой способствовать расширению региональных сейсмических исследований на Дальнем Востоке силами НПО Нефтегеофизика и рассмотреть вопрос о возможности создания при ПГО Дальгеология специализированной экспедиции, к Дальневосточному отделению АН СССР — с просьбой о создании при Институте тектоники и геофизики СКБ геофизического приборостроения с опытным производством.

По мнению участников, совещание выполнило свою задачу.