

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ISSN 0207-4028

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

5

1987



1917*
1987

ОКТЯБРЬ

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Журнал основан в 1982 г.

Выходит 6 раз в год

СЕНТЯБРЬ — ОКТЯБРЬ

НОВОСИБИРСК

№ 5, 1987

СОДЕРЖАНИЕ

Э. Д. Голубева. Петрохимические типы толеитов восточной части Тихого океана	3	ногенного пояса по наблюдениям в бассейнах рек Армани, Олы и Малтана	76
И. К. Туезов. Астеносфера Охотского моря и его обрамления	13	Л. И. Брянский. Построение региональной гравитационной модели юга Дальнего Востока	86
Ю. И. Коновалов, Б. И. Васильев, И. Н. Говоров, И. А. Тарарин, В. Л. Безверхний. Магматические комплексы хребта Оки-Дайто (Филиппинское море)	25	В. Ф. Блинов. О дрейфе континентов и расширении Земли на основании инструментальных измерений	94
Г. Л. Кашинцев, В. В. Матвеев. Новые данные о составе коренных пород и характере магматизма островного атолла Хермит (Тихий океан)	32	А. А. Сидоров, И. Н. Томсон. Базовые рудные формации	102
Р. И. Никонова. Депрессионные морфоструктуры восточной окраины Евразии	37	А. Н. Соляник, О. В. Авченко, Р. А. Октябрьский. Условия метаморфизма основных пород Чогарского блока	109
Р. Ф. Черкасов. Проблемы структурно-вещественного картирования архея Алданского щита	45	А. Н. Боголюбов, О. П. Корпяков, Л. Г. Бенкевич. Газовая съемка при поисках оловорудных месторождений в условиях Дальнего Востока	117
И. С. Неменман, С. Г. Парада, Н. В. Бердников. Термобарогеохимия зонального метаморфизма и жильного оруденения Правобуренского сланцевого купола	53	<i>КРИТИКА И ДИСКУССИИ</i>	
Г. В. Роганов, К. Л. Пак, В. А. Нагорный, Г. Д. Горбачева. О находках невландиевой проблематики в древних отложениях Малого Хингана	63	С. М. Снина. К вопросу о гнейсово-купольной тектонике Приамурья	121
С. Е. Апрельков, Г. И. Иванова, А. М. Олышанский, С. В. Попруженко. Структура основания Центрально-Камчатского вулканического пояса	70	<i>ХРОНИКА</i>	
В. Ф. Белый, В. А. Самылина. О заключительном этапе развития Охотско-Чукотского вулканогенного пояса по наблюдениям в бассейнах рек Армани, Олы и Малтана		Морфоструктуры центрального типа Сибири и Дальнего Востока (2-е региональное совещание по морфотектонике)	124
		<i>ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ</i>	
		Владимир Владимирович Белоусов (к 80-летию со дня рождения)	1

CONTENTS

E. D. Golubeva. Petrochemical types of tholeiites of the eastern Pacific	3	canogenic belt by observations in the Arman, Ola and Malan river basins.	76
I. K. Tuezov. Asthenosphere of the Sea of Okhotsk and its framing.	13	L. I. Bryansky. Construction of regional gravitational model of the Far East South	86
Yu. I. Kononov, B. I. Vasiliev, I. N. Govorov, I. A. Tararin, V. L. Bezverkhniy. Magmatic complexes of the Oki-Daito Range (Philippine Sea)	25	V. F. Blinov. On continental drift and Earth' extension on the basis of instrumental measurements	94
G. L. Kashintsev, V. V. Matveenkov. New data on bedrock composition and magmatism nature of the island atoll Hermit (Pacific Ocean)	32	A. A. Sidorov, I. N. Tomson. Basic ore formations	102
R. I. Nikonova. Depression morphostructures of the eastern margin of Eurasia	37	A. N. Solyanik, O. V. Avchenko, R. A. Oktyabrsky. Metamorphosed basites of the Chogar block — representatives of the protocrust deep horizons	109
R. F. Cherkasov. Problems of structural-material mapping of the Archean Aldan shield	45	A. N. Bogolyubov, O. P. Korplyakov, L. G. Benkevich. Gas survey prospecting of tin deposits in the Far East	117
I. S. Nemenman, S. G. Parada, N. V. Berdnikov. Thermobarochemistry of zonal metamorphism and vein mineralization of the Pravobureinsky schist dome	53	<i>CRITICISM AND DISCUSSIONS</i>	
G. V. Roganov, K. L. Pak, B. A. Nagorny, G. D. Gorbacheva. On findings of newland problems in the Maly Khingan old deposits	63	S. M. Sinita. On the problem of Priamurie gneiss-dome tectonics	121
S. E. Aprel'kov, G. I. Ivanova, A. M. Olshansky, S. B. Popruzhenko. Basement structure of the Central-Kamchatka volcanic belt.	70	<i>CHRONICLES</i>	
V. F. Bely, V. A. Samylyna. The final stage of development of the Okhotsk — Chukotka volcanicogenic belt by observations in the Arman, Ola and Malan river basins.		Central type morphostructures of Siberia and the Far East (2nd regional conference on morphotectonics)	124
		<i>JUBILEES</i>	
		Vladimir Vladimirovich Belousov (to the 80-th anniversary)	127

Э. Д. Голубева

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ТОЛЕИТОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

С помощью математической обработки опубликованных и оригинальных петрохимических и геохимических данных драгирования и глубоководного бурения восточной части Тихого океана выделены и рассчитаны составы и факторы изменчивости трех типов толеитов: 1 — нормальных ($n = 115$), 2 — ферротолеитов ($n = 80$), 3 — калиевых ферротолеитов ($n = 100$). Четко выраженный тренд изменчивости, связанный с уровнем концентрации плагиоклаза в системе, показывает факторная диаграмма нормальных толеитов, характерных для срединно-океанических хребтов. Изучение особенностей распределения редкоземельных элементов в ферротолеитах, приуроченных в основном

к северной зоне восточной части Тихого океана, позволяет выделить три петрохимические серии: 1 — сильно дифференцированную с исходной магмой магнетально-толеитового состава и остаточными дифференциатами андезитового и риодацитового составов, 2 — дифференцированную с исходной магмой ферропикритотолеитового состава без дифференциатов повышенной кремнекислотности, 3 — слабо дифференцированную ферротолеитов с высокой концентрацией железа и титана и низким содержанием магния. Приведены возможные механизмы образования толеит-ферротолеитовых серий восточной части Тихого океана.

Значительный рост объема геологической информации, полученной в результате проведения работ по драгированию и бурению дна океанов, вызвал большое количество публикаций, посвященных геологии и петрохимии базальтов океанического дна. Обобщение опубликованных и оригинальных данных позволило авторам [2] разделить базальты дна Тихого океана на геохимические типы. Большой интерес в генетическом плане познания геохимической эволюции и механизмов образования глубоководных базальтов представляет собой Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТОП) — крупнейшая структура океанского дна. При ширине 2 тыс. км ВТОП имеет протяженность 17 тыс. км и сопоставимо по размерам со Срединно-Атлантическим хребтом. ВТОП поднято до глубин около 2500 м, характеризуется грядовым характером рельефа, значительной раздробленностью, сейсмичностью и другими признаками, свидетельствующими о его современной тектонической активности. Поднятие является недавним образованием, наложенным в большей своей части на древнюю кору океанического типа. Восточный его склон, вероятно, наложился на области с земной корой переходного или континентального типа [6]. В целом восточная часть Тихого океана представляет собой сложную геологическую структуру и характеризуется магматизмом, имеющим особые черты для различных зон.

В настоящей работе сделана попытка рассмотрения и обобщения петрогеохимических

особенностей толеитового магматизма восточной части Тихого океана, сравнения различных составов толеитовых базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия и прилегающих к поднятию зон с использованием многомерных статистических методов анализа [8]. Подобная задача решалась в работе Дж. Канна [5] для базальтов рифтовых зон Мирового океана, причем базальты Восточно-Тихоокеанского поднятия представлены в них незначительным количеством анализов.

Фактическим материалом послужили петрогеохимические данные драгирования и глубоководного бурения в восточной части Тихого океана, начиная с возвышенности Делвуд и хребтов Эксплорер и Хуан де Фука на севере до разлома Пасхи на юге, захватывая на востоке Галапагосскую рифтовую систему (рис. 1). Использовались анализы толеитовых базальтов и долеритов, имеющие сумму от 99 до 101%, не учитывались измененные породы с содержанием воды более 2% и величиной отношения $\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}} < 0,3$. В результате этих ограниченных была получена выборка из 328 анализов.

Породы, поднятые при драгировании, представлены преимущественно шаровыми и подушечными лавами, покрытыми стекловатой коркой закалывания и более раскристаллизованными в центральных частях. Как драгированные, так и поднятые в керне скважин базальты представляют собой минеральные ассоциации оливина, авгитового пироксена, кальциевого

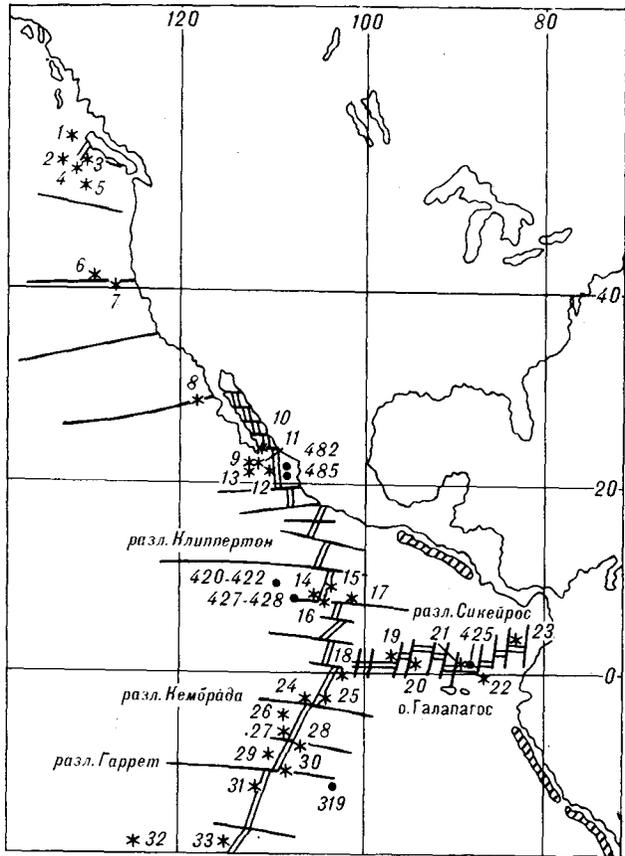


Рис. 1. Схема размещения станций драгирования и глубоководного бурения дна восточной части Тихого океана.

1 — осевые рифты ВТОП и Галапагосской зоны; 2 — глубоководные желоба; 3 — трансформные разломы; 4 — станции драгирования: 1—3 — [17], 4, 5 — [17, 24], 6 — [24], 7 — [20, 21, 24], 8 — [12, 20, 21], 9, 10 — [21], 11 — [19, 26], 12, 13 — [23], 14, 15 — [11, 25], 16, 17 — [12, 22], 18 — [10], 19 — [28], 20, 21 — [30], 22 — [28, 30], 23 — [10, 28], 24 — [19], 25 — [19, 24], 26 — [24], 27 — [20, 21], 28 — [24], 29 — [13], 30 — [13, 28], 31 — [24], 32 — [20], 33 — [20, 21, 24]; 5 — станции глубоководного бурения [Init. Repts. DSDP.—v. 34, 54, 65] и материалы автора.

плагинклаза, хромшпинели и магнетита. Нормативный состав базальтов варьирует от толеитов, пересыщенных кремнекислотой, до насыщенных оливиновых толеитов; на диаграмме оливин — гиперстен — диопсид — кварц нормативные составы рассматриваемых толеитов образуют непрерывный ряд из области кварцевых толеитов до границы с нефелиновыми базальтами (рис. 2).

Петрохимическая система базальтов изучалась методами многомерной статистики в несколько этапов. На первом этапе решалась задача автоматической классификации многомерной информации на объективно существующие петрохимические группы. В результате выборка подразделена на три типа пород: магнизиальные (нормальные) толеиты, близкие к сред-

нему составу толеитов срединно-океанических хребтов, ферротолеиты и ферротолеиты с повышенным содержанием щелочей, главным образом калия, в связи с чем они будут называться калиевыми ферротолеитами (табл. 1). Статистически значимые различия (установленные при помощи критерия Стьюдента) обнаруживаются по содержанию титана, глинозема, железа, магния, натрия и фосфора между нормальными толеитами и ферротолеитами, включая их калиевый подтип. Полученные данные позволяют уточнить классификационные признаки железистых базальтов, предложенные Г. Бирли с соавторами [15]. Из табл. 1 видно, что к железистым толеитам следует относить породы с содержанием суммы окислов железа не менее 11%, окиси титана не менее 1,5% и коэффициентом железистости не менее 42,5%. На втором этапе математической обработки изучалась изменчивость петрохимических групп базальтов. Решение задачи классификации и определения изменчивости составов проведено методами факторного анализа (метод главных компонент) [4, 10]. Использование метода согласования К. Г. Йёрескога с соавторами [4] дает возможность нанесения на факторный график векторов изменчивости признаков; координаты конца вектора каждого признака характеризуют относительный вклад изменчивости этого признака в изменчивость соответствующей компоненты. Первая компо-

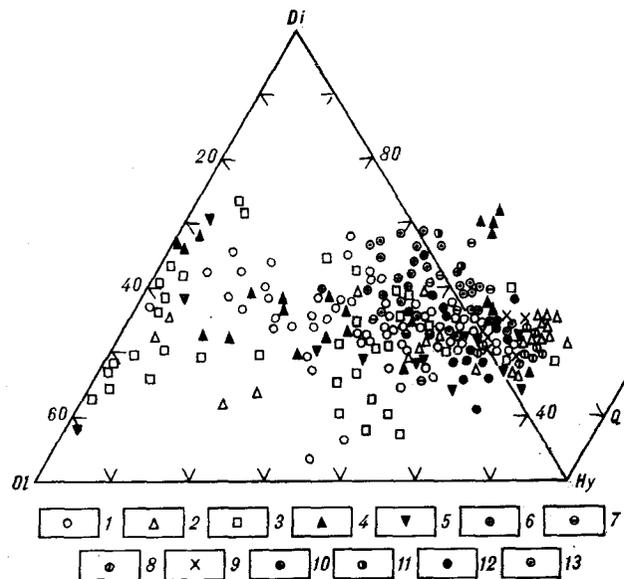


Рис. 2. Диаграмма нормативного состава толеитов (O1 — Di — Hy — Q). Данные по драгированным образцам: 1 — ВТОП, 2 — Галапагосская срединная зона, 3 — хребты Эксплорер, Хуан де Фука, Горда, 4 — разломные зоны Гаррет и Кембрада, 5 — разломная зона Сикейрос; данные по образцам глубоководного бурения: 6 — скв. 319А, 7 — скв. 420—422, 8 — скв. 424, 9 — скв. 427, 10 — скв. 425, 11 — скв. 429, 12 — скв. 482С, 13 — скв. 485А.

Таблица 1

Средние значения и дисперсии петрогенных окислов в толеитах восточной части Тихого океана

Окисел	Выборка							
	1 (n=328)		2 (n=115)		3 (n=80)		4 (n=100)	
	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S
SiO ₂	49,72	1,16	49,54	1,24	49,91	0,81	49,77	1,20
TiO ₂	1,69	0,52	1,19	0,18	1,91	0,33	1,96	0,55
Al ₂ O ₃	14,61	1,41	15,53	1,42	14,13	0,88	14,08	1,33
Fe ₂ O ₃	2,22	0,96	1,65	0,49	2,30	0,82	2,26	0,62
FeO	8,62	1,67	7,84	0,95	9,14	1,21	9,41	2,28
MnO	0,19	0,04	0,17	0,04	0,19	0,04	0,20	0,03
MgO	7,76	1,37	8,66	1,39	7,20	0,65	7,37	1,39
CaO	11,48	0,93	12,09	0,82	11,08	0,74	11,23	0,94
Na ₂ O	2,55	0,35	2,37	0,32	2,61	0,27	2,65	0,36
K ₂ O	0,15	0,11	0,08	0,04	0,10	0,03	0,25	0,10
P ₂ O ₅	0,17	0,08	0,12	0,06	0,21	0,09	0,19	0,07
f	43,4		37,6		46,6		46,5	

Примечание. 1 — объединенная выборка толеитов; 2—4 — частные выборки толеитов: 2 — нормальные толеиты, 3 — ферротолеиты, 4 — калиевые ферротолеиты.

нента выборки характеризует 40,2% изменчивости системы (табл. 2, рис. 3, а). Как видно из таблицы, для первой компоненты в положительном направлении наблюдается изменчивость железа, титана, марганца, щелочей, фосфора и кремния, в отрицательном — магния, кальция и алюминия. Подобные взаимоотношения петрогенных элементов некоторыми исследователями [3, 5] связываются с фракционированием магматической системы: осаждением кристаллических фаз оливина и пироксена (Mg, Ca — ниже средних значений) и обогащением остаточной фазы железом, титаном, щелочами и кремниескислотой (Ti, Fe, K, P, Si — выше средних значений). Однако, как будет показано ниже, образование железо-титанистых базальтов может быть связано и с другими механизмами.

Вторая компонента (процентный вклад в изменчивость системы равен 15,9%) отражает степень окисления железа в рассматриваемой выборке (см. рис. 3, а). Факторная диаграмма, построенная в координатах I и III компонент (рис. 4), представляет собой совокупность фигуративных точек, условно разделяющихся на области: магниевых (нормальных) толеитов, крайние члены которых в левой верхней части графика представлены высокоглиноземистыми разностями; ферротолеитов, имеющих повышенное содержание железа, титана, марганца и фосфора, и калиевых ферротолеитов. Полученная с помощью факторной диаграммы систематика толеитов восточной части Тихого океана в принципе сопоставима с классификацией тектонических элементов и свойственных

им типов толеитов, разработанной Дж. Шиллингом [29]. Основываясь большей частью на материалах по Срединно-Атлантическому хребту, этот автор выделяет нормальные, переходные и плюмовые (диапировые) сегменты. Нормальные океанические сегменты характеризуются существенным хребтовым поднятием, хорошо выраженными и симметричными магнитными аномалиями, тонкой океанической корой, повышенной скоростью спрединга и большей сейсмичностью в сравнении с переходными сегментами. Плюмовые сегменты, по Шиллингу, образуются на океанической коре более значительной мощности по сравнению с нормальными сегментами в результате поднимающихся из верхней мантии плюмов и характеризуются поднятиями типа асейсмических хребтов или островных цепей с положительными магнитными аномалиями и повышенным тепловым потоком (Исландия, Азорские острова и др.). Переходные сегменты имеют изменчивые геофизические параметры, промежуточные между нормальными и плюмовыми. Здесь зачастую образуются поднятия или рифты в зависимости от масштабов и состояния плюма.

Соответственно трем перечисленным типам сегментов срединно-океанических хребтов и поднятий Шиллинг [9] выделяет нормальные (N), плюмовые (P) и переходные (T) толеиты. Первые обеднены литофильными элементами с большими ионными радиусами и легкими редкоземельными элементами (РЗЭ) — отношение лантана к самарию, нормированное к содержанию этих элементов в углистом хонд-

Таблица 2

Факторная структура выборок толеитов восточной части Тихого океана

Окисел	Выборка									
	1 (n=328)		2 (n=115)		3 (n=80)		4 (n=100)			
	Тип									
	I	II	III	I	II	I	II	I	II	
SiO ₂	16	41	58	19	48	11	2	16	43	
TiO ₂	44	-4	-5	-33	46	41	14	41	2	
Al ₂ O ₃	-35	31	-7	44	-16	-41	23	-37	31	
Fe ₂ O ₃	25	16	-23	-22	16	25	5	21	-5	
FeO	29	-48	16	-50	-12	36	-23	37	-31	
MnO	27	-28	-10	-38	1	10	-38	34	-8	
MgO	-34	-25	-38	-27	-48	-41	1	-37	-24	
CaO	-38	9	5	28	-2	-46	3	-40	-1	
Na ₂ O	2	48	-16	18	35	17	60	4	-59	
K ₂ O	19	23	-62	-14	9	-16	32	-5	34	
P ₂ O ₅	30	15	-3	-18	36	14	-52	29	-31	
λ	4,42	1,75	1,15	2,95	2,28	3,81	1,73	5,00	1,83	
Вклад	40,2	15,9	10,4	26,8	20,7	34,6	15,7	45,5	16,6	

Примечание. 1 — обобщенная выборка толеитов; 2 — нормальные толеиты; 3 — ферротолеиты; 4 — калиевые ферротолеиты. Факторные нагрузки на окислы и вклад фактора, в %; λ — собственные значения.

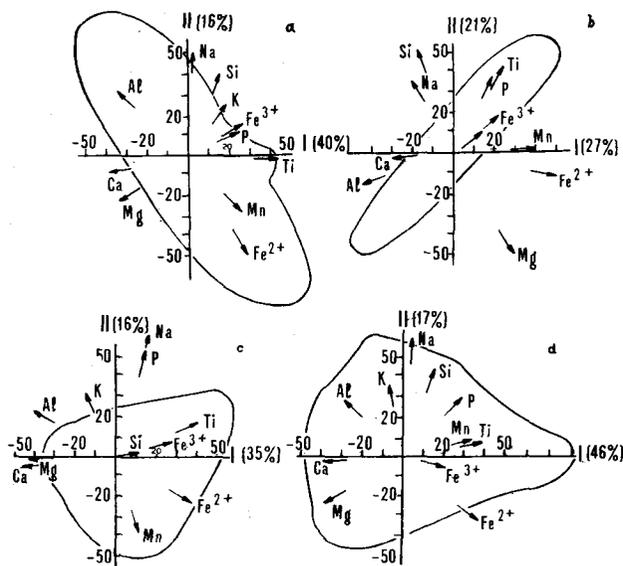


Рис. 3. Факторные диаграммы толеитов восточной части Тихого океана в координатах I и II факторов. *a* — толеиты ($n = 328$), *b* — нормальные толеиты ($n = 115$), *c* — ферротолиты ($n = 80$). *d* — калиевые ферротолиты ($n = 100$).

рите, меньше единицы $\left(\frac{La}{Sm}\right)_N < 1$. Толеиты, образование которых связано с плюмами, показывают большую вариацию составов и часто бывают обогащены железом, титаном и легкими РЗЭ $\left(\frac{La}{Sm}\right)_N > 1$. Зона толеитов на диаграмме рис. 4 полностью соответствует толеитам нормального типа, зона ферротолитов содержит фигуративные точки как нормального, так и переходного типа, а зона калиевых ферротолитов — не только переходного, но и плюмового. Составы первичных расплавов Срединно-Атлантического хребта (ТОР-1 и ТОР-2), рассчитанных Л. В. Дмитриевым с соавторами [3], ложатся в поле толеитов диаграммы рис. 4, составы остаточных расплавов — в поле ферротолитов. Проследивая размещение различных типов базальтов в восточной части Тихого океана, мы устанавливаем преобладающее распространение ферротолитов при подчиненном развитии нормальных толеитов в северной половине ВТОП, включая Галапагосскую зону. Особенно широкое распространение ферротолиты имеют в районах хребтов Эксплорер, Горда, Хуан де Фука на 50° северной широты. Глубоководное бурение ВТОП показало переслаивание ферротолитов с нормальными толеитами в скв. 482, 485, 428, 422 и других и преимущественное распространение ферротолитов в скв. 420, 421, 427, 425 и 424. Повсеместное распространение нормальных толеитов, драгированных в основном в осевых частях ВТОП [11—14, 20—26], сопровождается появлением

железистых толеитов в разломных зонах ВТОП — Гаррет, Кембрада, Сикейрос, Галапагос [10, 12, 13, 15—19, 22, 28, 30]. В южной части ВТОП преобладают нормальные толеиты. Однако и здесь на ряде полигонов, например у 12 и 22° ю. ш. [28], в скв. 319 обнаружено распространение ферротолитов.

На диаграмме рис. 4 хорошо прослеживается изменчивость составов базальтов из различных зон восточной части Тихого океана. Так, наибольшую вариацию составов показывают толеиты, драгированные в пределах трансформного разлома Сикейрос, Галапагосской зоны спрединга и зоны Эксплорер. Для разлома Сикейрос характерно изменение состава толеитов от высокоглиноземистых разностей (левая верхняя часть диаграммы) до калиевых ферротолитов (нижняя правая часть диаграммы). При этом составы типичных ферротолитов с низким содержанием калия отсутствуют, т. е. здесь намечается специфическая зона контрастного вулканизма с развитием нормальных (низкокальциевых и низкотитанистых) и калиево-титанисто-железистых толеитов. В зонах Галапагос и Эксплорер распространены толеиты всех трех выделенных типов. Обращает на себя внимание протяженный ферротитанистый тренд положительной оси первого фактора Галапагосской спрединговой зоны. В зонах трансформных разломов Гаррет и Кембрада встречены толеиты нормального, в том числе высокоглиноземистого и железистого, типа, причем среди последних разности с повышенным содержанием калия встречаются редко.

Важную информацию при рассмотрении петрохимической изменчивости изучаемой системы дает соотношение концентрации титана и железистости базальтов $\left(f = \frac{FeO}{FeO + MgO}\right)$ в молекулярных количествах). На диаграмме рис. 5 общая картина прямой корреляции этих параметров имеет следующие особенности: толеиты трансформных разломов Гаррет, Кембрада, Сикейрос, а также рифтовой структуры района Эксплорер отличаются значительными вариациями содержаний окиси титана (от 0,7 до 2%) при невысокой общей железистости. Максимальную железистость и содержание окиси титана (соответственно 70 и 4%) показывают толеиты Галапагосской разломной зоны. Менее железистые базальты этой зоны, поднятые при драгировании, а также глубоководном бурении (скв. 424, 425), показывают пониженный относительно общего тренда уровень концентрации окиси титана. Толеиты скв. 425 имеют явный тренд падения железа и титана с глубиной. Базальты скв. 482, пробуренной в районе Калифорнийского рифта, в нижних горизонтах содержат меньше концентрации окиси титана (в среднем 1,25%).

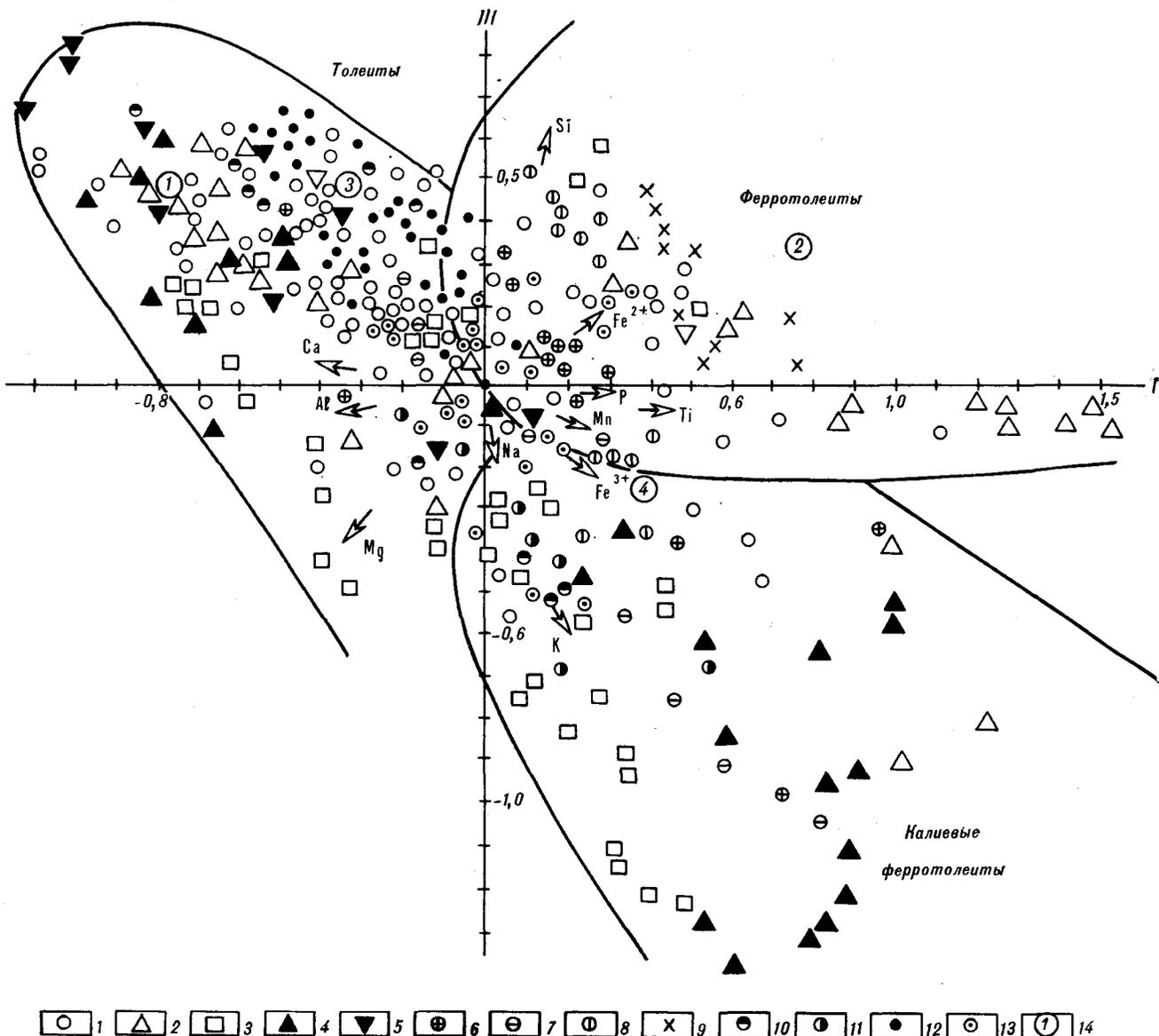


Рис. 4. Факторная диаграмма выборки толейтов в координатах I и III факторов.

1—13 — см. на рис. 2; 14 — составы первичных (1, 3) и фракционированных (2, 4) расплавов толейтов Срединно-Атлантического хребта [3].

чем в верхних горизонтах (в среднем 17,5%) при сохранении общей железистости около 45%. Толейты скв. 485 имеют еще более высокие железистость и содержание титана, чем базальты скв. 482.

Расчет факторов изменчивости каждой из выделенных групп толейтов восточной части Тихого океана показал, что четко определенное направление изменчивости составов имеет выборка нормальных толейтов (см. табл. 1, рис. 3, б). Фигуративные точки составов нормальных толейтов образуют на факторной диаграмме узкий эллипсоид изменчивости в от-

рицательной части диаграммы — кальция и алюминия, в положительной — титана и трехвалентного железа. Вероятно, вариации состава нормального толейта связаны в основном с изменением содержания плагиоклаза в толейте, тогда как роль оливина и пироксенов минимальная.

Железистые толейты обоих типов имеют составы, изменчивость которых зависит, вероятно, от большего количества природных факторов, поэтому взаимосвязи петрогенных элементов здесь более разнообразны, чем у нормальных толейтов. В связи с этим факторные

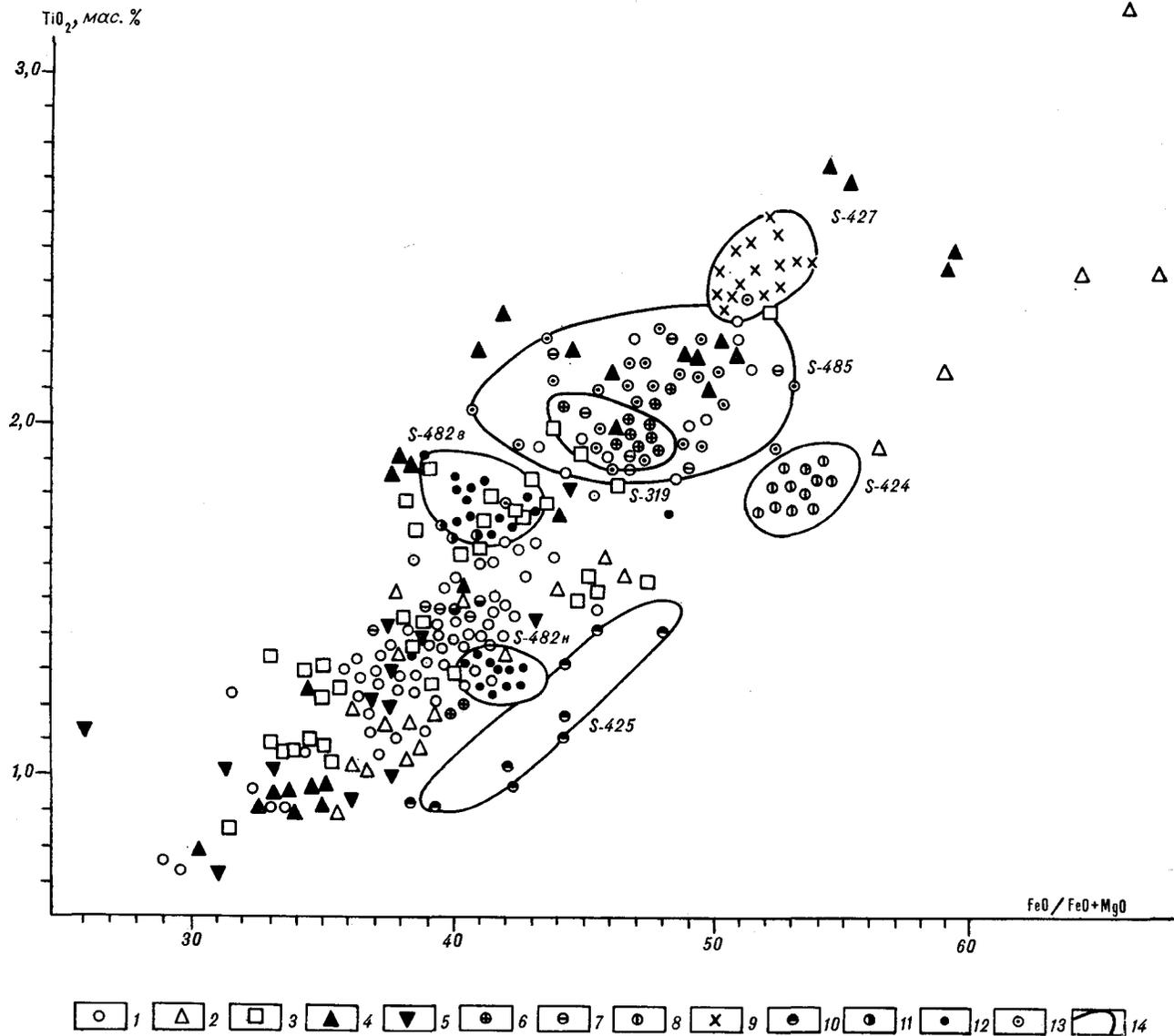


Рис. 5. Диаграмма зависимости содержания окиси титана от железистости толеитов восточной части Тихого океана.

1—13 — см. на рис. 2; 14 — границы областей распространения фигуративных точек станций драгирования.

структуры железистых толеитов сложно интерпретировать. Области фигуративных точек железистых толеитов имеют изометричный вид для обоих типов, т. е. отсутствует тренд изменчивости в обеих выборках (см. рис. 3, с, d).

Данные по распределению РЗЭ в толеитах восточной части Тихого океана приводятся в ряде работ [17, 21, 22, 24, 28]. Обобщение их показывает, что толеиты этого региона в отношении общих особенностей распределения РЗЭ ничем не отличаются от толеитов других областей. Так, толеиты нормального типа характе-

ризуются близким к прямолинейному графикам распределения концентраций РЗЭ. Характерная обедненность легкими РЗЭ $\left(\frac{\text{La}}{\text{Sm}}\right)_N < 1$ наблюдается как для нормальных толеитов, так и для толеитов, имеющих повышенную железистость. Увеличение содержания железа в породе влечет за собой увеличение общего уровня концентрации РЗЭ, что фиксируется ростом содержания иттербия с повышением железистости [29]. Кроме того, в ферробазальтах иногда наблюдается отрицательная евро-

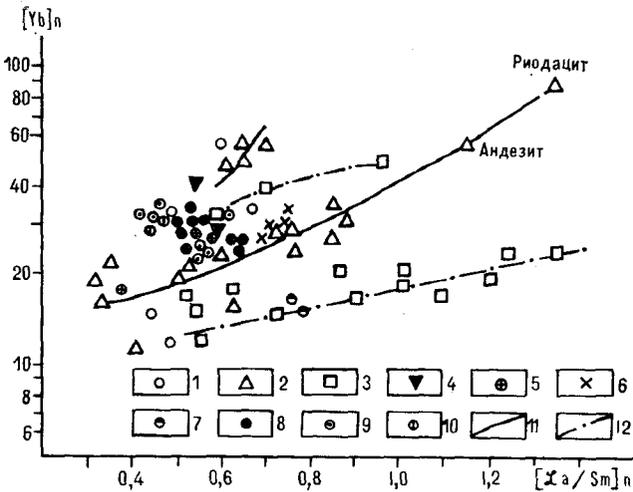


Рис. 6. Диаграмма зависимости нормированных содержаний иттербия и отношения лантана к самарию в толеитах восточной части Тихого океана.

Данные по образцам из структур: 1 — ВТОП, 2 — Галапагосская зона спрединга, 3 — зона хребтов Эксплорер, Горда и Хуан де Фука, 4 — различные зоны Гаррет, Кембрада; станции глубоководного бурения: 5 — скв. 319А, 6 — 427, 7 — 428, 8 — 482А, 9 — 485А, 10 — скв. 424; тренды изменчивости: 11 — Галапагосской зоны, 12 — зоны Эксплорер.

пиевая аномалия вследствие предпочтительного захвата этого элемента плагиоклазом при фракционировании магматической системы.

По поводу зависимости отношения $\frac{La}{Sm}$ от железистости океанических базальтов не существует единого мнения. По О'Хара [27], увеличение железистости пород обязательно влечет за собой увеличение отношения $\frac{La}{Sm}$. По Шиллингу [29] и Кью с соавторами [24], океанические ферролавы, образующиеся в результате фракционирования оливина и плагиоклаза, сохраняют обедненность редкоземельными элементами и низкое значение отношения лантана к самарию (рис. 6). Рассмотрение данных по разным районам востока Тихого океана показало, что для каждой зоны характерны своеобразные взаимосвязанные процессы накопления железа, общего уровня РЗЭ и изменчивости соотношения легких РЗЭ. Так, в Галапагосской зоне выделяются две толеитовые серии: 1 — сильно дифференцированная с изменением составов от толеитов с повышенным содержанием магния к ферротолейтам и далее к железистым андезитам и риодацитам (табл. 3, графы 1—9) и 2 — плюмовая, характеризующаяся скачкообразным падением содержания магния и ростом концентраций железа и титана (см. табл. 3, графы 10—12). Отношение лантана к самарию меняется в толеитах дифференцированной серии от нормального до переходного типов (по Шиллингу), а в андезитах и риодацитах имеет значение больше единицы. На диаграмме (см.

рис. 6) эта серия представлена протяженной областью, на продолжении тренда которой находятся фигуративные точки железистых андезитов и риодацитов. Для пород этой серии характерно плавное накопление РЗЭ, причем высокие значения нормированного иттербия имеют только кислые дифференциаты. Фигуративные точки титанисто-железистых толеитов Галапагосской зоны, которые мы, используя термины Шиллинга [29], выделяем в качестве плюмовой серии, занимают на диаграмме рис. 6 обособленное вытянутое поле в области переходных значений $\left(\frac{La}{Sm}\right)_N$ и очень высоких значений Yb_N .

Между двумя этими полями составов толеитов Галапагосской зоны, отделяя их друг от друга, располагаются изометричные поля фигуративных точек ферротолейтов из скв. 319, 424, 427, 485, а также драгированных в осевой части ВТОП в районе 12 и 22° ю. ш.

В зоне Эксплорер Коусенсом и др. [17] описаны высокожелезистые пикротолеиты и ферротолейты, представляющие собой дифференцированную серию, подобную галапагосской (табл. 4, графы 1—7). Для пород этой серии характерно умеренное накопление железа, титана и калия. Одновременно происходит увеличение содержания легких РЗЭ, так что область распространения этих толеитов на диаграмме рис. 6 продолжается в зону плюмовых базальтов $\left(\left(\frac{La}{Sm}\right)_N > 1\right)$ значительно дальше, чем дифференцированная серия галапагосских толеитов. Кроме того, здесь, а также, вероятно, в хр. Хуан де Фука выделяется плюмовая серия ферротолейтов, подобная галапагосской, но с более высокими значениями $\left(\frac{La}{Sm}\right)_N$.

Как видно из изложенного, ферротолейты восточной части Тихого океана могут быть отнесены к петрогенетическим сериям трех типов: 1 — сильно дифференцированной с исходной магмой магнезиально-толеитового состава и остаточными дифференциатами андезитового и кислого составов, 2 — дифференцированной с исходной магмой ферропикротолеитового состава, без дифференциатов повышенной кремнекислотности, 3 — слабо дифференцированной ферротолейтов с высокой концентрацией железа и титана и низким содержанием магния. Серия первого типа пользуется достаточно широким распространением как в океанических, так и в континентальных областях, поэтому различные примеры ее с обосуждением предполагаемых механизмов образования подробно рассмотрены в литературе [7, 10, 15 и др.]. По общему признанию, накопление в базальтовом расплаве железа и титана и снижение концентрации магния (феннеровский тренд эволюции) являются следствием кристаллизационной диф-

Химический состав (окислы, мас. %, микроэлементы, г/т) толеитов Галапагосской зоны

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	50,25	49,32	47,98	49,93	50,05	50,36	52,35	57,09	70,71	49,99	49,15	50,92
TiO ₂	0,90	1,20	1,15	1,50	1,55	1,61	2,49	1,76	0,60	2,52	3,76	3,33
Al ₂ O ₃	15,24	15,42	15,76	15,14	14,37	14,42	12,52	13,48	12,56	12,95	11,27	11,75
Fe ₂ O ₃	1,12	1,26	1,48	1,22	1,62	1,92				2,74		
FeO	7,70	8,59	9,39	8,94	9,97	9,93	15,72	12,13	5,28	12,40	18,66	16,75
MnO	0,15	0,17	0,19	0,18	0,19	0,20	0,23	0,21	0,13	0,23	0,27	0,26
MgO	8,93	9,40	9,77	8,23	8,18	7,81	4,37	2,75	0,46	5,74	4,21	3,54
CaO	13,0	11,60	11,60	11,78	11,40	11,03	9,16	8,67	3,03	10,16	9,33	8,63
Na ₂ O	2,23	2,42	2,31	2,57	2,16	2,27	2,76	3,31	4,06	2,44	2,48	2,80
K ₂ O	0,06	0,09	0,09	0,11	0,18	0,14	0,38	0,49	1,04	0,18	0,18	0,20
P ₂ O ₅	0,05	0,09	0,08	0,12	0,14	0,18	0,25	0,17	0,06	0,28	0,31	0,40
П. п. п.	0,10	0,10	0,11	0,11	0,12					0,11		
Сумма	99,9	99,9	100,1	100,1	100,2	99,30	99,9	98,13	98,08	100,2	99,36	98,35
f	35,4	36,7	38,1	40,6	43,9	45,6	66,8	71,2	86,5	59,2	71,3	72,6
Ni	123,0	171,0	181,0	109,0	109,0	120,0	35,0	31,0	15,0	63,0	37,0	36,0
Co	43,0	45,0	50,1	43,0	44,0	73,0	82,0	57,0	36,0	47,0	75,0	77,0
Cr	414,0	355,0	269,0	277,0	249,0	250,0	480,0	38,0	28,0	80,0	80,0	65,0
$\left(\frac{La}{Sm}\right)_N$	0,36	0,51	0,37	0,61	0,86	0,87	0,85	1,15	1,34	0,61	0,67	0,70
Yb _N	17,6	18,8	21,9	24,2	25,4	27,2	35,1	56,3	82,9	49,0	60,0	62,0

Примечание. 1—9 — дифференцированная серия: 1—4 — толеиты [27], 5—7 — ферротолеиты [16, 17], 8 — андезит [16], 9 — риодацит [16]; 10—12 — плюмовая серия ферротолеитов [16].

ференциации с фракционированием плагиоклаза и магнезиальных силикатов, главным образом оливина. В последние годы эта схема получила экспериментальное обоснование [18]. Появление в базальт-ферробазальтовой серии пород среднего и кислого состава, обусловленное одновременным снижением в остаточном расплаве концентраций магния, железа и титана, принято связывать с фракционированием наряду с плагиоклазом и оливином также магнетита и ильменита или с процессом ликвационного расслоения остаточных ферробазальтовых расплавов на лейкократовые (исландитовые) и меланократовые (магнетит-широкосеновые) магмы [7]. Нанесение составов толеитов табл. 3 на диаграмму Дюка [18] показывает, что образование дифференцированной толеит-ферротолеитовой серии Галапагос связано с большей степенью фракционирования темноцветных минералов по сравнению с плагиоклазом. Умеренный рост общего содержания РЗЭ и существенный рост содержания легких РЗЭ в породах толеит-ферротолеитовой серии Галапагос также указывают на образование их в процессе фракционной кристаллизации.

Дифференцированная серия зоны Эксплорер, связанная, по нашему мнению, с исходной ферротолеитовой магмой, представляет большой интерес, так как ассоциации этого типа описаны в литературе недостаточно. Положение фи-

гуративных точек пород этой серии (см. табл. 4) на диаграмме Дюка указывает на то, что главным механизмом дифференциации являлось фракционирование темноцветных минералов при минимальной отсадке плагиоклаза. С последним связан, очевидно, и более высокий темп накопления в породах легких РЗЭ по сравнению с дифференцированной серией Галапагос.

Развитие ферропикротолеитовой — ферротолеитовой серии зоны Эксплорер и близких к ней по распределению РЗЭ слабо дифференцированных ферротитанистых толеитов в зонах Эксплорер и Галапагос наиболее логично объяснить исходя из концепции Шиллинга [30], т. е. рассматривать эти серии как производные мантийных плюмов (диапиров), поступивших с более значительных глубин, чем магнезиально-толеитовая магма нормальных толеитов срединно-океанических хребтов. Можно было бы считать, что на этих глубинах перцолитовый субстрат верхней мантии менее деплетирован и более богат железом, титаном и калием, что определяет ферропикротолеитовый состав исходной магмы при высокой степени его плавления и специфичный титанисто-железистый состав расплава, образовавшегося при низкой степени плавления. И. Н. Говоровым высказано другое предположение [2]. Он считает, что ферротолеитовые магмы возникают при плав-

Химический состав (окислы в мас. %, микроэлементы в г/т) ферротолеитов зон Эксплорер и Хуан де Фука

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	45,43	46,03	48,33	49,06	49,11	49,39	51,25	48,23	49,8	42,95
TiO ₂	0,86	1,09	1,69	1,77	1,75	1,76	2,33	3,53	2,94	5,5
Al ₂ O ₃	14,38	15,19	13,33	13,35	13,44	15,10	15,6	10,69	13,2	13,88
Fe ₂ O ₃	12,96	12,27	12,56	12,14	12,27	11,54	10,47	19,33	—	—
FeO	—	—	—	—	—	—	—	—	13,9	20,17
MnO	0,24	0,19	0,20	0,19	0,20	0,19	0,16	0,30	0,2	0,21
MgO	14,34	12,20	9,02	8,33	8,95	7,87	5,0	5,44	5,86	6,05
CaO	8,74	12,0	12,34	11,81	11,29	11,43	11,95	8,38	9,55	10,8
Na ₂ O	1,54	1,87	2,47	2,58	2,24	2,44	3,24	2,79	2,9	0,23
K ₂ O	0,09	0,06	0,21	0,38	0,43	0,45	0,58	0,53	0,22	0,16
P ₂ O ₅	0,10	0,08	0,16	0,19	0,20	0,21	0,28	0,89	—	0,14
П. п. п.	2,03	0,08	0,22	0,35	0,88	0,08	0,84	0,37	—	—
Сумма	100,71	100,22	99,86	99,72	100,75	99,9	100,81	99,45	98,37	—
f	31,3	33,7	41,2	42,4	40,9	42,7	51,4	64,2	57,1	—
Ni	—	270	65,0	55,0	136,0	163,0	66,0	147,0	33,0	—
Co	75,0	52	43,0	41,0	42,0	41,0	70,0	42,0	—	—
Cr	750,0	500	436,0	260,0	393,0	334,0	177,0	171,0	—	—
$\left(\frac{La}{Sm}\right)_N$	0,54	0,54	1,02	1,23	1,85	1,40	1,35	0,96	0,71	1,06
Yb _N	13,3	14,5	18,8	20,6	21,2	22,4	18,8	47,2	39,8	38,9

Примечание. 1—7 — дифференцированная серия ферротолеитов зоны Эксплорер; 1, 2 — ферропикротолейты, 3—7 — ферротолеиты; 8, 9 — плюмовые ферротолеиты; 8 — Эксплорер [17], 9 — Хуан де Фука [24]; 10 — базальт Моря Изобилия, «Луна-16» [1].

лении мантийных диапиров (плюмов) железистых эклогитов и пироксенитов, поступивших из подастеносферного слоя мантии, который можно сопоставлять с погребенной первичной корой Земли, образовавшейся на лунной стадии ее формирования. Судя по общему составу и характеру распределения РЗЭ в ферротитанистых толеитах рассматриваемого региона, состав подастеносферного субстрата достаточно близок к составу морских базальтов Луны, доставленных «Луной-16» из Моря Изобилия [1].

ву и характеру распределения РЗЭ в ферротитанистых толеитах рассматриваемого региона, состав подастеносферного субстрата достаточно близок к составу морских базальтов Луны, доставленных «Луной-16» из Моря Изобилия [1].

ЛИТЕРАТУРА

1. Виноградов А. П. Дифференциация вещества Луны и планет на оболочки.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975.
2. Говоров И. Н., Голубева Э. Д. и др. Геохимические типы и провинции базальтов Тихого океана.— Тихоокеанская геол., 1984, № 6.
3. Дмитриев Л. В., Соболев А. В., Сущевская Н. М. Условия формирования первичного расплава океанских толеитов и вариации его состава.— Геохимия, 1979, № 2.
4. Йереског К. Г., Клован Д. И., Реймент Р. А. Геологический факторный анализ.— Л.: Недра, 1980.
5. Канн Дж. Р. Вариации содержания главных химических элементов в базальтах дна океана.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973.
6. Кунин Н. Я., Семенова Г. И. Районирование земной коры ложа Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1982, т. 265, № 3.
7. Маракушев А. А. К проблеме генезиса вулканических серий горных пород.— Вестн. МГУ. Геология, 1983, № 5.
8. Харман Г. Современный факторный анализ.— М.: Статистика, 1972.
9. Шиллинг Дж. Г. Эволюция морского дна на основе данных по геохимии редкоземельных элементов.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973.
10. Anderson R. N., Clague D. A. et al. Magnetic and petrologic variations along the Galapagos spreading center and their relation to the Galapagos melting anomaly — Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, v. 86.
11. Batiza R. Age, volume, compositional and spatial relations of small isolated oceanic central volcanoes — Mar. Geol., 1977, N 24.
12. Batiza R., Rosendahl B. R., Fisher R. L. Evolution of oceanic crust. 3. Petrology and chemistry of basalts from the East Pacific Rise and the Siqueiros transform fault.— J. Geophys. Res., 1977, v. 82, N 2.
13. Batiza R., Oestrike R., Futa K. Chemical and isotopic diversity in basalts dredged from the East Pacific Rise at 10°S., the fossil Galapagos Rise and the Nasca plate.— Mar. Geol., 1982, v. 49.
14. Bender F., Langmuir C. H., Hanson G. N. Petrogenesis of basalt glasses from the Tamayo region. East Pacific Rise.— J. Petrol., 1984, v. 25, N 1.
15. Byerly G. R., Melson W. G., Vogt P. R. Rhyodacites, andesites, ferro-basalts and ocean tholeiites from the Galapagos spreading center.— Earth Planet. Sci. Lett., 1976, v. 30.

16. *Clague D. A., Frey F. A. et al.* Minor and trace element geochemistry of volcanic rocks dredged from the Galapagos spreading center. Role of crystal fractionation and mantle heterogeneity.— *J. Geophys. Res.*, 1981, v. 86, N B10.
17. *Consens B. L., Chase R. L., Shilling J. G.* Basalt geochemistry of the Explorer Ridge area, northeast Pacific Ocean.— *Can. J. Earth Sci.*, 1984, v. 21.
18. *Duke J. M.* Distribution of the period four transition element among the olivine, calcic clinopyroxene, and mafic silicate liquid: experimental results.— *J. Petrol.*, 1976, v. 17, N 4.
19. *Eissen J. P., Bidean D., Iutean T.* Petrologie. Presence de basaltes porphyriques dans les zones de fracture de la dorsale Est-Pacifique.— *C. R. Acad. Sc. Paris*, 1981, v. 293.
20. *Engel A. E. J., Engel C. G.* Igneous rocks of the East Pacific Rise.— *Science*, 1964, v. 146.
21. *Engel A. E. T., Engel C. G., Havens R. G.* Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1965, v. 76.
22. *Johnson J. R.* Transitional basalts and tholeiites from the East Pacific Rise, 9°N.— *J. Geophys. Res.*, 1979, v. 84, N B4.
23. *Iutea T., Eissen J. P. et al.* Homogeneous basalt from the East Pacific Rise at 21°N: steady state magma reservoirs at moderately fast spreading centers.— *Oceanol. Acta*, 1980, v. 3, N 4.
24. *Kay R., Hubbard H. J., Gast P. W.* Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks.— *J. Geophys. Res.*, 1970, v. 75, N 8.
25. *Lonsdale P., Spiess F. N.* A pair of young cratered volcanoes on the East Pacific Rise.— *J. Geol.*, 1979, v. 87, N 2.
26. *Lonsdale P., Batiza R.* Hyaloclastite and lava flows on young seamounts examined with a submersible.— *Bul. Geol. Soc. Am.*, 1980, p. I, v. 91, N 9.
27. *O'Hara M. J.* Non-primary magmas and dubious mantle plume beneath Iceland.— *Nature*, 1973, v. 243.
28. *Puchelt H., Emmermann K.* Petrogenetic implications of tholeiitic basalt glasses from the East Pacific Rise and the Galapagos spreading center.— *Chem. Geol.*, 1983, v. 38.
29. *Schilling J. G.* Rare-earth variation across normal segments of the Reykianes ridge, 60–53°N, Mid-Atlantic ridge, 29°S and East Pacific Rise, 2°–19°S and evidence on the composition of the underlying low-velocity layer.— *J. Geophys. Res.*, 1975, v. 80, N 11.
30. *Schilling J. G., Anderson R. N., Vogt P.* Rare-earth, Fe and Ti variation along the Galapagos spreading center and their relationship to the Galapagos mantle plume.— *Nature*, 1976, v. 261.

ДВГИ ДВНЦ АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
13 января 1986 г.

И. К. Туезов

АСТЕНОСФЕРА ОХОТСКОГО МОРЯ И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ

Астеносфера рассматривается как слой пониженной вязкости (или частичного расплава, или пониженных скоростей прохождения сейсмических волн и т. д.), физические свойства которого отличаются от физических свойств вещества вмещающей мантии. В связи с этим отдельно изучаются геотермическая, геоэлектрическая, сейсмическая (волновод) и плотностная асте-

носферы на примере советского Дальнего Востока, Охотского и Японского морей, Курило-Камчатской и Японских островных дуг, прилегающей части Тихого океана. Области распространения астеносфер, выделяемые по различным признакам, нередко не совпадают друг с другом.

ВВЕДЕНИЕ

Под астеносферой в статье понимается слой, в котором вещество находится при температуре, близкой к температуре плавления [9], в связи с чем в нем понижается вязкость и в ряде случаев, по-видимому, возникают локальные магматические очаги. То и другое обуславливают повышенное поглощение упругих волн, понижение их скорости и плотности пород и, если магматические очаги имеют между собой гальваническую связь, резко повышенную электропроводность. Предполагается, что существование астеносферы в общем случае не связано с аномальным повышением температуры недр или, иначе говоря, астеносфера является продуктом естественного взаимоотношения температуры и давления при их возрастании с глубиной. В противном случае трудно объяснить глобальное распространение волновода Гутенберга, приуроченного к определенным глубинам. Аномальное повышение или понижение температуры недр в том или ином регионе вызывает более или менее резкое проявление астеносферного слоя, вплоть до его отсутствия.

В силу того что различные физические свойства, как показывают лабораторные эксперименты и натурные наблюдения, на наличие частичного расплава реагируют по-разному, представляется целесообразным ввести понятие о геотермической, геоэлектрической скоростной (волновод), плотностной астеносферах, т. е. выделять астеносферы по их специализации. Однако, следует иметь в виду, что в основе этих понятий лежит мнение о слое пониженной вязкости, представляющем собой в ряде случаев зону частичного расплава. На практике последнее означает, что те или иные из этих

астеносфер могут отличаться друг от друга по глубине залегания, выразительности, протяженности и др.

СКОРОСТНАЯ АСТЕНОСФЕРА

Существует несколько скоростных моделей верхней мантии Японо- и Охотоморского регионов [1, 2, 6, 19, 29]. Общим для них является преобладание мощности астеносферы континентального блока над мощностью океанической астеносферы. В пределах первого она оценивается величиной более 100 км, во втором предположительно составляет 30—70 км при глубине до ее кровли в том и другом блоках около 100 км и инверсии скоростей на ней 0,2—0,3 км/с.

Скоростной разрез мантии Охотоморского региона изучали авторы [4]. Они обработали записи 1200 трасс 60 наиболее надежно определенных землетрясений по материалам 30 сейсмических станций Восточной Сибири, советского Дальнего Востока, Японии, Алеутских островов. Полученные данные на глубинах 50, 250, 450, 650 км соотнесены с годографом Джеффриса-Буллена [25].

С учетом этих материалов и данных Г. И. Аносова и др. [2], автором настоящей статьи построена модель скоростной астеносферы по профилю центральной часть Охотского моря — Северные Курильские о-ва — Тихий океан (рис. 1). В качестве границ астеносферы принята изолиния скорости 7,8 км/с.

Скоростная астеносфера на этом профиле характеризуется сложным строением. Глубина до ее кровли изменяется от 40 км на юго-востоке Камчатки и прилегающих с юга частей Охотского моря и Курильской дуги до

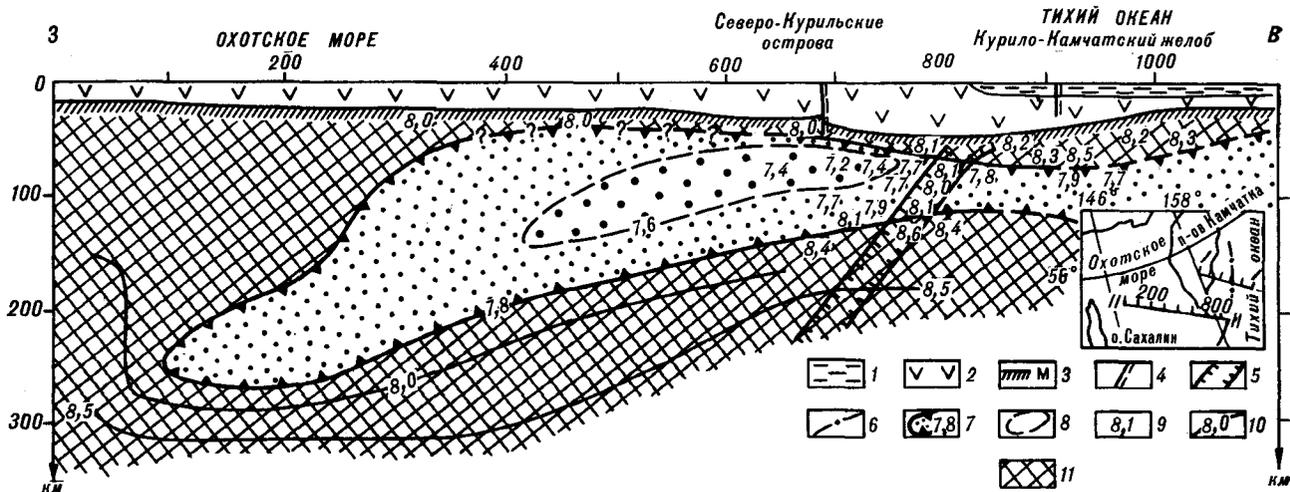


Рис. 1. Модель скоростной астеносферы по геотраверсу Охотское море — Северные Курилы — Тихий океан. Составил И. К. Туезов по материалам [2, 4].

1 — водный слой; 2 — земная кора; 3 — граница М; 4 — разломы; 5 — сейсмофокальная зона; 6 — оси глубоководных желобов; 7, 8 — астеносфера (в том числе 8 — низкоскоростная часть астеносферы); 9 — значения скоростей, км/с; 10 — изолинии равных скоростей, км/с; 11 — вмещающая мантия. На врезке: I — I — положение профиля по [2]; II — II — положение профиля, по которому построен настоящий разрез и который в западной части совпадает с разрезом [4]. Его восточная часть построена по материалам Г. И. Аносова и др.

75—80 км в районе Курило-Камчатского глубоководного желоба и до 250—260 км в центральной части Охотского моря. Минимальная мощность астеносферы, равная 35—40 км,

отмечается под океанским склоном Курильской островной гряды, максимальная, составляющая 160 км, — под прикурильской частью Охотского моря. Под впадиной Дерюгина Охотского

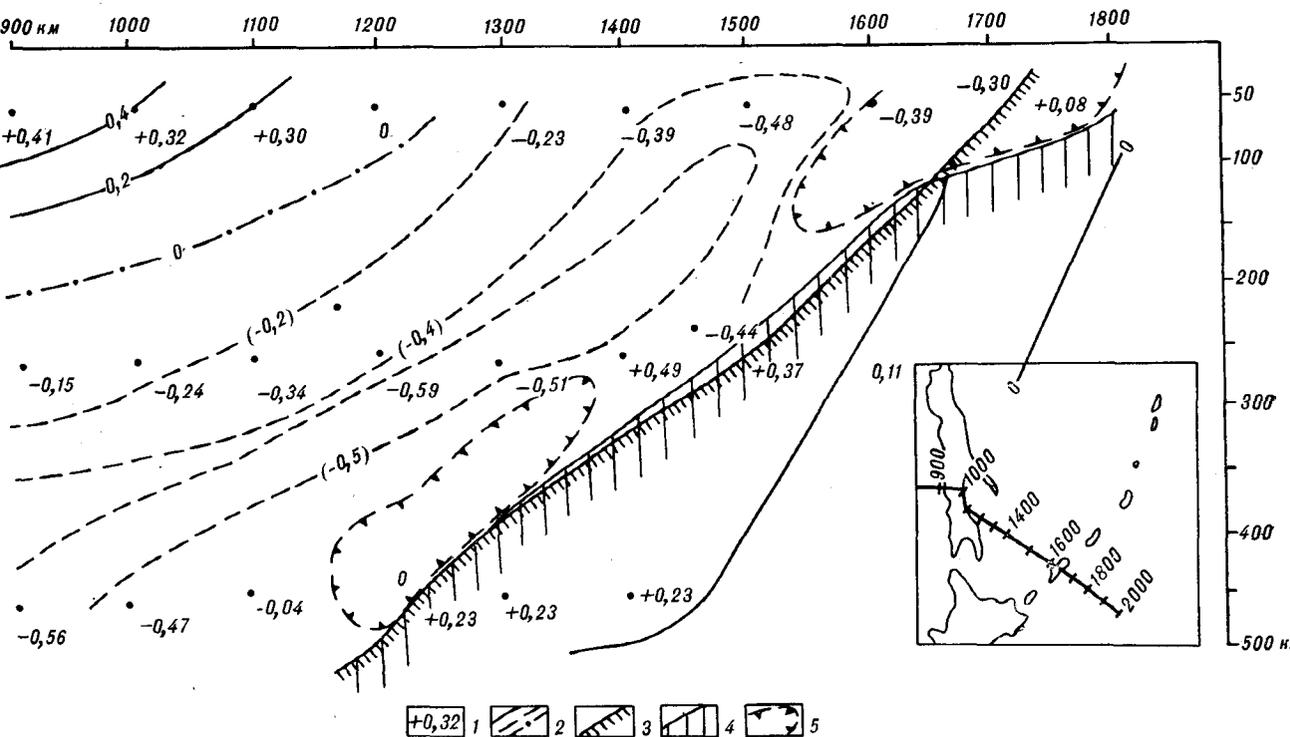


Рис. 2. Аномалии скоростей верхней мантии по геотраверсу Сахалин — Южные Курилы — Тихий океан. Составил И. К. Туезов по материалам [4].

1 — аномалии скоростей (км/с) по сравнению со стандартной скоростной моделью Земли Х. Джеффриса, К. Буллена [25]; 2 — изолинии аномалий скоростей (сплошные линии — положительные аномалии, пунктир с точкой — нулевые, штрих — отрицательные); 3 — кромка сейсмофокальной зоны по [4]; 4 — высокоскоростной слой с океанической стороны сейсмофокальной зоны по [22]; 5 — сейсмофокальная зона как участки дислокации гипоцентров землетрясений (построена И. К. Туезовым по [21]).

моря на глубине 250 км астеносфера выклинивается. В центральной части профиля кровля астеносферы залегает очень высоко, почти сливаясь с земной корой. Их разделяет здесь толща мантии не более 10 км мощности. В центральной части астеносферы выделяется зона с очень низкими значениями скорости, составляющими 7,2—7,6 км/с.

На рис. 2 показаны аномалии скоростей по профилю, пересекающему южные части о. Сахалин, Охотского моря и Курильской островной гряды. Наиболее интересной особенностью этой модели является слой, характеризующийся дефицитом скоростей по отношению к географу Джеффриса-Буллена до 0,59 км/с и погружающийся в верхнюю мантию под углом около 30°. Есть все основания считать, что этот слой является южным продолжением астеносферы, изображенной на рис. 1. Если это так, то надо полагать, что скоростная астеносфера в Охотском море изменяет угол наклона от субгоризонтального в его прикамчатской части до 30° в центральной и южной частях (см. рис. 1, 2). Такие углы наклона, очевидно, следует воспринимать как аномалию, свойственную Азиатско-Тихоокеанской активной окраине, так как в других регионах земного шара астеносфера залегает обычно субгоризонтально.

Мощность астеносферы в южной части Охотского моря около 70 км. Погружается она в мантию параллельно сейсмофокальной зоне, которая представлена в этой части Курило-Камчатской дуги двумя звеньями: верхним и нижним. К ним с океанской стороны примыкают сейсмофокальная зона, в понимании [4], и высокоскоростной слой, по [22].

ПЛОТНОСТНАЯ АСТЕНОСФЕРА

Для западной части Тихого океана определен интерес, с точки зрения автора, представляет модель В. Ю. Косыгина и В. И. Исаева [15]. Астеносфера по этой модели характеризуется значительными вариациями плотности по латерали и вертикали, значительным дефицитом плотности в ее кровле и большими изменениями мощности, которые составляют 3,15—3,25; 0,04—0,14 г/см³ и 60, 125 км соответственно.

Плотностная астеносфера Япономорского и южной части Охотоморского секторов характеризуется относительно небольшой величиной инверсии плотности в ее кровле, не превышающей 0,04—0,05 г/см³, и относительно небольшой мощностью, равной 30—70 км в океаническом блоке [7, 20].

На Юго-Восточной Камчатке мощность астеносферы изменяется от 50 до 110 км (рис. 3) [17]. Она так же, как описанная выше модель астеносферы Тихого океана, характеризуется

значительными вариациями плотности по ее простиранию. В ней выделяются четыре блока с плотностями 3,08—3,25 г/см³. Наряду с традиционным выделением астеносферы по инверсии плотности в ее кровле, на восточном конце этой модели и к западу от сейсмофокальной зоны она предполагается по пониженному градиенту плотности, без инверсии последней в кровле астеносферы.

Над астеносферным блоком к западу от сейсмофокальной зоны располагаются два блока с плотностями 3,04 и 2,95 г/см³. В кровле обоих блоков предполагается инверсия плотности. Блок с плотностью 3,04 г/см³, расположенный под Восточно-Камчатским вулканическим поясом, авторами модели интерпретируется как зона магмообразования. Нижние их части, опирающиеся на астеносферный блок с плотностью 3,20 г/см³, приурочены к верхней мантии, верхние — к низам земной коры. Оба блока можно рассматривать в качестве своеобразного продолжения вверх астеносферного слоя. Отсюда логичен важный вывод о «проникновении» астеносферы в земную кору. Напомним, что вывод о сближенном положении астеносферы относительно земной коры сделан выше при описании скоростной астеносферы этого же региона.

ГЕОТЕРМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

При построении термической модели решалось стационарное уравнение теплопроводности. Граничные условия: температура на поверхности твердой Земли (дневная поверхность, дно моря) равна 0°C, тепловой поток на боковых гранях расчетного разреза равен нулю, температура мантии на глубине 400 км составляет 1630°C. Нижняя граница расчета, равная 400 км, выбрана в связи с тем, что на этой глубине предполагается фазовый переход оливин — шпинель [12]. К указанной же глубине, по данным авторов статей [24, 26, 27], в Курило-Японском регионе и прилегающих районах приурочен резкий скачок скоростей — до 0,6—0,8 км/с. Но выбор этой глубины является в определенной степени условным. Например, могла бы в качестве нижней границы геотермических расчетов принята глубина 600 км, примерно соответствующая максимальной глубине землетрясений в исследуемом регионе.

Одним из главных моментов решения обратной задачи являлось соответствие расчетной кривой теплового потока наблюдаемой. При этом важно было выявить локальные вариации глубинных температур, отражением которых на дне моря и на дневной поверхности являются аналогичные вариации теплового потока. Для достижения последнего необходимо тща-

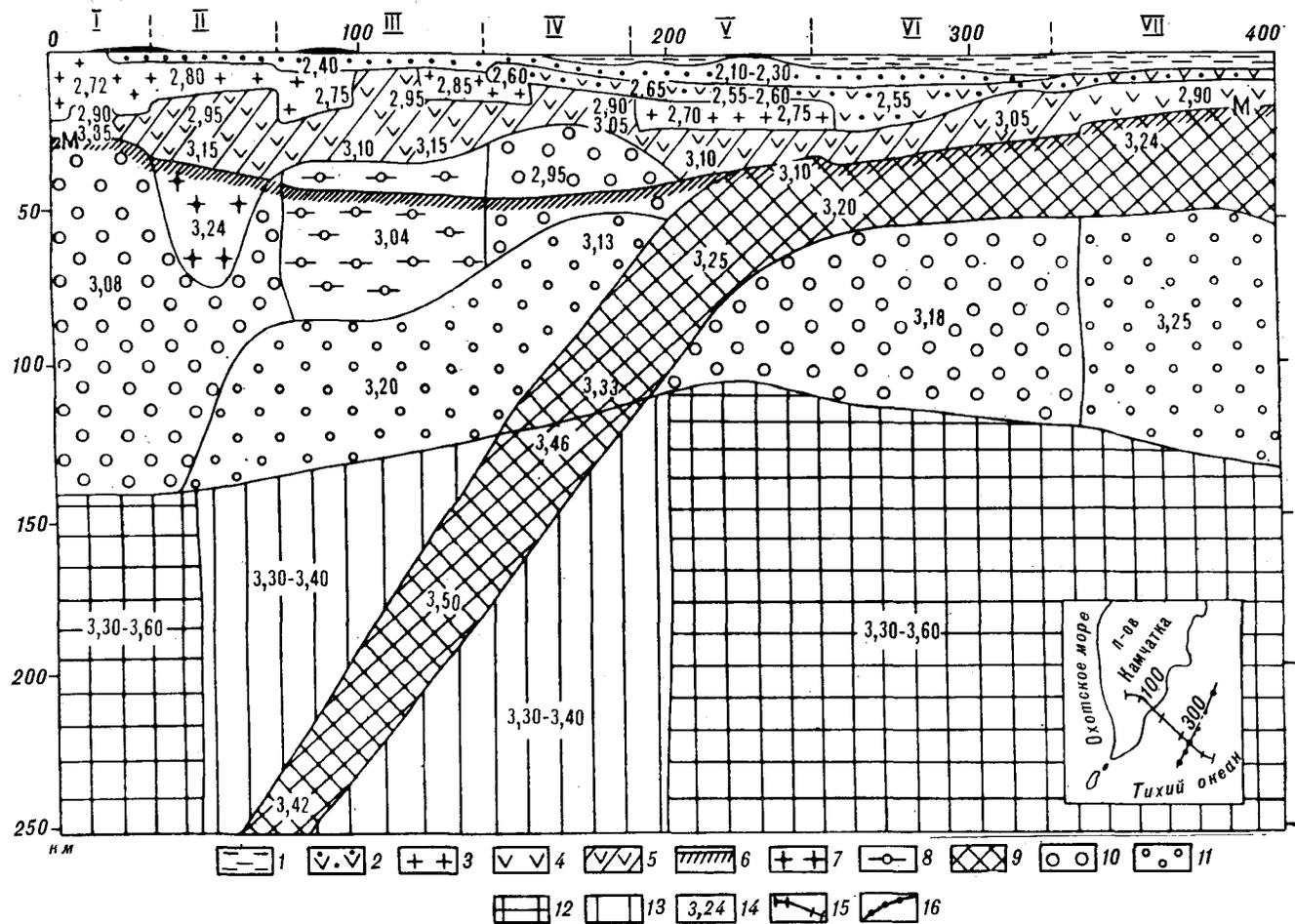


Рис. 3. Плотностная модель земной коры и верхней мантии Юго-Восточной Камчатки и прилегающих акваторий по [17].

Слой: 1 — водный, 2 — осадочный осадочно-вулканогенный, 3 — «гранитный», 4 — «базальтовый»; 5 — уплотненная часть «базальтового» слоя; 6 — граница М; надастеносферная часть мантии: 7 — блок высокоплотных пород, 8 — предполагаемая зона магмообразования, 9 — надастеносферная часть мантии и сейсмофокальная зона (литосферная плита); астеносфера, выделенная по: 10 — инверсии плотности, 11 — пониженным градиентам плотности; подастеносферная часть мантии: 12 — уплотненная, 13 — разуплотненная; 14 — значения плотностей, г/см³; на врезе: 15 — геотраверс, 16 — ось Курило-Камчатского глубоководного желоба.

Наименование структур: I — Ганальский выступ, II — Нацкинская зона поперечных дислокаций, III — Восточно-Камчатский вулканический пояс, IV — зона Восточных полуостровов, V — материковый склон, VI — Курило-Камчатский желоб, VII — окраинный океанический вал.

тельно выбрать модель строения верхней части расчетного геотраверса. Данному требованию в определенной степени отвечали разрезы глубинных сейсмических зондирований, обычно и используемые для этой цели.

Для расчета приняты следующие значения теплопроводности (Вт/(м·град)) и тепловыделения (мВт/м³, в скобках): в осадочном слое земной коры — 1,6 (1,2), в гранитном — 1,6 (0,9), в базальтовом — 1,4 (0,4), в верхней мантии до глубины 70 км — 3 (0,05), в мантии в интервале глубин 70—200 км — 5 (0,005), в интервале глубин 200—400 км — 10 (0,0005).

Для автоматического получения глубин до кровли зоны частичного плавления использовалась кривая зависимости температуры солидуса от глубины. Для этой цели выбран график

из работы [14] для сухого базальта и эглогита: 0 км — 1100°C, 50 км — 1200, 100 км — 1360°C. В. Чермак [23] для своих расчетов использовал кривую плавления влажного перидотита, которая хорошо совпадает с только что приведенными данными. F. Press [28] выполнил проверку по методу Монте Карло 18 моделей верхней мантии под океаном и установил, что для интервала глубин 80—150 км приемлема модель эглогитовой мантии (около 50% эглогита).

Нижняя глубина зоны частичного плавления выбрана равной 100 км исходя из следующих соображений: 1) В. В. Белоусов [3] показал, что в интервале глубин 95—115 км, вероятно, существует слой, в котором может происходить выплавление базальта; 2) X. Йодер [13] на глубинах 70—150 км по падению значений скоро-

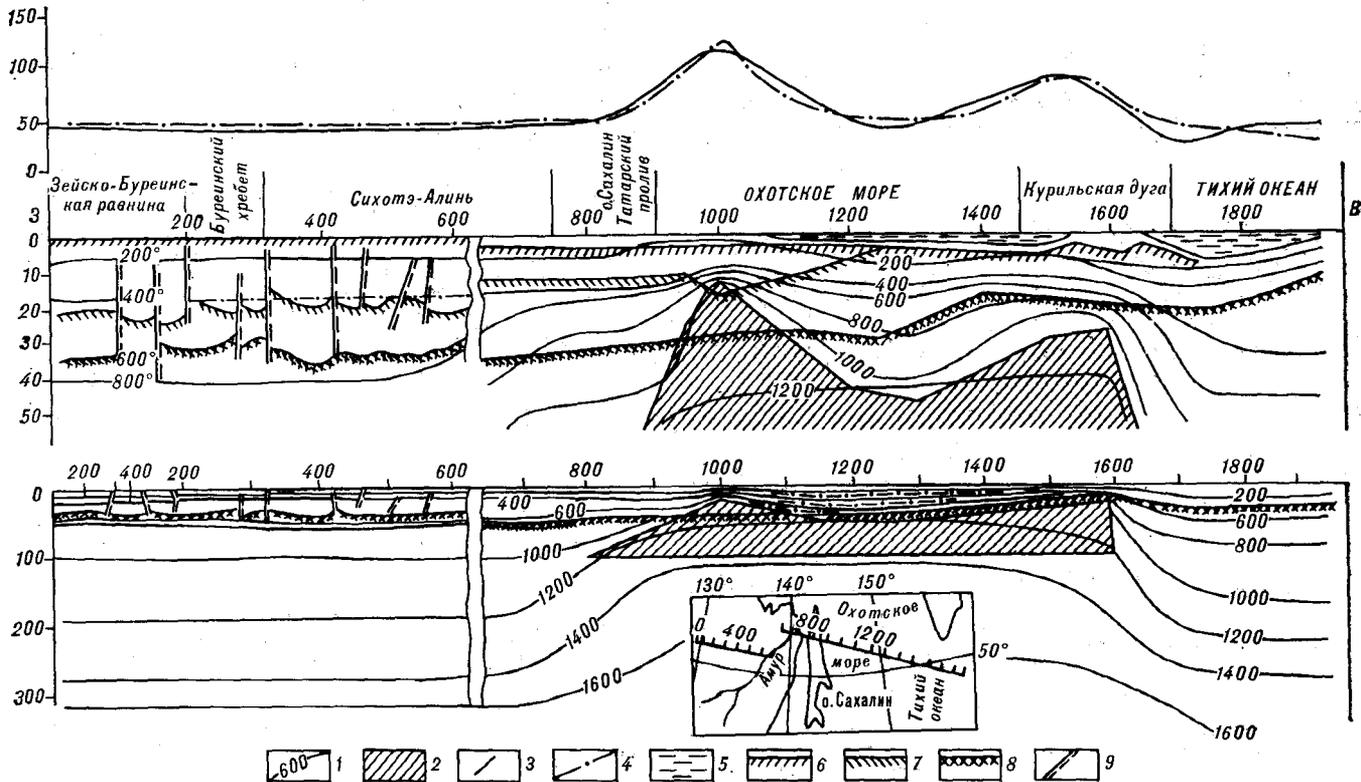


Рис. 4. Геотермическая модель по геотраверсу Зее-Буреинская равнина — Северные Курилы — Тихий океан. Составили В. Д. Епанешников, И. К. Туезов.

1 — геоиотермы, °С; 2 — частично расплавленное тело; 3, 4 — тепловой поток: 3 — наблюдаемый, 4 — расчетный; 5 — водный слой; 6 — кровля консолидированной коры; 7 — граница Конрада; 8 — граница М; 9 — разломы.

стей и росту затухания сейсмических волн выделил зону частичного (5—8%) плавления; 3) по А. Р. Mc Birney процесс плавления приурочен к минимуму теплопроводности, находящегося, по его расчетам, на глубине около 100 км; 4) вариации температур на больших глубинах слабо сказываются на характере локальных аномалий наблюдаемого теплового потока, объяснение геологической природы которого являлось главной задачей описываемых расчетов.

Средний уровень теплового потока, соответствующий аналогичному уровню наблюдаемого теплового потока на геотраверсе, определялся варьированием тепловыделения в мантии. Совпадение расчетных и наблюдаемых локальных аномалий достигалось в основном изменением глубины и формы кровли зоны частичного плавления.

Расчеты температурного режима недр по описанной методике выполнены по множеству профилей, пересекающих Охотское море. Один из них, выходящий за пределы Охотского моря, приведен на рис. 4. Наибольшие вариации глубин испытывают изотермы 1200 и 1400°С. Например, изотерма 1200°С от глубин 190—240 км вне Охотского моря поднимается до

50 км в его пределах. В то же время глубина изотермы 200°С в этом же регионе изменяется всего от 8 до 2 км. Такое поведение изотерм обуславливает, во-первых, очень высокий геотермический градиент в земной коре Охотского моря и относительно небольшой за его пределами, во-вторых, неглубокое залегание зоны частичного плавления в Охотском море, которая составляет в отдельных его участках 10-км и менее, и, в-третьих, определяет отсутствие за пределами Охотского моря (в Сихотэ-Алине, Тихом океане) на глубинах до 100 км зон частичного плавления.

Здесь следует еще раз подчеркнуть, что существование зон частичного плавления на глубинах более 100 км в данной статье не обсуждается. Немаловажным обстоятельством, следующим из описанных расчетов, является тот факт, что зона частичного плавления имеет место не только в верхней мантии, но также, что очень важно, в нижней и средней частях земной коры Охотского моря.

Исходя из изложенного выше, можно предполагать, что зона частичного расплава представляет собой высоко поднимающийся вверх выступ астеносферного слоя, геологическая природа которого в районах современного вул-

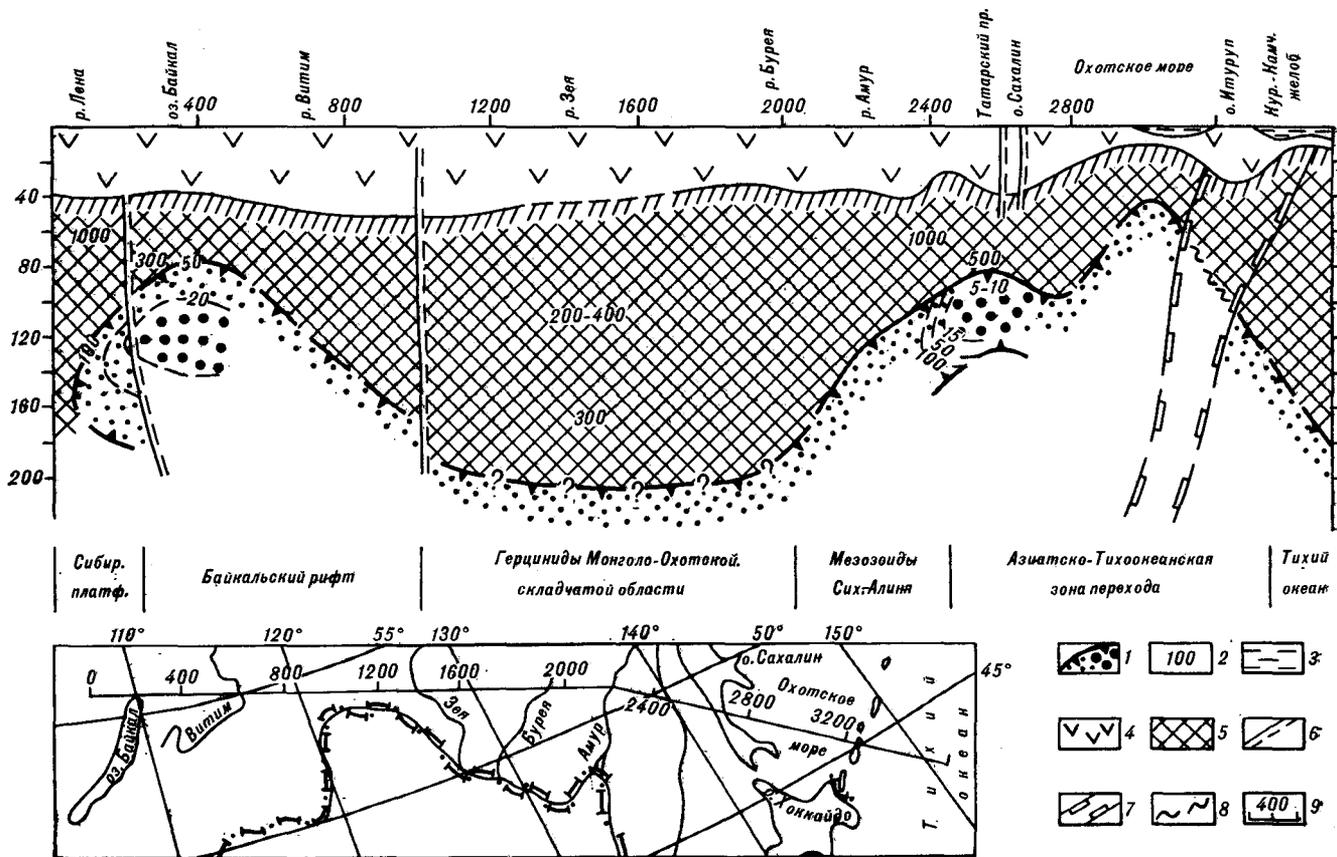


Рис. 5. Геоэлектрическая модель по геотраверсу оз. Байкал — Тихий океан. Составил И. К. Туезов по материалам [5, 10, 11, 16, 18, 30].

1 — астеносфера (сплошные линии — установленные границы, штрих — предполагаемые, штрих с вопросом — наличие астеносферы неясно, жирные точки — высокопроводящие части астеносферы); 2 — значения сопротивлений, Ом·м; 3 — водный слой; 4 — земная кора; 5 — наастеносферная часть мантии; 6 — разломы; 7 — сейсмофокальная зона; 8 — предполагаемое положение кровли астеносферы внутри сейсмофокальной зоны; 9 — положение профиля.

канизма не вызывает особых сомнений, — это, вероятно, зона формирования первичных и вторичных магматических резервуаров. Наличие таких выступов вне областей современного вулканизма, например в Охотском море, не представляется достаточно ясным. Однако существование в пределах последнего на глубинах около 10 км температур 1000°C прогнозируется описанными выше расчетами довольно однозначно. Из этого следует более чем вероятное представление о существовании на таких глубинах в Охотском море очагов жидкой магмы. С точки зрения автора, они принадлежат к категории явлений, которые обозначаются терминами «внутрикоровые магматические инъекции», т. е. это тот класс магматических расплавов, которые из-за недостатка внутриземной энергии не достигают дневной поверхности или дна моря и формируют внутрикоровые и внутримантийные интрузии или эффузивные тела.

В районе Курило-Камчатского глубоководного желоба встречаются аномалии интенсивностью 25 мВт/м². Расчеты показывают, что для их объяснения необходимо допускать нис-

ходящие потоки тепла, связанные или несвязанные с массопереносом. Если они происходят с массопереносом, то их логично отождествлять с процессами субдукции, хотя получающиеся при наших расчетах скорости перемещения фронта теплового потока на порядок с лишним менее скорости спрединга.

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

В пределах материковой и островной суши советского Дальнего Востока, в Охотском море и в приапонской части Тихого океана проведены многочисленные работы магнитотеллурическими и магнитовариационными зондированиями [10, 11, 16]. На участке оз. Байкал — р. Бурей, на островах Сахалин и Итуруп (рис. 5) исследования выполнялись с расстояниями между пунктами наблюдений 10—20 км. Запись проводилась на магнитную пленку трех магнитных и двух электрических составляющих в диапазоне периодов 0,1—1500 с. Продолжительность полезной записи составляла

25—30 с. На участках между пикетом 1200 и р. Зея, между оз. Эворон и побережьем Татарского пролива в основу измерений положен принцип синхронных измерений пяти компонент магнитного и электрического полей в широком диапазоне периодов: от 10 до 12000 с и более. В связи с этим запись производилась двумя типами станций: коротко- и длиннопериодными. Расстояния между пунктами наблюдений к западу от р. Зея составляли 10—30 км, на участке оз. Эворон — побережье Татарского пролива — 30—70 км. Длина токовых линий не превышала 300 м. Запись на одной точке проводилась в течение нескольких дней. При исследованиях в Тихом океане японскими учеными [30] выполнялась запись магнитной и электрической компонент станциями, установленными на дне на расстоянии до 600 км от побережья о. Хонсю и до 400 км от оси Японского глубоководного желоба. Запись осуществлялась в течение двух месяцев летом 1981 г. В Охотском море и прикурильской части Тихого океана измерялись вариации модуля полного вектора магнитного поля двумя протонными T -магнитометрами на поверхности моря и на глубине 400 м [18]. Запись проводилась в течение трех суток. В диапазоне периодов 1000—3600 с понижающему участку кривой уверенно выделяется проводящий слой на глубинах около 35 км.

По материалам перечисленных исследований построена геоэлектрическая модель земной коры и верхней мантии по трассе оз. Байкал — Тихий океан (см. рис. 5). В районе оз. Байкал и о. Сахалин использованы построения Л. Л. Ваньяна и А. П. Шиловского [5].

Наиболее характерными и протяженными в пределах трассы являются два токопроводящих слоя, один из которых приурочен к низам коры — верхам мантии, второй — к верхней мантии*. Коромантийный слой мы не рассматриваем, поскольку это не входит в задачу статьи. По этой же причине он не показан на рис. 5.

По особенностям поведения мантийного проводящего слоя регион разделяется на три зоны: западную, центральную и восточную. Глубина до верхнемантийного проводящего слоя по изоомам 50—100 Ом·м в западной зоне составляет 80 км. В его центральной части, под оз. Байкал, выделяется высокопроводящая зона с сопротивлением менее 20 Ом·м. По направлению на запад кровля этого слоя погружается и на глубине около 180 км под восточным краем Сибирской платформы он, вероятно, выклинивается. На глубине 200—220 км под оз. Байкал установлен еще один токопроводящий слой, погружающийся в сторону Сибирской платформы.

* Геология зоны БАМ. Геологическое строение/ Под ред. А. И. Красного.— Л.: Наука, 1987.

В восточной зоне глубина до кровли верхнемантийного проводящего слоя уменьшается до 40—80 км. В Тихом океане она возрастает до 150—170 км. Под Сахалином, как и под оз. Байкал, выделяется высокопроводящая область [5] с сопротивлением 5—10 Ом·м (и, вероятно, менее), которая, возможно, продолжается в пределы Курильской глубоководной котловины Охотского моря. На глубинах 180—240 и 360—380 км в верхней мантии этой зоны прослеживаются еще два токопроводящих слоя с сопротивлением менее 1 Ом·м.

Рассматриваемый проводящий горизонт, по видимому, обусловлен частичным подплавлением его вещества, более глубокие проводящие слои определяются, вероятно, фазовыми переходами. Сказанное позволяет отождествлять верхнемантийный проводящий слой с астеносферой. Если это так, то следует полагать, что глубина до электрической астеносферы и соответственно мощность литосферы вдоль профиля оз. Байкал — Тихий океан резко варьируют. Глубина до астеносферы и мощность литосферы очень велики (200 км и более) на востоке Сибирской платформы, в центральной зоне и в западной части Тихого океана и значительно меньше (40—80 км) в западной и восточной геоэлектрических зонах.

КОМПЛЕКСНЫЕ МОДЕЛИ

Рассмотрим две комплексные модели: по геотраверсам оз. Байкал — Тихий океан и Сихотэ-Алинь — о. Итуруп — Тихий океан.

Наиболее высокое положение на геотраверсе оз. Байкал — Тихий океан занимает геотермическая астеносфера (рис. 6). В Байкальской рифтовой зоне (БРЗ) глубина до нее составляет 25—50 км, в ряде пунктов Азиатско-Тихоокеанской активной окраины, как указывалось, уменьшается до 8—15 км. На Дальнем Востоке, в той его части, где простираются палеозойские структуры Монголо-Охотской складчатой области, докембрийские образования Становика и Буреинского массива, глубина до ее кровли, вероятно, превышает 200 км.

В целом конформно с кровлей геотермической астеносферы залегает поверхность геоэлектрического астеносферного слоя.

Глубина до кровли скоростной астеносферы в БРЗ примерно совпадает с кровлей геотермической астеносферы. Ее мощность в этой зоне по данным сейсмологии оценивается величиной около 400 км. Мощность скоростной астеносферы в Азиатско-Тихоокеанской зоне сочленения, как указывалось выше, достигает

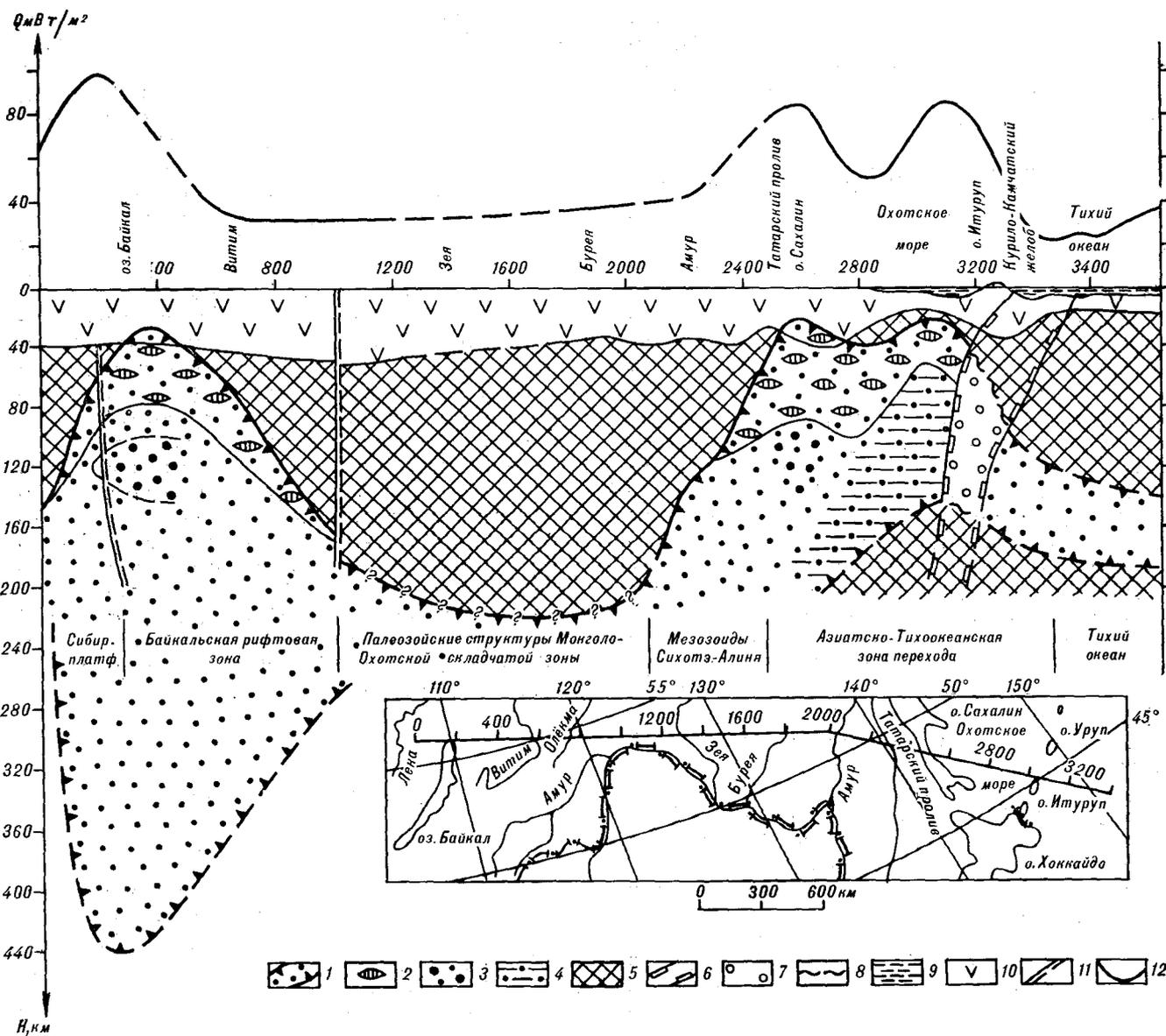


Рис. 6. Модель комплексной астеносферы по профилю оз. Байкал — Тихий океан. Составил И. К. Тузов по материалам [5, 10, 11, 16, 18, 29, 30].

1 — астеносфера (сплошные линии — достоверные границы, штрих — предполагаемые, штрих с вопросом — наличие астеносферы неясно), характеризующаяся по сравнению с ниже- и вышележащей мантией пониженными скоростями, вероятно, повышенной температурой и повышенной электропроводностью; 2 — предполагаемые магматические очаги, не имеющие между собой гальванической связи; 3 — участки с высокой электропроводностью; 4 — участки с пониженными значениями скорости и плотности; 5 — над- и подастеносферные части мантии; 6 — сейсмофокальная зона; 7 — сейсмофокальная зона на пересечении с астеносферой или астеносфера на пересечении с сейсмофокальной зоной; 8 — предполагаемые границы астеносферы внутри сейсмофокальной зоны; 9 — водный слой; 10 — земная кора; 11 — разлом; 12 — график теплового потока (сплошные линии — достоверного, штрих — предполагаемого).

160 км и, возможно, более (рис. 7). Строение плотностной астеносферы в западной части геотраверса оз. Байкал — Тихий океан практически не изучено, в восточной — описано выше. В БРЗ и Азиатско-Тихоокеанской зоне сочленения выделяются участки в верхней мантии с высокой температурой, обеспечивающей частичное подплавление слагающего их вещества, и относительно невысокой проводимостью. В зоне сочленения значительное место также

занимает блок с пониженными скоростью и плотностью, прилегающий к сейсмофокальной зоне.

На рис. 8 представлена комплексная модель астеносферы для Азиатско-Тихоокеанской зоны сочленения в районе южной части Охотского моря. В отличие от комплексной модели, изображенной на рис. 6, эта модель для южной части Охотского моря является более детальной.

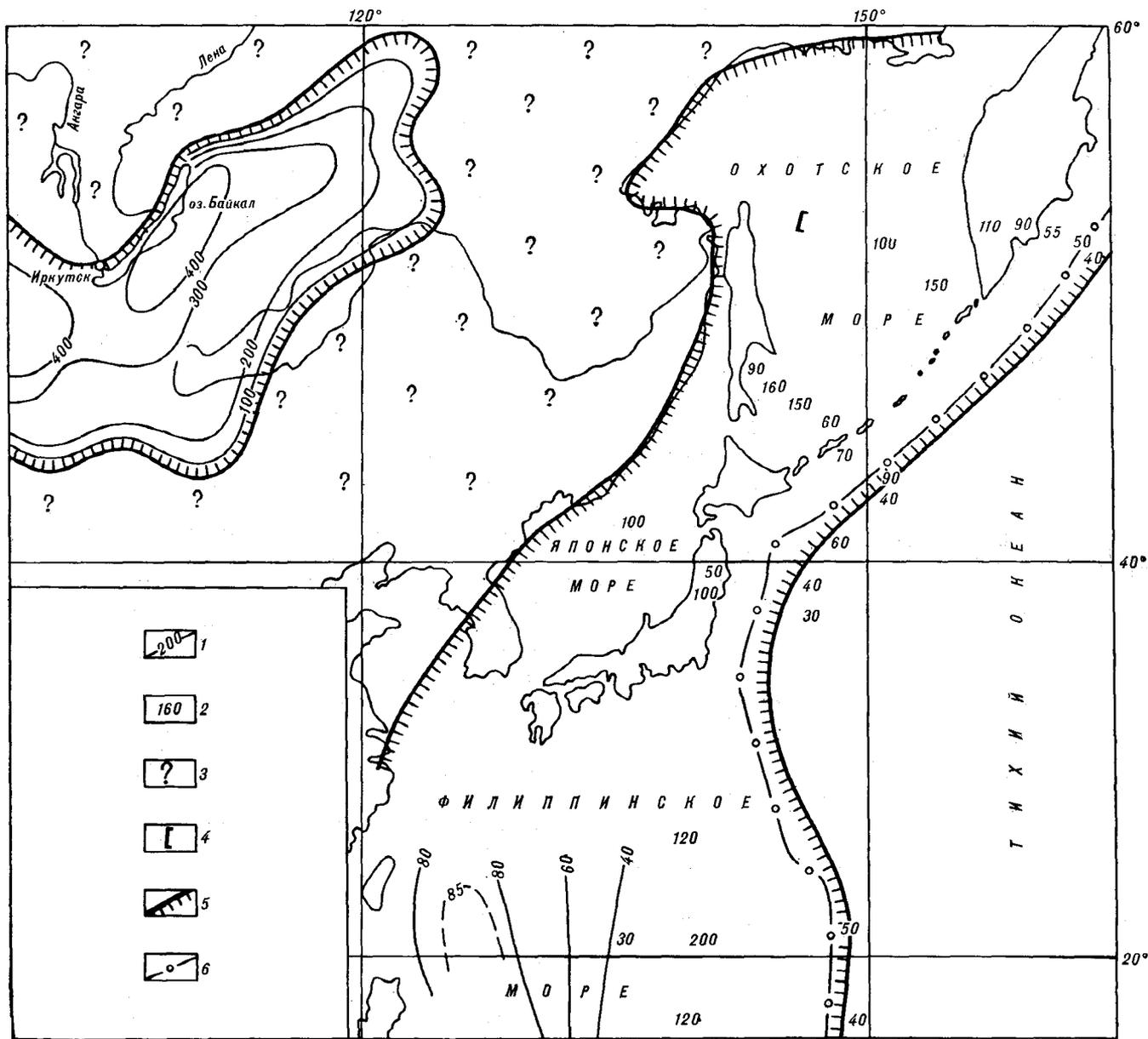


Рис. 7. Мощность астеносферы. Составил И. К. Туезов по материалам [1, 2, 4, 6, 8, 16, 19, 26, 29, 30].

1 — изопахиты (км) сейсмической астеносферы в Байкальской рифтовой зоне [12] и плотностной в Филиппинском море [8]; 2 — значения мощностей (км) комплексной (сейсмической и плотностной) астеносферы; 3 — мощность и наличие астеносферы не установлено; 4 — предполагаемое выклинивание скоростной астеносферы в Охотском море; 5 — границы Байкальской рифтовой зоны и Азиатско-Тихоокеанской зоны сочленения; 6 — оси глубоководных желобов.

Из рассмотрения рис. 8 следует, что в южной части Охотского моря описанные четыре астеносферы образуют две пары. В одну из них объединяются геоэлектрическая и геотермическая астеносферы, в другую — сейсмическая и плотностная. Глубина и форма первых двух достаточно схожи. Строение скоростной и плотностной астеносфер несколько отлично, но еще более оно отлично от строения геоэлектрической и геотермической астеносфер. Скоростная и плотностная астеносферы сходны между собой

и отличаются от геоэлектрической и геотермической астеносфер субгоризонтальным залеганием и несколько большей глубиной. Скоростная астеносфера отличается от геоэлектрической, кроме того, большей мощностью: мощность первой составляет 110 км, второй — около 40 км.

На рис. 8 не нашел отражение минимум скоростей, изображенный на рис. 2 и предположительно интерпретируемый выше как астеносфера. Сопоставление этого минимума с рис. 8

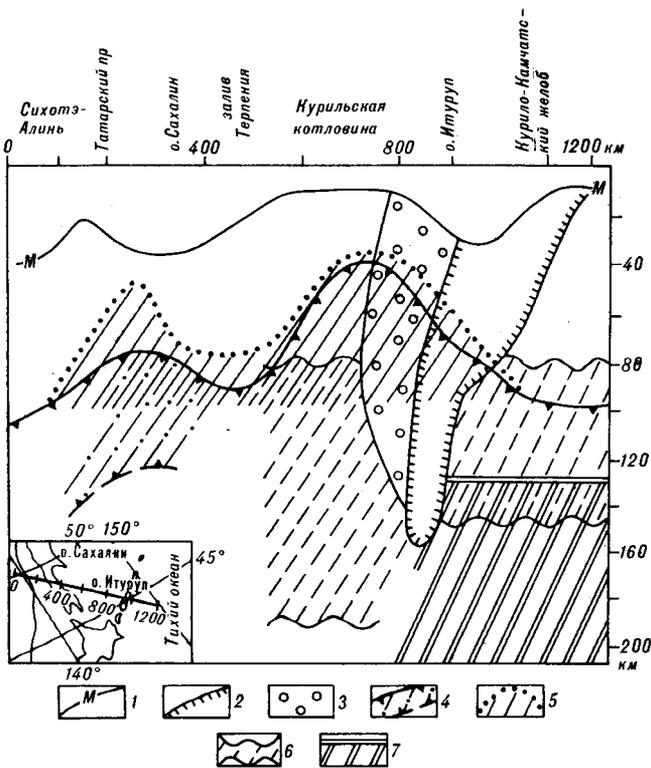


Рис. 8. Комплексная модель строения верхней мантии по профилю Сихотэ-Алинь — о. Итуруп — Тихий океан. Составил И. К. Туезов по материалам [6, 7, 16, 18, 19, 29, 30].

1 — граница М; 2 — сейсмофокальная зона; 3 — зона пониженных скоростей; 4 — 7 — астеносферы: 4 — геоэлектрическая, 5 — геотермическая, 6 — скоростная [6], 7 — плотностная [7].

свидетельствует о том, что он слабо согласуется с нанесенными на рисунок астеносферами, и поэтому этот вопрос требует дополнительного изучения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. На материалах Азиатско-Тихоокеанской зоны сочленения и прилегающих районов Азии и Тихого океана подтверждается тезис, высказанный во введении к настоящей статье, о целесообразности выделения геотермической, геоэлектрической, скоростной (волновод) и плотностной астеносфер. Это позволяет глубже понять внутреннее строение астеносферы, облегчает задачу ее изучения, так как расхождение между данными различных методов, если они достаточно надежные, не следует воспринимать как ошибочные, а надо рассматривать как отображение реально существующей ситуации.

2. Четыре астеносферы в южной части Охотского моря образуют две пары: геотермическая и геоэлектрическая, скоростная и плотностная. Такое их деление, по-видимому, свидетельствует

от о близости физической природы астеносфер, входящих в каждую из этих пар.

3. Для астеносфер характерны резкое изменение физических свойств слагающего их вещества по латерали и вертикали, а также значительные вариации углов наклона, мощности, глубины. Так, значения скорости изменяются от 7,2 до 7,9 км/с (см. рис. 1), плотностей — от 3,04—3,08 до 3,25 г/см³ (см. рис. 3). Зоны с различными физическими свойствами, вероятно, образуют внутри астеносферы отдельные блоки. Сложные вариации плотности в верхней мантии создают такие ситуации, когда инверсия плотностей в кровле астеносферы уступает место обычному их распределению — возрастанию с глубиной, а астеносфера выделяется по признаку уменьшенного в ее пределах градиента плотности с глубиной (см. рис. 3). Выделяющиеся в верхней части комплексной астеносферы БРЗ и Азиатско-Тихоокеанской зоны сочленения высокотемпературные и слабо проводящие участки позволяют предполагать наличие в них магматических очагов при слабой гальванической связи между ними или при полном ее отсутствии.

Наличие высокопроводящих зон под Байкалом, Татарским проливом и Сахалином и низкоскоростной зоны под центральной частью Охотского моря позволяет соответственно предполагать наличие здесь высокоразогретых зон с довольно высоким содержанием магматического расплава.

Вариации глубин до кровли астеносферы четко демонстрируются на примере моделей астеносферы по трассе оз. Байкал — Тихий океан (см. рис. 5, 6), вдоль которой глубина до ее кровли изменяется от 40—50 до 200 км и более. Еще больший перепад глубин — от 50 до 500 км — испытывает минимум скоростей (см. рис. 2), предположительно отождествляемый, как упоминалось, со скоростной астеносферой. Резкие вариации мощности астеносферного слоя хорошо иллюстрируются рис. 1, на котором она изменяется от 35—40 до 160 км. Вариации углов наклона от нуля до 30° показаны на рис. 1, 2, 5, 6. Все это свидетельствует о том, что астеносфера не обязательно представляет собой непрерывное образование и не всегда залегает субгоризонтально. Она по своему простираению может иметь тупиковые окончания, как, например, на западных концах скоростной и геоэлектрической астеносфер (см. рис. 1 и 5), и одновременно характеризоваться значительными углами наклона и образовывать поднимающиеся вверх выступы, достигающие своими вершинами земной коры (см. рис. 4, 6).

4. Под Байкальской рифтовой зоной и Азиатско-Тихоокеанской зоной сочленения выделяются астеносферные линзы мощностью до

200—400 км. На Дальнем Востоке СССР астеносфера отсутствует или выражена очень слабо. Известно, что первые два региона отличаются высокими темпами позднекайнозойских движений, а последний, наоборот, их слабым проявлением. Это позволяет предполагать, что те и другие факты находятся в прямой взаимной связи: мощная и неглубоко залегающая астеносфера в БРЗ и Азиатско-Тихоокеанской зоне сочленения обязана своим существованием позднекайнозойской активности, а отсутствие или слабая выразительность астеносферы на Дальнем Востоке определяются низким темпом позднекайнозойских движений здесь. Отсюда следует вывод о том, что в зависимости от характера тектонических движений в ту или иную эпоху, с одной стороны, кровля астеносферы может мигрировать вверх-вниз по разрезу, с другой — возможно изменение ее мощности. Другой вывод, который следует из этих данных и подтверждает неоднократно опубликованные ранее материалы, сводится к тому, что астеносфера не имеет непрерывного распространения и что наибольшим развитием в современную эпоху она пользуется в тектонически активных районах и значительно угнетена в относительно стабильных зонах.

5. Изложенные материалы не дают ясного ответа на вопрос о взаимоотношении асте-

носферы и океанической литосферы с сейсмофокальной зоной. Согласно схеме субдукции, вопрос о соотношении последней с океанической литосферой, как известно, решается просто: сейсмофокальная зона является продолжением океанической литосферы. Однако проблема связи астеносферы с сейсмофокальной зоной, даже по схеме субдукции, не является такой простой. Если рассматривать астеносферу как глобальный слой, необходимо допускать ее простираемость по обе стороны от сейсмофокальной зоны. О вероятном существовании астеносферы по обе ее стороны свидетельствуют изложенные данные. Отсюда возникает вопрос: астеносфера пересекает сейсмофокальную зону или, наоборот, сейсмофокальная зона астеносферу, т. е. какая из этих структур моложе, какая древнее. Выше было показано, что строение астеносферы по профилю оз. Байкал — Тихий океан тесно связано с позднекайнозойскими подвижками. Однако это обстоятельство не содержит данных о времени заложения астеносферы, а лишь указывает на время последних, связанных с нею, тектонических процессов. О времени заложения сейсмофокальной зоны также не имеется определенных свидетельств. Иными словами, с позиций глобальной геофизики вопрос о взаимоотношении астеносферы и сейсмофокальной зоны, по существу, остается открытым.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев А. С., Рябой В. З. Новая модель строения верхней мантии Земли.— Природа, 1976, № 7.
2. Аносов Г. И., Биженина С. К. и др. Глубинное строение Южной Камчатки по данным ГСЗ.— В кн.: Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.
3. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков.— М.: Наука, 1966.
4. Болдырев С. А., Кац С. А. Трехмерная скоростная модель верхней переходной зоны мантии от Тихого океана к Азиатскому континенту.— Вулканология и сейсмология, 1982, № 2.
5. Ваньян Л. Л., Шиловский П. П. Глубинная электропроводность океанов и континентов.— М.: Наука, 1983.
6. Виллемсон Л. Х., Дмитриева Л. А. Опыт расчета сейсмического волнового поля в модели Курильской островной дуги.— Вулканология и сейсмология, 1983, № 5.
7. Гайнанов А. Г. Аномалии силы тяжести и плотностные модели литосферы Тихого океана.— Тихоокеанская геол., 1982.
8. Гайнанов А. Г., Строев П. А. Гравитационное поле и плотностные модели земной коры и литосферы окраинных морей Восточной Азии.— В кн.: Геодинамические исследования. № 10. Геофизика Восточно-Азиатских окраинных морей. М.: Радио, 1987.
9. Геологический словарь. Т. 1/Под ред. К. Н. Паффенгольца.— М.: Недра, 1973.
10. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Глубинное строение/Под ред. Н. Н. Пузырева, М. М. Мандельбаума.— Новосибирск: Наука, 1984.
11. Глубинные электромагнитные зондирования Дальнего Востока.— Владивосток, 1980.
12. Голицын Г. С. О профиле температур в мантии Земли.— Физика Земли, 1981, № 4.
13. Йодер Х. Образование базальтовой магмы.— М.: Мир, 1979.
14. Йодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм.— М.: Мир, 1965.
15. Косыгин В. Ю., Исаев В. И. Оптимальная плотностная структура верхней мантии вдоль геотраверса Япония — возвышенность Шатского — Императорские горы.— Тихоокеанская геол., 1983, № 5.
16. Косыгин Ю. А. и др. Глубинная электропроводность о. Сахалин.— Докл. АН СССР, 1981, т. 256, 3.
17. Красный М. Л., Косыгин В. Ю., Исаев В. Н. Оптимальная плотностная модель земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса Камчатка — Тихий океан.— Тихоокеанская геол., 1985, № 1.
18. Ляпишев А. М., Сычев И. М., Семенов В. Ю. Структура электропроводности верхней мантии Курильской котловины Охотского моря.— Тихоокеанская геол., 1987, № 4.
19. Родников А. Г. Островные дуги западной части Тихого океана.— М.: Наука, 1979.
20. Родников А. Г. и др. Геотраверс Сихотэ-Алинь — Японское море — о. Хонсю — Тихий океан. Результаты исследований по международным геофизическим проектам.— М.: Межведомственный геофизический комитет АН СССР, 1982.
21. Тараканов Р. З. Модель строения среды в фокальной зоне и прилегающей к ней мантии для Курило-Японского региона.— В кн.: Новые данные о строе-

нии коры и верхней мантии Курило-Камчатского и Японского регионов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978.

22. *Тараканов Р. З.* Фокальные зоны и их роль в развитии островодужных систем.— В кн.: Геология дальневосточной окраины Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981.
23. *Чермак В.* Геотермическая модель литосферы и карта мощности литосферы на территории СССР.— Физика Земли, 1982, № 1.
24. *Fukao Y.* Upper mantle *P*-structure on the ocean side of Japan — Kurile arc.— *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 1970, v. 50.
25. *Jeffreys H., Bullen K.* *Seismological tables.* London, 1940.

ИТыГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

26. *Kaila K. L., Krishna V. G., Narain H.* Upper mantle *P*-wave velocity structure in the Japan region from travel time studies of deep earthquakes using a new analytical method.— *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1971, v. 61.
27. *Kanamori H.* Upper mantle structure from apparent velocities of *P*-waves recorded at Wakayama micro-earthquake observatory.— *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, 1967, v. 45.
28. *Press F.* Earth's models consistent with geophysical.— *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1970, v. 3, N 3.
29. *Shimamura H., Asada T.* Apparent velocity measurements on an oceanic lithosphere.— *Ibid.*, 1976, N 13.
30. *Yukutake T., Filloux J. H. et al.* Preliminary Report on a Magnetotelluric Array Study in the Northwest Pacific.— *J. Geomag. Geoelectr.*, 1983, v. 35.

Поступила в редакцию
18 февраля 1987 г.

УДК 552.323(265.99)

Ю. И. Коновалов, Б. И. Васильев, И. Н. Говоров,
И. А. Тарарин, В. Л. Безвержный

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ХРЕБТА ОКИ-ДАЙТО (Филиппинское море)

Изложены результаты драгирования в 4-м рейсе НИС «Академик Александр Несмеянов», проведенном Тихоокеанским океанологическим институтом ДВНЦ АН СССР в 1984 г. На основании петрографического и геохимического изучения пород выделены магматиче-

ские комплексы (зеленокаменно измененный андезитовый, щелочной и субщелочной базальтовые), формирование которых авторы связывают с позднемеловым, ранне- и среднепалеогеновым этапами эволюции подводной структуры Оки-Дайто.

В августе—сентябре 1984 г. Тихоокеанским океанологическим институтом ДВНЦ АН СССР проведен 4-й рейс НИС «Академик Александр Несмеянов», в котором были выполнены геологические исследования в южной части хр. Оки-Дайто (рис. 1, 2). Последний вместе с хр. Дайто входит в состав подводной структуры Бородино, где названные объекты разделе-

ны небольшой котловиной и почти под прямым углом сочленяются на западе с желобом Рюкю, а на востоке — с хр. Кюсю-Палау. Уплощенная вершинная поверхность хр. Оки-Дайто расположена на глубине 1500—2000 м, а отдельные горы в ее пределах имеют превышения от 400 до 1500 м. В северной части структуры над уровнем моря выступает небольшой о. Окинодайто (Окинооагари).

В пределах изученного полигона подводная структура Оки-Дайто разделяется на два субпараллельных хребта запад-северо-западного простирания, между которыми расположен узкий трог с плоским дном. Крутизна склонов трога достигает 30—40°, а глубина — 4400 м. На южном склоне трога было проведено несколько драгирований (табл. 1). Кроме того, в днище трога отобрана колонка рыхлых осадков длиной 4,2 м, а на южном склоне проведено подводное фотографирование. По данным непрерывного сейсмопрофилирования, трог заполнен толщей осадочных образований мощностью более 750 м, представленной в верхней части, судя по взятой колонке, розовато-желтыми илами.

Среди драгированных пород резко преобладают магматические образования различной степени измененности. Среди них отмечены туфы и редкие обломки туфоалевролитов и туфопесчаников. Наиболее представительный каменный материал в виде крупных глыб и обломков размерами до 0,5 м поднят на станциях Н4-66 и Н4-69, выполненных в нижней части склона трога.

По данным драгирования, в пределах склонов хр. Оки-Дайто развиты три комплекса магматических пород, имеющие, по-видимому, различный возраст. Это зеленокаменно изменен-

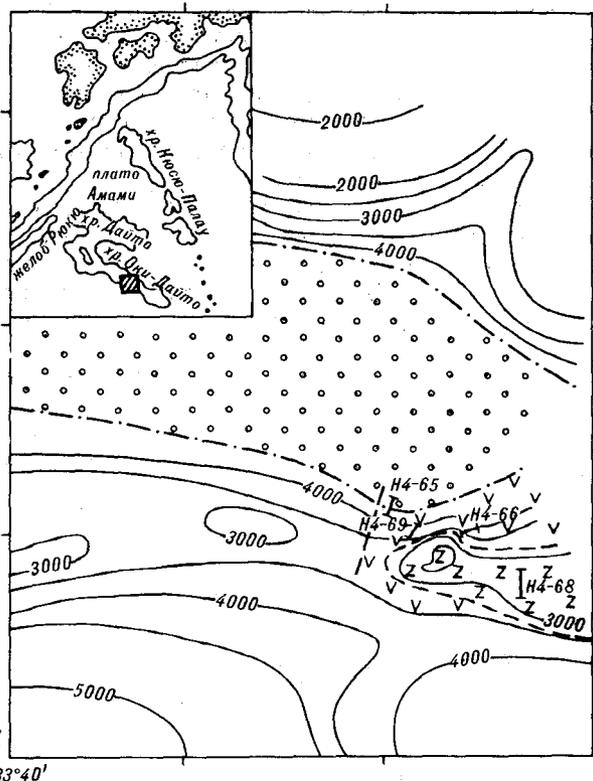


Рис. 1. Схематическая геологическая карта полигона в южной части хр. Оки-Дайто. Усл. обозн. на рис. 2.

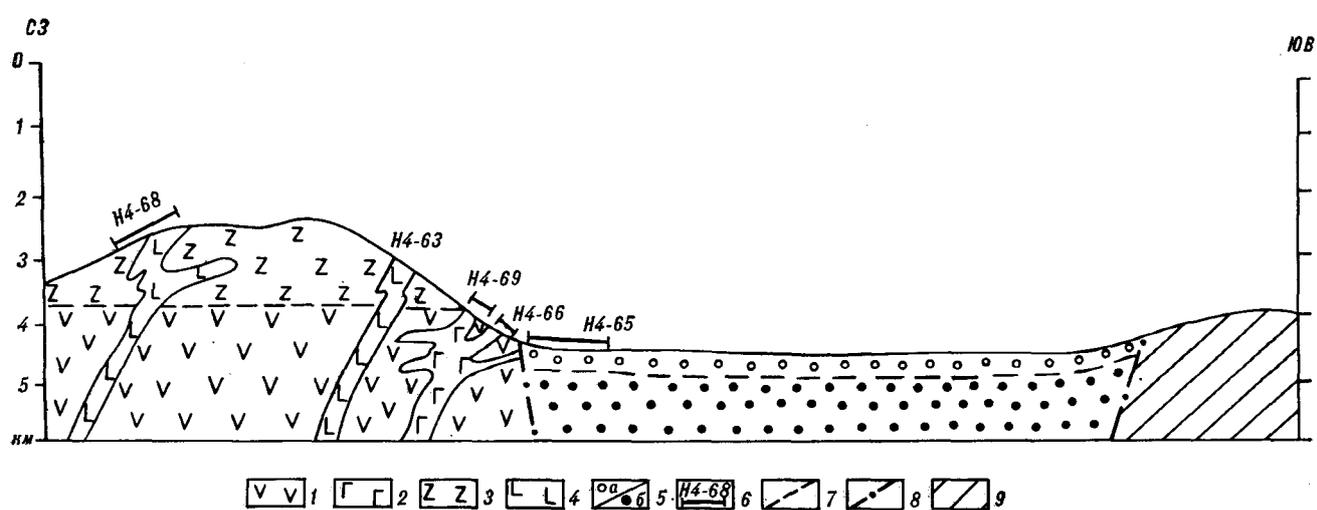


Рис. 2. Схема геологического строения хребта в районе изученного полигона.

Зеленокаменно измененный комплекс (1, 2): 1 — андезиты, реже базальты, 2 — долериты и габброиды; субщелочной комплекс (3, 4): 3 — пикрито-базальты, ферробазальты, 4 — долериты; 5 — кайнозойские осадочные отложения: а — четвертичные, б — более древние; 6 — станции драгирования и их номера; 7 — предполагаемые геологические границы; 8 — разломы (по данным НСП); 9 — сейсмоакустический фундамент, нерасчиленный.

ный комплекс преимущественно андезитового состава, щелочной базальтовый и субщелочной пикрит-базальт-ферробазальтовый комплексы. Наиболее древним из них является комплекс зеленокаменно измененных андезитов, включающий небольшое количество базальтов и андезитобазальтов, а также туфов и игнимбритовидных образований среднего состава. Все эти породы, вероятно, прорваны дайковыми и, возможно, штокообразными телами долеритов и габброидов с аналогичным характером вторичных изменений.

Зеленокаменно измененные андезиты представляют собой массивные или слабопористые зеленовато-серые порфиоровые породы с вкрапленниками плагиоклаза, реже клинопироксена и бурого амфибола с размерами до 2 мм и составляющими от 3 до 25% объема породы. Плагиоклаз вкрапленников обычно интенсивно

замещен альбитом, а по темноцветным минералам развиты эпидот, хлорит, актинолит, сфен, иногда биотит и пумпеллиит, нередко образующие полные псевдоморфозы с выделением небольшого количества кварца и рудного минерала. Основная масса имеет микролитовую (андезитовую) и пилотакситовую структуру и характеризуется существенно лейкократовым обликом. Она обычно сильно изменена и представляет собой альбито-хлоритовый агрегат с примесью актинолита, эпидота, сфена, реже кварца, биотита и пумпеллиита. Андезиты нередко рассечены прожилками, выполненными хлоритом с примесью кварца.

Туфы андезитов представлены литокристаллокластическими разностями с алевро-псаммитовой и псаммитовой структурой. В составе обломочной части помимо эффузивов среднего состава отмечаются также фрагменты афировых

Таблица 1

Характеристика станций и результаты драгирования склонов хр. Оки-Дайто

Номер станции	Координаты		Глубина, м	Вид опробования и краткая характеристика поднятого материала
	Начало	Конец		
H4-63	23°30,1 с. ш. 133°04, 0 в. д.		3280	Прямоточная трубка. Остроугольные обломки долерита в рыхлых породах
H4-65	23°32 с. ш. 133°00 в. д.	23°31 с. ш. 132°59 в. д.	4400—4360	Драга. Глубоководные глины с редкими обломками пемзы
H4-66	23°30 с. ш. 133°04 в. д.	23°30,2 с. ш. 133°05 в. д.	4100—4060	Драга. Глыбы и щебень долеритов габброидов, брекчии изверженных пород, небольшое количество железомарганцевых конкреций (ЖМК), пемзы и осадочных слабоуплотненных пород
H4-68	23°28,7 с. ш. 133°06,8 в. д.	23°27 с. ш. 133°06,8 в. д.	3000—2600	Драга. Глыбы долеритов, ЖМК
H4-69	23°30,7 с. ш. 133°04,4 в. д.	23°30,7 с. ш. 133°04 в. д.	4100—4060	Драга. Глыбы и щебень изверженных пород (базальты, андезиты, долериты, габброиды, туфы), ЖМК, фосфориты, глины

базальтов и андезитобазальтов. Для туфов характерны интенсивные процессы зеленокаменного изменения, аналогичные описанным для андезитов. Характерно также присутствие игнимбритовидных образований с флюидалной текстурой, сложенных рогульками светло-коричневого стекла, размещенными в слабополяризующей массе кварц-полевошпатового состава.

Базальты и андезитобазальты представлены редкопорфировыми или афировыми породами с вкрапленниками плагиоклаза (Ap_{50-70}) и сильно измененного клинопироксена, реже оливина. Основная масса обладает гиалопилитовой, реже микролитовой структурой и состоит из сильно измененного стекла с редкими микролитами альбитизированного плагиоклаза. Среди вторичных минералов отмечены также хлорит, амфибол, кальцит, кварц. Очень редко в базальтах отмечаются мелкие поры размером до 0,5 мм, заполненные иногда глинистым материалом.

Долериты и габброиды слагают наиболее крупные глыбы из драгированных на станциях Н4-66 и Н4-69. Все эти породы также подвержены интенсивному зеленокаменному изменению. Долериты имеют мелкозернистое строение с размерами зерен 0,2—1,0 мм и состоят из плагиоклаза (Ap_{65-75}), клинопироксена (30—40% объема породы) и рудного минерала (5—10%). Иногда в них присутствует небольшое количество хлоритизированного стекла. Из аксессуарных минералов обычно присутствует апатит, отмечены также кристаллы сфена. Рудный минерал образует идиоморфные мелкие зерна и насыщает крупные образования пироксена и плагиоклаза в виде веретенообразных, неристых и игольчатых кристаллитов, слагающих иногда своеобразную решетку или «скелетные» кристаллы. Подобная форма выделения, получившая название сагенитовой решетки и характерная для рутила, свидетельствует о высоком содержании титана в долеритах.

Процессы зеленокаменного изменения проявлены в разных образцах с различной интенсивностью и выражены обрастанием, а иногда и полным замещением кристаллов клинопироксена (титан-авгита) зеленой роговой обманкой и биотитом, в результате чего образуется небольшое количество кварца. Плагиоклаз частично замещен мусковитом и калиевым полевым шпатом. Минералы иддингсит-боулингитового ряда образуют полные псевдоморфозы по мелким редким кристаллам оливина, которые диагностируются лишь по характерным разрезам и грубой спайности. Более низкотемпературные изменения долеритов выражаются интенсивной хлоритизацией биотита (с выделением сфена) и амфибола.

Габбро-долериты отличаются большей степенью раскристаллизации и меланократовым характером. В них иногда отмечается небольшое количество оливково-бурой роговой обманки, частично замещенной вторичным амфиболом.

Габбро сложено плагиоклазом (лабрадор) и пироксеном, включающими небольшое количество рудного минерала и оливина, и характеризуется обычно панидиоморфной структурой с преобладающими размерами кристаллов 0,8—1,1 мм. Текстура пород массивная, лишь в немногих образцах отмечены небольшие пустоты, полые и заполненные глинистым материалом. На фоне в целом равномерно-зернистой массы иногда наблюдаются крупные порфировидные включения призматических кристаллов клинопироксена. В количественном отношении в породе преобладает плагиоклаз (50—60% объема), пироксен составляет 30—40%, а рудный минерал вместе с псевдоморфозами хлорито-рудного агрегата по оливину — не более 10% объема породы. Аксессуарные минералы представлены сфеном и апатитом. Плагиоклаз интенсивно замещается мусковитом, пренитом, а для клинопироксена характерна биотитизация и хлоритизация с сопутствующим выделением кварца. На позднем магматическом этапе, по-видимому, происходило обрастание, а иногда и полное замещение зерен клинопироксена биотитом, который затем, в результате регрессивных процессов, замещался хлоритом.

Второй комплекс включает щелочные базальты, отмеченные в виде небольших обломков и, по-видимому, развитые в пределах изученного участка дна спорадически. Это афировые или редкопорфировые образования, крупные вкрапленники в которых представлены преимущественно плагиоклазом, а среди более мелких порфировых выделений отмечены измененные пироксены. Основная масса имеет черно-бурую окраску и стекловатую или гиалопилитовую структуру и содержит небольшое количество лейст полевых шпатов. В породе отмечаются редкие мелкие поры, заполненные сферолитовыми агрегатами вторичных минералов.

Третий комплекс представлен свежими разностями вулканических и гипабиссальных пород, включающими пикрито-базальты, субщелочные ферробазальты и долериты.

Пикрито-базальты подняты в виде крупной глыбы и более мелких обломков размером до 35 см и представляют собой породы черного цвета с очень редкими (не более 3—5%) изометричными вкрапленниками плагиоклаза и клинопироксена размером до 0,6 мм. В некоторых образцах отмечаются редкие поры размером 0,3—0,6 мм, заполненные гидроксидами

Компонент	Номер анализа															
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	Номер образца															
	69/20	69/36	69/47	69/79	69/53	69/5	69/21	69/60	69/25	69/43	69/57	69/51	69/3	69/74	69/48	66/35A
SiO ₂	45,50	51,55	52,95	54,65	55,15	55,85	56,00	57,40	59,50	60,10	66,20	39,10	39,40	43,20	43,35	47,40
TiO ₂	1,00	0,80	0,77	0,81	0,87	0,70	0,83	0,68	0,50	0,50	0,50	1,53	1,19	1,62	1,23	2,38
Al ₂ O ₃	13,26	17,24	16,08	15,58	15,12	17,11	16,57	18,60	16,80	14,41	14,40	15,44	14,19	15,55	14,58	14,78
Fe ₂ O ₃	2,15	7,18	3,04	6,09	3,13	0,11	2,30	5,00	2,24	1,68	2,00	4,87	3,70	10,21	3,32	7,33
FeO	6,78	0,45	5,50	2,29	3,29	6,96	5,13	2,75	3,29	3,66	5,13	7,14	5,22	3,20	8,79	3,66
MnO	0,26	0,15	0,23	0,50	0,08	0,18	0,14	0,09	0,09	0,07	0,09	0,24	0,18	0,17	0,23	0,18
MgO	15,88	7,07	7,97	6,49	10,31	4,30	7,20	5,00	5,42	5,38	1,90	15,43	20,10	11,50	11,34	10,42
CaO	4,99	5,06	3,85	2,79	4,24	4,95	3,62	4,10	2,30	5,73	0,40	8,55	8,18	7,34	8,99	7,45
Na ₂ O	1,19	6,32	5,20	4,21	3,30	7,00	4,21	3,80	6,40	3,60	3,53	1,40	0,77	1,90	2,07	2,46
K ₂ O	0,74	0,64	0,38	1,56	1,16	0,26	1,84	1,77	1,17	2,43	5,00	0,86	0,67	0,64	0,80	0,88
P ₂ O ₅	0,35	0,37	0,59	0,71	0,29	0,30	0,30	0,27	0,28	0,28	0,35	0,57	0,33	0,34	0,40	0,27
H ₂ O	0,57	сл.	0,11	0,11	сл.	0,19	сл.	сл.	сл.	0,15	0,03	сл.	сл.	0,18	0,20	0,11
П. п. п.	7,18	2,67	3,54	3,93	2,86	1,65	2,22	1,70	2,20	1,57	0,80	4,51	6,29	4,29	4,88	3,05
Ni	660	79	44	54	67	120	—	47	62	79	18	950	630	220	72	—
Co	63	34	43	36	20	25	—	22	24	23	—	110	100	51	87	—
Cr	430	100	480	240	79	150	—	47	83	240	—	69	420	170	720	—
V	150	200	200	180	160	230	—	180	140	220	26	190	180	160	180	—
Cu	82	110	120	110	53	100	—	65	63	57	53	110	71	71	110	—
Zn	140	110	93	110	60	57	—	72	63	87	76	130	57	83	140	—
B	25	20	30	33	9	9	—	17	17	17	14	26	22	27	35	—
Rb	He	He	He	11	He	He	6	—	<5	6	27	6	He	He	<5	—
	опр.	опр.	опр.		опр.	опр.							опр.	опр.		
Sr	133	568	424	510	852	621	346	—	768	552	182	234	165	205	372	—
Ba	128	179	96	243	595	86	488	—	496	767	343	208	27	78	245	—
Zr	111	128	85	187	100	81	84	—	105	100	1498	120	105	89	116	—
Y	10	13	6	18	7	9	11	—	11	9	27	20	12	18	19	—
Nb	8	5	6	5	He	He	He	—	5	—	34	18	—	<5	17	—
					опр.	опр.	опр.									

Примечание. Зеленокаменно измененный комплекс (1—11): 1—3 — базальты, 4—11 — андезиты. Субщелочной комплекс (12—25): 12—15 — пикрито-базальты, 16 — габбро, 17—22 — ферробазальты, 23—25 — ферродолериты. 26—30 — габбро. Комплекс щелочных базальтов: 31, 32 — базальты; 33 — базальты скважины 446, среднее по 29 анализам [9]. Анализы выполнены в ДВГИ ДВНЦ АН СССР, аналитики С. П. Баталова (химические методы) и Т. В. Ланкова (спектральные методы). Определенная литофильных микроэлементов произведены В. В. Коваленко рентгенорадиометрическим методом в ИХ ДВНЦ АН СССР.

железа, агрегатами пироксена и карбоната. Плаггиоклаз в пикрито-базальтах представлен удлиненными кристаллами размером до 0,5 мм. В наблюдаемых в некоторых плифах сростках плаггиоклаз является идиоморфным по отношению к клинопироксену, характеризующемуся полурасстворенными, «скелетными» формами. Пироксены обычно почти нацело замещены бледно-зеленым амфиболом. Основная масса имеет гиалопилитовую структуру и состоит из вулканического стекла, замещенного хлоритом (75—80%), редких игольчатых микролитов плаггиоклаза и многочисленных мельчайших выделений рудных минералов.

Субщелочные базальты слагают некоторые крупные глыбы и значительную часть щебеночной и мелкообломочной фракции драгируемого материала. Они имеют разнообразную окраску — от серой и темно-серой до черной

и сургучно-красной. Это афировые или редкопорфировые породы с вкрапленниками оливины, нацело замещенного минералами группы боулингита, реже встречаются вкрапленники титан-авгита. Основная масса породы обладает интерсертальной структурой и состоит из удлиненных лейст плаггиоклаза (An₆₀₋₇₀), образующих решетку, в промежутках которой расположены изометричные зерна клинопироксена, оливины, рудного минерала и вулканического стекла. Темноцветные минералы основной массы, составляющие около 50%, и стекло интенсивно замещаются смектитом и боулингитом.

Долериты имеют сходный с вышеописанными базальтами минеральный состав и также относятся к субщелочному типу. Структура пород долеритовая, они сложены плаггиоклазом (60%), титан-авгитом (25—30%) и рудным минералом (5—10%), включающими также

хр. Оки-Дайто (окислы, вес. %, элементы, г/т)

Номер анализа																
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
Номер образца																
69/73	69/24	69/9	66/30	69/67	69/1	66/1	66/10	66/40	66/2	69/4	66/25	69/64	69/2	69/32	66/6	скв. 446
43,25	53,53	47,10	47,90	48,65	47,15	49,95	49,35	47,10	47,80	48,50	48,70	47,90	49,30	49,95	47,10	48,35
4,26	2,15	3,71	2,09	3,71	2,98	3,17	3,39	2,12	2,02	2,89	2,31	2,47	3,49	3,36	3,84	4,14
15,41	15,04	13,45	14,75	13,87	14,98	13,46	13,85	15,25	14,81	14,59	14,28	15,53	14,05	17,91	14,49	13,54
8,03	5,01	7,35	8,36	5,62	8,20	5,56	8,01	6,39	5,06	4,12	5,82	7,35	8,00	7,67	6,82	6,04
5,86	6,32	7,51	6,60	6,22	4,76	7,60	5,50	7,33	8,06	9,70	5,40	4,12	5,50	4,48	4,48	7,83
0,13	0,09	0,17	0,20	0,17	0,17	0,16	0,21	0,23	0,22	0,18	0,16	0,12	0,20	0,13	0,14	0,22
5,28	1,64	6,62	6,73	9,00	6,73	6,60	5,99	6,38	6,94	5,59	9,44	7,30	5,40	5,48	6,20	5,55
9,40	9,60	8,62	8,26	5,80	6,28	8,62	8,48	8,85	10,09	9,17	6,61	7,60	5,40	4,77	7,34	9,81
2,53	2,07	2,40	2,96	2,14	2,90	2,31	2,42	2,99	2,46	2,51	2,70	2,91	4,20	5,30	2,76	2,70
0,80	0,86	0,47	0,74	0,34	0,89	0,47	0,58	0,65	0,50	0,72	1,23	1,30	2,16	0,37	3,96	0,66
0,69	1,21	0,66	0,29	0,66	0,49	0,62	0,61	0,36	0,32	0,35	0,28	0,88	0,77	0,86	0,82	0,39
0,30	0,19	0,09	Сл.	Сл.	0,55	Сл.	0,12	Сл.	Сл.	0,17	Сл.	Сл.	0,16	Сл.	0,15	1,24
3,78	2,04	1,38	0,95	3,51	3,42	0,98	1,29	1,87	1,36	1,57	2,97	2,65	1,86	3,74	1,43	—
—	14	25	69	54	40	85	66	72	95	63	260	140	95	43	72	56
—	20	26	48	38	32	48	30	54	60	48	50	30	32	44	43	46
—	—	46	50	140	33	95	91	54	72	26	140	200	72	28	60	66
—	110	230	240	240	220	270	230	270	240	260	240	200	230	160	290	272
—	76	33	140	34	91	130	110	140	130	150	100	76	71	130	91	119
—	93	76	110	85	83	150	410	91	110	91	140	110	83	170	130	151
—	43	19	14	27	17	33	33	17	26	33	22	44	27	33	35	10
—	15	22	18	He	20	5	13	13	10	35	5	10	31	He	1	14,9
—	—	—	—	опр.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	опр.	—	—
—	970	438	333	322	463	411	410	369	310	388	251	647	354	401	517	490
—	159	79	201	70	268	177	184	224	126	122	354	379	600	88	1997	—
—	342	211	120	283	145	256	267	199	105	188	130	244	275	285	191	—
—	33	—	24	25	—	28	25	24	29	33	14	22	28	21	24	—
—	26	—	11	29	26	24	27	11	9	14	13	31	35	31	38	—

полные псевдоморфозы боулинита и смектита по оливину. В некоторых образцах отмечены редкие порфиридные включения крупных кристаллов амфибола, плеохроирующего в бурых тонах. Среди аксессуарных минералов отмечены игольчатый апатит и рутил.

Химический состав магматических пород хр. Оки-Дайто приведен в табл. 2. Изученные образцы характеризуются широкими вариациями содержания как главных петрогенных компонентов, так и микроэлементов. Подавляющая часть их по соотношению щелочей и кремнезема тяготеет к границе пород толеитовой и субщелочной серий, причем четкого разделения вулканической и плутонической фаций на диаграмме «щелочи — кремнезем» не наблюдается (рис. 3). Аномалии состава в значительной мере следует связывать с различной степенью измененности изученных образцов. В пользу этого свидетельствуют высокие значения потерь летучих компонентов при прокаливании, а также значимая корреляция степени окислен-

ности железа с содержанием летучей фазы в вулканических породах.

Для большинства изученных образцов пород зеленокаменного комплекса характерны умеренные содержания титана и щелочей с существенным преобладанием натрия и повышенные — магния. Для комплекса в целом также характерны значительные вариации содержания глинозема и окиси кальция. Особенности химизма позволяют сопоставить эти породы с образованиями известково-щелочной серии островных дуг, от типичных представителей которых они отличаются повышенными содержаниями титана, калия и магния. Возможно, все видимые отличия обусловлены вторичными процессами. По составу и характеру изменений вулканиты комплекса близки к образованиям, поднятым в ряде участков хр. Дайто в японских экспедициях [8, 10], имеющим позднемеловой (82—85 млн лет) калий-аргоновый возраст [7] и сходным, по мнению Ц. Сики с соавторами [4], с вулканитами зеленотуфовой про-

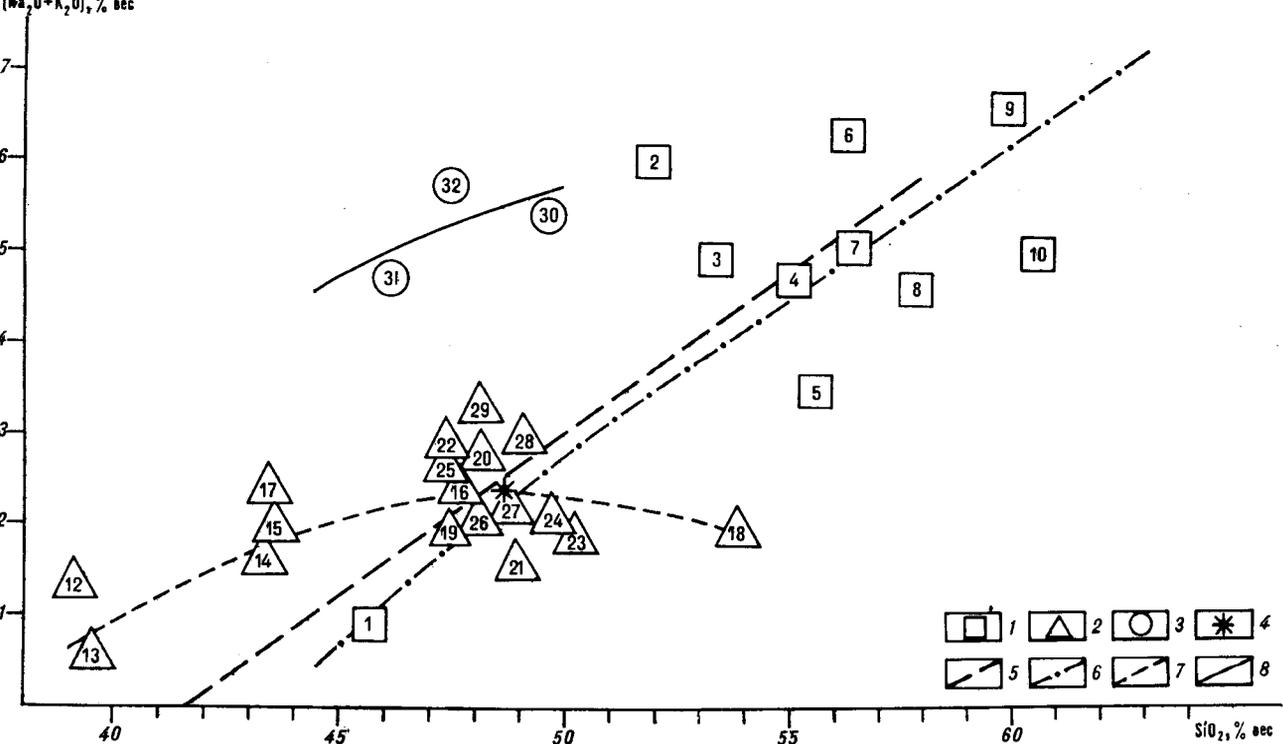


Рис. 3. Диаграмма «щелочи — кремнезем» для изверженных пород хр. Оки-Дайто.

Комплексы: 1 — зеленокаменно измененный, 2 — субщелочной, 3 — щелочной; 4 — ферробазальты скважины 446; 5 — разделительная линия Макдональда-Катсуры; 6—8 — вариационные кривые изменения состава пород отдельных комплексов. Цифры внутри знаков соответствуют номерам анализов табл. 1.

винции Японии. Породы зеленокаменно измененного комплекса хр. Оки-Дайто, по-видимому, также следует отнести к верхнемеловым отложениям.

Болею молодые образования представлены свежими разностями эффузивных и субвулканических пород. Пикрит-базальты отличаются низкими содержаниями кремнезема наряду с умеренными концентрациями щелочей и титана. В сумме щелочей заметно преобладает натрий. Для этих пород характерны высокие содержания окиси магния, достигающие 20,1% и приближающие их к пикритам. Ферробазальты, которые, по-видимому, составляют с пикрит-базальтами единый генетический ряд, характеризуются значительно повышенными содержаниями окислов железа и титана, что соответственно снижает роль магния, и незначительным возрастанием щелочности (до 3—3,5) с одновременным увеличением доли калия в сумме щелочей. Все зафиксированные различия в химизме этих неизменных разновидностей вулканитов можно связывать с вероятным процессом дифференциации единого исходного магматического расплава.

По многим характеристикам химического состава субщелочные ферробазальты и долериты близки аналогичным образованиям, изученным

с помощью глубоководного бурения в котловине между хребтами Дайто и Оки-Дайто [9]. По данным калий-аргонового датирования, ферробазальты скважины 446 имеют возраст 48 млн лет, что соответствует среднему эоцену [6]. К этому же времени образования мы относим и вулканиты пикрит-базальтового комплекса хр. Оки-Дайто, близость состава которых к базальтам котловины указывает на их вероятное генетическое единство.

Комплекс щелочных базальтов выделяется аномально высокими и широко варьирующими концентрациями окислов калия и натрия, сумма которых составляет 4—6%. Как и ферробазальты, они имеют высокие содержания титана, но отличаются от последних повышенными концентрациями бария, стронция, циркония. Наиболее близкими петрохимическими аналогами для них являются вулканиты континентальных рифтов [2].

Полученные данные по геологии и петрохимии магматических комплексов хр. Оки-Дайто позволяют наметить черты эволюции этой структуры. Наиболее древний комплекс, включающий зеленокаменно измененные базальты, андезиты и габброиды, входит в состав цоколя структуры и соответствует, очевидно, наиболее раннему, позднему (?), этапу ее форми-

рования. Судя по наличию пирокластических пород, этот период развития проходил в условиях, близких к аэральным. По химическому составу изученные вулканы зеленокаменного комплекса сходны с породами островодужной (известково-щелочной) серии. Мощность коры в пределах хребта в этот период его истории была, по-видимому, недостаточно велика и не обеспечивала высокого давления воды, необходимого для выплавления типичных известково-щелочных пород.

После островодужного этапа последовало погружение структуры и накопление морских осадков, пронизанных дайками и sillами субщелочных базальтов и долеритов. Погружение структуры Оки-Дайто происходило, вероятно, синхронно с развитием рифтовой впадины, отделяющей хребет от расположенной севернее возвышенности Дайто. Не располагая данными абсолютного возраста, можно лишь предполагать, что зарождению рифтовой впадины предшествовало проявление глубинного щелочного вулканизма, имевшего место, вероятно, в ран-

нем палеогене. По-видимому, этому этапу соответствуют щелочные базальты, поднятые в 4-м рейсе НИС «Академик Александр Несмеянов», а также черные пористые базальты, драгированные в 14-м рейсе НИС «Первенец», коренные выходы которых установлены гипсометрически ниже известняков с фауной эоцена [4]. В дальнейшем, по мере развития рифтовой впадины, характер вулканизма изменился и в эоцене преобладающее развитие получили субщелочные породы, которые накапливались совместно с карбонатами [3].

Намеченные черты эволюции области хребтов Дайто и Оки-Дайто, а также время проявления процессов погружения и сопутствовавшего ему субщелочного вулканизма в целом соответствуют закономерностям развития подводных возвышенностей с континентальным типом коры, установленным нами ранее на примере Японского моря [5]. Эти процессы, по-видимому, являются типичными для окраинных морей северо-западной части Тихого океана.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Васильев Б. И.* Новые данные о геологическом строении подводных возвышенностей Амами и Бородино в Филиппинском море. — В кн.: Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1974.
2. *Гладких В. С., Коган Р. И.* О химическом составе основных членов формации щелочных оливиновых базальтов континентальных рифтов и океанов. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1978, т. 53, № 2.
3. *Евланов Ю. В., Коновалов Ю. И. и др.* К геологическому строению некоторых подводных возвышенностей Филиппинского моря. — В кн.: Геологическое строение дна Японского и Филиппинского морей (новые данные). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979.
4. *Сики Ц., Мисава Е., Конда И.* Группа подводных хребтов Дайто и подводный хребет Кюсю-Палау и их связь с тектоникой Филиппинского моря. — В кн.: Структура и геодинамика литосферы северо-запада Тихого океана по геофизическим данным. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978.
5. *Фролова Т. И., Коновалов Ю. И.* Вулканизм Японского моря как индикатор его образования. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1985, № 2.
6. *McKee E. H., Klook P. R. et al.* K — Ar ages of basalt sills from Deep Sea Drilling Project sites 444 and 446, Shikoku Basin and Daito Basin, Philippine Sea. — Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Washington: US Govern. Print Office, 1980, v. 58.
7. *Matsuda J., Saito K., Zasu S.* K — Ar age and Sr isotope ratio of the rocks in the manganese nodules obtained from the Amami plateau, Western Philippine Sea. — Symposium on the geological problems of the Philippine Sea, 1975.
8. *Mizuno A., Okuda Y. et al.* Marine geology and geologic history of the Daito Ridges Area, Northwestern Philippine Sea. P. 1. Marine Sciences. — Monthly, 1975, v. 7, N 7. P. 2. Marine Sciences. — Monthly, 1975, v. 7, N 8.
9. *Nisterenko G. V.* Petrochemistry and geochemistry of basalts in the Shikoku basin and Daito basin, Philippine Sea. — Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Washington: US Govern. Print. Office, 1980, v. 58.
10. *Shiki T., Aoki H. et al.* Geological and petrological results of the GDR Cruise in the Philippine Sea. Marine Sciences. — Monthly, 1974, v. 6, N 8.

ТОИ ДВНЦ АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
26 мая 1986 г.

Г. Л. Кашинцев, В. В. Матвеев

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ КОРЕННЫХ ПОРОД И ХАРАКТЕРЕ МАГМАТИЗМА ОСТРОВНОГО АТОЛЛА ХЕРМИТ (Тихий океан)

Вулканические породы атолла Хермит по петрографическим и петрохимическим характеристикам сходны со щелочными базальтами океанических остро-

вов, что позволяет отнести земную кору под северной частью Ново-Гвинейского моря к океаническому типу.

Островной атолл Хермит расположен в пределах крайне сложного в тектоническом плане региона, где сочетаются структуры с различными типами коры от континентальной (о. Новая Гвинея) до океанической (Ново-Гвинейское море, Восточно-Каролинская котловина). Здесь же отмечаются области с корой переходного, субконтинентальной (островные дуги Новая Британия и Соломоновых островов) и субокеанической (Западно-Меланезийская дуга) типов. Атолл расположен на вулканическом поднятии, выраженном в виде цепи островов архипелага Бисмарка. Поднятие относится к островодужной структуре (Западно-Меланезийская дуга) [1, 4, 6, 7], хотя большинством авторов оговаривается, что здесь отсутствуют такие важные элементы островодужных структур, как зона Заварицкого-Беньофа, глубокофокусные землетрясения и андезитовый вулканизм. С другой стороны, повышенная мощность коры (до 25 км) под поднятием не позволяет идентифицировать его со структурой океанического типа. Океаническая кора, развитая к северу (Восточно-Каролинская котловина) и к югу (Ново-Гвинейское море) от поднятия имеет обычную мощность около 10 км. На юго-восточном продолжении поднятия, где оно смыкается с типичной островодужной структурой Соломоновых островов, отмечаются офиолиты океанического типа [5], образовавшиеся в результате надвиговых явлений и метаморфизма в интервале времени от эоцена [10] до раннего миоцена [9].

Из сказанного следует, что вопрос о природе Западно-Меланезийской дуги до конца не ясен, чему во многом способствуют крайне скудные сведения о магматизме региона. Именно на эти вопросы и обращено внимание в настоящей работе.

Островной атолл Хермит представляет собой верхнюю часть подводной горы, возвышающейся над уровнем моря в виде разрозненных останцов двух вулканических кальдер [2], обрамленных хорошо развитым барьерным рифом (рис. 1).

В 21-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» на атолле были проведены наземные геологические работы и изучен подводный склон атолла с борта обитаемого подводного аппарата «Пайсис».

Главное поднятие вулканического сооружения — о. Луф представляет остатки большой кальдеры вулкана. В верхней части этот остров сложен туфами и базальтами, в береговых обрывах наблюдаются обнажения многочисленных даек.

В непосредственной близости от большой кальдеры находится малая, возникшая, вероятно, как паразитический конус вулкана. В настоящее время его остатки наблюдаются в виде мелких дугообразных островков — Ялун, Марон и Акиб. Острова сложены свежими порфировыми базальтами и значительным количеством пирокластических пород.

Подводные исследования атолла проведены на его юго-западном склоне. Здесь на глубине 630 м под толщей коралловых известняков обнаружены выходы базальных конгломератов, сложенных хорошо окатанными гальками базальтов размером 5—10 см. Цемент конгломератов (20% объема породы) состоит из смеси карбонатного и пеплового материалов. На запад-юго-западном склоне на глубине 610 м под известняками обнаружены выходы песчаников, а под ними на глубине 640 м залегают валунные конгломераты с карбонатным цементом, составляющим 50% объема породы. Ниже по разрезу конгломераты переходят в известняки

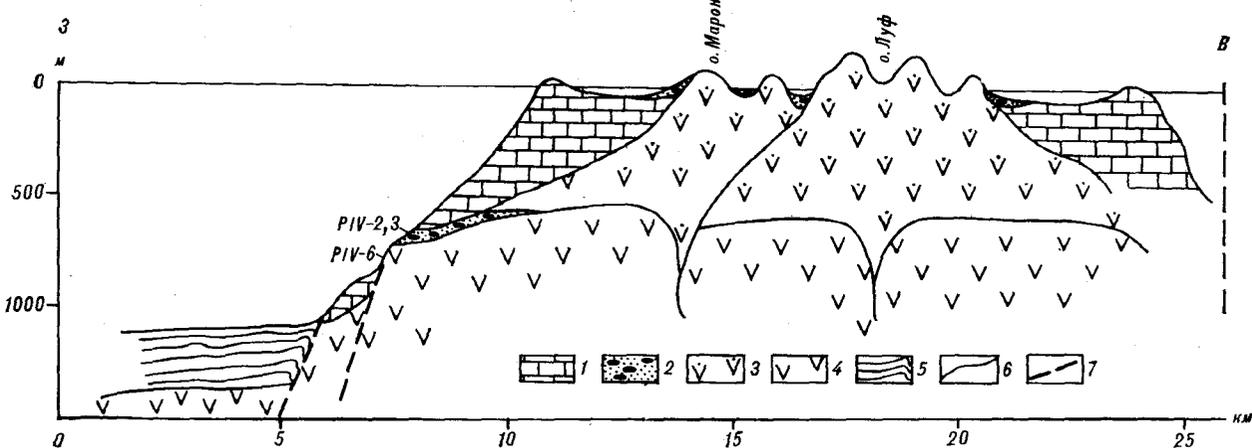


Рис. 1. Схема строения островного атолла Хермит.

1 — известняки; 2 — конгломераты, песчаники, известняки с валунами и галькой базальтов; 3 — дифференцированные базальты островов Луф и Марон; 4 — недифференцированные базальты цоколя; 5 — осадки; 6 — условные границы; 7 — тектонические нарушения.

с редкими валунами и галькой. На глубине 710 м в скальных обрывах обнажаются базальты, которые прослеживаются до глубины 760 м, где они сменяются опять коралловыми известняками, развитыми, по-видимому, на более древнем вулканическом цоколе подводной горы (см. рис. 1).

Остров Луф в основном сложен порфировыми долеритами и базальтами. Первые состоят из мелких, столбчатых кристаллов кальциевого авгита и основного плагиоклаза равной степени идиоморфизма и единичных вкрапленников оливина. Порфировые базальты содержат от 10 до 30% крупных (до 4–5 мм) вкрапленников оливина, зонального титан-авгита ($2V$ 56–58°) и более мелких зерен (до 2 мм) плагиоклаза (An 52–60). Вкрапленники оливина и пироксена образуют гломеропорфировые сростки. Основная масса породы содержит мелкие зерна авгита и плагиоклаза (An 48–54), погруженные в измененное стекло.

Кроме названных пород на острове были встречены роговообманковые базальты, содержащие зерна базальтической роговой обманки, пироксена и плагиоклаза. Наличие амфибола свидетельствует о высоком парциальном давлении воды в магме. В этом типе пород вкрапленники составляют 5–10% объема породы. Единичные зерна бурой роговой обманки обычно окружены опацитовой каймой. Здесь же обнаружены кумулятивные пикриты, содержащие 60% корродированных основной массой породы фенокристаллов пироксена и оливина, аналогичных по составу фенокристаллам из порфирового пикрит-базальта.

Среди пород о. Марон преобладают туфы и небольшие потоки оливиновых пикрит-базальтов кумулятивного облика. Они содержат 30% крупных (до 4 мм) фенокристаллов оливина и

единичные зерна титан-авгита ($2V$ 56–60°) и плагиоклаза (An 48–50) равной степени идиоморфизма. Реже встречаются туфы и потоки пироксен-оливиновых базальтов, содержащих от 20 до 40% мелких (0,3–0,5 мм) вкрапленников авгита и оливина. Основная масса породы аналогична основной массе оливиновых базальтов.

На юго-западном подводном склоне острова с глубины 630 м «Пайсисом» (см. рис. 1) подняты две гальки базальта. Первая галька — порфировый базальт с вкрапленниками плагиоклаза, титан-авгита и оливина, нацело замещенного идингситом. Крупные (до 4 мм) фенокристаллы последнего составляют 20% объема породы. Основная масса породы состоит из мелких короткостолбчатых зерен авгита и плагиоклаза, погруженных в измененное стекло. Вторая галька представляет собой окатанный обломок пористого (около 50%) базальта серовато-малиновой окраски. Цвет породы и повышенная пузыристость указывают на ее возможное субаэральное происхождение. Базальт содержит единичные мелкие вкрапленники авгита ($2V$ 56–60°) и оливина ($-2V$ 80–85°) с характерной черной каймой окисления.

Базальт из коренного обнажения с глубины 750 м обладает порфировой структурой. Редкие вкрапленники представлены авгитом и оливином.

Таким образом, петрографическое изучение магматитов островного атолла показывает, что породы, слагающие главный вулканический аппарат (о. Луф), отличаются некоторым разнообразием. Преобладают плагиоклазсодержащие разности порфировых базальтов. Породы паразитического кратера (о. Марон) более однородны и несколько отличаются значительным обогащением фенокристаллами оливина.

Средние составы магматических пород островного атолла Хермит (вес. %)

Компонент	Количество анализов						
	4	10	7	21	5	—	49
	Место отбора*						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	43,36	45,12	44,29	44,51	50,52	46,84	50,40
TiO ₂	2,00	1,74	1,60	1,74	0,94	3,30	0,82
Al ₂ O ₃	15,75	14,81	12,90	14,35	18,37	15,10	16,69
FeO *	12,15	11,22	12,22	11,24	9,09	10,78	9,12
MnO	0,15	0,17	0,16	0,21	0,17	0,18	
MgO	6,71	7,01	11,60	8,49	4,79	7,34	7,60
CaO	11,63	10,80	10,89	10,99	10,68	10,16	10,29
Na ₂ O	2,47	2,36	1,98	2,25	2,82	3,30	2,92
K ₂ O	1,12	1,27	0,67	1,04	0,95	1,35	1,20
П. п. п.	3,24	2,52	2,25	2,57	1,04	0,8	—
Ni	73	153	238	166	59	80	30
Co	48	81	72	75	—	40	30
Rb	21	24	27	23	22	30	25
Ba	288	273	329	294	207	370	250
Sr	410	396	525	427	585	600	400
FeO */ /MgO	1,81	160	1,06	1,32	1,90	1,47	1,20

* Базальт: 1 — с подводного склона атолла, 2 — о. Луф, 3 — о. Марон, 4 — атолла, 5 — кальдеры Рабаул [8], 6 — щелочной островов океана [3], 7 — известково-щелочной островных дуг [3].

Геоморфологические [2] и петрографические данные позволяют предположить, что было, по крайней мере, два крупных этапа формирования атолла, связанных с циклами экструзии. Сначала образовалась основная вулканическая постройка, базальтовый цоколь которой можно наблюдать в основании атолла. В результате роста кораллов и эрозии постройки на ее склонах сформировалась толща рифогенных известняков и конгломератов. Второе мощное извержение привело к образованию нового вулканического сооружения на древнем цоколе. Увеличение веса всей вулканической постройки, а также рост рифогенных известняков, возможно, послужили причиной просадки вулканического аппарата и частичной эрозии верхней части вулкана.

Химический состав магматических пород атолла позволяет отнести их к слабо дифференцированным щелочным базальтам (см. таблицу). Более кислых и высокощелочных дифференциатов типа муджиритов, трахибазальтов и базанитов на атолле не встречено.

В основании вулканической постройки подводным обитаемым аппаратом «Пайсис» были отобраны образцы довольно однородных по составу щелочных базальтов, которые сменялись на более поздних этапах развития вулканизма относительно дифференцированными породами островов Луф и Марон, что хорошо видно на

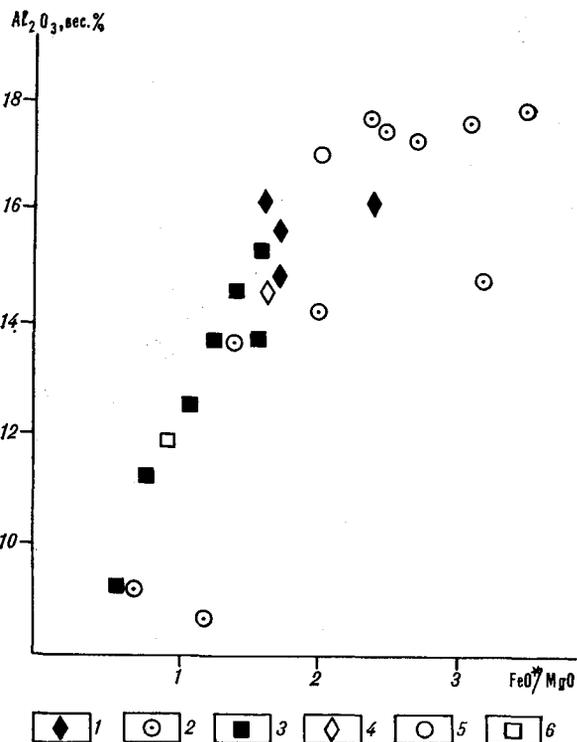


Рис. 2. Положение точек анализов магматических пород атолла Хермит на диаграмме Al₂O₃ — FeO*/MgO.

1 — базальты цоколя; 2 — базальты о. Луф; 3 — базальты о. Марон; 4—6 — средние составы Гавайских лав; 4 — щелочной оливиновый базальт, 5 — полевошпатовый порфириновый базальт, 6 — анкармит.

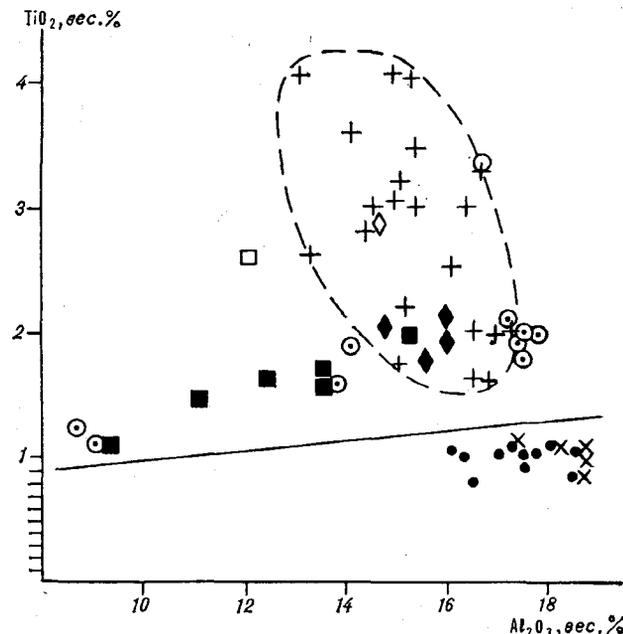


Рис. 3. Положение точек анализов базальтов на диаграмме TiO₂ — Al₂O₃. Пунктиром ограничено поле составов базальтов океанических островов Мирового океана. Остальные усл. обозн. см. на рис. 2, 4.

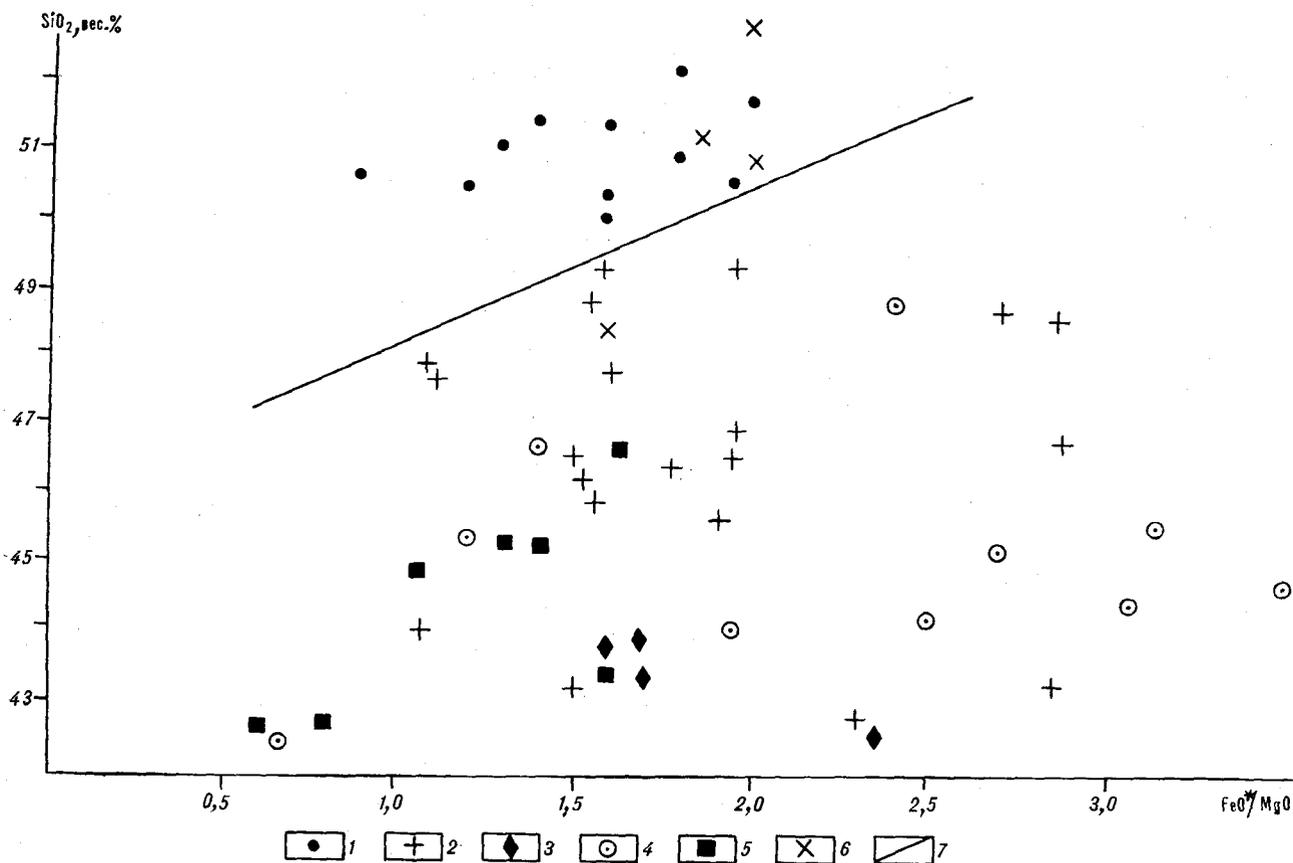


Рис. 4. Положение точек анализов базальтов островных дуг и океанических островов на диаграмме $\text{SiO}_2\text{—FeO}^*/\text{MgO}$. 1 — базальты островных дуг; 2 — базальты океанических островов; 3—5 — базальты атолла Хермит (см. рис. 2); 6 — базальты кальдеры Рабаул [8]; 7 — линия, условно разделяющая поле составов островодужных и океанических базальтов.

графике $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—FeO}^*/\text{MgO}$, отражающем степень фракционирования первичной магмы (рис. 2). Между составами пород этих островов также наблюдаются четкие различия. Среди пород о. Луф (главная кальдера) преобладают оливин-плагиоклазовые, высокоглиноземистые разновидности с высоким отношением FeO/MgO . Образование этих пород на начальных стадиях второго этапа извержения хорошо объясняется флотацией плагиоклаза в верхней части магматического очага. Наряду с существенно плагиоклазовыми базальтами на о. Луф встречены единичные образцы высокомагнезиальных разновидностей, которые явно преобладают на заключительной стадии извержения (побочная кальдера о. Марон). За счет отсадки оливина в очаге последующие порции расплава из его нижних частей продуцируют высокомагнезиальные, существенно оливиновые базальты.

Рассматривая базальты цоколя как более ранние по возрасту, чем вулканы островов Луф и Марон, можно предположить более примитивный их состав, близкий к слабо дифференцированным первичным расплавам. Это

предположение находит определенное отражение на рис. 2. Составы базальтов цоколя расположены в средней части тренда дифференциации вулканических пород атолла Хермит. Точки анализов, лежащие ниже, отражают, как уже говорилось, кристаллизационную отсадку оливина с формированием высокомагнезиальных разновидностей базальтов, по составу близких к анкармитам Гавайских островов (см. рис. 2), а точки анализов, лежащие выше, отвечают составам полевошпатовых порфировых базальтов, образовавшихся при отделении плагиоклаза в той же магме. В таком случае исходный базальт соответствует по составу щелочному оливиновому базальту Гавайских островов, имеющему несколько пониженное содержание титана (рис. 3), что, по-видимому, является определенной спецификой исходных расплавов, формирующих вулканическую постройку атолла.

Сравнение средних составов пород атолла Хермит с вулканическими породами Мирового океана и островодужных структур показывает идентичность составов щелочных базальтов атолла и базальтов океанических островов. Это

хорошо видно на графиках $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$, $\text{TiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$, где для сравнения нанесены точки средних химических составов пород из различных островодужных структур островов открытого океана и из крупной вулканической постройки Рабаул [8] (см. рис. 3, 4), расположенной на стыке Западно-Меланезийской и Ново-Британской островных дуг. Точки составов пород островного атолла Хермит на графиках лежат в поле щелочных базальтов островов океана. В то же время магматиты кальдеры Рабаул — это типичные островодужные базальты с высокими содержаниями SiO_2 при относительно низких концентрациях TiO_2 . Следовательно, по петрогенным элементам, особенно по SiO_2 , вулканиды атолла Хермит следует отнести к породам, присущим островным структурам, сформировавшимся на океанической коре.

Широкие вариации средних составов щелочных базальтов островов свидетельствуют о том, что они формировались в различных условиях. Важнейшим фактором, на наш взгляд, обуславливающим эти различия, является мощность коры, подстилающей островные структуры. В связи с этим интересна закономерность, хорошо видная на графике $\text{TiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$ (см. рис. 3), где точки анализов пород атолла Хермит лежат вблизи средних составов щелочных базальтов островов Индийского океана, таких, как Амстердам, Сен-Поль, Родригас, а также

базальтов островов Тринидад и Ревилья-Хихедо, расположенных вблизи континентальных окраин Атлантического и Тихого океанов. Все эти структуры характеризуются утолщенной корой континентального и океанического типа. Можно предположить, что магматиты атолла Хермит, относясь в целом к щелочным базальтам островов океана, сформированы на утолщенной коре. Этот вывод хорошо согласуется с геофизическими данными [4].

Таким образом, геологические и петрографические данные свидетельствуют о том, что вулканизм островного атолла Хермит, расположенного в пределах Западно-Меланезийской дуги, соответствует вулканизму островных структур открытого океана. Это позволяет рассматривать северную часть Ново-Гвинейского моря как область с океанической корой, не имеющей главных черт, свойственных островодужным структурам. Утолщенная кора может быть обусловлена процессами надвигового характера. Редкие мелкофокусные землетрясения с магнитудой около пяти [6], скорее всего связаны с разгрузкой напряжений именно в верхних коровых областях при надвиговых явлениях. Ново-Гвинейское море и его северную часть можно в таком случае считать частью Тихоокеанской плиты, испытывавшей дробление и скупивание, что привело к утолщению коры и появлению щелочного магматизма, связанного с глубинными выплавками.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агапова Г. В., Марова Н. А., Сузюмов А. Е. Рельеф и структурное положение глубоководных желобов в районе острова Новая Гвинея и архипелага Адмиралтейства.— *Океанология*, 1974, вып. 14, № 2.
2. Герасимов И. П., Живаго А. В., Кашицев Г. Л. Новые данные о строении острова-атолла Хермит в Ново-Гвинейском море.— *Геоморфология*, 1984, № 1.
3. Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма.— М.: Недра, 1980.
4. Сузюмов А. Е. Строение дна морей юго-западной части Тихого океана.— М.: Наука, 1977.
5. Coleman P. J. The Solomon islands as an island arc.— *Nature*, 1966, v. 211, N 5055.
6. Denham D. Distribution of earthquakes in the New-Guinea-Solomon Islands region.— *J. Geophys. Res.*, 1969, v. 74, N 17.
7. Fisher R. L., Hess H. H. Trenches.— In: *The Sea*, N. N. Hill (ed.), N. Y., Intersci. Publ., 1963, v. 3.
8. Heming R. F. Geology and petrology of Rabaul Caldera Papua—New Guinea.— *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, 1974, v. 85, N 8.
9. Neef G., Plimer I. R. Ophiolite complex of Small Nggela Island, Solomon Islands: Summary.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1979, v. 90, N 2.
10. Richards J. R., Cooper J. A., Webb A. W., Coleman P. J. Potassium-argon measurement of the age of basalt schists in the Solomon Islands.— *Nature*, 1966, v. 211.

Институт океанологии АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
14 апреля 1986 г.

УДК 551.4 : 551.24(571.6)

Р. И. Никонова

ДЕПРЕССИОННЫЕ МОРФОСТРУКТУРЫ ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ЕВРАЗИИ

Депрессионные морфоструктуры восточной окраины Евразии (континентальные, эпиконтинентальные морские) рассматриваются как эпигорогенные, сформировавшиеся путем деструкции орогенных сооружений в условиях растяжения и рифтообразования. В пере-

Восточная окраина Азии как зона перехода от континента к океану является сложной геодинамической системой, в которой сочетаются процессы становления и деструкции континентальной коры, ее преобразования в кору субокеанического и океанического типа. Если конструктивный тектогенез отображает условия сжатия и тектонического скупивания, то деструктивный определяется растяжением земной коры и рифтогенезом [31, 38]. Считается, что в целом тенденция деструкции в этой зоне в мезозое — кайнозое является преобладающей и развитие переходной зоны идет в сторону расширения океана за счет континента [2, 11, 21, 31].

Для востока Азии уже составлены многочисленные схемы рифтовых систем и зон [8, 12—14, 18, 24, 41], подтверждающие развитие здесь процессов деструкции континентальной коры. Однако следует признать, что рифтогенные структуры этого региона изучены недостаточно.

Авторами статьи [22] в пределах дальневосточного региона выделяется трансрегиональная гравитационная ступень — пограничная зона, которая фиксирует западную границу переходного геоблока. Рифтогенные системы рассматриваемого региона приурочены в основном к коре переходного типа, характеризующейся сравнительно малой мощностью и низкой степенью гранитизации, что, возможно, и обусловило ее наибольшую «податливость» процессам деструкции. В рельефе зоны участки растяжения выражены депрессионными геоморфоструктурами, которые по окраине континента представляют собой крупнейшие седиментационные морские бассейны (Берингоморский, Охотоморский, Япономорский и др.), а в пределах континента — линейно вытянутые зоны впадин [43].

Проблеме происхождения морских седиментационных бассейнов зоны перехода от Евра-

зийского материка к Тихому океану посвящена обширная геологическая и геолого-геоморфологическая литература. Наиболее логичными и доказательными в настоящее время являются представления о возникновении окраинно-континентальных морских впадин на коре континентального типа в результате ее деструкции в условиях растяжения и рифтообразования [2, 4, 5, 12, 13, 19—24, 27, 40, 47, 48]. Исходя из этих представлений автор попытался проанализировать геоморфоструктурную эволюцию морских депрессий на основе их геоморфологического сходства с внутриконтинентальными седиментационными платформенными бассейнами. Геолого-геофизические характеристики окраинно-континентальных морских депрессий и платформенных внутриконтинентальных депрессий-плит (Русской, Западно-Сибирской, Туранской, Восточно-Сибирской) также во многом сходны. Те и другие отличаются двухъярусным строением. Фундамент представляет собой спаянные воедино разновременно образовавшиеся участки континентальной коры, сложнослоистые и пронизанные магматическими телами. Чехол в обоих случаях слабо дислоцирован, его осадочные толщи характеризуются присутствием вулканогенных образований, особенно в низах чехлов.

К другим чертам сходства можно отнести наличие в тех и других седиментационных бассейнах так называемого промежуточного структурного этажа, представленного грабен-впадинами, рассекающими фундамент и выполненными осадочными, осадочно-вулканогенными образованиями. В пределах внутриконтинентальных платформ этот этаж отражает авлакогенную (рифтогенную) стадию, предшествующую накоплению осадочного платформенного чехла [37, 46]. Грабен-впадины в фундаменте окраинно-континентальных морских впадин отмечаются для Японского, Охотского, Беринго-

ва, Восточно- и Южно-Китайского морей [12, 13].

Наконец, в пределах внутриконтинентальных и окраинно-континентальных морских седиментационных бассейнов отмечается относительно малая мощность земной коры, сокращение ее консолидированной части, наличие «безгранитных» впадин на континенте (Прикаспийская, Вилюйская, Тунгусская) и глубоководных котловин на дне морей (Командорская, Алеутская в Беринговом море и впадина Дерюгина, Южно-Охотская Охотского моря, Центральная глубоководная котловина Японского моря). Для тех и других «безгранитных» впадин характерны подъем поверхности М, высокий тепловой поток [7, 17].

В литературе имеются высказывания о возможном сходстве геологической природы обширных внутриконтинентальных (платформенных) и окраинно-континентальных морских седиментационных бассейнов [13, 39, 47]. Это позволяет использовать знания о природе более изученных внутриконтинентальных депрессий-плит при интерпретации данных по окраинно-континентальным морским впадинам для построения схем их геоморфоструктурной эволюции. Вслед за другими исследователями автор относит окраинно-континентальные морские седиментационные бассейны к классу депрессий-плит.

Двухъярусное строение внутриконтинентальных плит фиксирует две основные стадии развития земной коры в их пределах. Первая стадия — конструктивная, когда происходит становление континентальной коры. Комплексами-показателями этого являются складчато-дислоцированные гранитно-метаморфические образования фундаментов плит. Вторая стадия — деструктивная — характеризуется расколами фундамента, рифтообразованием, выравниванием, прогибанием и накоплением сначала вулканогенных, вулканогенно-осадочных образований грабенов-рифтов, а затем осадочных чехлов.

Становление континентальной коры в геоморфоструктурном смысле — это становление орогенных систем. Деструкция же континентальной коры — это их разрушение, выравнивание с формированием на их месте депрессий-плит. Такова общая схема геоморфоструктурной эволюции в пределах плит.

Наличие в окраинно-континентальных морских впадинах континентальной (субконтинентальной) коры с гранитно-метаморфическим (складчато-дислоцированным?) комплексом в фундаменте и перекрывающим его слабодислоцированным осадочным, осадочно-вулканогенным чехлом позволяет предположить следующую геоморфоструктурную схему их развития: становление орогенов-поднятий и затем

их деструкция с образованием депрессий-плит.

Существование поднятых континентальных массивов на месте современных окраинно-континентальных морей многократно обсуждалось в литературе [6]. При этом имеются факты как подтверждающие существование суши на месте морских впадин, так и опровергающие его. Представляется, что уже само по себе наличие в пределах акваторий коры континентального типа является весомым основанием в пользу существования в этих пределах материковых массивов.

Кора континентального типа в пределах акваторий морей (кроме глубоководных котловин) отождествляется с геофизическим «гранитным» слоем. Геологическая природа его доказывается драгированием выступов «гранитного» слоя на подводных возвышенностях. Это те же породы, что и на прилегающем материке и островной суше (метаморфизованные осадочные и вулканогенные, метаморфические и интрузивные породы, прошедшие геосинклинальный этап развития) [4, 5, 30, 31, 36, 47].

Континентальной коре с гранитно-метаморфическим сложнодислоцированным слоем в пределах континентов обычно конформны орогенные складчатые, глыбово-блоковые, сводово-глыбовые геоморфоструктуры. Видимо, такие же геоморфоструктуры были конформны структурно-вещественному комплексу и фундаменту морских депрессий в его конструктивную эпоху развития. Это подтверждается драгированием с возвышенностей дна морей магматических образований, аналогичных развитым в складчато-орогенных системах обрамления окраинных морей [30, 34, 36] и обычно присущих геоантиклинальным (орогенным) этапам развития земной коры [16, 38].

Существование в период становления структур фундамента плит-морей поднятых массивов суши подтверждается наличием их останцов-реликтов на дне морей. Это подводные поднятия фундамента: Академии наук СССР, Института океанологии, Охотский свод и ряд более мелких (например, в пределах вала Кашеварова) — в Охотоморской депрессии; Восточно-Корейская, Криптофовича, Ямато, Оки, Вакаса, Садо — в Япономорской депрессии.

Доказательством ранее поднятых геоблоков служит локальный характер седиментации в начале формирования осадочного чехла. Осадки накапливались в узких линейных грабенах-авлакогенах, разрез которых начинается континентальными осадками, на которых залегают лагунные и, в верхах разреза, морские отложения. В осадках грабенов присутствуют вулканиты, отмечаются конгломераты, коррелируемые обычно с горным обрамлением зон аккумуляции [16, 17, 42, 46].

Вопрос о локальном седиментогенезе и кон-

тинентальных или мелководных осадочных сериях в начале формирования осадочного чехла окраинно-континентальных седиментационных бассейнов Дальнего Востока проблематичен. По некоторым данным [12, 13] выделяется промежуточный структурный комплекс и для окраинно-континентальных морских впадин. Он отделяет осадочный чехол от фундамента и представляет собой вулканогенную молассу грабенов фундамента.

Геоморфология поднятий в период становления структур фундамента неясна. Прямых фактов, позволяющих решить этот вопрос, нет. По-видимому, правы те исследователи, которые доказывают, что вообще все плиты закладывались в областях, не испытывавших интенсивной гранитизации и соответственно мощной орогении [10]. В окраинно-континентальных регионах отмечается «незрелая» континентальная кора со слабой гранитизацией [31, 35]. В связи с этим здесь предполагается существование лишь невысоких орогенных поднятий типа обширных пологих мегасводов.

Таким образом, разрушение орогенных систем с формированием на их месте депрессий автор связывает с растяжением земной коры и рифтообразованием, так как фундамент большинства внутриконтинентальных и древних, и молодых плит (Русская, Восточно-Сибирская, Западно-Сибирская, Туранская и др.) расчленены рифтогенными грабенами, фиксирующими переходный этап от орогенных геоморфоструктур к депрессиям-плитам. Рифты отмечаются для фундамента Охотоморской, Япономорской впадин, Восточно-Китайского, Южно-Китайского и других морей [12, 13]. Кроме того, растяжение подтверждается меньшей общей мощностью земной коры в их пределах по сравнению с прилегающими материковыми площадями, а также утонением до выклинивания «гранитного» слоя в глубоководных котловинах. Об условиях растяжения свидетельствуют также сильная раздробленность фундамента глубоководных котловин, отсутствие дислокаций в их осадочном покрове, наличие вдоль бровки, подножия и самого материкового склона вытянутых параллельно склону грабенов-впадин, повышенный тепловой поток в пределах морей и особенно в их глубоководных котловинах, высокая проницаемость литосферы для магматических расплавов (подводные вулканы) [31, 32, 34, 36, 40].

На это указывают также широко развитые разломы, связанные с растяжением земной коры — раздвиги, сбросо-сдвиги, сбросы в основном позднемезозойского и кайнозойского возраста.

Раздвиги выражены уступами, расселинами, каньонами на бортах глубоководных котловин,

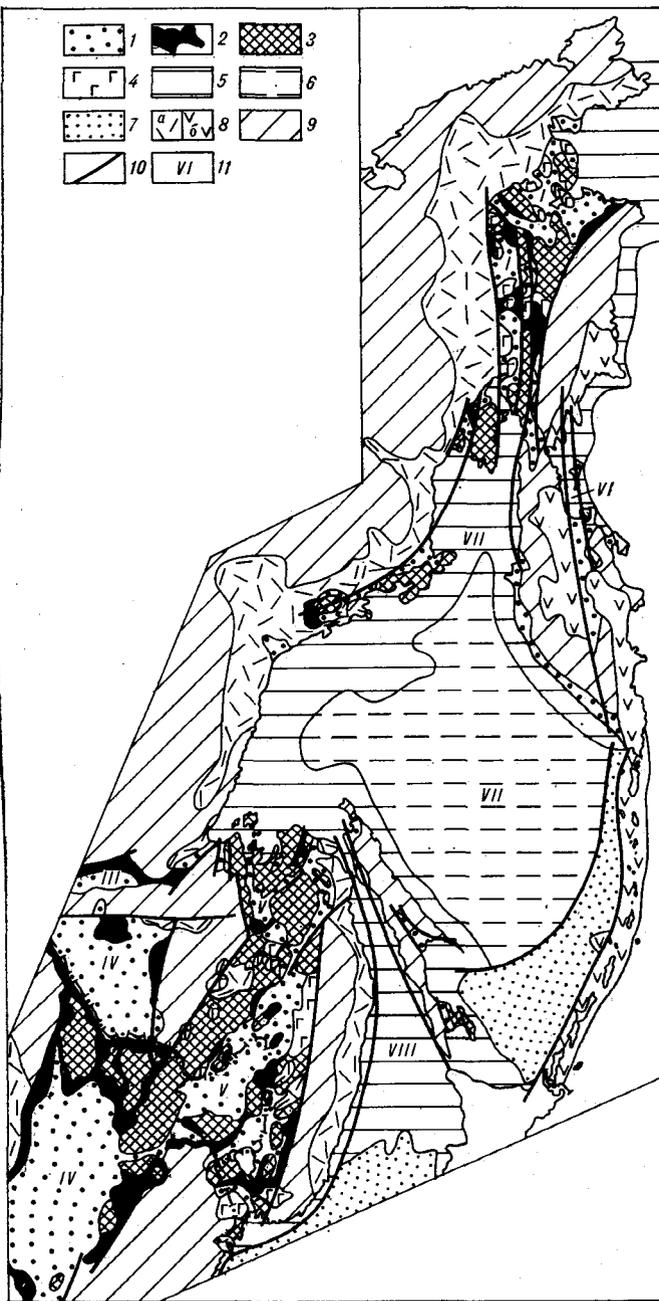
в пределах и по краям подводных возвышенностей и на материковом склоне Японского и Охотского морей.

Сбросы широко развиты по периферии Япономорской впадины вдоль восточной окраины Сихотэ-Алинского свода, вдоль Корейского полуострова, островных окраин, материкового склона и по краям подводных возвышенностей. Сбросами затронут и фундамент, и осадочный чехол. В рельефе это уступы, трюги-долины, линейные прогибы-грабены [5, 15, 19, 25]. Разломы растяжения характерны и для Охотоморской впадины. Сбросы обрамляют ее по периферии и осложняют склоны подводных возвышенностей. Рифтовые прогибы пересекают дно Охотского моря по периметру (прогибы Северный, Восточно-Сахалинский, Южно-Охотский, ТИПРО, Лебеда) и его центральную часть (Кашеваровский прогиб, Св. Ионы, Дерюгина, Макарова и др.) [13].

Берингоморский материковый склон также интенсивно раздроблен продольными и поперечными сбросами. Рифтоподобные прогибы отмечены на шельфе Берингова моря (Чукотско-Аляскинская зона прогибов, прослеживающаяся вдоль края шельфа от Анадырского залива до Бристольского, а также полоса впадин вдоль Корякского побережья Берингова моря) [14, 15].

Деструкция орогенного рельефа в условиях растяжения осуществляется прежде всего эндогенными процессами, поднятия расчленяются системой линейных или более сложно организованных рифтов-грабенов на отдельные блоки, при этом интенсифицируется и экзогенное расчленение как горизонтальное, так и вертикальное. Расчленение орогенного рельефа сопровождается эндо-экзогенным выравниванием, формирующим поверхности выравнивания. Последние, таким образом, являются геоморфологическими признаками условий растяжения коры и ее деструкции. Они могут формироваться как в начале растяжения, когда еще зона проявлена только повышенной трещиноватостью пород, так и в процессе образования рифтовых впадин. Признаки активно формирующейся поверхности выравнивания могут использоваться в качестве критерия для установления прогрессирующего растяжения земной коры с разрастанием рифтогенных депрессий, а поднятые (реликтовые) выравненные поверхности указывают на перерывы в этапах деструкции [43, 45].

Растяжение обычно сопровождается прогибанием и осадконакоплением. В условиях прогрессирующего растяжения рифтогенные впадины разрастаются с вовлечением в деструкцию новых площадей обрамления. В связи с этим поверхности выравнивания по мере формирования также последовательно вовлекаются



Карта-схема рельефа зон растяжения и их обрамления по восточной окраине Евразии.

Зоны растяжения. В пределах континента: 1 — аккумулятивные равнины рифтогенных впадин с погребенными под осадочным чехлом реликтовыми поверхностями выравнивания (поверхность фундамента депрессий); 2 — экспонированные поверхности выравнивания, включающие формирующиеся и реликтовые разновидности; 3 — положительные геоморфоструктуры в пределах зон растяжения, подвергающиеся разрушению и выравниванию; 4 — вулканогенные плато кайнозойского возраста в пределах рифтогенных зон. В пределах морских акваторий: 5 — поверхности выравнивания, включающие погребенные под осадочным чехлом реликтовые разновидности и экспонированные, продолжающие формироваться в прибрежных зонах (поверхность фундамента современных шельфов); 6 — погребенные под осадочным чехлом поверхности выравнивания, реликтовые (поверхность фундамента глубоко погруженных древних шельфов); 7 — глубоководные котловины.

Морфоструктуры, сопряженные с зонами растяжения: 8 — вулканорогены мезо-кайнозойского (а) и кайнозойского (б)

в прогибание и захороняются под трансгрессивно налегающий осадочный чехол. Процесс эндо-экзогенного расчленения и выравнивания рельефа — это процесс формирования денудационного ложа осадочных чехлов всех депрессионных геоморфоструктур [43, 45].

Все поверхности выравнивания в пределах восточной окраины Евразии, погребенные и экспонированные, реликтовые и формирующиеся, пространственно и генетически сопряжены с рифтогенными структурными зонами. В качестве погребенных реликтовых поверхностей выравнивания можно рассматривать поверхность фундамента осадочных чехлов морских депрессий [30]. Это наиболее обширные поверхности выравнивания Евразийской окраины. Они образуют поверхность фундамента всей северной части Берингоморской впадины вплоть до материкового склона, северного мелководья (современный шельф) и ступени реликтового глубокопогруженного шельфа Охотоморской впадины. В Япономорской впадине поверхности выравнивания распространены в значительно меньшей степени и выделяются по фундаменту узкого приматерикового шельфа, Татарского пролива и приостровного шельфа у Японских островов (см. рисунок).

Выровненный рельеф, образующий поверхность фундамента морских депрессий, можно рассматривать как пенеппен, возникший на месте орогенных поднятий при их полной эндо-экзогенной деструкции.

На суше погребенные поверхности выравнивания образуют поверхность фундамента континентальных рифтогенных депрессий (Амуро-Зейская, Ханкайская, Верхнезейская и др.), а экспонированные реликтовые и формирующиеся их разновидности прослеживаются в обрамлении этих впадин (см. рисунок).

В условиях переходной зоны с «незрелой» континентальной корой и «незрелыми» орогенными поднятиями происходит наиболее быстрая геоморфоструктурная эволюция от массивов-поднятий к депрессиям-плитам. Об этом свидетельствуют короткие стратиграфические перерывы между фундаментом и чехлом в пределах, например, Охотоморской, Япономорской впадин. Фундамент морских депрессий, так же как и континентальных депрессий-плит, гетерогенный и разновозрастный. Становление структур фундамента происходило в течение длительного времени, на что указывает возрастная диагональ интрузивного магматизма,

возраста; 9 — плутогенные, плутогенно-тектонические и тектоногенные орогенные геоморфоструктуры. Прочие обозначения: 10 — разломы, контролирующие границы зон растяжения; 11 — зоны растяжения: I — Охотско-Анадырская, II — Кони-Пьянгинское звено Охотско-Анадырской зоны, III — Верхнезейско-Удская, IV — Амуро-Сунгарийская, V — Амуро-Уссурийская, VI — Камчатско-Карагинская, VII — Охотоморская, VIII — Япономорская.

который обычно фиксирует конструктивный этап структурообразования (возвышенности Академии наук СССР, Института океанологии, о-ва Св. Ионы). Если исходить из того, что интрузивный гранитоидный магматизм обычно проявляется формированием положительных морфоструктур, можно считать, что становление орогенных поднятий в пределах Охотоморского региона (возвышенности Академии наук СССР, Института океанологии, о-ва Св. Ионы) происходило в течение, по крайней мере, палеозоя вплоть до раннего кайнозоя. Осадочный чехол в отдельных прогибах фундамента начал формироваться уже в мелу—палеогене, а в неогене аккумуляция охватила всю площадь депрессии [12, 13, 30].

В Япономорском регионе внедрение гранитоидных интрузий происходило в течение палеозоя и позднего мела. Палеогеновое время (возможно, и меловое) было началом формирования осадочного чехла [47]. Вероятно, на отдельных участках еще шло становление структур фундамента, а на других — уже началось грабенообразование и осадконакопление. Такое сочетание процессов отмечается для молодых континентальных депрессий-плит, например Западно-Сибирской [16].

Процесс деструкции и рифтообразования с вовлечением в прогибание материковых обрамлений и остаточных островных поднятий активен и в новейшее время. О продолжающемся растяжении и разрастании Охотоморской депрессии свидетельствуют интенсивное расчленение фундамента ее глубоководных котловин (Южно-Охотской, Дерюгина), приуроченность к ним вулканов, повышенная сейсмичность на севере Кашеваровской, северо-западе Северо-Охотской и севере Дерюгинской зон [26]. Активными апофизами Центральной глубоководной котловины Японского моря являются на севере Татарский прогиб-пролив, на юге и юго-западе — рифт залива Тояма и грабен, рассекающий возвышенность Ямато. На «устье» Татарского пролива и в заливе Тояма отмечаются крутосклонные грабены, которые секут все тектонические структуры вплоть до позднекайнозойских. Подчас они даже не заполнены осадками и характеризуются самыми высокими значениями теплового потока, а в прилегающих к этим участкам районах отмечаются частые землетрясения. На западном фланге Центральной глубоководной впадины каньон Восточно-Корейского залива рассекает шельф и внедряется в континентальную сушу Корейского полуострова. На континенте каньон сопряжен с депрессионной зоной, имеющей выположенный рельеф. В активное разрушение вовлечены и подводные остаточные поднятия. Наличие по их склонам многочисленных ступеней-сбросов свидетельствует о про-

должающемся их эндогенном дроблении и разрушении [19, 25—27, 30].

В пределах континентальной окраины востока Азии рифтовые зоны представляют собой линейно вытянутые системы грабенов-впадин, открывающихся или обоими своими концами (Охотско-Анадырская, Амуру-Уссурийская), или одним концом (Амуру-Сунгарийская, Верхнезейско-Удская) в морские депрессии (см. рисунок). Борта впадин осложнены сбросами с амплитудой погружения от первых сотен метров до первых километров. Впадины выполнены поздне меловыми, в большей степени палеоген-четвертичными осадочными и вулканогенными образованиями.

Рифтогенная природа названных зон доказывается линейностью, сбросовыми ступенями вдоль бортов грабенов, утонением земной коры, повышенным тепловым потоком, сопряженностью с этой зоной базальтоидного кайнозойского вулканизма. Для этих морфоструктур характерны горстообразные (продольные и поперечные) поднятия — линейные гряды и изометричные массивы.

Рифтогенные впадины в пределах континента возникли за счет эндо-экзогенного разрушения орогенных поднятий [23]. Так, грабены Нижнего Приамурья, принадлежащие к Амурско-Уссурийской рифтогенной зоне, расчленяют Нижнеамурское и Удыль-Кизинское купольные поднятия, а Эворонский и Чукчагирский грабены пересекают купольную Эворонско-Чукчагирскую морфоструктуру. Формирование купольных поднятий связано с внедрением поздне меловых и палеогеновых гранитоидов. Деструкция куполов грабенами сопровождается эндо-экзогенным выравниванием и прогибанием. Осадконакопление началось здесь уже в эоцене и продолжалось в течение всего кайнозоя [9, 18, 28, 33].

Одним из основных звеньев Амуру-Уссурийской зоны является Среднеамурская рифтогенная впадина. Ее северо-западное крыло наложено на Буреинскую и Куканско-Ям-Алинскую горные области, а юго-восточное — на Сихотэ-Алинский ороген. Эндо-экзогенная переработка орогенных обрамлений здесь началась в мелу и палеогене, продолжалась в неогене, четвертичном периоде и привела к образованию горстов и грабенов, выравниванию и прогибанию. Сохранившиеся остаточные массивы-горсты продолжают разрушаться. Со всех сторон они «разъедаются» поверхностями выравнивания и начинают «захлестываться» осадочным чехлом (см. рисунок).

На южном продолжении Среднеамурского рифтогена лежит цепь впадин, состоящая из Алчано-Бикинского, Ханкайского, Даубихинского и Раздольненского звеньев, последнее из которых открывается в Япономорскую рифто-

генную систему. Грабенообразование здесь началось в раннем палеогене и продолжалось в течение всего кайнозоя с вовлечением в этот процесс все новых площадей [44, 45]; эпизодически проявлялся базальтовый, андезитовый и андезитобазальтовый вулканизм (кузнецовская, сандуганская, шуфганская свиты).

Раньше всего (эоцен) грабенообразование началось в Раздольненском звене на участках, сопряженных с Япономорской рифтовой системой (Хасанская, Майхинская, затем Артемо-Тавричанская, Супутинская, Глуховская грабен-впадины). В олигоцене прогибалась северная часть Раздольненской зоны, где также возникла система изолированных грабенов-впадин (Вознесенская, Озерная, Галенковская, Осиповская и др.). В неогене эта зона начала разрастаться в западном и северо-западном направлениях, вовлекая в прогибание окраины Лаоелин-Гродековского орогена. Северо-восточнее Майхинской впадины в эоцене — олигоцене возникла цепь грабенов вдоль Даубихинской зоны разломов и образовалась единая сравнительно узкая Майхинско-Даубихинская зона грабенов [3].

В палеогене (возможно, в мелу) грабенообразованием был охвачен и Ханкайский массив. Здесь возникла сложная система грабенов, наиболее глубокие из которых располагаются в его центральной части (Жариковский, Манзовский). Разрастание прогибания и аккумуляции продолжалось и в неогене. Если осадки палеогена выполняли изолированные впадины, то в неогене в Ханкайской и Раздольненской зонах аккумуляцией были охвачены и «межвпадинные» пространства. Эти зоны в неогене представляли собой обширные седиментационные бассейны, разделявшиеся лишь Хорольской «перемычкой», выраженной в рельефе уровнем денудационного выравнивания.

Параллельно Амуру-Уссурийской зоне протягивается Амуру-Сунгарийская рифтогенная зона, включающая на севере Амуру-Зейскую, а на юге — Сунгарийскую депрессии. Южное ее звено открывается в Ляодунский залив. Амуру-Зейская плита-равнина наложена на западный (Амуру-Зейский) блок Буреинского свода. На месте депрессии в позднем палеозое — среднем мезозое существовало поднятие. Конформными ему являются интрузивные тела этого возраста. Существование поднятия подтверждается грубообломочностью коррелятивных с ним отложений позднепалеозойского возраста [29, 43]. Расчленение этого поднятия на грабены и горсты началось с поздней юры — раннего мела и продолжалось в кайнозое. В позднем мелу осадки уже «выплескивались» за пределы грабенов, свидетельствуя о том, что обрамления грабенов подвергались интенсивному эндо-экзогенному расчленению и вы-

равниванию. В палеоген-неогене разрушение и выравнивание охватывали вначале внутри-впадинные горсты-поднятия, а затем и окраины горного обрамления (Тукурингра-Джагинского, Туранского, Буреинского поднятий), что обусловило распластование осадочного чехла на обширные площади.

Внутриконтинентальные и окраинно-континентальные морские рифтовые зоны пространственно (возможно, и генетически) связаны и продолжают друг друга. Связующим звеном между ними являются каньоны — активные апофизы разрастающихся глубоководных котловин. На суше с каньонами сопряжены грабен-впадины, грабен-заливы, грабен-долины или участки выположенного рельефа. На продолжении каньонов, в обрамлении Япономорской котловины, расположены грабен-долины рек Самарги, Рудной и других. По побережью Берингова моря с каньонами связаны бухты и низменные участки новейшей аккумуляции (например, Северный лиман, бухты Мачевна, Анастасия, Дежнева, впадина в районе Мейныпильгыно). На продолжении прогиба Шелехова лежит Анадырско-Пенжинская рифтогенная зона. Иногда морские рифты «внедряются» в сушу и заканчиваются на ней впадинами (например, Кашеваровская зона Охотского моря и Охотско-Кухтуйская впадина, объединенные в Охотско-Кашеваровскую зону разломов [18]).

На широком шельфе связующим звеном между морскими и континентальными рифтовыми зонами являются прогибы в его фундаменте. К ним относятся прогибы фундамента, продолжающие Амуру-Уссурийскую и Верхнезейско-Удскую рифтогенные зоны в пределы Охото-морской депрессии [1]. В единую зону связаны континентальные и морские рифты в Камчатско-Карагинской зоне.

Подводя итог, можно сделать следующие выводы:

1. На восточной окраине Евразии широко развит как конструктивный, так и деструктивный тектогенез континентальной коры. Зоны деструкции выражены системой эпиконтинентальных морских и континентальных депрессионных геоморфоструктур, которые пространственно (возможно, и генетически) связаны и продолжают друг друга.

2. Депрессии формировались при растяжении и рифтообразовании путем эндо-экзогенного расчленения и пенеппенизации орогенного рельефа с последующим вовлечением пенеппенизированной поверхности в прогибание и захоронением под осадочным чехлом.

3. Рифтогенез и генетически связанное с ним эндо-экзогенное выравнивание являются основными процессами, которые осуществляют переход орогенных сооружений в платформен-

ные континентальные и морские плиты-депрессии. Переход от орогенного состояния к платформенному следует рассматривать не как этап тектонического покоя, а как активную син- и посторогенную деструктивную стадию развития земной коры. Депрессии-плиты с этих позиций фиксируют зоны растяжения земной

коры и по своей природе являются рифтогенными образованиями.

4. В условиях переходных зон с «незрелой» континентальной корой и «незрелыми» орогенными поднятиями происходит наиболее быстрое разрушение орогенов с формированием на их месте депрессионных геоморфоструктур.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев А. А., Сапожников Б. Г. и др. Структуры рифтогенного происхождения, прилегающие к Чукотско-Катазиатскому вулканогенному поясу.— В кн.: Тез. докл. междунар. совещ. по геодинамике западной части Тихого океана. Вып. 2. Южно-Сахалинск: ДВНЦ АН СССР, 1981.
2. Белоусов В. В. О переходных зонах между континентами и океанами.— В кн.: 27-й междунар. геол. конгресс. Тез. докл. Т. 3. М.: Наука, 1984.
3. Берсенева И. И. История геологического развития.— В кн.: Геология СССР. Т. 32. Приморский край. Ч. 1. Геол. описание. М.: Недра, 1969.
4. Берсенева И. И. Происхождение и развитие впадины Японского моря.— В кн.: Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973.
5. Берсенева И. И., Леликов Е. П., Пуцин И. К. Геологическое строение дна Японского моря.— В кн.: Геология дальневосточной окраины Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981.
6. Васильковский Н. П., Безвержний В. Л. и др. Основные черты геологического строения дна Японского моря.— М.: Наука, 1978.
7. Вольвовский И. С., Вольвовский Б. С. Модели образования и развития «безграничных» впадин внутренних окраинных морей.— В кн.: Строение и динамика переходных зон. Тез. докл. М.: Наука, 1983.
8. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 8. Восток СССР/Под ред. Л. И. Красного, В. К. Путинцева.— Л.: Недра, 1984.
9. Гаверилов А. А. Глубинное строение и развитие морфоструктур центрального типа в Нижнем Приамурье.— В кн.: Глубинное строение концентрических морфоструктур Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982.
10. Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Л., Яншин А. Л. Основные закономерности строения и развития молодых платформ.— Геотектоника, 1981, № 5.
11. Герасимов И. П., Мецераков Ю. А. Геоморфологический этап в развитии Земли.— Изв. АН СССР. Сер. географ., 1964, № 6.
12. Гнибиденко Г. С. Рифтовая система дна Охотского моря.— В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977.
13. Гнибиденко Г. С. Сравнительный анализ тектоники дна окраинных морей Дальнего Востока.— В кн.: Геология Дальневосточной окраины Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981.
14. Заболотников А. А., Косыгин Ю. А., Онухов Ф. С. Чукотско-Аляскинская рифтовая зона.— В кн.: Строение и динамика переходных зон. Тез. докл. М.: Наука, 1983.
15. Карта разломов территории СССР и сопредельных стран м-ба 1 : 2 500 000.— Л.: МинГео СССР, 1980.
16. Косыгин Ю. А. Тектоника.— М.: Недра, 1983.
17. Кропоткин П. Н., Валяев Б. М. и др. Глубинная тектоника древних платформ северного полушария.— М.: Наука, 1971.
18. Кулаков А. П. Морфотектоника и палеогеография материкового побережья Охотского и Японского морей в антропогене.— М.: Наука, 1980.
19. Меланхолина Е. Н. Японское море.— В кн.: Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980.
20. Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов.— М.: Недра, 1976.
21. Милановский Е. Е. Рифтогенез и его роль в истории Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, № 12.
22. Малышев Ю. Ф., Бранский Л. И. и др. Глубинное строение срединных массивов северо-востока Азии и их роль в формировании Тихоокеанской окраины.— Тихоокеанская геол., 1983, № 3.
23. Песков Е. Г. Сводообразование и рифтогенез на северо-востоке Азии.— Геотектоника, 1984, № 2.
24. Песков Е. Г., Мигович И. М. Окраино-континентальная рифтовая система на северо-востоке Азии.— Геол. и геофиз., 1980, № 2.
25. Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР.— М.: Наука, 1977.
26. Разницын Ю. Н. Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубоководные впадины на западе Тихого океана.— М.: Наука, 1982.
27. Разницын Ю. Н., Меланхолина Е. Н. Охотское море, Курильская островная дуга, Курило-Камчатский глубоководный желоб.— В кн.: Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980.
28. Соловьев В. В. Структуры центрального типа территории СССР по данным геолого-морфологического анализа (Объяснительная записка к Карте морфоструктур центрального типа территории СССР м-ба 1 : 10 000 000).— Л.: ВСЕГЕИ, 1978.
29. Сорокин А. П. История геолого-геоморфологического развития Зейско-Буреинской впадины в мезозое и кайнозое. Автореф. канд. дис.— Владивосток: ДВГИ, 1972.
30. Строение дна Охотского моря.— М.: Наука, 1981.
31. Строение и динамика переходных зон.— М., 1983.
32. Сычев П. М., Соинов В. В. и др. Тепловой поток и проблемы геодинамики зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану.— В кн.: Тез. докл. междунар. совещ. по геодинамике западной части Тихого океана. Вып. 1. Южно-Сахалинск: ДВНЦ АН СССР, 1981.
33. Тащи С. М. Связь рифтогенных морфоструктур с морфоструктурами центрального типа.— В кн.: Морфоструктурные исследования на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983.
34. Тезисы докладов международного совещания по геодинамике западной части Тихого океана. Вып. 1, 2.— Южно-Сахалинск, 1981.

35. *Тектоника Евразии* (Объяснительная записка к тектонической карте Евразии, м-б 1 : 5 000 000).— М.: Наука, 1966.
36. *Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана*.— М.: Наука, 1980.
37. *Тектоника платформ и тектонические карты в исследованиях Геологического института АН СССР*.— М.: Наука, 1981.
38. *Тектоника Северной Евразии*.— М.: Наука, 1980.
39. *Тузев И. К.* Тектоника и геологическая природа азиатско-тихоокеанской зоны перехода с позиций фиксизма.— В кн.: *Строение и динамика переходных зон*. Тез. докл. М.: Наука, 1983.
40. *Уткин В. П.* Геодинамика растяжения земной коры в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану.— *Геотектоника*, 1985, № 1.
41. *Фремд Г. М.* Особенности глубинного строения и вулканизма Перитихоокеанской рифтовой системы.— В кн.: *Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов*. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976.
42. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника.— М.: Недра, 1973.
43. *Худяков Г. И.* Геоморфотектоника юга Дальнего Востока.— М.: Наука, 1977.
44. *Худяков Г. И., Денисов Е. П. и др.* Юг Дальнего Востока.— В кн.: *История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока*. М.: Наука, 1972.
45. *Худяков Г. И., Никонова Р. И.* Проблемы поверхностей выравнивания горных стран.— Новосибирск: Наука, 1975.
46. *Шатский Н. С.* Избранные труды. Т. 2.— М.: Наука, 1964.
47. *Шило Н. А., Косыгин Ю. А. и др.* Строение и геологическое развитие земной коры Охотоморского и Япономорского регионов.— *Тихоокеанская геол.*, 1982, № 1.
48. *Яншин А. Л.* О механизме и времени образования глубоководных впадин дальневосточных морей СССР.— В кн.: *Тез. докл. на междунар. совещ. по геодинамике западной части Тихого океана*. Вып. 2. Южно-Сахалинск: ДВНЦ АН СССР, 1981.

ТИГ ДВНЦ АН ССР
Владивосток

Поступила в редакцию
31 марта 1986 г.

УДК 551.71(571.56—13)

Р. Ф. Черкасов

ПРОБЛЕМЫ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННОГО КАРТИРОВАНИЯ
АРХЕЯ АЛДАНСКОГО ЩИТА *

В связи с задачей совершенствования методики государственной крупномасштабной геологической съемки рассматриваются преимущества и недостатки разных подходов к картированию — вещественного, структурно-вещественного, стратиграфического и веществен-

но-стратиграфического. Оптимальными, экономически оправданными являются вещественно-стратиграфические карты ввиду их долговременности, большей достоверности и минералогического значения.

Существует несколько подходов к геологическому картированию. Крайние из них — вещественный и стратиграфический. Какой лучше? Традиционно предпочтение отдается стратиграфическому подходу. Но является ли стратиграфический подход оптимальным — вот в чем вопрос.

требуется реконструкций, в связи с чем достоверность картирования значительно возрастает.

Во избежание недоразумений поясню некоторые термины. Границы стратиграфических подразделений (или, как их ныне называют, стратонов) хронологические. Прошлое время невозможно наблюдать, его можно лишь реконструировать, отождествляя некоторые из многочисленных пространственных границ с временными границами. Но предварительно надо снять метаморфизм и реконструировать генезис слоистых образований, ибо законы стратиграфии применимы лишь к отложениям, наслоениям, т. е. седиментогенным и вулканогенным образованиям, и не применимы к расслоенным телам. Причем не обязательно расслоенные интрузии. Любая единая метаморфическая или метасоматическая зональность — и локальная, и региональная — результат расслоения отложений или интракрустальных образований. Поэтому выделение стратиграфической последовательности толщ по степени их метаморфизма оказалось далеко не всегда оправданным, а все попытки стратиграфического расчленения по этому признаку нижнего архея Алдана не привели к успеху.

Стратиграфическое картирование в принципе невозможно без расшифровки структуры толщи — в первую очередь складчатой структуры, иначе последовательность стратонов окажется необоснованной. Это касается прежде всего немых толщ, где невозможно применение палеонтологических методов установления стратиграфической последовательности. Впрочем, последние используются для решения обратной задачи, так как первоначально вертикальная последовательность биофоссилий определялась последовательностью слоев, в которых они залегают, выявленной геологическими методами. Обнаружение складчатой структуры в глубокометаморфизованных толщах — трудная задача. Как показали многократные пере съемки рудных районов архея Алдана, реальные структуры в силу различных причин расшифровываются далеко не всегда. Поэтому данные последующих съемок нередко не согласуются с результатами предшествующих. От вещественной карты расшифровка структуры не требуется. Карта отражает лишь размещение геологических тел на дневной поверхности. В незначительно обнаженных районах, где задернованность и закрытость марями и болотами близка к полной, достоверное стратиграфическое картирование путем маршрутного исщаживания невозможно или крайне ненадежно и не оправдывает затраты труда. Пример такой местности — верховье р. Тимптон в пределах Верхне-Тимптонского рудного района.

В отличие от стратонов при выделении вещественных тел (т. е. пород; петрографических ассоциаций, или градаций; формаций и субформаций; формационных рядов и т. д.) не

От структурно-вещественной карты, отражающей сегодняшнее размещение геологических тел не только на поверхности, но и в определенном объеме (с помощью геологических разрезов), нередко можно путем генетических и

* Доклад на совещании по совершенствованию легенд и методики геологического картирования масштаба 1:50 000 на Алданском щите (пос. Чульман, апрель 1985 г.).

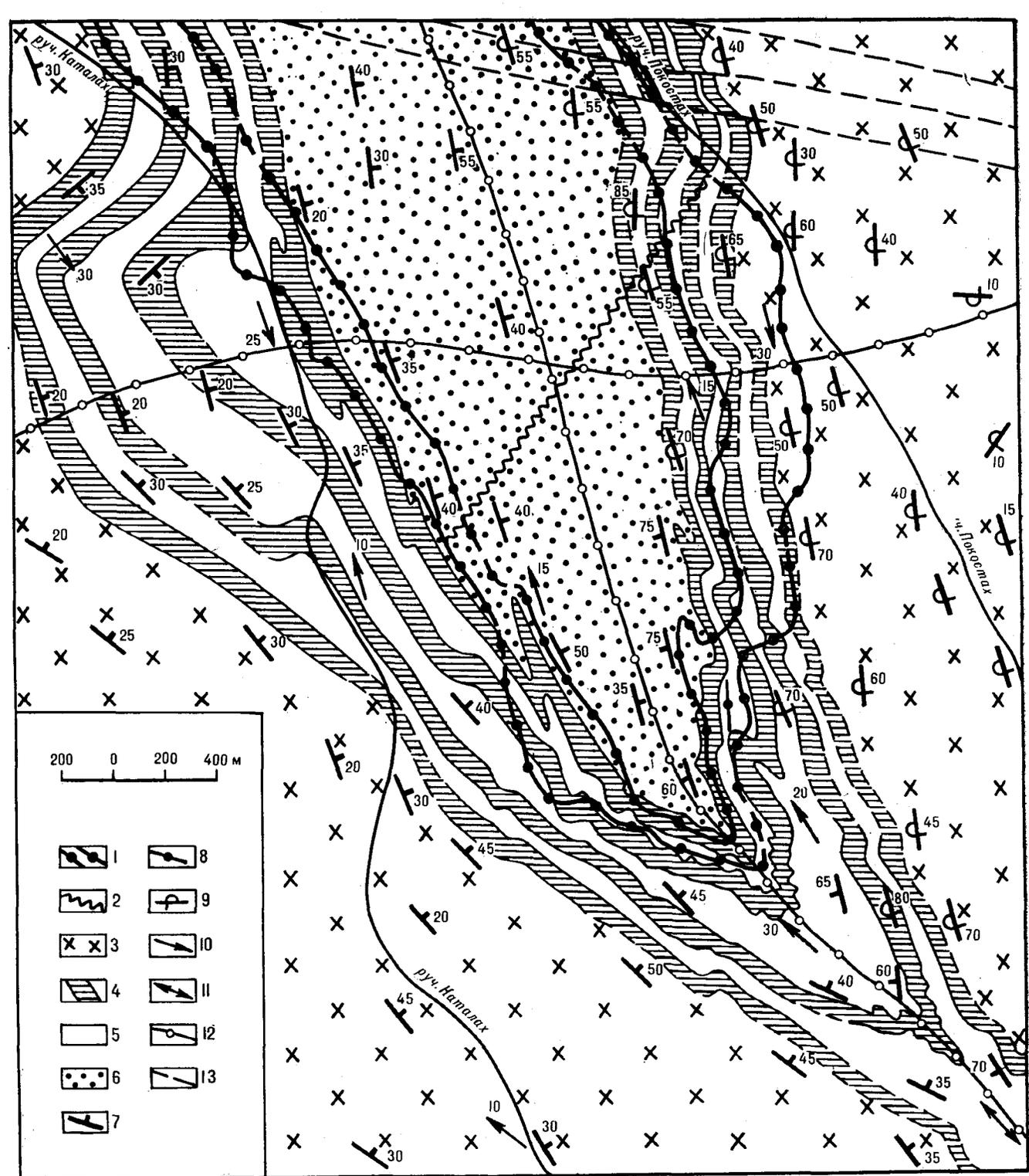


Рис. 1. Взаимопересечение петрографической зоны и стратиграфических подразделений. Схема составлена по результатам высокодетальных съемок (Р. Ф. Черкасов, Ю. С. Дубов, В. Н. Сучков и др.) и материалам Каталахской ГРП.

Нижний архей: 1 — петрографическая зона, насыщенная мелкими линзами биотит-кордиеритовых, магнетит-кордиеритовых, кордиеритовых и силлиманит-кордиеритовых гнейсов; 2 — юго-восточная граница распространения силлиманита в кордиеритовых гнейсах; 3 — среднефедоровская подсвета; 4, 5 — верхнефедоровская маркирующая подвита (4 — маркирующая «сраморо-но-гнейсовые» пакеты, 5 — немаркирующие «гнейсовые» пакеты); 6 — ылымаская свита; 7—9 — залегание слоистости и т. п. текстур (7 — наклонное нормальное, 8 — вертикальное, 9 — наклонное опрокинутое); 10, 11 — залегание линейности (10 — наклонное, 11 — горизонтальное); 12 — оси базисных складок (продольной Каталахской синклинали и поперечной синклинали); 13 — амплитудные дизъюнктивы.

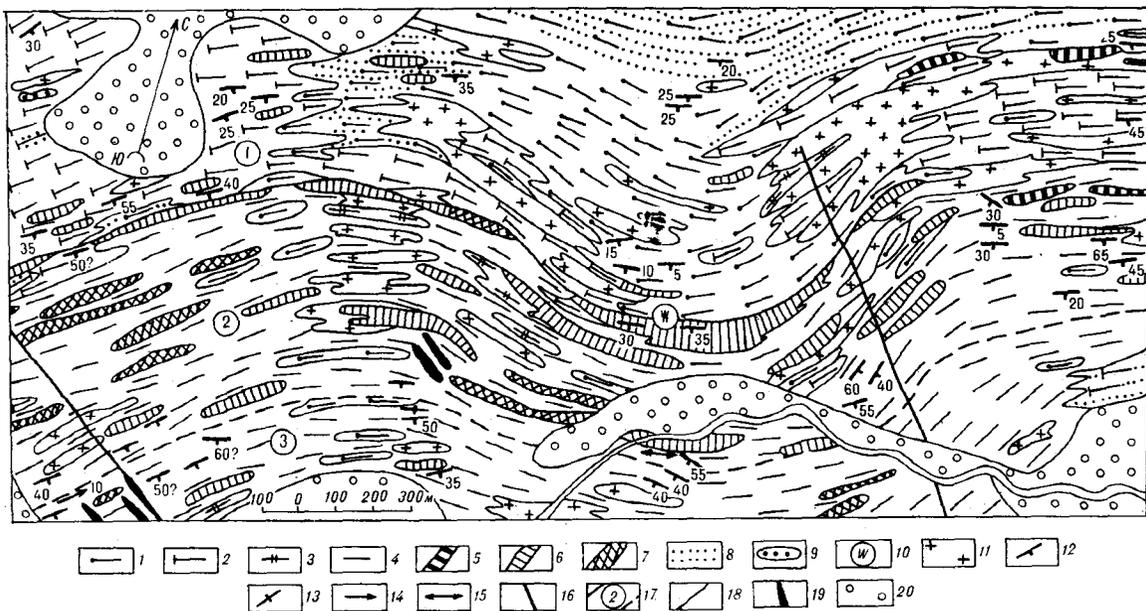


Рис. 2. Фрагмент детальной вещественно-структурной карты Канкунского рудного поля (по Р. Ф. Черкасову, 1964 г.).

Архей: 1 — биотит-гранатовые, изредка биотит-силлиманит-кордиеритовые плагиогнейсы, гнейсы, мигматиты; 2 — гиперстеновые, биотит-гиперстеновые, а также биотитовые плагиогнейсы, гнейсы; 3 — биотитовые гранитогнейсы; 4 — двушироксен-роговообманковые, пироксен-роговообманковые, роговообманковые, биотит-роговообманковые плагиосланцы, изредка гнейсы, мигматиты; 5 — ультраосновные кристаллосланцы (пироксен- и двушироксен-роговообманковые); 6 — диопсидовые плагиосланцы, изредка плагиогнейсы, диопсид-скаполитовые кристаллосланцы, мигматиты; 7 — диопсидовые, скаполит-диопсидовые, флогопит-диопсидовые, шпинель-диопсидовые, паргасит-диопсидовые, диопсид-калишчатые породы; 8 — графит (в графитсодержащих плагиогнейсах, гнейсах); 9 — кварциты; 10 — воластонит (в воластонит-диопсид-скаполитовых кристаллосланцах); 11 — граниты и пегматит-граниты (алаякитовые, биотитовые, роговообманковые, диопсидовые, гранатовые, гиперстеновые, плагиоклазовые и т. д.); 12, 13 — залегание слоистости, полосчатости, кристаллизационной сланцеватости (12 — наклонное неопроинное, 13 — горизонтальное); 14, 15 — залегание минеральной линейности (14 — наклонное, 15 — горизонтальное); 16 — дизъюнктив; 17 — границы стратиграфических подразделений алданского архея и их номера: 1 — нимырская (ныне тимптонская) свита, 2, 3 — федоровская свита; 2 — медведевский горизонт (ныне нижнефедоровская подсвита), 3 — каталахский горизонт (среднефедоровская подсвита); 18 — границы горных пород и породных ассоциаций. Протерозой: 19 — диабазы. Квартер: 20 — озерно-болотные отложения.

хронологических реконструкций однозначно перейти к стратиграфической карте. От вещественной карты такого однозначного перехода нет.

Хотя пространственно стратона часто совпадают с вещественными телами, в общем случае — это разные единицы. Их самостоятельность наиболее ярко проявляется при взаимопересечениях. Например, на Каталахском рудном поле при высокодетальной съемке надежно прослежены в соответствии с ориентировкой слоистости стратиграфические пакки и пакеты, насыщенные кальцифирами, мраморами, диопсидовыми породами, диопсид-плагиоклазовыми и диопсид-скаполитовыми кристаллосланцами. Здесь же околонулена зона распространения кордиеритовых и силлиманит-кордиеритовых гнейсов (рис. 1). Каждая из нескольких сотен линз этих гнейсов залегает согласно с другими слоистыми породами, но ареал высокоглиноземистых гнейсов счет стратона, ибо эти линзы залегают на разных стратиграфических уровнях [7]. Кстати сказать, распространенный подход к картированию как оконтуриванию ареалов определенных пород, петрографических ассоциаций и других вещественных тел,

без достаточного учета ориентировки слоистости и параллельных ей текстур, является, по существу, вещественным, бесструктурным. Характерная и фундаментальная особенность нижнеархейской толщи — ее линзовидное строение (рис. 2—4), причем первичная линзовидность усилена последующим разлинзованием. Господствовавшее в 40-60-е гг. представление о весьма протяженных однородных по латерали стратонах (пласты, пакки, свиты) было заимствовано из геологии фанерозойских платформенных отложений. Оно не подтверждается при всех масштабах исследований, особенно при детальных и высокодетальных. Среди протяженных нижнеархейских тел реальны латерально неоднородные (в связи с линзовидной структурой) образования — стратона и вещественные зоны. Они пространственно не совпадают в тех случаях, когда наряду с мутационной, или изохронной, слоистостью отчетливо развита миграционная, или диахронная, слоистость. Вещественные зоны имеют относительно выдержанный состав. Среди стратонов также различаются более устойчивые по латерали маркирующие подразделения (например, «мраморно-гнейсовые») и менее устойчи-

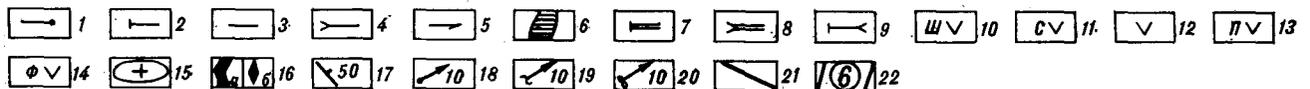
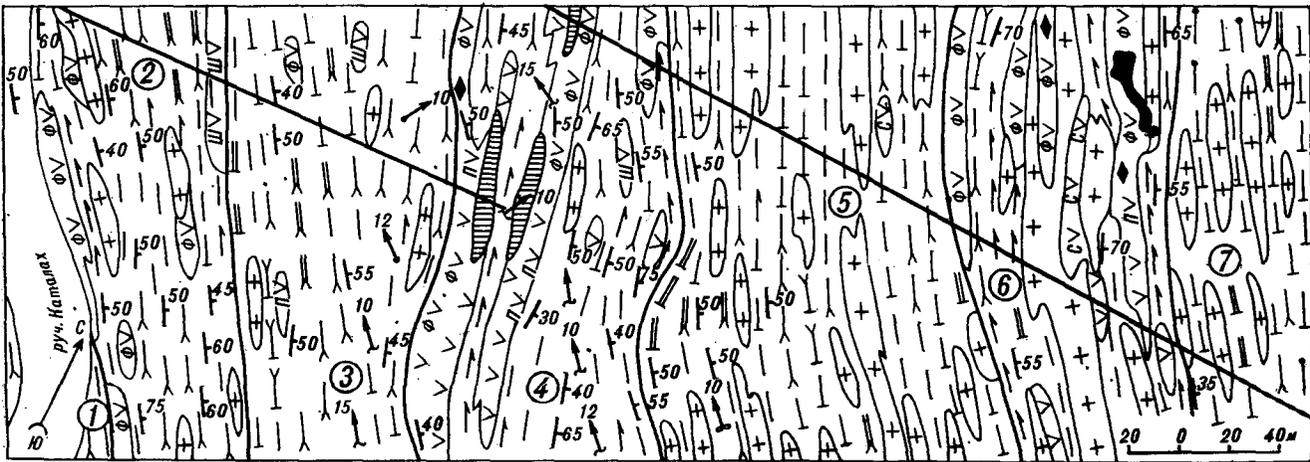


Рис. 3. Фрагмент высокдетальной вещественно-стратиграфической карты центральной части Каталахского флогопитоносного поля (по Р. Ф. Черкасову и Ю. С. Дубову, 1970 г.).

Архей: 1 — биотит-кордиеритовые гнейсы; 2 — биотит-гиперстеновые, изредка биотитовые гнейсы, плагиогнейсы; 3 — амфиболиты (двупироксен-роговообманковые, пироксен-роговообманковые, изредка роговообманковые и биотит-роговообманковые плагиосланцы); 4 — двупироксеновые, роговообманко-двупироксеновые, роговообманко-пироксеновые плагиосланцы, реже плагиогнейсы; 5 — диосидовые плагиосланцы, плагиогнейсы, диосид-скаполитовые сланцы; 6 — кальцифилы (форстеритовые, шпинель-форстеритовые и др.), изредка мраморы; 7 — переслаивание амфиболитов и биотит-гиперстеновых гнейсов, плагиогнейсов; 8 — переслаивание амфиболитов и двупироксеновых плагиосланцев; 9 — переслаивание двупироксеновых плагиосланцев с биотит-гиперстеновыми плагиогнейсами, гнейсами; 10 — шпинель-диосидовые породы; 11 — скаполит-диосидовые породы; 12 — мономинеральные диосидовые породы; 13 — парасит-диосидовые породы; 14 — флогопит-диосидовые породы; 15 — граниты (алекситовые, биотитовые, иногда диосидовые и др.); 16 — флогопитоносная зона (а) и флогопитопроявления (б); 17 — залегание слоистости, полосчатости, а также кристаллизационной сланцеватости; 18—20 — залегание линейности (18 — минеральной, 19 — осей упорядоченных складок, 20 — длинных осей будин); 21 — дизъюнктивы; 22 — границы стратиграфических подразделений алданского архея и их номера: Федоровская свита, амельджакский горизонт (ныне верхнефедоровская подсвита), нижняя пачка: 1 — пакет 2, 2 — маркирующий пакет 3, 3 — средняя пачка; верхняя пачка: 4 — маркирующий пакет 1, 5 — пакет 2, 6 — маркирующий пакет 3; 7 — Ыльмакская свита.

вые промежуточные стратоны (например, «гнейсовые»). Вещественные зоны имеют аналоги в неметаморфизованных толщах — магнафации К. Кастера [2], которые так же пересекаются со стратонами.

Разумеется, возрастное скопление испытывают не только маломощные петрографические ассоциации, но и мощные формации, например, «гнейсовые» формации алданского архея, которые считались разновозрастными, залегающими друг на друге стратонами (улунчинская, нижнесуннагинская, верхнесуннагинская и кюриканская свиты). Однако их границы диахронные, в связи с чем они не только перекрывают, но и латерально замещают друг друга и на определенных участках подстилают действительный стратон — «мраморно-гнейсовую» джелтулинскую свиту [6, 7].

Издавна и широко вещественное и структурно-вещественное картирование применяется в США. Там картируют петрографические ассоциации, формации и группы формаций. Но в отличие от европейской школы американские геологи относят вещественные единицы к стратонам, произвольно расширяя предмет стратиграфии, приоритет в изучении которого принадлежит европейцам. В то же время американцы сознают отличие вещественных подраз-

делений (границы которых нередко диахронные) от истинных стратонов и называют последние хроностратонами. Известные стратиграфы К. Данбар и Дж. Роджерс указывают [2, с. 283]: «Переход от скользящих во времени „литологических“ формаций к формациям, выделенным по маркирующим пластам и приблизительно соответствующим определенным отрезкам времени, вероятно, закономерен и будет осуществляться по мере расширения наших знаний отдельных районов». И далее: «Картировать такие подразделения значительно труднее, но они удобны для изучения структурных особенностей и восстановления геологической истории...».

Терминологические, а также методологические различия американской и европейской школ привели, с одной стороны, к тупиковой ситуации в деле принятия «Международного стратиграфического кодекса», а с другой — к недооценке в Европе, в том числе и в СССР, большого американского опыта изучения вещественных единиц.

Интенсивное картирование архея Алдана началось, как известно, в 40-х гг., причем геологи, снимавшие хрусталеносные поля и районы, составляли в основном вещественные карты, а картировавшие флогопитоносные районы —

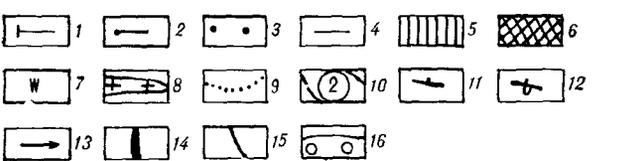
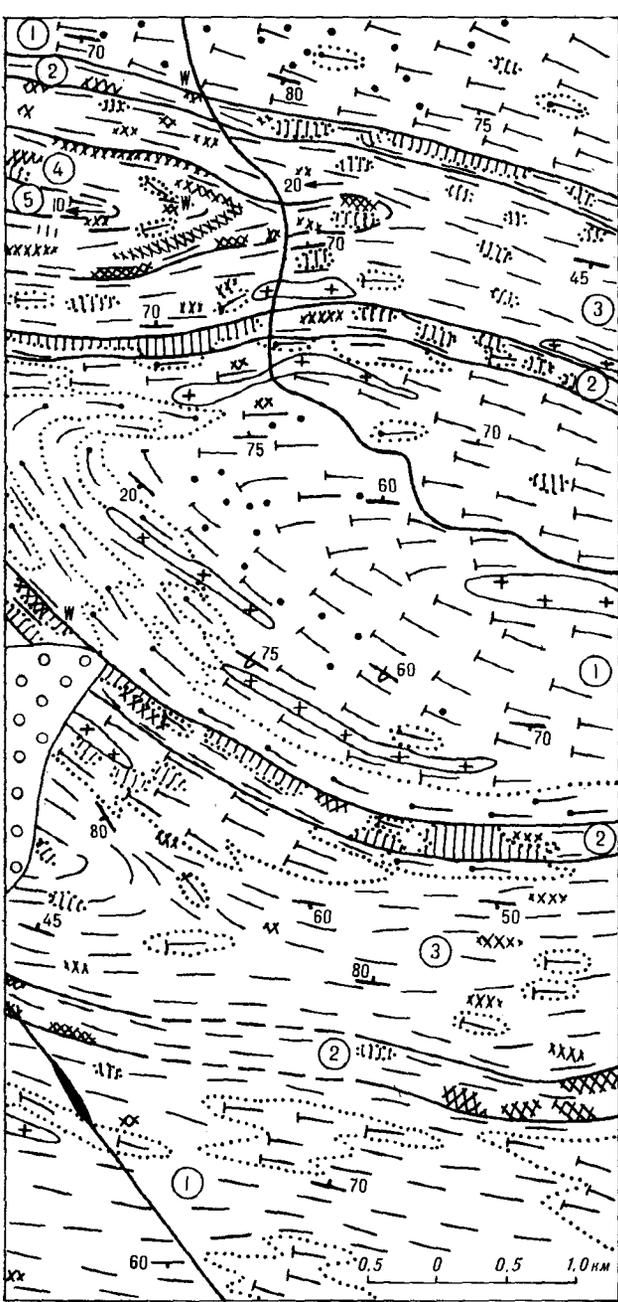


Рис. 4. Фрагмент крупномасштабной вещественно-стратиграфической карты центральной части Тимптонского рудного района (по Р. Ф. Черкасову, 1964 г.).
 Архей: 1 — биотит-гиперстеновые, гиперстеновые, а также биотитовые плагиогнейсы, гнейсы, изредка гранитогнейсы; 2 — биотит-гранатовые, биотит-силлиманит-кордиеритовые плагиогнейсы, гнейсы, мигматиты; 3 — графит (в графитсодержащих гнейсах, плагиогнейсах); 4 — двупироксен-роговообманковые, пироксен-роговообманковые, роговообманковые

стратиграфические карты. Слюдянки выдвинули представление о продуктивных на флогопит горизонтах, которые отождествлялись со стратиграфическими подразделениями, а их вещественный состав считался неизменным по латерали. Однако вскоре выявилось противоречие. В 1946 г. в районе г. Алдана Б. Д. Бошков закартировал крупные участки в средних течениях рек Орто-Сала и Селигдар. Хотя там были представлены те же стратонны, что и на соседнем Куранахском флогопитоносном поле, они оказались непродуктивными: вместо диопсидовых пород и кальцифиров в них присутствовали диопсидовые гнейсы. Тогда на этот результат не обратили внимания: одна ласточка не делает весны. Однако спустя 15—20 лет такие же явления обнаружили в других районах. Кроме того, были закартированы многочисленные случаи латеральной изменчивости стратоннов. Возникла проблема фиксации этой изменчивости на картах. К сожалению, появившиеся в 50-х гг. инструкции не предусматривали вещественного картирования. Почти прекратилось оно и в хрусталеносных районах.

В начале 60-х гг. была осознана необходимость углубленного изучения эксплуатирующихся флогопитоносных полей на основе повышения структурности картирования. Тимптоно-Учурская экспедиция провела в нескольких случаях совместное структурно-вещественное и стратиграфическое геолого-геофизическое картирование в масштабе 1:10 000 (см. рис. 2) и 1:2 000 (см. рис. 3). Кроме того, была составлена на основе обобщения материалов предшественников и увязочных маршрутов вещественно-стратиграфическая карта масштаба 1:50 000 части Тимптонского района (см. рис. 4). На картах крапом показаны вещественные подразделения (выделено от 11 до 22 классов таких единиц). Цвет по традиции отдан стратонам.

При достаточной естественной или искусственной обнаженности такой подход представляется оптимальным. Карты разных типов

плагийсланцы, иногда гнейсы, мигматиты; 5 — диопсидовые плагийсланцы, диопсид-скаполитовые кристаллосланцы; 6 — диопсидовые, шпинель-диопсидовые и т. п. породы, а также кальцифиров, мраморы; 7 — волластонит (в волластонит-диопсид-скаполитовых кристаллосланцах); 8 — граниты; 9 — границы метаморфических пород и породных ассоциаций; 10 — границы стратиграфических подразделений алданского архея и их номера; 1 — нимьрская (ныне тимптонская) свита; 2—4 — федоровская свита: 2 — медведевский горизонт (ныне нижнефедоровская подсвита), 3 — каталахский горизонт (среднефедоровская подсвита), 4 — емельджанский горизонт (верхнефедоровская подсвита); 5 — ыльмахская свита; залегание слоистости и т. п. текстур: 11 — нормальное, 12 — опрокинутое; 13 — залегание минеральной линейности. Мезозой: 14 — порфириды; 15 — разлом. Квартер: 16 — озерно-болотные отложения.

совмещаются, дополняют друг друга и взаимно компенсируют свои недостатки. Хорошо известно, что стратиграфические карты обычно недолговечны. Представления о стратиграфии меняются, и нет гарантий, что они не будут меняться в дальнейшем. В то же время грамотно составленная структурно-вещественная карта мало меняется и тем самым придает долговременность комбинированной вещественно-стратиграфической карте, повышая, кроме того, ее достоверность. Степень обоснованности стратиграфических построений в значительной мере видна на комбинированной карте благодаря ее структурности и вещественности. Весьма важно, что на карте показываются все сколько-нибудь значительные наблюдавшиеся вещественные неоднородности. И ограничений здесь нет. О стратиграфической карте этого сказать нельзя. Последовательно используя какую-либо стратиграфическую схему, геолог отражает на карте стратона, даже если их вещественный состав противоречит этой схеме.

В маршрутах съемщик наблюдает лишь геологические тела и их пространственные отношения. На стратиграфических картах этот материал непосредственно не отражается и хранится в труднодоступном виде в архивах. Исключения составляют лишь маркирующие или продуктивные породы. Обычно это кварциты, мраморы, диопсидовые породы. Но не всегда можно заранее знать, с какими породами будут связаны новые виды полезных ископаемых. Например, разведываемые сейчас графитовые месторождения Алдана не связаны с перечисленными породами.

Еще одно из преимуществ комбинированной карты в том, что она в отличие от вещественной обладает хронологичностью. Но, напомним, такие карты оптимальны при достаточной обнаженности. На Украине в конце 70-х гг. началось формационное картирование кристаллических толщ, методика которого разработана под руководством Е. М. Лазько. В объяснительной записке украинские геологи указывают: от других картографических материалов формационные карты «...отличаются прежде всего большей объективностью, исключаяющей многие недостатки традиционных карт, составленных на основе дискуссионных возрастных и генетических представлений» [5]. Справедливое замечание. И все же основная причина введения чисто формационных, а не комбинированных карт, на мой взгляд, иная: ничтожная обнаженность, закрытость Украинского щита мощными наносами. Не случайно, что эти карты более грубые, схематичные, чем соответствующие алданские карты. Дело в том, что картирование погребенных кристаллических толщ на основе бурения скважин и гео-

физического изучения не решает многих проблем, которые с трудом разрешимы на обнаженном архее, как показывает полувековой опыт изучения Алдана.

На предыдущем совещании по «Госгеолкарте-50» (г. Алдан, 1983 г.) были предложения о замене стратиграфического картирования формационным (без выделения пачек, под-свет, свит). Это естественная реакция на существенные недостатки чисто стратиграфического картирования древнейших толщ. Однако в общем случае (т. е. за исключением мало- и необнаженных районов) такая замена нерациональна и невозможна. Нерациональна, ибо был бы утрачен положительный опыт стратиграфического картирования. Невозможна ввиду укоренившейся традиции, закрепленной инструкциями по геологической съемке, предусматривающими составление только стратиграфических карт. Надо отметить, что эти карты называются геологическими с тех времен, когда иных карт, кроме стратиграфических, не составлялось. Но теперь такое употребление термина «геологическая карта» является неточным и архаичным, ибо вещественные, структурные, структурно-вещественные и тому подобные карты относятся в отличие, например, от геофизических карт к классу геологических карт.

Стратиграфическое картирование в отличие от вещественного основано на четком различии наслоенных и ненаслоенных образований (к последним относятся расслоенные и неслоистые тела). Для глубокометаморфизованных толщ эта задача — не из простых. Во избежание крупных просчетов желательно учитывать негативный опыт наших предшественников. Д. С. Коржинский [3] первоначально принял гранитогнейсы типовой местности иенгрской толщи (серии, свиты) за интрузивные гнейсовидные граниты и исключил их из стратиграфического разреза. Это обстоятельство длительное время препятствовало выяснению характера отношений между основными единицами алданского архея — кварцевой иенгрской и чарнокитовой тимптонской толщами. Позднее Д. С. Коржинский [4] указал, что гнейсовидные граниты — не интрузивные тела, а автохтонные образования — результат гранитизации наслоений, которую он интерпретировал как магматическое замещение.

К сожалению, гранитогнейсы исключались из состава стратонов неоднократно, что создавало новые проблемы. Например, выделение в верховье р. Тимптон уникальной по своей основности кабактинской серии [1], о недостатках которого на данном совещании говорил В. М. Бирюков, связано с тем, что доминирующие там гнейсы и гранитогнейсы были исключены из состава стратона, хотя это нигде

не оговорено и на карте не отражено. В дальнейшем на основе кабатинской серии одни геологи выделили катархей, другие — образования лунной стадии, а третьи посчитали ее остатком перевозданной (догеологической) коры.

Разумеется, есть и интрузивные гранитогнейсы и гнейсы, которые должны исключаться из состава стратонев. Например, прекрасно обнаженные на р. Олекме дайки и жилы [8]. Но они редки и маломощны. Основная же масса гранитогнейсов залегает согласно с кварцитами, мраморами и различными парасланцами.

Помимо долговременности и большей достоверности у вещественно-стратиграфических карт есть еще одно немалое достоинство. Они имеют большее минерагеническое значение, чем чисто стратиграфические карты, ибо они отражают конкретные парагенезы геологических тел, а полезные ископаемые, по существу, являются элементами таких парагенезов.

Последовательное применение вещественного и структурного принципов позволило обнаружить в алданском архее латеральную неоднородность нескольких рангов [7]. На этих принципах и на основе геолого-геофизических данных составлена карта нижнеархейских тектонических зон и разновозрастных минерагенических районов Алданского щита и его окружения*. Выделены зоны двух рангов — среднего и крупного шириной 30—50 и 120—180 км соответственно. Они подразделены на два структурно-вещественных типа: а) фемические зоны — контрастные по составу и структуре, относительно насыщенные основными сланцами (в случае зон среднего ранга основные сланцы занимают до 1/3 их объема); их первичная структура — синклинии и проторазломы; это линейные зоны, мобильные во время активизаций; б) салические зоны — монотонные по составу и структуре, почти целиком состоящие из гнейсов и гранитогнейсов; первичная структура — межразломные антиклинории; изометричные, реже брахиальные; инертные во время активизаций. Зоны представлены подразделениями нескольких направлений, в связи с чем они образуют тектонические решетки, причем в ядрах ячеек последних находятся салические зоны. Главной является ортогональная решетка, а диагональная проявлена слабее. Древнейшие решетки повсеместны, а послеархейские мобильные зоны являются пространственно ограниченными, изломанно-линейными, набранными из активизированных элементов ортогональной и диагональной

* Фрагмент центральной части карты опубликован [9].

первичных решеток. При этом новообразованные зоны несколько смещены с древнейших зон, что является закономерным результатом дисимметрии развития. Наиболее смещена, например, Центральнo-Алданская мезозойская зона активизации с Томмотской фемической зоны.

В фемических зонах среднего ранга, преимущественно в узлах решеток и над ними — в геосинклинально-складчатом и платформенном чехлах — локализовано 98% минерагенических районов (рудных, россыпных, нефтегазовых, угольных и комплексных). Причем эти районы нередко полихронные и полиминерагенические. В соответствующих салических зонах находятся целиком лишь нижнедокембрийские хрусталеносные районы.

Иными словами, продуктивность салических зон, по крайней мере, в десятки раз ниже, чем фемических. Наиболее продуктивные зоны среднего ранга находятся в крупных фемических зонах и над ними, где они образуют минерагенические области. В то же время в крупных салических зонах и над ними минерагенические районы обычно редки и бедны, за исключением некоторых видов пегматитовых месторождений (мусковит, легкие редкие металлы и др.). Иными словами, фемические зоны являются концентраторами полезных ископаемых и тектонической активности. Причем положение об активности нельзя распространять на фемические зоны более высокого ранга, относящиеся к качественно иным уровням организации. Например, гигантская (шириной около 500 км) Алданская фемическая зона [7], т. е. узел, образованный перекрещиванием двух фемических мегасинклинириев (субширотного Алданского и субмеридионального Учурского) и совпадающий пространственно с Алданской гранулитовой зоной, превратилась в конце раннего архея в стабильное сооружение. В позднем архее оно являлось срединным массивом, а затем стало устойчивым ядром Алдано-Станового щита, а если смотреть шире, то и Алданской антеклизы, или Алдано-Станового геоблока (по Л. И. Красному).

Итак, оптимальными и экономически оправданными являются не стратиграфические, а вещественно-стратиграфические карты ввиду их долговременности, большей достоверности и минерагенического значения. Новой, еще не изданной инструкцией по крупномасштабному картированию, возможно, будут введены в качестве обязательных приложений к стратиграфическим (геологическим) картам вещественные (литологические) карты. Это был бы значительный шаг вперед, хотя комбинированные карты являются более наглядными.

1. *Ветлужский В. Г., Кудрявцев В. А., Соколов Н. А.* Стратиграфия архея района верхнего течения р. Тимптон.— В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1966.
2. *Данбар К., Роджерс Дж.* Основы стратиграфии.— М.: Изд-во иностр. лит., 1962.
3. *Коржинский Д. С.* Петрология архейского комплекса Алданской плиты (пересечение по р. Тимптон).— Л.— М.: ОНТИ, 1936.
4. *Коржинский Д. С.* Современные представления об образовании слюдяных месторождений СССР.— В кн.: Труды совещания по слюде. Т. 1. М., 1949.
5. *Формационные карты докембрия масштаба 1 : 200 000* (1 : 50 000).— Львов: Изд-во Львовского ун-та, 1982.
6. *Черкасов Р. Ф.* Стратиграфическая схема архея Алдана.— В кн.: Стратиграфия Дальнего Востока. Тез. докл. Владивосток, 1978.
7. *Черкасов Р. Ф.* Архей Алданского щита.— М.: Наука, 1979.
8. *Черкасов Р. Ф.* Интрузивные гнейсы Олекмы.— В кн.: Магматические комплексы Дальнего Востока и их рудоносность. Тез. докл. Хабаровск, 1981.
9. *Черкасов Р. Ф.* Многократно активизированные древнейшие фемические зоны.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 12. Новосибирск: Наука, 1985.

ИТыГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
6 ноября 1986 г.

УДК 548.4 : 553.061.17

И. С. Неменман, С. Г. Парада, Н. В. Бердников

ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЯ ЗОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА И ЖИЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ПРАВОБУРЕЙНСКОГО СЛАНЦЕВОГО КУПОЛА

Методами термо- и криометрии флюидных включений изучены метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации породы Правобуреинского сланцевого купола и залегающие среди них кварцевые жилы, а также расположенные в ядре купола мезозойские граниты. Зональный метаморфизм вмещающих пород проходил при участии существенно водного слабо минерализованного флюида. Его температуры возрастают от периферии к ядру купола: 230°C в метапесчаниках, 295°C в полосчатых сланцах и 380°C в порфиروбластических сланцах. В кварце согласных безрудных и секущих сланцеватость рудоносных жил установле-

ны первичные существенно водные ($T_{\text{гом}} = 160-220^\circ\text{C}$), вторичные водные, водно-углекислотные ($T_{\text{гом}} = 200-235^\circ\text{C}$) и кристаллофлюидные включения, что указывает на широкое проявление в них автометасоматических процессов. В прожилке горного хрусталя из экзоконтакта гранитного массива преобладают первичные водные включения ($T_{\text{гом}} = 260-360^\circ\text{C}$). Установлено, что жильное оруденение в пределах купола связано с регрессивным этапом зонального метаморфизма с последующим преобразованием жил в процессе становления гранитного массива.

Изучение пород зеленосланцевой фации и развитых в них кварцевых жил методами термобарогеохимии представляет многоплановый интерес. В первую очередь следует отметить практическую значимость проблемы, поскольку такие комплексы нередко несут оруденение метаморфогенно-гидротермального типа [2]. Кроме того, изучение флюидных включений позволяет судить о направленности эволюции флюидного режима в процессе метаморфизма и рудообразования, что применительно к породам зеленосланцевой фации практически не исследовано.

Для выяснения места кварцевых жил в геологической истории района и определения термобарогеохимических критериев их связи с магматизмом и (или) метаморфизмом предполагалось: 1) изучить состав флюида, при участии которого формировались и преобразовывались исследуемые породы и жилы; 2) рассчитать $P-T$ -параметры их формирования и преобразования; 3) выяснить эволюцию эндогенного флюида в двух возможных вариантах: метаморфизм — кварцевые жилы, гранитоидный магматизм — кварцевые жилы.

Для решения поставленных задач был исследован каменный материал, характеризующий главные структурно-текстурные различия метapelитов зонально-метаморфизованной толщи купола, залегающие среди них безрудные и рудоносные кварцевые жилы, предшествующие рудоносным жилам кварц-альбитовые метасоматиты, прорывающие метаморфический комплекс позднемезозойские гранитоиды, а также

пространственно ассоциирующие с последними хрусталеносные прожилки.

Правобуреинский сланцевый купол (рис. 1) находится в верхнем течении р. Правая Бурей. Он представляет собой брахиантиклиналь, вытянутую в северо-западном направлении. Это самый крупный среди аналогичных куполов — характерных тектонических элементов Селемджино-Кербинской структурно-формационной зоны, постоянно сопровождающихся кварцевыми жилами с типоморфной минерализацией [17].

Слагающий купол и его периферию комплекс геосинклинальных отложений, вскрытая мощность которого достигает 12 км, имеет преимущественно терригенный состав. В нижней половине разреза отмечаются пласты и прослой метабазитов, кварцитов и линзы мраморизованных известняков. Последовательность наслоения пород и мощность отложений геосинклинального комплекса определены по разрезам в пределах периклинальных замыканий купола, где опрокинутые разрезы и крупные изоклинальные складки неизвестны.

Непосредственно геологический возраст пород геосинклинального комплекса не установлен. В разрезе аналогичного комплекса отложений в верховье р. Селемджи обнаружены остатки палеозойской фауны и флоры [12, В. Ф. Зубков, 1973 г.]. Фауна, датирующаяся поздним палеозоем — ранним мезозоем, описана в сходных с изученным районом сланцевых толщах бассейна р. Сулук [13]. Определение (К-Аг-метод) возраста мусковитов из альбитпорфиробластических сланцев нижней части

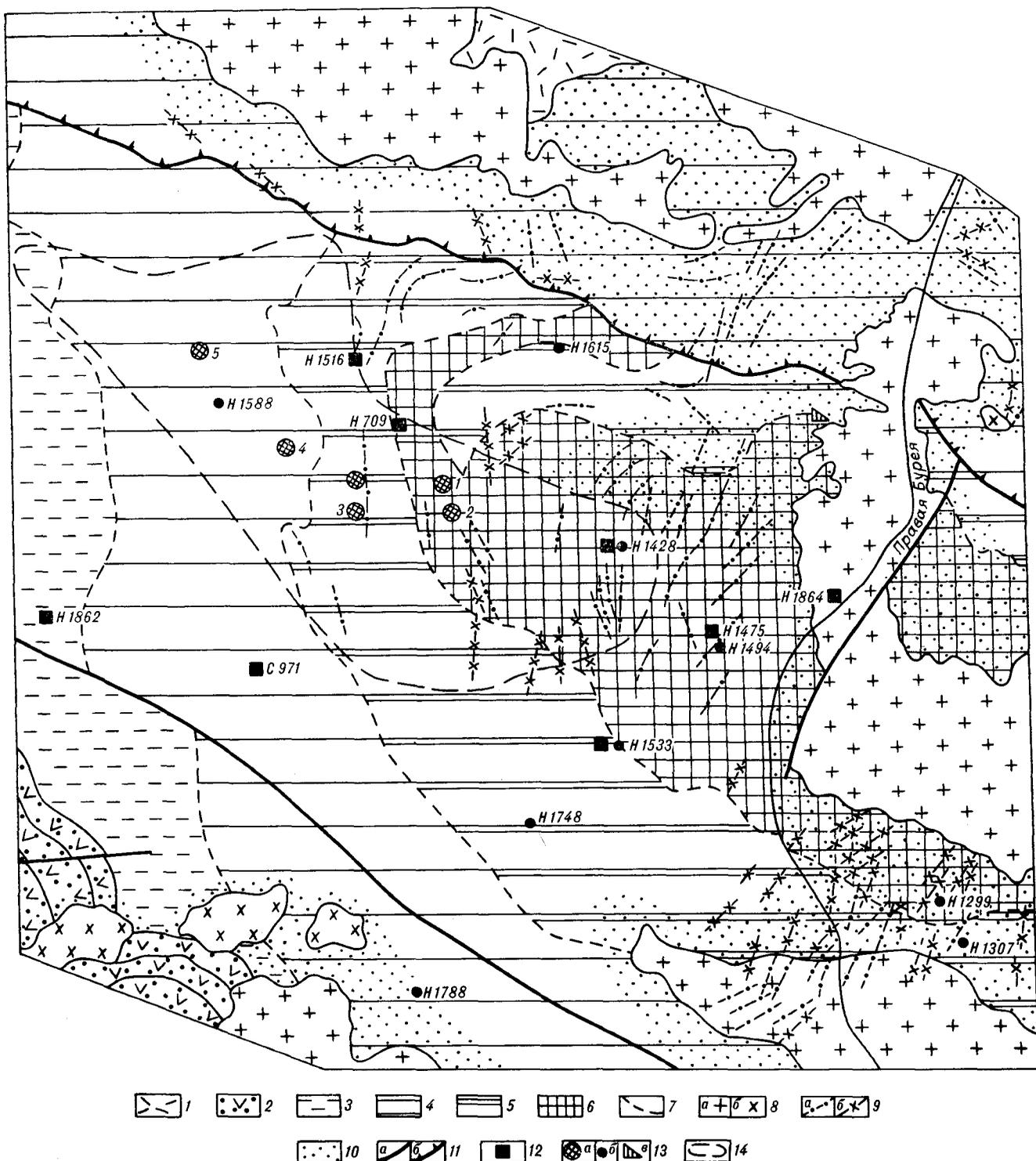


Рис. 1. Схема геологического строения западной части Правобуреинского сланцевого купола.

1 — позднемерловые вулканиты кислого состава; 2 — позднетриасовые вулканогенно-терригенные отложения; 3—6 — палеозойский метаморфический комплекс: 3 — аспидные сланцы и песчаники, 4 — филлиты и метапесчаники, 5 — полосчатые сланцы, 6 — альбит-порфиробластические сланцы; 7 — границы зон метаморфических структурно-текстурных преобразований; 8 — позднемерловые гранитоиды (а) и диориты (б); 9 — позднемерловые дайны кислого (а) и среднего (б) состава; 10 — ороговикованные породы; 11 — разломы крутопадающие (а) и пологопадающие (б); 12 — места отбора проб; 13 — проявления рудоносных кварцевых жил (а, номера см. в тексте и на рис. 2), безрудных кварцевых жил (б) и хрусталеносных прожилков (в); 14 — ореол развития рудоносных кварцевых жил.

разреза купола (385 и 425 млн лет)* отвечает среднему — раннему палеозою. Следовательно, в строении геосинклинального комплекса, по-видимому, принимают участие палеозойские и раннемезозойские отложения, границы и характер соотношений между которыми пока не определены.

В ядре купола располагается крупный аллохтонный массив позднемеловых биотитовых гранитов, сопровождающихся широким ореолом биотит-мусковит-кварцевых роговиков и даек кислого состава. Позднемеловые интрузии в пределах купола представлены многочисленными дайками среднего состава, а на его периферии — штоками диоритов. Раннемеловые интрузии гранодиоритов располагаются в пределах южной периклинали купола.

Ореол зональных метаморфических преобразований пород геосинклинального комплекса в плане конформен купольной структуре. В центральной его части, на площади около 500 км², обнажаются альбит-порфиробластические сланцы. Последние в направлении к периферии купола последовательно сменяются толщами полосчатых микрокристаллических сланцев, филлитов и песчано-аспидно-сланцевой толщей, залегающей за пределами купола (см. рис. 1). Контакты между названными толщами имеют характер постепенного перехода.

Метаморфизм терригенной составляющей разреза выражается в различной степени перекристаллизации пород и в характере сменяющих друг друга парагенезисов. Так, для порфиробластических и полосчатых сланцев наиболее характерна ассоциация граната, биотита, хлорита и мусковита. Для филлитов и метапесчаников типична ассоциация стильпномелана, хлорита и мусковита. В аспидных сланцах и песчаниках наряду с обломочным кварц-полевошпатовым и глинистым материалом присутствуют новообразованные гидрослюды, серицит и хлорит. Во всех разностях наблюдаются метаморфогенные кварц и альбит. Последний в порфиробластических сланцах образует крупные (до 2 см, обычно 3—5 мм) серые порфиробласты, а в полосчатых сланцах вместе с кварцем слагает слоеподобные агрегаты белого цвета мощностью не более 7 мм. В менее метаморфизованных терригенных разностях новообразованные кварц и альбит равномерно распределены во всей массе породы.

Исходя из изложенного, следует предполагать значительную флюидонасыщенность метаморфического комплекса в период его фор-

мирования, что выражается в порфиробластических структурах и полосчатых текстурах, представляющих собой отражение процессов метаморфической сегрегации, происходящей при активном участии флюидов.

Как уже отмечалось, характерной особенностью купольных структур Селемджино-Кербинской структурно-формационной зоны является связь с ними кварцевых жил. Безрудные кварцевые жилы имеют площадное развитие и встречаются во всех структурно-текстурных разностях метаморфизованных пелитов. Они залегают согласно со слоистостью и наиболее часты в местах резкого изгиба слоев, в том числе в зонах развития складок послыного течения. Наряду с преобладающим кварцем в их составе встречаются альбит, мусковит, хлорит и гранат. Рудные минералы в количестве менее 0,1 об. % представлены пиритом и арсенопиритом. Сходство ассоциаций жильных минералов и минералов вмещающих их пород, сложная морфология и согласное залегание при площадном развитии свидетельствуют о принадлежности этой группы кварцевых жил к образованиям альпийского типа.

Рудоносные жилы развиты более локально и известны аналогично безрудным во всех текстурно-структурных разностях метаморфизованных пелитов. Будучи как согласными, так и секущими они контролируются зонами рассланцевания, сопровождающимися в слабеметаморфизованных толщах дополнительными флексурными изгибами и складками с крутыми осевыми поверхностями, которые обычно отсутствуют в толщах более высокометаморфизованных. В связи с этим по направлению к периферии ореола зонального метаморфизма установлено увеличение относительной роли согласных малосульфидных жил по сравнению с жилами, секущими слои [11]. В составе этих жил, кроме преобладающего кварца, встречаются в небольшом количестве альбит, мусковит, хлорит. Рудные минералы в количестве до 5 об. % представлены арсенопиритом, пиритом, галенитом, сфалеритом, пирротинном, халькопиритом, блеклыми рудами.

Рудоносные жилы пересекают жилы безрудного типа и предшествующие кварц-альбитовые метасоматиты, т. е. являются более поздними.

Широко развитые в районе позднемеловые дайки кислого и среднего состава пересекают безрудные и рудоносные жилы. Дайки, в свою очередь, пересекаются жилами и прожилками умеренно сульфидного типа, содержащими до 10—15 об. % сульфидов, представленных в основном пиритом, галенитом, сфалеритом с небольшой примесью арсенопирита. Абсолютный возраст одной из таких даек мелкозернистого гранита, определенный К — Ag-методом по ва-

* Определения выполнены С. Г. Парада в масс-спектрометрической лаборатории Ростовского государственного университета.

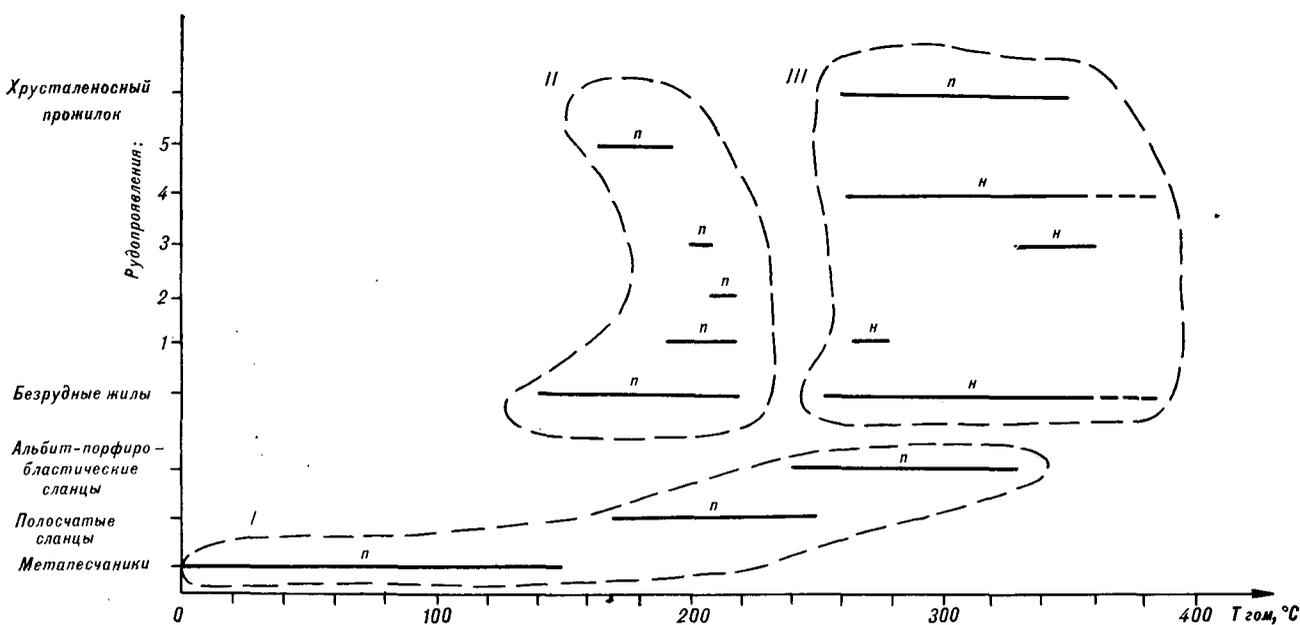


Рис. 2. Интервалы температур гомогенизации первичных (п) и наложенных (н) генераций флюидных включений в породах и кварцевых жилах.

Штрих означает, что верхний предел температур гомогенизации не установлен. Температурные поля: I — зонального метаморфизма, II — образования безрудных и рудоносных кварцевых жил, III — преобразования жил и формирование хрусталеносных прожилков.

ловому калию, составляет 63 млн лет (И. К. Билан, 1968 г.).

Взаимоотношения кварцевых жил с поздне-меловыми гранитоидами характеризуются следующими особенностями. Жилы безрудного типа вблизи поздне-меловых интрузий перекристаллизованы пропорционально степени ороговикования вмещающих пород. Рудоносные жилы в роговиках и гранитоидах не установлены. Умеренно сульфидные жилы кварца как в изученном, так и в других районах Селемджино-Кербинской зоны в связи с интрузиями мезозойских гранитоидов не установлены, а проявляют пространственную связь с мезозойскими дайками и эффузивами среднего состава.

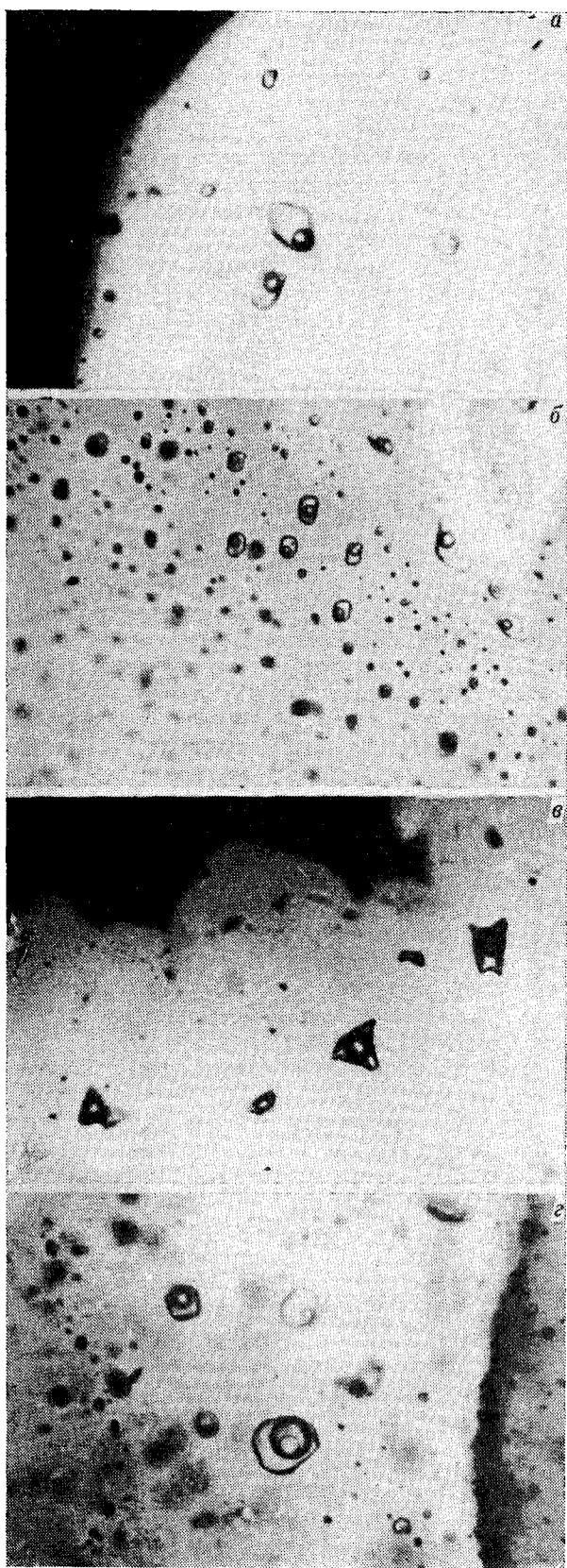
Методами термобарогеохимии кварцевые жилы Правобуреинского купола к настоящему времени мало изучены [5]. В то же время общность геологической позиции и состава позволяет отождествлять их с малосульфидными кварцевыми жилами бассейна верховья р. Селемджи, изученными методами гомогенизации, декрепитации и газовой хроматографии [9]. В частности, по кварцу с учетом стадийности процесса рудообразования методом гомогенизации флюидных включений получены [9] следующие результаты: предрудные метасаматиты — 260—400°C, первая стадия минерализации — 300—360, вторая стадия — 160—250, третья — 80—160°C. Состав газовой составляющей включений в малосульфидных жилах, определенный методом газовой хроматографии, характеризуется доминирующей ролью CO₂

(до 80—92 об. %) при подчиненной роли CH₄ (до 8 об. %) и N₂ (6—12 об. %).

Термо- и криометрические исследования флюидных включений проводились на аппаратуре лаборатории физико-химических методов ИТиГ ДВНЦ АН СССР по стандартной методике.

Термобарогеохимия вмещающих метаморфизованных пород изучена в образцах метапесчаников златоустовской, полосчатых сланцев самырской и альбит-порфиробластических сланцев саларинской свит. Образцы отбирались в западной части Правобуреинского купола, вне зоны петрографически диагностируемого ороговикования, связанного со становлением мезозойских гранитоидов.

Метапесчаники исследованных образцов (Н-1862 и С-971-3) в зернах кварца содержат раннюю и позднюю генерации включений. Включения ранней генерации несут информацию об условиях образования зерен кварца в породах, подвергшихся размыву. Поздние включения, несущие информацию о процессе постдиagenетического преобразования (метаморфизма) метанесчаников, наблюдались в участках деформации или перекристаллизации обломочных зерен кварца. В кварце образца Н-1862 позднейшие генерации включений представлены однофазовыми холодноводными включениями. Кварц образца С-971-3 частично перекристаллизован и содержит водные включения, температуры гомогенизации которых варьируют от 0 (холодноводные) до 180°C (рис. 2).



Криометрические исследования показали, что вода во включениях практически чистая — ее оттаивание происходит вблизи 0°C .

Полосчатые сланцы исследованных образцов (Н-1533, Н-1516-3) представляют собой породы, кварц которых хорошо перекристаллизован и содержит четко выраженную генерацию метаморфогенных включений, гомогенизирующихся в интервале $165\text{—}245^{\circ}\text{C}$. Состав их существенно водный, хотя в некоторых случаях предполагается примесь хорошо растворимых солей, вероятнее всего, хлоридов. На это указывают пониженные до $-2,5^{\circ}\text{C}$ температуры оттаивания включений.

Альбит-порфиробластические сланцы (обр. Н-705, Н-1428, Н-1475 и др.) являются наиболее высокометаморфизованными породами купола. В их кварце установлены метаморфогенные включения практически чистых водных растворов ($T_{\text{отт}} = 0^{\circ}\text{C}$), температуры гомогенизации которых колеблются от 240 до 330°C (рис. 3, а).

Таким образом, по данным термобарогеохимии, преобразования пород Правобуреинского купола имеют характер низкотемпературного зонального метаморфизма. Температуры гомогенизации включений в них по направлению к центру купольной структуры последовательно повышаются от 0 до 180°C в метапесчаниках, от 165 до 245°C в полосчатых сланцах и от 240 до 330°C в альбит-порфиробластических сланцах.

Термобарогеохимия гранитоидов изучена в образцах аллохтонных позднемерловых гранитов ядра Правобуреинского купола. Это породы порфировой структуры с крупными зернами плагиоклаза или кварца, выделяющимися на фоне основной массы, сложенной кварцем, калишпатом, олигоклазом и биотитом.

По характеру структур кристаллизации и взаимоотношениям друг с другом в гранитоидах установлены две генерации кварца. Ранний водно-прозрачный кварц в значительной мере перекристаллизован и замещается поздним молочно-белым кварцем, по-видимому, в результате автосоматических преобразований гранитоидов. В позднем кварце преобладают первичные и первично-вторичные газово-жидкие включения. Они имеют существенно водный состав и гомогенизируются при $200\text{—}235^{\circ}\text{C}$. В раннем кварце гранитов наблюдаются включения с теми же характеристиками, но здесь они носят наложенный характер. Магматогенных включений флюидов и раскристаллизованных расплавов не обнаружено. Установленные

Рис. 3. Флюидные включения в кварце: а — порфиробластических сланцев, $\times 630$, б — безрудных кварцевых жил: первичная генерация (б), $\times 400$, наложенная генерация (в), $\times 630$, водно-углекислотные (г), $\times 630$.

термобарогеохимические характеристики гранитов могут быть интерпретированы двояко: наложенный процесс при участии существенно водного флюида или интенсивный автотомасоматоз. Поскольку включения с данными характеристиками обнаружены только в гранитах и не отмечены в изученных метапелитах безрудных и рудоносных кварцевых жилах, более логичной нам представляется гипотеза автотомасоматоза гранитоидов, который проходил при участии существенно водного флюида, отделившегося от кристаллизующейся гранитной магмы.

Термобарогеохимия безрудных кварцевых жил изучалась в образцах, отобранных в поле развития пород разной степени метаморфической перекристаллизации (см. рис. 1). Кроме того, изучались образцы жил из метапелитов, ороговикованных позднемеловыми гранитоидами. Для кварца жил, залегающих за пределами петрографически диагностируемой области ороговикования, характерно наличие двух генераций включений — ранней и поздней. Раннюю генерацию образуют первичные и первично-вторичные газовой-жидкие существенно водные включения с температурами гомогенизации, возрастающими по направлению к центру купола. Так, в сериях образцов Н-1748-1, Н-1533, Н-1494 и Н-1588-1, Н-1615-1, Н-1428 (см. рис. 1) она возрастает соответственно в последовательности 160, 205, 200—220 и 140, 220, 160—220°C (см. рис. 2). Приведенные замеры производились по зонам и группам включений, имеющим одинаковое наполнение (см. рис. 3, б) — гомогенный захват, отсутствие аномализации. В то же время значительное количество зон и групп включений этой генерации дают большие разбросы $T_{\text{гом}}$ от 0 до 315°C. Последнее связано, во-первых, с явлениями гетерогенного захвата, т. е. материал жил формировался из вскипающих растворов. Во-вторых, многие включения ранней генерации являются аномальными — взорванными в результате вторичного прогрева. На это указывают образование вокруг них ореола мелких включений и завышенные температуры гомогенизации. С вторичным прогревом непосредственно связана поздняя наложенная генерация включений. Они обычно крупные, плохо ограниченные (см. рис. 3, в), трассируют залеченные трещины и потому диагностируются как вторичные. В их составе также преобладает вода, а температуры гомогенизации колеблются от 255 до 360°C и в целом возрастают по мере приближения к центру купола и расположенному здесь гранитному массиву.

Образцы Н-1299-1, Н-1307-2 и Н-1788-1 отбирались из гранулированного кварца безрудных жил, залегающих в интенсивно ороговикованных метапелитах. В кварце этих образцов

преобладают высокотемпературные ($T_{\text{гом}} = 340—360^\circ\text{C}$) газовой-жидкие включения (см. рис. 3, г). При этом здесь они носят характер первичных, что указывает на значительную перекристаллизацию жильного кварца. Криометрическими исследованиями установлено, что в составе этих включений наряду с водой присутствует сжиженная углекислота. Температуры ее гомогенизации варьируют от +25 до +31°C (и выше), а температуры оттаивания понижены до -58°C , что может свидетельствовать о наличии незначительной примеси низкипящих газов (CH_4 , N_2).

Таким образом, установлено, что безрудные кварцевые жилы содержат две основные генерации включений — раннюю и позднюю. Ранняя (первичная) отражает процесс становления жил. При этом последовательное повышение температур гомогенизации первичных включений к центру купола подтверждает точку зрения большинства исследователей района, связывающих их образование с зональным региональным метаморфизмом. Более низкие температуры гомогенизации первичных включений в жилах по сравнению с аналогичными включениями во вмещающих их метапелитах свидетельствуют о формировании их на регрессивной стадии зонального метаморфизма. Наличие групп первичных включений, формировавшихся, по-видимому, из вскипающего раствора, обусловлено резким снижением давления в жилотемещающих полостях. Они формировались в результате тектонических деформаций и одновременно заполнялись кремнеземсодержащими растворами, проникающими в названные полости из вмещающих пород. Происходившее, вероятно, при этом резкое падение давления в образующихся полостях приводило к вскипанию растворов. Поздняя водно-углекислотная генерация включений, судя по ее ярко выраженной «вторичной» природе в неизменном кварце безрудных жил и тяготению к областям ороговикования, является наложенной и связана со становлением позднемезозойских гранитоидов.

Термобарогеохимия рудоносных кварцевых жил изучалась на рудопроявлениях северо-западной периклинали Правобуреинского купола и в его ближайшем обрамлении (см. рис. 1). Как и в бассейне верховьев р. Селемджи, здесь выделяются три генерации кварца. Первая представлена серым и светло-серым (до белого) плотным нераскристаллизованным кварцем, часто содержащим обломки в разной степени замещенных вмещающих пород. Количество этого кварца, образовавшегося, по-видимому, метасоматическим путем, убывает на изученных рудопроявлениях в направлении на юго-восток. Кварц второй генерации крупнозернистый молочно-белый или полупрозрачный

ный. Иногда он образует массивные агрегаты за счет перекристаллизации кварца первой генерации без видимых сопутствующих тектонических деформаций. В другом случае образование второй генерации шестоватого кварца сопровождается дроблением раннего метасоматического кварца, который часто сохраняется в виде неперекристаллизованных реликтов. Кварц третьей генерации имеет незначительное развитие. Он слагает друзовидные агрегаты водяно-прозрачных кристалликов горного хрусталя, выполяющих стенки мелких пустот и аналогичного облика тонкие прожилки в кварце двух первых генераций. Вторая и третья генерации кварца в большей мере характерны для юго-восточного фланга зоны развития жил.

Кварц-альбитовые метасоматиты, предшествующие рудоносным жилам, и кварц первой генерации этих жил при изучении оказались малоинформативными. Даже при больших (в 800—1000) увеличениях они выглядят мутными, сливными, переполненными недиагностируемыми микровключениями (<1 мкм), изучение которых применяющимися методами невозможно. Прозрачный кварц второй и третьей генераций наиболее информативен. Он наполнен газовой-жидкими включениями, в составе которых преобладает вода, но нередко отмечается и жидкая углекислота. Установленный микроскопически полупрозрачный кварц является продуктом незавершенной перекристаллизации кварца первой генерации с образованием кварца второй генерации. Как результат этого процесса наблюдаются участки замещения и прожилки второй генерации кварца, развивающегося по непрозрачному кварцу первой генерации, который в ходе этого процесса очищается от микровключений неясной природы.

В отдельных случаях на изученных рудопрооявлениях наблюдается еще одна — самая поздняя — генерация кварца, представленная его серой и светло-серой разновидностями, которая сопровождается большим (до 10—20%) количеством сульфидов, главным образом пирита, галенита, сфалерита, арсенопирита. Этот кварц слагает жилы умеренно сульфидного типа, образовавшиеся после внедрения мезозойских даек, о чем свидетельствуют наблюдающиеся случаи пересечения даек такими жилами. В термобарогеохимическом отношении этот кварц аналогично кварцу первой генерации рудоносных жил оказался неинформативным.

Изучены образцы кварца, отобранного из рудопрооявлений, залегающих в метапелитах разной степени метаморфической перекристаллизации.

Рудопрооявления 1 и 2 залегают в метасоматически измененных порфиробластических сланцах. В прозрачном и полупрозрачном квар-

це здесь установлены две генерации включений — первичная и наложенная. Первая представлена хорошо ограниченными, нередко аномализованными газовой-жидкими существенно водными включениями с $T_{\text{гом}} = 190—220^{\circ}\text{C}$ (см. рис. 2).

Включения наложенной генерации часто содержат сжиженную углекислоту, которая преобладает в некоторых включениях. Температуры гомогенизации углекислоты в таких включениях колеблются от +23 до +31°C. Полная гомогенизация водно-углекислотных включений происходит в интервале 260—280°C. Установлено, что стадии формирования водно-углекислотных включений по времени соответствуют осветлению ранних генераций кварца, а также образование участков и прожилков, в которых эти включения выступают в роли первичных.

Рудопрооявление 3 залегает в метасоматически измененных полосчатых сланцах и в кварц-альбитовых метасоматитах по этим же сланцам. В кварце обнаружены первичная ($T_{\text{гом}} = 210—220^{\circ}\text{C}$) и наложенная ($T_{\text{гом}} = 330—360^{\circ}\text{C}$) генерации водных газовой-жидких включений. При замораживании в газовой фазе второй генерации появляется жидкая углекислота, плотность которой ниже критической. Аналогично рудопрооявлениям 1 и 2 углекислота появляется во включениях в хорошо перекристаллизованном прозрачном кварце.

Рудопрооявление 4 расположено в филлитовидных сланцах и метапесчаниках. Преимущественное развитие здесь первой генерации кварца естественным образом ограничило возможность получения термобарогеохимической информации. Лишь в одном из семи исследованных образцов установлен хорошо раскристаллизованный кварц. В нем обнаружена одна генерация высокотемпературных газовой-жидких и кристаллофлюидных включений, содержащих в различных комбинациях H_2O , CO_2 и соль (NaCl ?). В этих включениях объем газа обычно преобладает над объемами жидкой и твердой фаз, что указывает на повышенные температуры и малые давления при их образовании. Частичная гомогенизация кристаллофлюидных включений происходит при 280°C. Полную гомогенизацию наблюдать не удалось из-за разгерметизации. Углекислота, как и в предыдущих рудопрооявлениях, низкоплотная.

Рудопрооявление 5 расположено среди кремнистых сланцев и филлитов. Здесь преобладает нераскристаллизованный кварц первой генерации. В образце полупрозрачного кварца установлены первичные газовой-жидкие водные включения с температурой гомогенизации 165—195°C. Включений высокотемпературной наложенной генерации на рудопрооявлении не установлено.

Проведенное термобарогеохимическое исследование рудоносных кварцевых жил показывает, что в процессе их формирования выделяются три стадии. Первой отвечает нераскристаллизованный метасоматический кварц первой генерации. Отсутствие диагностируемых включений не позволяет охарактеризовать его термобарогеохимические параметры. Но учитывая его постоянную встречаемость в рудоносных жилах северо-западного фланга зоны их развития и представления о регрессивной направленности постмагматического и метаморфогенно-гидротермального рудообразующих процессов, можно предполагать, что температуры формирования метасоматического кварца, как, по-видимому, и предшествующих ему кварц-альбитовых метасоматитов, будут несколько более высокими, чем у кварца второй генерации, и более низкими, чем у кварца безрудных альпийских жил из соответствующих метаморфических зон. Последующая перекристаллизация кварца первой генерации привела к широкому развитию кварца второй генерации. Температуры гомогенизации в нем в своих максимальных и минимальных значениях имеют тенденцию к увеличению в направлении на юго-восток. Кварц третьей генерации по наличию водно-углекислотных включений и повышенным до 265—360°C и более температурам их гомогенизации резко отличается от предшествующих ему генераций кварца, т. е. имеют место существенное изменение состава флюида и значительный (>100°C) подъем температуры. Этот процесс, как и в случае рассмотренных выше безрудных жил, может быть связан с процессом становления позднемеловых гранитоидов.

Термобарогеохимия хрусталеносного прожилка изучена в образцах кристаллов кварца, отобранных из проявления, расположенного в западном экзоконтакте массива позднемеловых гранитов среди окварцованных роговиков, образовавшихся по полосчатым сланцам. Встречающиеся в пределах купола и на его периферии другие аналогичные проявления располагаются как в более молодых, так и в более древних свитах геосинклинального комплекса, но всегда в зонах интенсивного ороговикования или же в самих позднемеловых гранитах (см. рис. 1).

Кварц изученного прожилка равномерно наполнен удлинёнными, хорошо ограненными первичными газовой-жидкими включениями, в которых иногда присутствует кубик NaCl(?). Гомогенизация таких включений происходит при температурах от 260 до 350°C. Часто отмечается неравномерное наполнение включений, что указывает на кристаллизацию кварца из кипящего раствора. Криометрические исследования показали существенно водный со-

став включений и отсутствие в них CO₂ или каких-либо других низкокипящих газов.

Нахождение хрусталеносных прожилков в окварцованных роговиках экзоконтакта или в самих гранитах и отсутствие явлений грануляции кварца могут свидетельствовать о постмагматическом образовании таких прожилков.

Согласно полученным данным, первое проявление флюидной активности в пределах Правобуреинского купола связано с зональным метаморфизмом метапелитов. При этом температуры гомогенизации существенно водных газовой-жидких включений в кварце метапесчаников варьируют от 0 до 180°, а в кварце порфиробластических сланцев — от 240 до 330°. Температуры гомогенизации газовой-жидких включений обычно ниже температур их захвата. Если принять давление при образовании изученных пород порядка 1 кбар, то поправки к полученным температурам гомогенизации, по данным [8], составят 50—60°C. Таким образом, верхние температурные пределы метаморфизма составят: 230°C для метапесчаников, 295°C для полосчатых и 380°C для порфиробластических сланцев, что отвечает прогрессивной метаморфической зональности преобразований метапелитов.

В соответствии с приведенными типоморфными парагенезисами и температурами гомогенизации метаморфогенных включений сланцы Правобуреинского купола отвечают добититовой и биотитовой субфациям зеленосланцевой фации [7]. Вертикальный стратиграфический интервал, в котором изучена термобарогеохимия метапелитов, составляет 6 км, что позволяет приблизительно оценить температурный градиент, существовавший в период кульминации метаморфизма, в 25°C/км.

Следующий этап эволюции флюидного режима во времени связан с образованием безрудных кварцевых жил альпийского типа. Температурный интервал этого процесса с поправкой на давление 1 кбар составляет 190—270°C. Значительно более низкие, чем во вмещающих метапелитах, температуры образования жил указывают на регрессивную направленность метаморфизма на этом этапе. Температурный градиент, исходя из разности точек отбора изученных образцов из таких жил по условной стратиграфической вертикали на 7 км, на данном этапе приблизительно оценивается в 10°C/км, т. е. меньшей величиной, чем в период кульминации метаморфизма.

Образование вторичных водных и водно-углекислотных включений в кварце безрудных жил по своим параметрам отвечает значительному повышению температур минералообразования, которые с поправкой на давление в 1 кбар могли достигать 300—410°C. Рост температур гомогенизации и насыщенности угле-

кислотой вторичных включений по направлению к гранитному массиву позволяет предполагать, что определяющим это явление следует считать процесс становления позднемеловых гранитоидов. Несоответствие водно-углекислотного состава вторичных включений в кварце безрудных жил существенно водному составу включений в гранитах объяснимо с позиций флюидно-магматического взаимодействия [4]. Согласно последнему, расплав, через который проходит окисляющийся трансмагматический флюид, активно поглощает водную составляющую продуктов окисления, пропуская в окружающее околоинтрузивное пространство CO_2 и другие газы. При таком ходе процесса вода из магматической системы удаляется в основном в период кристаллизации расплава, чем можно объяснить существенно водный состав некоторой части вторичных включений в кварце безрудных кварцевых жил.

Дальнейшая эволюция флюидного режима во времени, исходя из геологических и термобарогеохимических данных, связана с формированием рудоносных кварцевых жил и предшествующих им кварц-альбитовых метасоматитов. Кварц второй стадии рудоносных жил кристаллизовался из существенно водного флюида при температурах, рассчитанных с поправкой на давление в 1 кбар, от 210 до 270°C. В направлении к центру купола и гранитному массиву в рудоносных жилах наблюдается тенденция к повышению максимальных и минимальных температур гомогенизации первичных и вторичных включений, увеличивается доля крупнозернистых изометрично-полигональных и шестоватых агрегатов кварца второй генерации.

В рудоносных жилах, как и в безрудных, ярко выражена вторая наложенная генерация поздних водно-углекислотных включений, полностью гомогенизирующихся с учетом поправки на давление в 1 кбар при температурах 260—360°C и более. В третьей генерации кварца, представленной водно-прозрачными прожилками и друзочками, эти включения имеют характер первичных.

Таким образом, в рудоносных жилах в отношении термобарогеохимических параметров установлен тот же характер развития процесса минералообразования, что и в безрудных жилах. Близкие температуры гомогенизации и единый состав флюида во включениях, изменение их в соответствии со степенью метаморфизма вмещающих пород позволяют предполагать близость во времени формирования этих типов жил в условиях температурного градиента, оцениваемого приблизительно в 10°C/км. В отличие от безрудных, рудоносные жилы тяготеют к крутопадающим разрывам, которые контролируют размещение линей-

ных зон кварцальбитовых метасоматитов. Процесс становления позднемеловых гранитоидов отразился в жилах обоих типов не только образованием наложенных включений, но и формированием собственной генерации водно-прозрачных кварцевых прожилков и друзочек горного хрусталя. В последних наблюдались только первичные высокотемпературные водные и водно-углекислотные включения, которые по температурам гомогенизации и составу аналогичны вторичным включениям в кварце безрудных и рудоносных жил.

Изученное проявление горного хрусталя представляет собой пространственно обособленное образование, по времени отвечающее третьей стадии формирования рудоносных кварцевых жил. Такие хрусталеносные прожилки образовались в приконтактовой зоне позднемеловых гранитов на поздней стадии их становления, в период кристаллизации магматического расплава, что, по данным [4], обусловило существенно водный состав флюида.

Наличие во включениях поздней генерации углекислоты позволяет оценить давление при их образовании. В жилах рудопроявления 1 гомогенизация CO_2 в чисто углекислотных включениях происходит при температурах +25 ÷ +31°C, а в водно-углекислотных — при +23 ÷ +27°C. Полная гомогенизация водно-углекислотных включений происходит при 265—280°C. Давление, определенное по водно-углекислотным включениям с применением диаграммы $T - X$ с изобарами [6], равно 0,8 кбар при 280°C. По этим же включениям, применяя диаграмму $P - T - V$ для чистой углекислоты [3, 15, 16], получаем давление порядка 1 кбар. По сингенетичным включениям практически чистой углекислоты гетерогенного захвата расчетные давления при 280°C достигают также 1 кбар. Гранулированный кварц безрудных жил содержит наложенную генерацию существенно водных и водно-углекислотных включений с частичной гомогенизацией CO_2 от +25 до +31°C (и выше) и полной гомогенизацией при 340—360°C. Максимальные давления, рассчитанные по этим данным, достигают 1, 2 кбар.

В связи с изложенным можно заключить, что рудоносные кварцевые жилы Правобурунского купола сформировались до начала становления меловых гранитоидов, поскольку связанная с ороговикованием генерация флюидных включений в кварце жил имеет ярко выраженный наложенный характер. Предполагаемая для бассейна верховьев р. Селемджи парагенетическая связь рудоносных кварцевых жил с пострудными дайками и штоками среднего состава [14] не дает объяснения наблюдаемых в районе элементов рудной зонально-

сти. Последняя проявляется в зависимости температур гомогенизации первичных включений от степени метаморфизма вмещающих пород, связь с ней таких характеристик, как кристалломорфология и геохимия сульфидов, соотношение в жилах кварца первой и второй генераций с ранними существенно водными включениями и т. д.

Анализ приведенного материала позволяет констатировать, что аналитические данные и генетические построения, основанные на методах газовой хроматографии и декрепитации [9], существенно противоречат проведенной нами термо- и криометрии индивидуализированных включений. Так, установлен существенно водный состав материнских флюидов для рудных и безрудных жил, а установленное [9] высокое содержание CO_2 в валовом составе флюида связано с преобразованием жил в период становления меловых гранитоидов. Поэтому третья генерация кварца по отношению к изученным жилам является эпигенетической — отделенной от их формирования мезозойским магматизмом и во времени, по-видимому, сопоставима с хрусталеносными прожилками. Поскольку наиболее продуктивной в отношении оруденения является стадия минерализации, связанная с формированием кварца второй генерации, наиболее вероятной, как это предполагалось ранее [1, 10], нам представляется связь основного оруденения во времени с зональным метаморфизмом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буряк В. А. Кварцевожильная и сопутствующая золотосульфидная минерализация, развитая в углеродистых толщах Приамурья.— В кн.: Металлогения Приамурья. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981.
2. Буряк В. А. Метаморфизм и рудообразование.— М.: Недра, 1982.
3. Варгафиг Н. В. Справочник по физическим свойствам газов и жидкостей.— М.: Наука, 1972.
4. Глебовицкий В. А., Зингер Т. Ф. и др. Мигматизация и гранитообразование в различных термодинамических режимах.— Л.: Наука, 1985.
5. Грибанов А. П., Шевкаленко В. Л. Условия образования золотоносных кварцевых жил в инатинской свите докембрия (Приамурье).— В кн.: Термобарогеохимия и рудогенез. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.
6. Калужный В. А. Основы учения о минералообразующих флюидах.— Киев: Наук. думка, 1982.
7. Кориковский С. П. Фашии метаморфизма метapelитов.— М.: Наука, 1969.
8. Леммлейн Г. Г., Клевцов П. В. Соотношение термодинамических параметров $P-T-V$ для воды и 30%-х водных растворов NaCl .— Записки ВМО, 1956, ч. 85, № 4.
9. Моисеенко В. Г. Геохимия и минералогия золота рудных районов Дальнего Востока.— М.: Наука, 1977.
10. Моисеенко В. Г., Неронский Г. И. Связь золотоносности с региональным метаморфизмом.— В кн.: Во-

ИтлГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

1. Сланцы Правобуреинского купола сформировались в ходе прогрессивного зонального метаморфизма в условиях добититовой и биотитовой субфаций зеленосланцевой фации. Температура метаморфизма, происходившего при участии флюида существенно водного состава, достигала в метapelесчаниках 230°C , в полосчатых сланцах 295°C , а в альбит-порфиروبластических сланцах 380°C .

2. Безрудные и рудоносные кварцевые жилы, а также кварц-альбитовые метасоматиты сформировались на регрессивной стадии зонального метаморфизма при участии существенно водного флюида. Температуры образования, определенные методом гомогенизации, составили для безрудных жил $190-270^\circ$, а для рудоносных жил $210-270^\circ\text{C}$.

3. Высокотемпературные преобразования этих жил связаны со становлением мелового гранитоидного интрузивного комплекса и выразились в формировании наложенных генераций водно-углекислотных и углекислотных включений. Водно-углекислотный состав вторичных включений на удалении от гранитного массива обусловлен флюидно-магматическим взаимодействием, в то время как водный состав включений в хрусталеносных прожилках связан с осушением магматической камеры в связи с кристаллизацией расплава.

- прось геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1968.
11. Неменман И. С. Особенности локализации золотого оруденения в условиях структурно-метаморфической зональности черносланцевых толщ Селемджинско-Кербинской металлогенической зоны (Среднее Приамурье). Автореф. канд. дис.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984.
12. Неронский Г. И. Золоторудная минерализация Верхнеселемджинского района. Автореф. канд. дис.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1967.
13. Сидоров Ю. Ф., Кириллова Г. Л. Новые данные о возрасте метаморфических толщ Сихотэ-Алинской складчатой системы.— Тихоокеанская геол., 1982, № 3.
14. Шер С. Д., Ковалева О. И. О связи золотого оруденения с изверженными породами на одном из месторождений Приамурья.— Тр. НИГРИЗолото, вып. 21. М., 1956.
15. Шмулович К. И., Терещенко Е. Н., Калинин А. Г. Уравнение состояния и изохоры неполярных газов до 2000K и 10ГПа .— Геохимия, 1982, № 11.
16. Шмулович К. И., Шманов В. М. Таблицы термодинамических свойств газов и жидкостей. Двуокись углерода. Вып. 3.— М.: Изд-во стандартов, 1978.
17. Эйриш Л. В. Куполовидные структуры Селемджинско-Кербинского поднятия и связь с ними золотого оруденения (Дальний Восток). Автореф. канд. дис.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1972.

Поступила в редакцию
20 сентября 1985 г.

УДК 551.72/73 (571.62)

Г. В. Роганов, К. Л. Пак, В. А. Нагорный, Г. Д. Горбачева

О НАХОДКАХ НЕВЛАНДИЕВОЙ ПРОБЛЕМАТИКИ В ДРЕВНИХ ОТЛОЖЕНИЯХ МАЛОГО ХИНГАНА

Приведены описание невландиевой проблематики, впервые установленной в отложениях хинганской се-

рии, и данные о ее географическом и стратиграфическом распространении.

Малый Хинган — один из известных рудных районов Дальнего Востока, история геологического изучения которого насчитывает более ста лет. Первые сведения о нем были получены еще в 1859 г. Р. Маак [7] и Н. Н. Аносовым [4]. Современные представления о стратиграфии древнейших отложений района сформировались под влиянием идей В. Н. Даниловича, М. А. Музылева, Л. В. Эйриша и М. Г. Золотова. Со времени проведения Первого межведомственного стратиграфического совещания (1956 г.) в разрезе этих отложений принято выделять две серии — амурскую (нижний протерозой) и хинганскую (рифей — кембрий). В данной статье затронуты некоторые аспекты стратиграфии хинганской серии, примечательной приуроченностью к ней месторождений и проявлений железных, железомарганцевых и фосфоритовых руд, бруситов, магнезитов.

В стратиграфической схеме, принятой Третьим Дальневосточным межведомственным стратиграфическим совещанием и утвержденной МСК СССР [12], хинганская серия подразделяется на пять свит (снизу вверх):

1. Дитурская свита (600—1000 м) — графитистые кварциты, углистые филлиты, полосчатые кристаллические известняки.

2. Игинчинская свита (1000—1500 м) — сланцы филлитовидные, глинисто-серицитовые и углисто-серицитовые, песчаники рассланцованные полимиктовые, реже кварцевые и известковистые.

3. Мурандавская свита (500—700 м) — доломиты, магнезиты, прослои кремнистых филлитов.

4. Рудоносная свита (350 м) — глинисто-кремнистые, глинисто-карбонатные, углисто-глинисто-карбонатные сланцы, доломиты, известняки, песчаники, железистые кварциты, железомарганцевые руды, фосфатно-карбонатные брекчии, фосфориты.

5. Лондоковская свита (1000 м) — известняки и глинисто-кремнистые сланцы.

Три нижние свиты приведенного разреза принято считать докембрийскими (рифейскими), а две верхние — нижнекембрийскими. Представления о их возрасте базируются на находке в породах рудоносной свиты на Кимканском железорудном месторождении своеобразных образований, напоминающих по облику зерна фасоли, которые были определены В. Н. Яковлевым как формы, близкие к *Modioloides priscus* Walcott, содержащиеся в нижнекембрийских слоях Северной Америки [2]. В последние годы в отложениях хинганской серии были установлены новые местонахождения ископаемых органических остатков, при этом получены материалы, противоречащие сложившимся представлениям о возрасте некоторых свит и положении их в разрезе серии. Цель настоящей статьи — описание своеобразных проблематических органических остатков, впервые установленных в известняках, относимых всеми предшествующими исследователями к лондоковской свите.

Первые указания на присутствие органических остатков в толще карбонатных пород, покрывающей рудоносную свиту, можно найти в работе В. П. Маслова [8], определившего в образцах, переданных для изучения С. А. Музылевым и В. Н. Даниловичем, закономерно расположенные округлые известковые комочки — выделения сине-зеленой водоросли *Chlorellopsis Reis*, ранее описанной французскими геологами в кембрии Европы и третичных отложениях Франции, Германии и Сев. Америки. В той же работе впервые приведено описание карбонатных пород с обособлениями черного кальцита в виде параллельно ориентированных призм трех-, четырех- и пяти-угольного сечения, которые были определены автором как своеобразные тектонические брекчии.

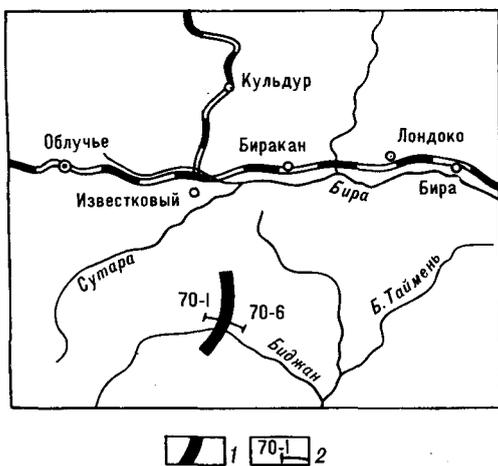


Рис. 1. Распространение известняков с невландиевой проблематикой в северной части Малого Хингана. 1 — площадь выходов известняков, содержащих проблематику; 2 — линия отбора описанных образцов с проблематикой.

В 1978—1983 гг. при производстве тематических и поисковых работ на фосфатное сырье в северной части Малого Хингана сотрудниками Дальневосточного научно-исследовательского института минерального сырья (ДВИМС) и Хабаровской геологоразведочной экспедиции ПГО Дальгеология в полосе распространения известняков, прослеживающейся от р. Талачи (правый приток Биджана) до верховий р. Сухой Кайлан, были собраны проблематические остатки, которые первоначально принимались за кораллы. В 1983 г. в образцах из коллекции Г. В. Роганова, отобранных в высыпках полотна автомобильной дороги на левом берегу р. Биджана в 3—3,5 км к западу от пос. Теплые Ключи (рис. 1), К. Л. Пак определил представителей невландиевой проблематики.

Судя по фотографии, приведенной М. В. Чеботаревым (1956 г.) в отчете о геологосъемочных и разведочных работах, а также наблюдениям В. А. Нагорного в междуречье Самары и Манчжурки, известняки с невландиевой проблематикой получили распространение и в южной, приамурской, части Малого Хингана, где они также относятся к лондоковской свите.

Приведем описание образцов с характерными формами невландиевой проблематики из местонахождения на левобережье р. Биджан.

Классификация и систематизация невландиевой проблематики осуществляются на основе морфологических признаков [4—6, 13, 14, 19]. Построенная таким образом классификация является искусственной, формальной, поскольку сейчас нет возможности выяснить значение каждого признака, а выбор диагностических признаков достаточно случаен. Употребляя при описании невландиевой проблематики бинар-

ную номенклатуру, необходимо помнить об этом.

При описании проблематических остатков используется терминология, разработанная В. А. Шишицыным и О. В. Сосновской.

Обр. № 70-5 (рис. 2). В сложении образца участвуют два основных компонента, сочетание которых образует его своеобразную структуру: темно-серый до черного кристаллический кальцит и серый алевролитистый известняк. Темный кальцит образует столбики, промежутки между которыми выполнены серым известняком. Столбики обладают субцилиндрической формой с пережимами и утолщениями. Иногда они распадаются на два — меньших размера.

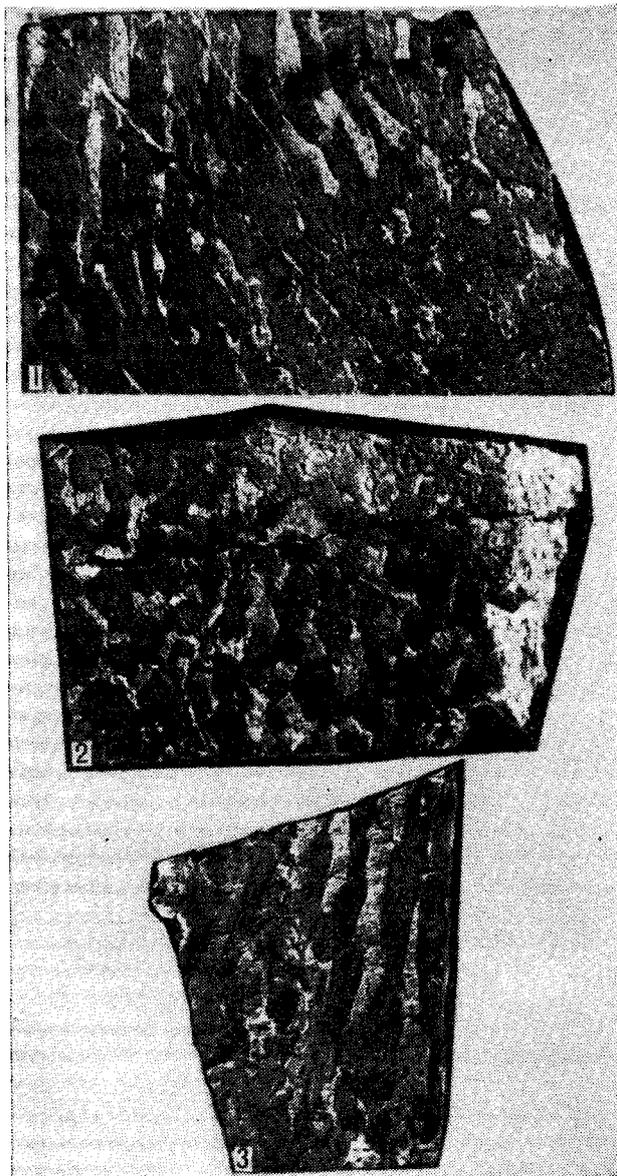


Рис. 2. Обр. 70-5, натур. величина, 1, 3 — продольные, 2 — поперечное сечения.

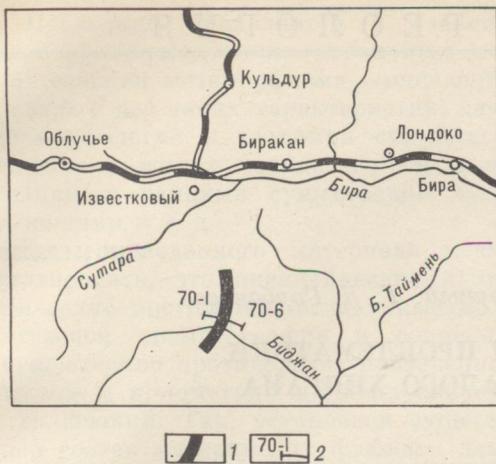


Рис. 1. Распространение известняков с невландиевой проблематикой в северной части Малого Хингана. 1 — площадь выходов известняков, содержащих проблематику; 2 — линия отбора описанных образцов с проблематикой.

В 1978—1983 гг. при производстве тематических и поисковых работ на фосфатное сырье в северной части Малого Хингана сотрудниками Дальневосточного научно-исследовательского института минерального сырья (ДВИМС) и Хабаровской геологоразведочной экспедиции ПГО Дальгеология в полосе распространения известняков, прослеживающейся от р. Талачи (правый приток Биджана) до верховий р. Сухой Кайлан, были собраны проблематические остатки, которые первоначально принимались за кораллы. В 1983 г. в образцах из коллекции Г. В. Роганова, отобранных в высыпках полотна автомобильной дороги на левом берегу р. Биджана в 3—3,5 км к западу от пос. Теплые Ключи (рис. 1), К. Л. Пак определил представителей невландиевой проблематики.

Судя по фотографии, приведенной М. В. Чеботаревым (1956 г.) в отчете о геологосъемочных и разведочных работах, а также наблюдениям В. А. Нагорного в междуречье Самары и Манчжурки, известняки с невландиевой проблематикой получили распространение и в южной, приамурской, части Малого Хингана, где они также относятся к лондоковской свите.

Приведем описание образцов с характерными формами невландиевой проблематики из местонахождения на левобережье р. Биджана.

Классификация и систематизация невландиевой проблематики осуществляются на основе морфологических признаков [4—6, 13, 14, 19]. Построенная таким образом классификация является искусственной, формальной, поскольку сейчас нет возможности выяснить значение каждого признака, а выбор диагностических признаков достаточно случаен. Употребляя при описании невландиевой проблематики бинар-

ную номенклатуру, необходимо помнить об этом.

При описании проблематических остатков используется терминология, разработанная В. А. Шипицыным и О. В. Сосновской.

Обр. № 70-5 (рис. 2). В сложении образца участвуют два основных компонента, сочетание которых образует его своеобразную структуру: темно-серый до черного кристаллический кальцит и серый алевролитистый известняк. Темный кальцит образует столбики, промежутки между которыми выполнены серым известняком. Столбики обладают субцилиндрической формой с пережимами и утолщениями. Иногда они распадаются на два — меньших размеров.

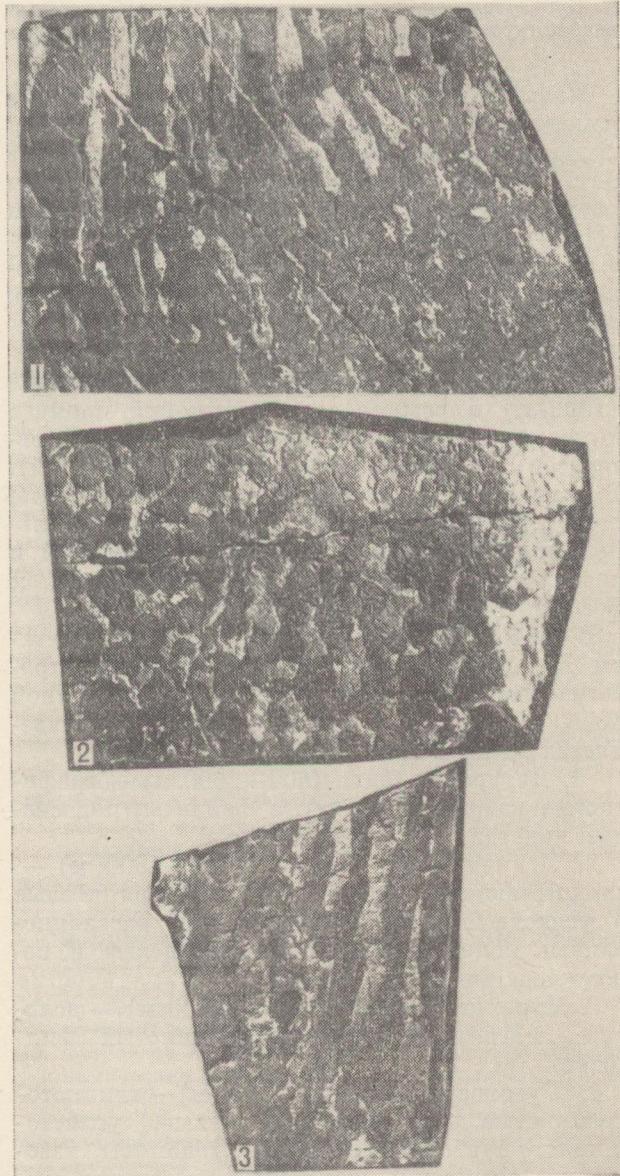


Рис. 2. Обр. 70-5, натур. величина, 1, 3 — продольные, 2 — поперечное сечения.

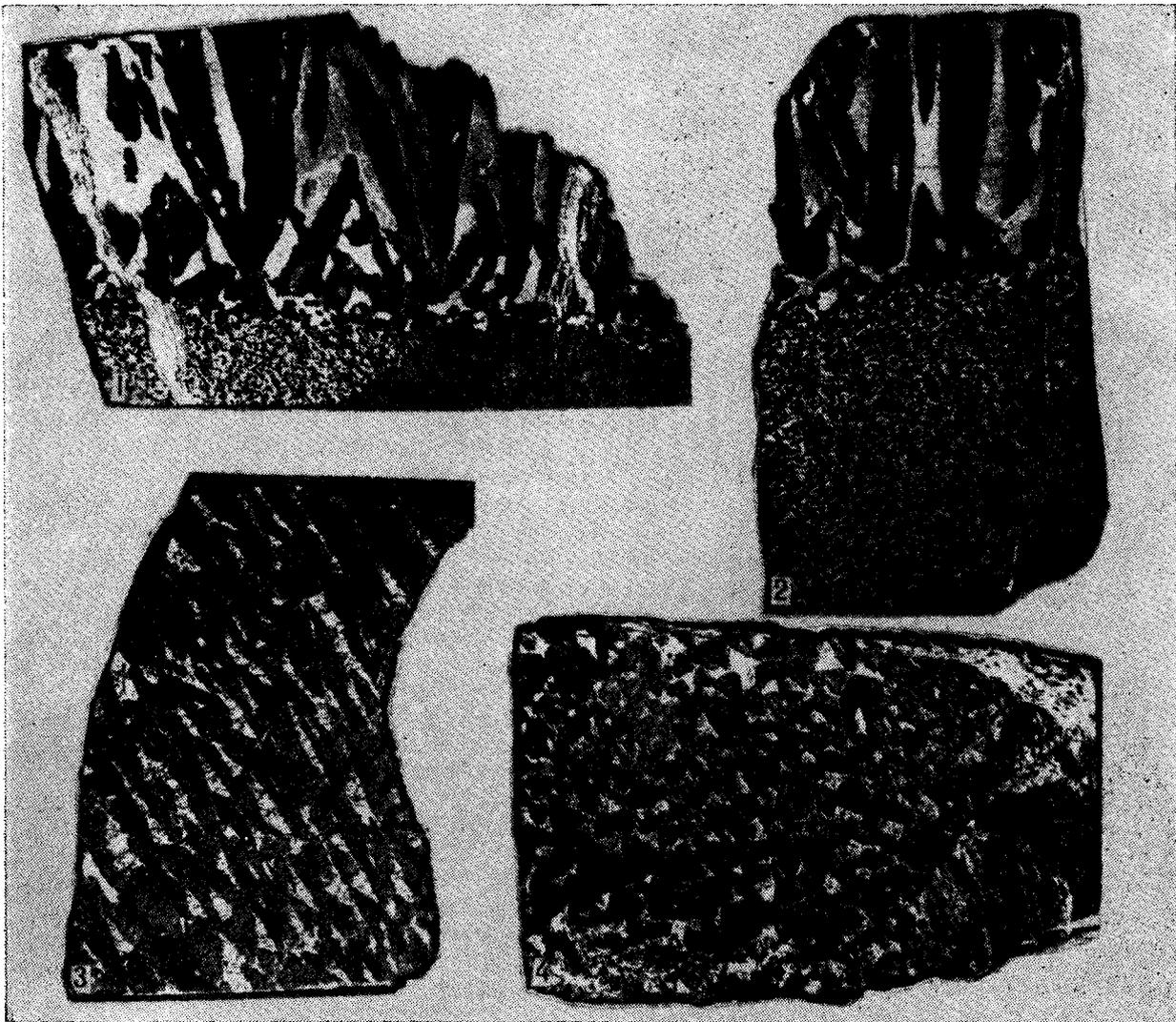


Рис. 3, 1, 2 — обр. 70-4, натур. величина, продольные сечения. 3, 4 — обр. 70-1, натур. величина: 3 — косопро-
дольное, 4 — поперечное сечения.

Поперечные сечения столбиков — угловато-округлые. Длина столбиков до 50 мм и более, поперечные размеры — от 3 до 12 мм, расстояния между соседними столбиками 1—5 мм.

Обр. № 70-4 (рис. 3, 1, 2). Так же как и предыдущий, образец сложен черным кристаллическим кальцитом и серым, светло-серым доломитистым известняком. Черный кальцит слагает столбики субконической формы, иногда распадающиеся на два — меньших размеров. Столбики сгруппированы в кустики конической формы. Поперечные сечения столбиков неправильно-округлые. Длина столбиков до 25 мм и более, диаметр 1—3 мм.

Обр. № 70-1 (см. рис. 3, 3, 4). Черный кристаллический кальцит образует столбики субпризматической формы. Пространство между столбиками выполнено серым доломитистым

известняком. Поперечные сечения столбиков треугольные, для них характерны неоднократные пережимы. Длина столбиков 60 мм и более, размер поперечников от 2 до 7 мм, расстояния между соседними столбиками от 0,1 до 2 мм.

Обр. № 70-6 (рис. 4). Темно-серый до черного кристаллический кальцит образует столбики, промежутки между которыми заполнены светло-серым кремнистым материалом. Поперечные сечения столбиков овальные, веретенообразные. Иногда столбики распадаются на два — меньших размеров. Длина столбиков до 55 мм и более, размер поперечника 4—12 мм (длинная ось), 3—5 мм (короткая ось), расстояние между столбиками от 0,1 до 4 мм.

Образцы № 70-5, 70-4, 70-6 могут быть определены как представители рода *Camasia*

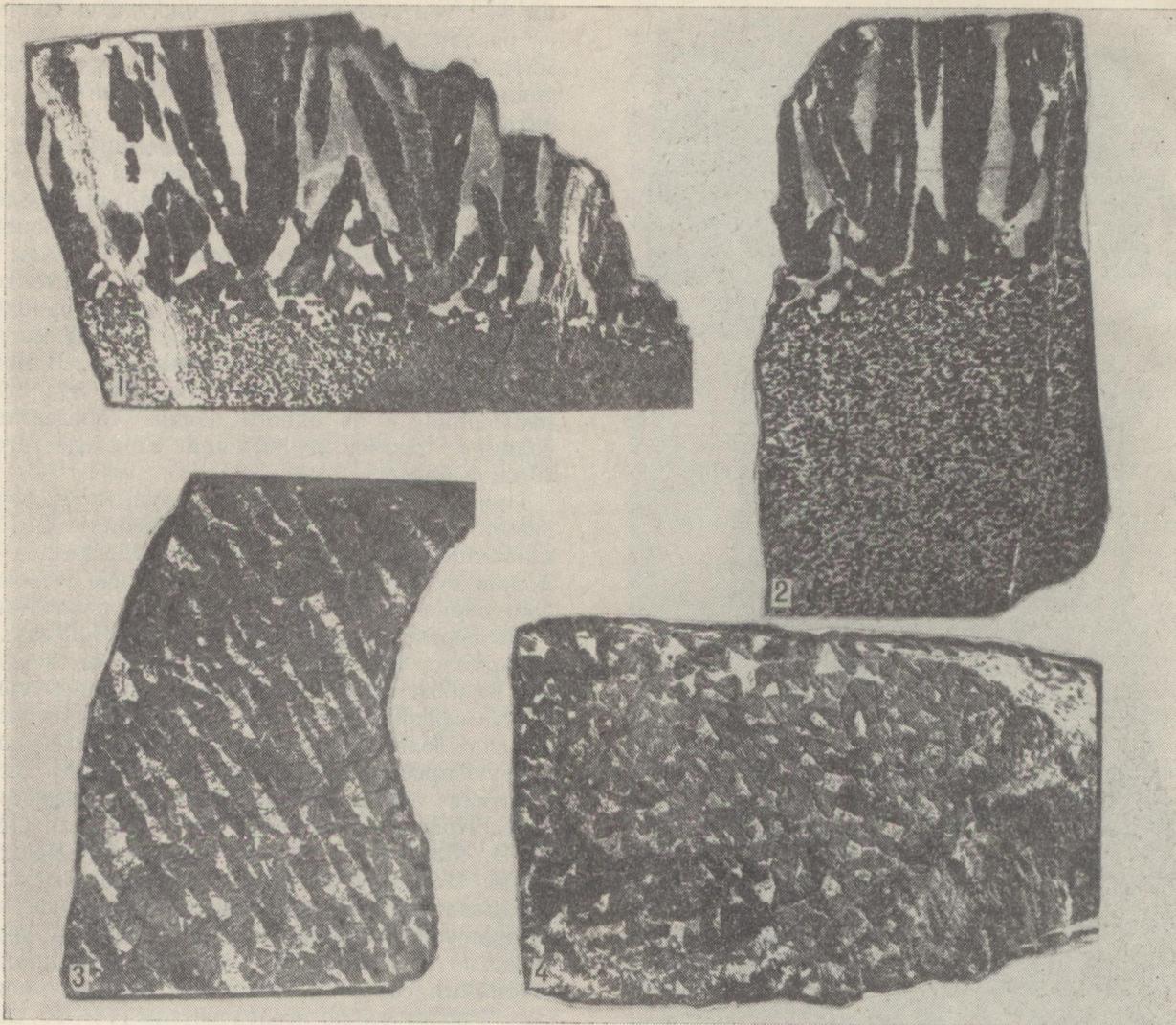


Рис. 3. 1, 2 — обр. 70-4, натур. величина, продольные сечения. 3, 4 — обр. 70-1, натур. величина: 3 — косопродольное, 4 — поперечное сечения.

Поперечные сечения столбиков — угловато-округлые. Длина столбиков до 50 мм и более, поперечные размеры — от 3 до 12 мм, расстояния между соседними столбиками 1—5 мм.

Обр. № 70-4 (рис. 3, 1, 2). Так же как и предыдущий, образец сложен черным кристаллическим кальцитом и серым, светло-серым доломитистым известняком. Черный кальцит составляет столбики субконической формы, иногда распадающиеся на два — меньших размеров. Столбики сгруппированы в кустики конической формы. Поперечные сечения столбиков неправильно-округлые. Длина столбиков до 25 мм и более, диаметр 1—3 мм.

Обр. № 70-1 (см. рис. 3, 3, 4). Черный кристаллический кальцит образует столбики субпризматической формы. Пространство между столбиками выполнено серым доломитистым

известняком. Поперечные сечения столбиков треугольные, для них характерны неоднократные пережимы. Длина столбиков 60 мм и более, размер поперечников от 2 до 7 мм, расстояния между соседними столбиками от 0,1 до 2 мм.

Обр. № 70-6 (рис. 4). Темно-серый до черного кристаллический кальцит образует столбики, промежутки между которыми заполнены светло-серым кремнистым материалом. Поперечные сечения столбиков овальные, веретенообразные. Иногда столбики распадаются на два — меньших размеров. Длина столбиков до 55 мм и более, размер поперечника 4—12 мм (длинная ось), 3—5 мм (короткая ось), расстояние между столбиками от 0,1 до 4 мм.

Образцы № 70-5, 70-4, 70-6 могут быть определены как представители рода *Samasia*

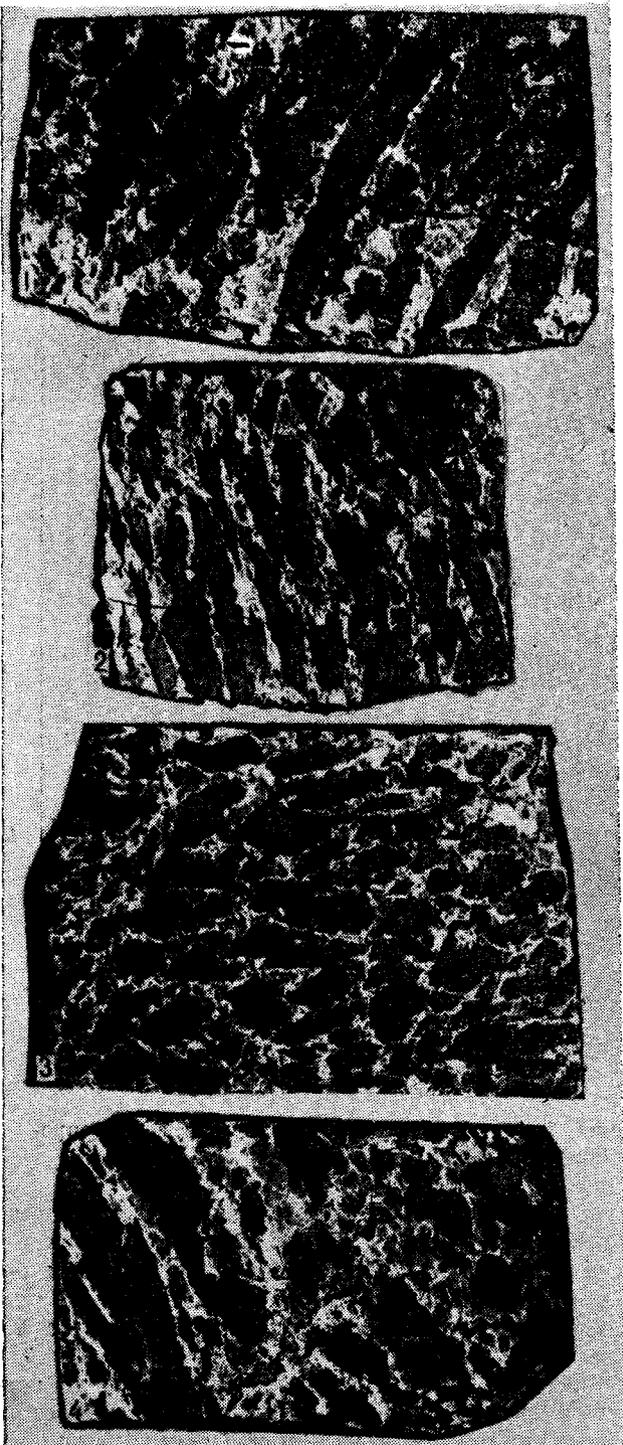


Рис. 4. Обр. 70-6, натур. величина. 1, 2, 4 — продольные и косопродольные, 3 — поперечное сечения.

Walcott, 1914. Образец № 70-1 отвечает диагнозу рода *Tridia* Schipitzyn, 1975.

Судя по материалам В. П. Маслова [8], призматические образования в образцах, описанных

им как тектонические брекчии, также являются различными формами невландиевой проблематики. Столбчатые образования камазий и тридий обладают в обнажениях различной ориентировкой. Наблюдались случаи согласного, косого и перпендикулярного элементам слоистости их залегания. Иногда отмечается чередование согласной и косой ориентировки столбиков в сопредельных слоях. При этом происходит смена размерности столбиков, четкости их ограничений, объемных отношений с цементом. Мощность слоев со столбиками одной ориентировки колеблется от нескольких сантиметров до нескольких десятков сантиметров. В некоторых случаях столбики образуют лучистые, расходящиеся от одного центра «биогермные солнца». Длина лучей при этом достигает 20 см и более.

Природа окаменелостей из группы так называемой «невландиевой проблематики» [20] до настоящего времени не ясна. О генезисе их можно судить лишь с той или иной степенью достоверности, исходя из некоторых аналогий.

Первооткрыватель этих остатков Ч. Уолкотт, обнаружив при растворении образцов невландий из известняков Ньюленд надсерии Белт какие-то сферические тельца, принял их за клетки сине-зеленых водорослей и отнес невландиевую проблематику к водорослям [28]. Впоследствии этого же мнения придерживались П. С. Краснопева [4—6], А. Г. Поспелов [10], В. П. Маслов (в ранних работах). Позднее В. П. Маслов [9] одним из первых высказал предположение о животном происхождении невландиевой проблематики. При этом он видел сходство вертикальных сечений невландий с сечениями скелетов некоторых гидроактиноидных. Последующие исследователи [13—15, 19—24] уже целиком поддерживали и развивали представления о животной природе невландиевой проблематики. Сейчас отдельные группы этих окаменелостей сравниваются ими со стромапоратами, кораллами и другими кишечнополостными.

Практически одновременно с воззрениями Уолкотта об органической природе описанных им проблематик возникла точка зрения об их неорганическом происхождении. Одним из первых на этом пути был Хольтедаль [26], описавший чрезвычайно схожие с уолкоттовскими образования из пермских отложений Англии. По его данным, они имеют конкреционный генезис. Неорганическими подобные остатки считали также Сьюорд [17], Пиа [27], Фантон [22], Глесснер [23]. Они полагали, что это либо конкреции, либо продукты деформации горных пород. Последняя точка зрения получила свое развитие в более поздней работе Гатстедта [24], изучившего образцы из известняков Ньюленд надсерии Белт. Гатстедт пришел к выво-

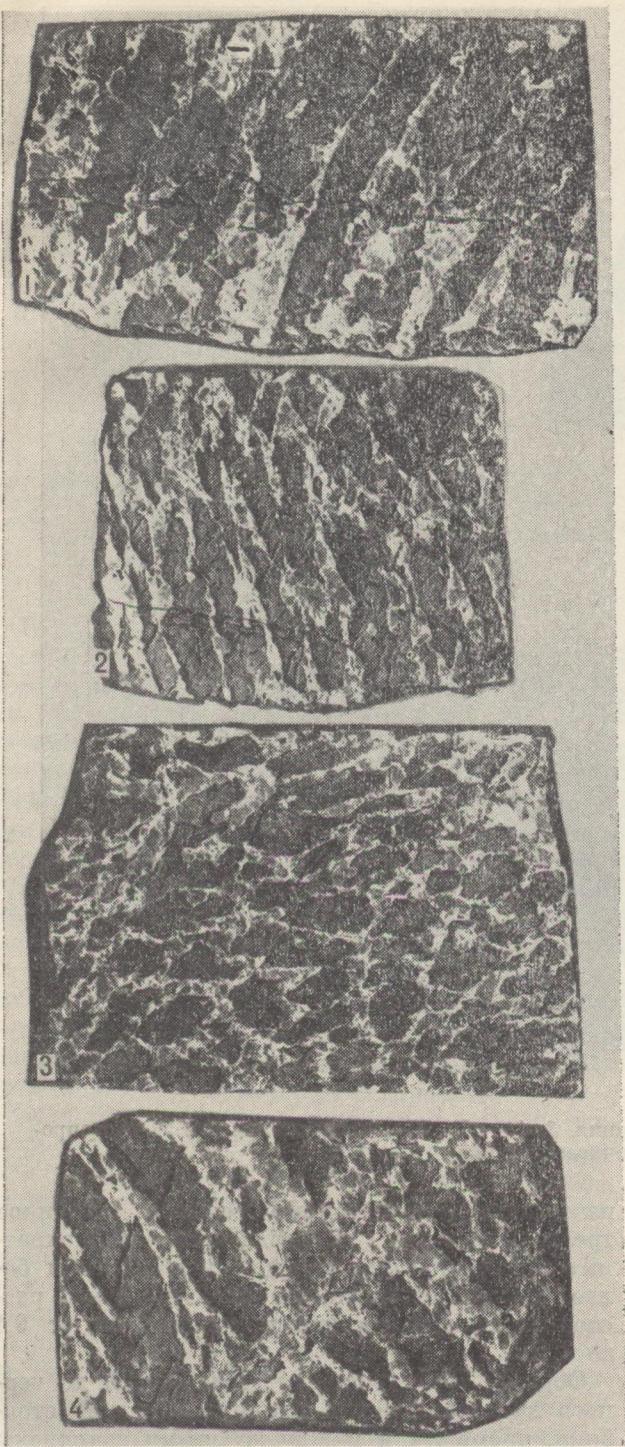


Рис. 4. Обр. 70-6, натур. величина. 1, 2, 4 — продольные и косопродольные, 3 — поперечное сечения.

Walcott, 1914. Образец № 70-1 отвечает диагнозу рода *Tridia* Schipitzyn, 1975.

Судя по материалам В. П. Маслова [8], призматические образования в образцах, описанных

им как тектонические брекчи, также являются различными формами невландиевой проблематики. Столбчатые образования камазий и тридий обладают в обнажениях различной ориентировкой. Наблюдались случаи согласного, косога и перпендикулярного элементам слоистости их залегания. Иногда отмечается чередование согласной и косога ориентировки столбиков в сопредельных слоях. При этом происходит смена размерности столбиков, четкости их ограничений, объемных отношений с цементом. Мощность слоев со столбиками одной ориентировки колеблется от нескольких сантиметров до нескольких десятков сантиметров. В некоторых случаях столбики образуют лучистые, расходящиеся от одного центра «биогермные солнца». Длина лучей при этом достигает 20 см и более.

Природа окаменелостей из группы так называемой «невландиевой проблематики» [20] до настоящего времени не ясна. О генезисе их можно судить лишь с той или иной степенью достоверности, исходя из некоторых аналогий.

Первооткрыватель этих остатков Ч. Уолкотт, обнаружив при растворении образцов невландий из известняков Ньюленд надсерии Белт какие-то сферические тельца, принял их за клетки синезеленых водорослей и отнес невландиевую проблематику к водорослям [28]. Впоследствии этого же мнения придерживались П. С. Краснопева [4—6], А. Г. Пospelов [10], В. П. Маслов (в ранних работах). Позднее В. П. Маслов [9] одним из первых высказал предположение о животном происхождении невландиевой проблематики. При этом он видел сходство вертикальных сечений невландий с сечениями скелетов некоторых гидроактиноидных. Последующие исследователи [13—15, 19—21] уже целиком поддерживали и развивали представления о животной природе невландиевой проблематики. Сейчас отдельные группы этих окаменелостей сравниваются ими со строматопоратами, кораллами и другими кишечнополостными.

Практически одновременно с воззрениями Уолкотта об органической природе описанных им проблематик возникла точка зрения об их неорганическом происхождении. Одним из первых на этом пути был Хольтедаль [26], описавший чрезвычайно схожие с уолкоттовскими образования из пермских отложений Англии. По его данным, они имеют конкреционный генезис. Неорганическими подобные остатки считали также Сьюорд [17], Пиа [27], Фантон [22], Глесснер [23]. Они полагали, что это либо конкреции, либо продукты деформации горных пород. Последняя точка зрения получила свое развитие в более поздней работе Гатстедта [24], изучившего образцы из известняков Ньюленд надсерии Белт. Гатстедт пришел к выво-

ду о том, что подобные структуры образуются при деформациях пород и возникновении микротрещин. Различные пространственные сочтения этих трещин образуют разные рисунки в образцах и дают возможность считать их разными формами.

Таким образом, ученые до сих пор не располагают достаточными данными для объективного решения вопроса о генезисе невландиевой проблематики. Ясно только, что эта группа сборная, в нее входят разнородные образования.

В качестве эталона возрастного распространения невландиевой проблематики в настоящее время принимается распределение этих остатков в разрезах двух районов мира: Скалистых гор Кордильерской геосинклинали США и Саяно-Алтайской складчатой области (САСО) СССР.

В Скалистых горах невландиевая проблематика встречена в отложениях надсерии Белт, главным образом в известняках Ньюленд. Радиологические определения из отложений Белта колеблются от 1300 млн лет для низов до 930 млн лет для верхов надсерии [25]. Возраст надсерии Белт определяется одними исследователями как среднерифейский, другими — как средне-верхнерифейский [18].

В Советском Союзе основные находки невландиевой проблематики известны в Саяно-Алтайской складчатой области: в Кузнецком Алатау, Горной Шории, Восточном Саяне, Сангилане и т. д. Наиболее тщательно и целенаправленно в этом отношении обследован Кузнецкий Алатау — работами В. А. Шипицына и О. В. Сосновской [13—16, 19—21]. В САСО большинство находок невландиевой проблематики происходит из отложений кабырзинского горизонта. Возраст этого горизонта обоснован слабо. В решениях Всесоюзного стратиграфического совещания [11] он условно отнесен к среднему рифею, в основном по положению его ниже верхнерифейского западносибирского горизонта.

Ряд исследователей [10, 14, 19], исходя из тождества большого числа видов, известных из отложений кабырзинского горизонта, с видами из известняков Ньюленд надсерии Белт, считают представителей невландиевой проблематики показателями среднерифейского возраста отложений. Однако в САСО представители невландиевой проблематики встречаются и в отложениях верхнерифейского западносибирского горизонта, например, в лощенковской свите Батеневской кряжи, в беретьской свите северо-западной части Восточного Саяна. По данным П. Н. Колосова и М. С. Якшина (устное сообщение), невландиевая проблематика найдена в тинновской свите Патомского нагорья, имеющей юдомский возраст. Вместе с тем суще-

ствует мнение, что невландиевая проблематика может оказаться в более молодых — нижнекембрийских отложениях, но этот вопрос требует тщательного исследования. Отсутствие же подобных остатков в верхних частях надсерии Белт, имеющих, скорее всего, уже поздне-рифейский возраст, вызвано, по-видимому, фациальными причинами, а не возрастной приуроченностью.

Таким образом, существующая в настоящее время практика однозначного определения среднерифейского возраста по любым остаткам невландиевой проблематики представляется тенденциозной и является упрощением, отражающим механистический подход к данной проблеме. Необходимо проведение специальных исследований и поиска таких остатков во всем геосинклинальном обрамлении Сибирской платформы, а также в других регионах страны. Ныне же самое «точное» определение возраста вмещающих невландиевую проблематику отложений можно сформулировать лишь как поздний докембрий в целом.

Вместе с тем невландиевая проблематика имеет несомненное корреляционное значение внутри Саяно-Алтайской складчатой области, что продемонстрировали в своих работах по Кузнецкому Алатау В. А. Шипицын [19, 20] и О. В. Сосновская [13—15]. Ими выделены три последовательных выдержанных ассоциации невландиевой проблематики, прослеживающиеся по всему Восточному склону Кузнецкого Алатау. Последнее позволяет надеяться, что по мере пополнения наших знаний об этих своеобразных остатках есть возможность с возрастающей объективностью использовать их для целей практической стратиграфии верхне-го докембрия. Поэтому находки остатков невландиевой проблематики на территории Малого Хингана представляют большой интерес, расширяют географию находок таких образований, дают возможность сравнить остатки из разных регионов между собой и уточнить их стратиграфическое распространение.

На основании этих находок можно сделать вывод о позднекембрийском возрасте вмещающих их известняков. Последнее не противоречит сведениям о находках Б. М. Келлером в известняковой свите Кайланского (верховья р. Кайлан) и Кимканского (Абрамовский карьер) железорудных месторождений остатков микрофитоцитов, среди которых З. А. Журавлева обнаружила формы *Osagia minuta* Z. Zhur., *Wulvanella zonalis* Z. Zhur., *Vesicularites lobatus* Reitl., *V. concretus* Z. Zhur., характерные для юдомского комплекса [12].

Изучение разрезов известняковой толщи Западной рудной полосы в обнажениях и горных выработках Абрамовского известнякового месторождения, а также в железнодорожных

и автодорожных выемках у с. Абрамовка позволило нам сделать вывод, что она подстилает рудоносную толщу Кимканского и Сутарского месторождений, в которой определены раннекембрийские *Modioloides priscus* Walcott, а не перекрывает ее, как принято считать в настоящее время [2, 12]. При моноклиналном залегании отложений с падением слоев в западных румбах под углами 50—70° известняки, традиционно относимые к лондоковской свите, погружаются под рудоносную толщу (представлена преимущественно карбонатно-глинистыми и глинистыми сланцами, алевролитами, железистыми кварцитами, реже порфироидами), в основании которой на отдельных участках фиксируются кремнисто-карбонатные гравелиты, брекчии и конгло-брекчии, содержащие редкие гальки и валуны кремнистых фосфоритов. Мало мощные пласты аналогичных фосфоритов встречены в подстилающей толще известняков.

Вместе с тем материалы изучения Восточной рудной полосы в бассейнах рек Буруйбава, Дитур и Биджан свидетельствуют, что здесь известняковая толща, выделенная в качестве лондоковской свиты, залегает на отложениях, содержащих в разрезе горизонты железистых кварцитов. Породы, перекрывающие лондоковскую свиту, представлены глинистыми и углистыми сланцами, филлитами и фтанитами с прослоями и пачками серых и темно-серых известняков. М. Г. Золотов в 1956 г. выделял их в составе дитурской свиты, которая, по его представлениям, залегает в основании разреза малохинганского комплекса. В 1983 г. В. Г. Антипенко на левом берегу р. Мал. Дитур, у устья кл. Гремучего, в делювиальных

высыпках среди отложений, перекрывающих, по нашим представлениям, лондоковскую свиту и соответствующих дитурской свите М. Г. Золотова, были найдены образцы фосфатсодержащих углеродистых кремнистых пород, которые при петрографическом изучении определены нами как спонголиты. И. Т. Журавлева, изучившая один из шлифов, определила в них спиккулы губок *Protospongia* sp., известных из отложений широкого возрастного диапозона — от кембрия по девон включительно. По ее мнению, спонголиты, подобные мало-дитурским, распространены в атабанском ярусе нижнего кембрия Западного Саяна [3].

Таким образом, рудоносные толщи Кимканского и Сутарского месторождений, с одной стороны, и Восточной рудной полосы — с другой, находятся, по-видимому, на разных стратиграфических уровнях. Имеющиеся пока малочисленные палеонтологические материалы позволяют предварительно сопоставить дитурскую свиту Восточной рудной полосы Малого Хингана с рудоносной толщей Кимканского месторождения и отнести их к нижнему кембрию. Дополнительным подтверждением правильности такого сопоставления является выявление в 1983 г. Геофизической экспедицией производственного геологического объединения Дальгеология на площади распространения дитурской свиты линейных магнитных аномалий, которые могут быть обусловлены железорудными горизонтами. Соответственно подстилающую эти толщи лондоковскую свиту, содержащую невландиевую проблематику и микрофитолиты, вероятно, следует параллелизовать с отложениями вендского возраста.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аносов И. Н. Ущелье Хингана и формация рудных известняков в Амурском крае.— Горный журн., 1859, № 2.
2. Геология СССР. Т. XIX. Хабаровский край и Амурская область. Ч. 1.— М.: Недра, 1966.
3. Журавлева И. Т., Лучинина В. А. Палеонтологическая характеристика чингинской и нижнемонокской свит северного склона Западного Саяна.— В кн.: Кембрий Алтае-Саянской складчатой области. М.: Наука, 1980.
4. Краснопева П. С. Об альгонской флоре в Саралинском районе Западной Сибири.— Материалы по геол. Зап.-Сиб. края. Вып. 4, 19. Томск, 1933.
5. Краснопева П. С. Альгонская флора и фауна Саралинского района Кузнецкого Алатау.— Материалы по геол. Красноярского края. Вып. 8. Томск, 1940.
6. Краснопева П. С. Палеонтологические данные для сопоставления некоторых свит докембрия Кузнецкого Алатау.— Вопросы геологии Сибири. Т. 1. Томск, 1945.
7. Маак Р. Путешествие на Амур, совершенное по распоряжению Сибирского отдела Центрального Русского географического общества в 1855 г.— Изд. Русского географического общества, СПб., 1859, № 1.
8. Маслов В. П. Водоросли и некоторые проблематические образования с Малого Хингана.— В кн.: Материалы к познанию ископаемых водорослей СССР. Тр. ВИМС, 1935. Вып. 72.
9. Маслов В. П. К вопросу о значении строматолитов, как указателей геологического возраста вмещающих формаций.— Вопросы геологии Сибири. Т. 1. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1945.
10. Поспелов А. Г. Описание древнейших проблематических органических образований.— В кн.: Разрезы докембрия и нижнего палеозоя западной части Алтае-Саянской складчатой области. Красноярск, 1969.
11. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Ч. 1. Верхний докембрий и нижний палеозой.— Новосибирск, 1983.
12. Решения Третьего межведомственного регионально-го стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР; Владивосток, 1978.— Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1982.

13. *Сосновская О. В.* Морфологические особенности докембрийских трубчатых окаменелостей.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Сибири, Т. 1. Томск: ТГУ, 1974.
14. *Сосновская О. В.* Природа и систематическое положение камазидных окаменелостей.— В кн.: Геология, стратиграфия и полезные ископаемые Сибири. Томск: ТГУ, 1979.
15. *Сосновская О. В.* Невландиевая проблематика в отложениях верхнего протерозоя северо-западной части Батеневского кряжа.— В кн.: Актуальные вопросы геологии Сибири. Новосибирск, 1981 (Тр. СНИИГГиМС, вып. 290).
16. *Сосновская О. В., Шипицын В. А.* Биостратиграфические комплексы трубчатых окаменелостей докембрия Кузнецкого Алатау.— В кн.: Геология и металлогения протерозой-кембрийских отложений западной части Алтае-Саянской складчатой области, Новокузнецк, 1974.
17. *Сьюорд А.* Века и растения. Л.— М.: 1936.
18. *Хоментовский В. В.* Венд.— Новосибирск: Наука, 1976 (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 243).
19. *Шипицын В. А.* Стратиграфия и палеонтология верхнего протерозоя восточной части Кузнецкого Алатау. Автореф. канд. дис.— Томск, ТГУ, 1975.
20. *Шипицын В. А.* Невландиевая ассоциация пробле-

- матик верхнего протерозоя. Материалы IV Всесоюзного симпозиума по ископаемым кораллам.— Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1978.
21. *Шипицын В. А., Сосновская О. В.* О природе докембрийских трубчатых окаменелостей.— В кн.: Геология. Томск: ТГУ, 1973.
 22. *Fenton C. L., Fenton M. L.* Walcott's "Pre-Cambrian Algonkian algal flora" and associated animals.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1936, v. 47, 4.
 23. *Glaessner M. F.* Pre-Cambrian fossils.— Biolog. Revs Cambridge Phillos. Soc., 1962, v. 37, 4.
 24. *Gutstadt A. M.* Pseudo and dubiofossils from the Newland limestone (Belt Supergroup, Late Precambrian), Montana.— J. Sed. Petrol., 1975, v. 45, 2.
 25. *Harrison J. E.* Precambrian belt basin of north western United States; its geometry, sedimentation and copper occurrences.— Geol. Soc. America Bul., 1972, 83, N 5.
 26. *Holtedahl O.* On the occurrence of structures like Walcott's algonkian algae in the Permian of England.— Amer. J. Sci., 1921, 5th ser., v. 1.
 27. *Pia J.* Algen und Pseudoalgen aus der spanischen Trias.— Abh. Heidelberg. Akad. Wiss. Math.—nat. Kl., 1935, 22.
 28. *Walcott C. D.* Pre-cambrian algonkian algal flora.— Smiths Misc. Col., 1914, v. 64, N 2.

ДВИМС
Хабаровск

Поступила в редакцию
28 ноября 1984 г.

С. Е. Апрельков, Г. И. Иванова, А. М. Ольшанский, С. В. Попруженко

СТРУКТУРА ОСНОВАНИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-КАМЧАТСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

По материалам гравиметрической съемки дана расшифровка блокового строения фундамента Центрально-Камчатского вулканического пояса. Структура основания представляет собой сочетание линейных и изо-

метричных поднятий с опущенными зонами различной конфигурации. Показано, что вулканы пояса размещаются в различной структурной обстановке: в зонах поднятий, грабенов, разломов, их разделяющих.

Центрально-Камчатский вулканический пояс занимает область Срединного Камчатского хребта и прослеживается от Срединного выступа метаморфических пород на юге до южных отрогов Корякского нагорья на севере. Пояс сложен вулканитами олигоцен-четвертичного возраста. Г. М. Власов [6] эти вулканиты относил к образованиям внутренней вулканической дуги и считал, что дуга приурочена к своду протяженного Камчатско-Корякского антиклинория. С. Е. Апрельков и Ю. В. Жегалов [2] показали, что Центрально-Камчатский вулканический пояс является самостоятельной структурой, наложенной на гетерогенное основание. Вопросы структурной приуроченности четвертичного вулканизма Срединного хребта и других районов Камчатки рассматривались в ряде работ вулканологов. Взаимосвязь вулканизма с поднятиями была показана А. Е. Святловским [12—14]. Авторы крупной сводки по четвертичному вулканизму Срединного хребта [9] отмечают, что структурная локализация проявлений четвертичного вулканизма более сложная, чем это представлялось ранее. По их данным, вулканическая зона Срединного хребта как бы зажата с севера и юга горст-антиклинальными поднятиями и приурочена как к системе интенсивных тектонических поднятий, так, частично, и к району со стабильным тектоническим режимом (Западно-Камчатская равнина). Указывая на сложное строение фундамента вулканической зоны, они утверждают, что вулканические центры полностью отсутствуют на разломах со значительным смещением.

ции четвертичных вулканов. В основу предлагаемой работы положены материалы авторов.

КРАТКИЕ ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ВУЛКАНИЧЕСКОМ ПОЯСЕ И ЕГО ОБРАМЛЕНИИ

В настоящей работе рассматривается южная часть пояса от вулкана Хангар на юге до вулкана Кэбенэй на севере. Южное окончание пояса наложено на Срединный выступ Охотской эпимезозойской платформы, сложенный протерозой-палеозойскими породами, и на обрамленные выступа, образованного верхнемеловыми вулканогенно-осадочными толщами (бассейны рек Ичи и Кирганика). На западе пояс граничит с Западно-Камчатской складчато-глыбовой зоной, где развиты преимущественно терригенные образования палеоген-неогенового возраста с выходами верхнемеловых пород в зонах поднятий [15].

В южной части пояса обнажаются его нижние горизонты, представленные олигоценовыми эффузивно-широкластическими породами основного — среднего состава и туфогенно-осадочными образованиями крапивнинской (паратунской) свиты и миоценовыми вулканитами кислого состава березовской свиты, составляющие анавгайскую серию. В северной части развиты преимущественно четвертичные и поздненеогеновые вулканогенные породы. Особенно широким распространением пользуются нижнеплейстоценовые лавы базальтов и андезитов, слагающие щитовые постройки.

Общая мощность палеоген-неогеновых и нижнеплейстоценовых вулканитов составляет около 4 км. В рассматриваемой части пояса находятся крупные стратовулканы: Ичинский,

Геофизические материалы, особенно данные гравиметрических съемок последних лет, позволяют получить более точные представления о строении фундамента для районов, полностью перекрытых четвертичными вулканитами, и более обоснованно судить о структурной пози-

Алней, Чашаконджа, Ахтанг, а также многочисленные позднеплейстоценовые и голоценовые шлаковые конусы с лавовыми потоками базальтов и андезитов.

Отложения анавгайской серии прорваны небольшими интрузиями гранитоидов. Среди более молодых вулканогенных образований широко распространены субвулканические тела основного, среднего, кислого и субщелочного состава.

Физические свойства горных пород изучены слабо. Петрофизические исследования протерозойских гнейсов и кристаллических сланцев показали, что это немагнитные или слабомагнитные породы, обладающие средней плотностью 2,68*. Повышенной плотностью обладают амфиболовые кристаллические сланцы (2,74), а также метаморфизованные породы андриановской свиты палеозоя (2,88—2,90), однако средняя плотность палеозойских отложений не превышает 2,76. Средняя плотность верхнемеловых образований составляет 2,70—2,72. Породы верхнемелового возраста отличаются повышенными значениями магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности.

Вулканиды Центрально-Камчатского пояса характеризуются пестрым литологическим составом и широкими вариациями значений плотностей. В их разрезе почти половину занимают эффузивы. Средняя плотность эффузивов основного состава колеблется в пределах 2,53—2,69 (максимальные значения 3,00—3,20), плотность пород кислого состава 2,31—2,41. Однако значения средневзвешенных плотностей по свитам довольно близки: крапивнинская свита — 2,52, березовская — 2,48, алнейская серия — 2,44, игнибриды голыгинской свиты — 2,2, нижнеплейстоценовые базальты, андезиты — 2,55. Плотность более молодых четвертичных вулканогенных пород колеблется в широких пределах. Все вулканогенные породы в той или иной степени магнитны.

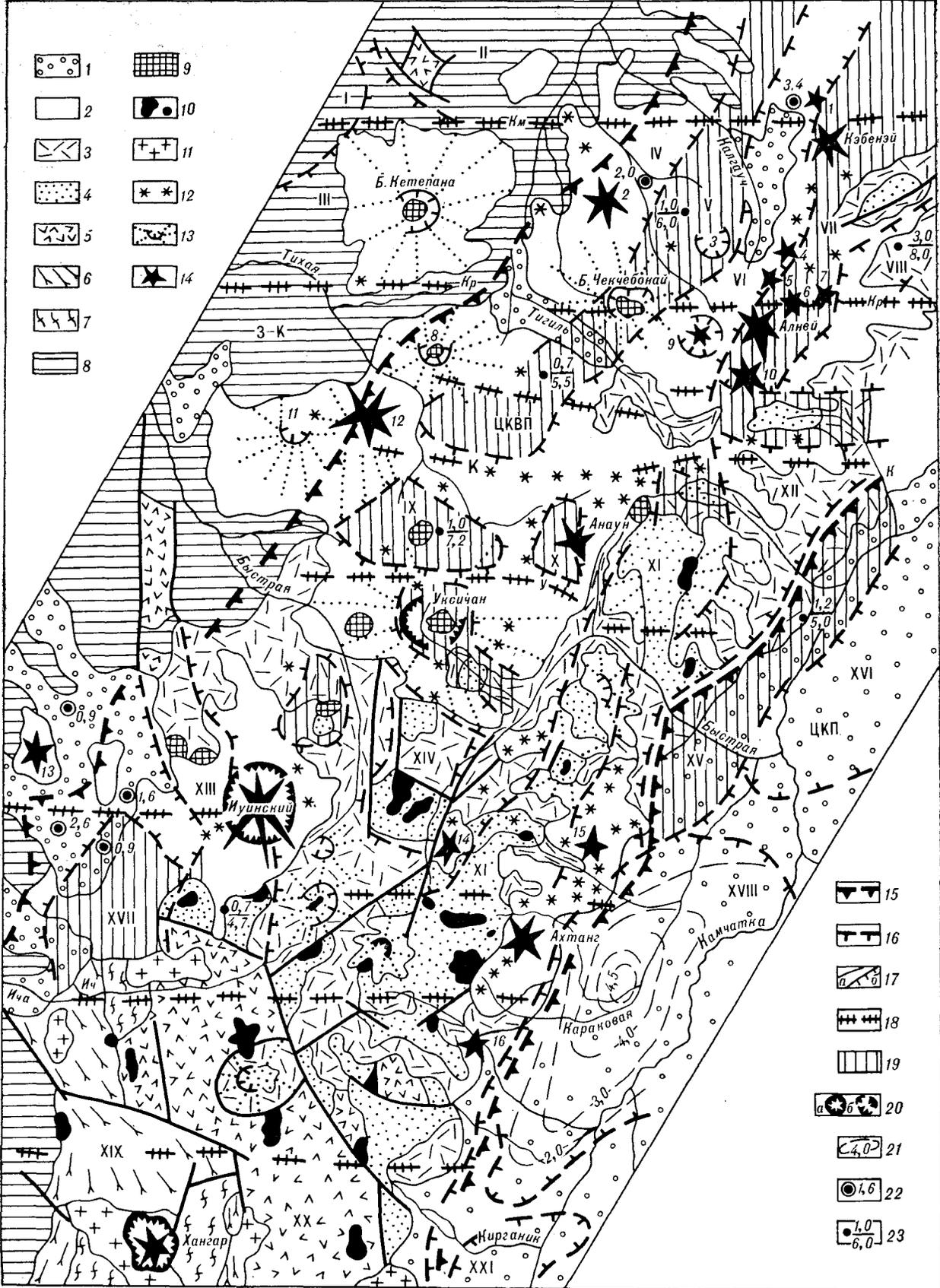
Границе между верхнемеловыми отложениями и вулканидами пояса соответствует избыточная плотность 0,20—0,25. Таким образом, как видно из приведенных данных, основной гравитирующей поверхностью в пределах развития пород пояса является кровля верхнемеловых отложений, и характер поля силы тяжести определяется поведением этой поверхности. На этом выводе базировалась вся дальнейшая интерпретация гравиметрических материалов, правомерность которой подтверждают данные количественных расчетов по геолого-геофизическим профилям. Теоретическая и локальная кривые силы тяжести в принятой модели полностью совпадают. Несомненно, что на поле силы тяжести оказывают влияние и дру-

гие аномалиеобразующие факторы, в том числе и глубинные, обуславливающие региональный фон, а также близповерхностные неоднородности. Так, например, ряд положительных локальных аномалий обусловлен миоценовыми гранитоидами, которые характеризуются средней плотностью 2,72, что значительно выше плотности вмещающих пород.

Гравитационное поле Центрально-Камчатского вулканического пояса (ЦКВП) резко отличается от поля силы тяжести структур его обрамления. Западно-Камчатская складчатоглыбовая зона (см. рисунок, З — К) выделяется как область спокойного гравитационного положительного поля, осложненного небольшими положительными аномалиями изометричной и линейной формы, связанными с антиклинальными структурами. ЦКВП характеризуется дифференцированным полем силы тяжести, наличием разноориентированных интенсивных положительных и отрицательных аномалий различной формы, а также многочисленными гравитационными ступенями, деформациями изоаномал, торцовым сочленением аномалий различного простирания. В целом ЦКВП имеет пониженный, по сравнению с Западно-Камчатской зоной, уровень гравитационного поля (на $40 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$). Пониженный региональный фон в пределах ЦКВП объясняется, по нашему мнению, разуплотнением коры под поясом, так как он является зоной повышенной проницаемости, обусловленной интенсивной разрывной тектоникой, а также возможными процессами гранитизации в его пределах. Нельзя исключать полностью влияние на региональный фон структуры и такого фактора, как процесс изоэстазии, обусловленный накоплением мощной толщи вулканидов, что в итоге привело к некоторому увеличению мощности земной коры. Об этом, в частности, свидетельствует наличие на границе Западно-Камчатской зоны и ЦКВП выдержанной региональной ступени северо-восточного простирания интенсивностью $4—8 \cdot 10^{-5} \text{ м/(с}^2 \cdot \text{км)}$.

Магнитное поле ЦКВП также существенно отличается от магнитного поля смежных структур и представлено серией линейных изометричных знакопеременных аномалий интенсивностью от -1700 до $+3000$ нТл. Характер магнитного поля пояса обусловлен сложным составом вулканогенных толщ, их резкой фациальной изменчивостью, развитием интрузивных и субвулканических пород различного состава, а также зон гидротермально измененных пород. Сложное сочетание этих образований вызывает определенные трудности в истолковании природы аномалиеобразующих объектов. На отдельных участках наблюдается кольцевая ориентировка аномалий, подчеркивающая границы кальдер или дуговые разломы. Спокой-

* Здесь и далее плотность в г/см³.



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

- 15
- 16
- 17
- 18
- 19
- 20
- 21
- 22
- 23

Тектоническая схема южной части Центрально-Камчатского вулканического пояса.

1 — четвертичные рыхлые отложения; 2 — четвертичные вулканы, палеоген-неогеновые вулканогенные отложения; 3 — аллейская, 4 — анавайская серии; 5 — верхнемеловые вулканогенно-кремнистые отложения ирунейской свиты; 6 — метаморфизованные отложения среднего — верхнего палеозоя; 7 — протерозойские гнейсы и кристаллические сланцы; 8 — палеоген-неогеновые существенно терригенные отложения; 9 — миоценовые и четвертичные субвулканические тела андезитов, дацитов, лапаритов и трахибазальтов; 10 — миоценовые интрузии гранитоидов; 11 — позднемеловые интрузии разного состава; 12 — зоны ареального вулканизма, отдельные мелкие вулканы; 13 — эрозионно-тектонические кальдеры и склоны позднеогеновых и раннеплейстоценовых шитовых вулканов; 14 — позднеплейстоценовые и голоценовые стратовулканы; 15 — гравитационные ступени I порядка — границы структурно-фациальных зон: Западно-Камчатской (З—К), Центрально-Камчатского вулканического пояса (ЦКВП), Центрально-Камчатского прогиба (ЦКП); 16 — гравитационные ступени II порядка — границы поднятий и опущенных блоков фундамента; 17 — тектонические нарушения (а) и надвиги (б), по геологическим данным; 18 — региональные ши-

ротные разломы, выявленные гравиметрической съемкой: Км — Комонский, Кр — Киревинский, К — Керуковский, Я — Уксичанский, Р — Рассоинский, Ич — Ичинский; 19 — поднятые блоки фундамента: I — Хайрозовский горст-антиклинорий, II — Верхне-Тигильское поднятие, V — Кутхуленинский, VII — Киреунский, IX — Янгский, X — Бальгинганский, XI — Козыревско-Быстринский, XIII — Ангреский, XIV — Оччамо-Кадарский, XV — Крапининско-Киреунский, XVII — Лаучанский, XIX — срединный, XX — Кирганинский; опущенные блоки и впадины: III — Паланская, IV — Чавычинский, VI — Калгаучский, VIII — Двухгорточный, XII — Крюки-Нахтунский, XVI — Козыревская, XVIII — Долиновская, XXI — Мильковская; 20 — границы кальдер протекания: а — морфологически выраженные, б — прослеженные, по гравиметрическим данным; 21 — изолинии глубин залегания складчатого основания (км); 22 — пункты МТЗ, ВЭЗ и ТТ и глубина залегания опорного геологического горизонта 23 — глубины (км) до верхней и нижней границ аномалиеобразующих объектов, вычисленные по палеткам Ю. Я. Вачилова. Вулканы: 1 — Ближнец, 2 — Овальный, 3 — Мал. Чекчебаной, 4 — Калгауч, 5 — Черный, 6 — Киреунский, 7 — Двухгорточный, 8 — Мал. Кетелана, 9 — Переваловый, 10 — Чашакоджка, 11 — Большой, 12 — Кекукнайский, 13 — Кешум, 14 — Козыревка, 15 — Романовка, 16 — Плоский.

рым слабо отрицательным магнитным полем характеризуются Западно-Камчатская зона, Центрально-Камчатский прогиб и район развития метаморфических пород, но здесь отмечаются положительные аномалии, связанные с интрузиями миоценового и верхнемелового возраста.

Кирганинский блок, сложенный верхнемеловыми отложениями, граничащий с запада со Срединным выступом метаморфических пород, в гравитационном и магнитном полях выделяется серией положительных линейных аномалий меридионального и северо-западного простирания. В Срединном выступе области пониженного поля силы тяжести кольцевой формы связываются с участками проявлений процессов ультраметаморфизма и мигматизма, создавших своеобразные структуры земной коры — гранитогнейсовые купола [8]. На исследованной площади выделяются в поле силы тяжести Хангарский и Шанучский купола, Северная часть последнего перекрыта лавами вулкана Черпук. По гравиметрическим данным были произведены расчеты, показавшие, что в районе Хангарского купола отмечаются наибольшая мощность земной коры — 41 км — и наибольшая мощность «гранитного» слоя — 26 км, что хорошо согласуется с данными по профилю ГСЗ Облуковина — Кирганик [10]. В Кирганинском блоке, представляющем часть складчатой структуры, сформированной на месте поздне-меловых складчатых дуг, мощности «гранитного» и «базальтового» слоев уменьшаются, составляя соответственно 13 и 16 км. В пределах Центрально-Камчатского прогиба (Долиновская впадина) мощность коры вновь возрастает до 39 км.

СТРУКТУРЫ ФУНДАМЕНТА ЦКВП

Как следует из приведенной характеристики гравитационного поля, аномалии силы тяжести в пределах ЦКВП отражают прежде всего

структуру фундамента пояса, что наглядно иллюстрирует тектоническая схема пояса (см. рисунок). Морфология силы тяжести свидетельствует о ярко выраженном блоковом строении фундамента: линейные или изометричные поднятия чередуются с опущенными зонами различной конфигурации. К северо-востоку от Кирганинского блока поднятия группируются в две узкие линейные зоны северо-восточного простирания. Наиболее выдержанной и протяженной положительной структурой, выраженной на геологической карте и в поле силы тяжести, является Козыревско-Быстринский горст северо-восточного простирания, на юге по разлому примыкающий к Кирганинскому блоку, а на юго-востоке граничащий с Центрально-Камчатским прогибом. Горст хорошо прослеживается цепочкой узких линейных максимумов силы тяжести. Интенсивность положительных аномалий позволяет предполагать близкое нахождение к поверхности складчатого основания и насыщенность его интрузиями основного состава. Расчетные гравиметрические данные подтверждаются материалами, полученными профилированием КМПВ и ГСЗ [4, 16], проведенными по долине р. Быстрой-Козыревской. Наиболее четко выделяются сейсмические границы с $V = 5,0-5,4$ км/с, отождествляемой с кровлей дислоцированных верхнемеловых отложений, и $V = 5,7-6,2$ км/с, отвечающей кровле гранито-метаморфического слоя. Профилирование показало, что кровля верхнемелового складчатого основания находится на глубине не более 2 км. По нашим расчетам и данным ГСЗ, мощность земной коры на этом участке составляет 32 км (осадочный слой — 7 км, «гранитный» — 16 км).

Крупной структурой, как бы ограничивающей вулканический пояс с юга, является Кирганинский блок. В его пределах находится лишь палеовулкан Левинсона-Лессинга, выполняющий кольцевую депрессию, и ряд небольших тел миоценовых гранитоидов. Как пока-

зали результаты гравиметрической съемки, Кирганикский блок является южным звеном единой протяженной структуры. На правобережье р. Ичи его продолжением служит Ангренинский горст, сложенный верхнемеловыми отложениями ирунейской и кирганикской свит, перекрытыми вулканогенными образованиями анавгайской серии. В горсте, имеющем субмеридиональное простирание, установлены выходы позднемеловых и миоценовых гранитоидов. Как и Кирганикский блок, Ангренинский горст на западе по крупному разлому граничит с метаморфическими образованиями протерозоя — палеозоя (Шанучский купол). Горст в своей северной части скрывается под четвертичными вулканитами Ичинского вулкана. Однако на картах трансформированного гравитационного поля с радиусами осреднения 3 и 20 км отчетливо видно, что горст на этом не заканчивается, а прослеживается от Ичинского вулкана к северо-западу. Он отражается единой положительной аномальной зоной, которая испытывает резкий пережим в районе Ичинского вулкана. Ширина этой зоны здесь сокращается от 15 до 4 км. Этот пережим вызван образованием обширной кальдеры Древне-Ичинского вулкана в среднечейстоценовое время, что привело к частичному разрушению и сокращению ширины горста. Ступенчатое изменение простираний (чередование меридионального и северо-западного) Кирганикского блока и Ангренинского горста происходит по региональным широтным разломам, выявленным гравиметрией. Ангренинский горст граничит с впадинами, мощность осадков в которых, по данным электроразведочных работ, достигает 2,6 км.

В северной части рассматриваемого участка вулканического пояса выделяются два крупных ($100 \times 30 \text{ км}^2$) линейных горстовых поднятия северо-восточного простирания — Кутхуленский и Киреунский, отраженные в поле силы тяжести плотной цепью положительных аномалий и ограниченные четкими гравитационными ступенями. Горсты разделены линейными грабенами, имеющими примерно такие же размеры, — Чавычинским, Калгаучским и Двухюрточным (Поворотным). В поверхностной геологии горсты и грабены не имеют выражения. Линейные опускания фундамента хорошо фиксируются крупными отрицательными аномальными зонами. Чавычинский грабен глубиной 2,5 км осложнен мелкими аномалиями разного знака, что, возможно, свидетельствует о присутствии складчатых структур. В пределах этой впадины можно предполагать наличие палеогеновых туфогенно-осадочных отложений и замещение их к востоку вулканитами.

Калгаучский грабен отражен цепью изометричных минимумов силы тяжести и, вероятно, выполнен палеоген-неогеновыми вулканитами, в которых отсутствуют линейные складчатые структуры, о чем свидетельствует конфигурация аномалий. Здесь отмечаются два локальных максимума силы тяжести. Один из них приурочен к кальдере вулкана Переваловый и, по-видимому, фиксирует глубинный магматический очаг основного состава. Мощность осадков в грабене по данным электроразведки достигает 3,4 км.

Двухюрточная (Поворотная) впадина, расположенная юго-восточнее Киреунского горста, по расчетным данным имеет глубину 3 км.

Мощность отложений, перекрывающих горстовые поднятия, по материалам гравитационной и электроразведки оценивается в 0,7—1,0 км. На южном окончании Кутхуленского и Киреунского горстов, на широте верховьев р. Тигиль, к ним примыкают два небольших поднятия субширотного простирания, ограниченные разломами того же направления. Севернее вулкана Уксичан выделяются еще два изометричных горста — Янгский и Балыгинганский, также ограниченные региональными широтными разломами. Следует отметить, что разломы такого направления практически не выделяются при геологической съемке и установлены только гравиметрическими исследованиями. Между тем тектонические нарушения широтного простирания играют значительную роль в структурном плане территории. Как указывалось выше, по этим разломам происходит изменение простирания Ангренинского горста и Кирганикского блока, они же ограничивают отдельные горстовые поднятия. Рассошинский широтный разлом представляет собой правосторонний сдвиг с амплитудой 15 км, по нему происходит смещение гравитационной ступени, разделяющей Западно-Камчатскую зону и ЦКВП.

В западной части Центрально-Камчатского прогиба на границе с ЦКВП выделяется линейное Крапивнинско-Киреунское поднятие (более $100 \times 30 \text{ км}^2$) северо-восточного простирания. Он разделяет Крюки-Кахтунскую впадину глубиной свыше 3 км, расположенную под образованиями вулканического пояса, и Козыревскую впадину ЦКП, мощность осадков в которой составляет около 6 км. Мощность осадков, перекрывающих поднятие, оценивается по расчетам в 1, 2 км.

Выявленные особенности строения фундамента вулканического пояса позволяют заключить, что начало формирования горстовых поднятий, вероятно, совпало с начальным этапом вулканизма в ЦКВП, который в олигоцене представлял собой типичную островную дугу, через проливы которой сообщались западно-камчатский и центрально-камчатский морские

бассейны. Окончательное разделение бассейнов вулканическим поясом произошло в плиоцене. В Срединном массиве метаморфических пород в начале палеогена формировались грубообломочные субаэральные молассы, а в дальнейшем он представлял собой устойчивое поднятие.

СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНОВ

Проведенные гравиметрические исследования подтверждают сделанный ранее одним из авторов [4] вывод, что вулканы Срединного и Козыревского хребтов, как и в других вулканических районах мира [3, 5, 7, 11], локализируются в самой различной структурной обстановке: в зонах поднятий, грабенных, разломов, их разделяющих, а также в других структурных зонах, при этом в размещении вулканов трудно отдать предпочтение какому-либо типу структур. В зоне Кутхуленского горста расположены центры крупных щитовых построек Бол. и Мал. Чекчебонай, а также ряд более мелких вулканов. В пределах Киреунского горста находятся крупный вулканический массив Алней — Чашаконджа, вулканы Киреунский, Двухурточный, Кэбенэй и др. Вулкан

Кэбенэй Н. В. Огородовым и др. [9] ошибочно показан в грабеновой структуре. На поднятиях возникла серия вулканов Козыревского и Срединного хребтов — Дыгерен-Оленгенде, Бонгабти, Оччамо.

В Чавычинском грабене размещаются вулканы Мал. Кетепана, Овальный, Кекукнайский, в Калгаучском грабене — вулкан Переваловый и ряд шлаковых конусов. Значительное количество последних приурочено к опущенным зонам в районах вулканов Анаун и Ичинский.

На границе зон поднятий и опусканий вдоль западного борта ЦКП локализована крупная зона ареального вулканизма, прослеживающаяся между притоками р. Камчатки — Быстрой и Кимитиной. Здесь отмечаются и крупные постройки — доледниковый Ахтанг, голоценовые Романовка, Плоский. Граница между Калгаучским грабеном и Киреунским горстом трансформируется цепью вулканов — Комонный, Калгауч, Черный и др.

В Западно-Камчатской зоне, в пределах Паланской впадины, расположены вулканы Бол. Кетепана, Большой. Таким образом, приведенные материалы свидетельствуют о более широком спектре структурных условий, в которых размещаются вулканы.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Апрелков С. Е.* Вулканизм и сбросовые разрывы на Камчатке. — В кн.: Рельеф и вулканизм Курильской островодужной системы. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982.
2. *Апрелков С. Е., Жегалов Ю. В.* О вулканических поясах Камчатки. — Геотектоника, 1972, № 2.
3. *Апрелков С. Е., Попруженко С. В.* Особенности глубинного строения Восточно-Камчатского вулканического пояса. — Тихоокеанская геол., 1984, № 3.
4. *Балеста С. Т., Угнасин В. К., Аносов Г. И.* Глубинная структура Центрально-Камчатской депрессии по сейсмическим данным. — Тез. докл. IX сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока, Южно-Сахалинск, 1977.
5. *Бемеллен В. Р.* Геология Индонезии. — М.: ИЛ, 1957.
6. *Геология СССР.* Т. XXXI. — М.: Недра, 1964.
7. *Герт Г.* Геология Анд. — М.: ИЛ, 1959.
8. *Лебедев М. М., Ястремский Ю. М., Гузиев И. С.* О природе гранитоидных куполов Срединной Камчатской метаморфической зоны. — В кн.: Геология и геофизика Тихоокеанского пояса. Ново-Александровск: ДВНЦ АН СССР, 1970, вып. 25.
9. *Огородов Н. В., Кожемяка Н. Н. и др.* Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки. — М.: Наука, 1972.
10. *Потанин С. В., Каратаев Г. И.* Строение земной коры Средней Камчатки по геофизическим данным. — Геол. и геофиз., 1975, № 8.
11. *Пуцаровский Ю. М., Афремова Р. А.* О структурной позиции зон молодого вулканизма в Тихоокеанском тектоническом поясе. — Геотектоника, 1967, № 1.
12. *Святловский А. Е.* О возрасте вулканов различных тектонических зон Камчатки. — Бюл. вулканолог. ст., 1957, № 26.
13. *Святловский А. Е.* История образования рельефа в районе вулкана Бакенинг. — Тр. Лабор. вулканолог. АН СССР, 1956, вып. 12.
14. *Смирнов Л. М.* Новейшие движения земной оболочки и вулканизм в районе Курило-Камчатской островной дуги. — Там же, 1958, вып. 13.
15. *Смирнов Л. М.* Тектоника Западной Камчатки. — Геотектоника, 1971, № 3.
16. *Угнасин В. К., Балеста С. Т.* Глубинное строение структурных зон Камчатки. — Сов. геол., 1975, № 2.

УДК 551.763.3+551.8+551.21(265.53+282.25)

В. Ф. Белый, В. А. Самылина

О ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНОМ ЭТАПЕ РАЗВИТИЯ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА ПО НАБЛЮДЕНИЯМ В БАССЕЙНАХ РЕК АРМАНИ, ОЛЫ И МАЛТАНА

В наиболее изученном Примагаданском участке Охотско-Чукотского вулканогенного пояса самыми молодыми, завершающими развитие этой структуры, являются кайнотипные платобазальты мыгдыкитской свиты. Они подстилаются вулканическими накоплениями кислого состава, выделяемыми в ольскую свиту. В верхней части последней локально развиты угленосные отложения первомайской свиты. В статье приводится подробное описание разрезов верхней части ольской и первомайской и нижней части

мыгдыкитской свит и данные о систематическом составе заключенных в них растительных остатков. Доказывается, что таофлоры ольской, первомайской и мыгдыкитской свит принадлежат к характерной для Северо-Востока СССР аркагайинской стратофлоре, существовавшей в первой половине сеномана, возможно, в конце альба — начале сеномана в течение сравнительно узкого интервала времени (3—4 млн лет) в условиях похолодания климата.

С первых лет геологических исследований Северо-Востока СССР общепризнано, что на Охотско-Колымском водоразделе, в бассейнах рек Армани, Олы и Малтана, самыми молодыми образованиями, входящими в состав Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП), являются кайнотипные оливиновые платобазальты [5, 13]. В 1962 г. по предложению В. В. Закандырина они были названы мыгдыкитской свитой [5, 14]. Эти базальты слагают ряд изолированных полей, представляющих собой в разной степени эродированные вулканоструктуры оседания, связанные с развитием отдельных вулканических центров [4].

Наиболее значительные вулканоструктуры мыгдыкитской свиты известны под названиями Янское ($50 \times 30 \text{ км}^2$), Арманское ($15 \times 10 \text{ км}^2$), Ольское ($25 \times 20 \text{ км}^2$), Хуренджинское ($12 \times 7 \text{ км}^2$) и Гипотетическое ($15 \times 7 \text{ км}^2$) вулканическое плато (рис. 1). Они различаются мощностью и характером строения разрезов вулканических накоплений при довольно однообразном петрографическом составе лав, всегда резко преобладающих над пирокластическими образованиями. Это оливиновые, иногда двупироксеновые высокоглиноземистые базальты и андезитобазальты умеренной и несколько повышенной щелочности. Обычно лавы миндалекаменные, содержат многочисленные конкреции халцедона и жеоды с аметистом, особенно крупные и многочисленные в потоках базальтов нижней части разреза Ольского плато. Максимальную мощность мыгдыкитская свита имеет в Ольской вулканоструктуре — до 800 м,

минимальную в Гипотетической — около 150 м.

Почти повсеместно базальты мыгдыкитской свиты подстилаются пестро окрашенными толщами вулканических накоплений кислого состава, выделенными Г. Н. Чертовских в 1943 г. в ольскую свиту [5, 14]. В строении свиты преобладают игнимбриты и туфы риолитов, трахириолитов и риолитоацитов; постоянно встречаются лавы кислого и умеренно кислого состава, тефроиды, туфопесчаники и туфоконгломераты. Мощность ее колеблется в довольно широких пределах: от 200—300 до 500—800 м.

Для верхней части разреза ольской свиты весьма характерны вулканогенно-осадочные образования. Местами они резко преобладают над вулканитами, и среди них находятся пласты каменных углей до 1 м мощностью. Именно такие угленосные фации ольской свиты в пределах Гипотетического вулканического поля были выделены в 1944 г. В. Г. Алексеевым в первомайскую свиту [4, 5, 14]. Они залегают непосредственно под базальтами мыгдыкитской свиты, имеют мощность несколько десятков метров и площадь распространения около 50 км^2 . Здесь же, в нижней части разреза мыгдыкитской свиты, между базальтовыми потоками прослежено несколько пачек пепловых туфов кислого состава и опоковидных пород, аналогичных тем, которые распространены и среди отложений первомайской свиты. В Ольском вулканическом поле Ю. Г. Кобылянский также отмечал слои туфов кислого состава среди базальтов нижней части разреза мыгдыкитской свиты. Более того, базальты Ольского

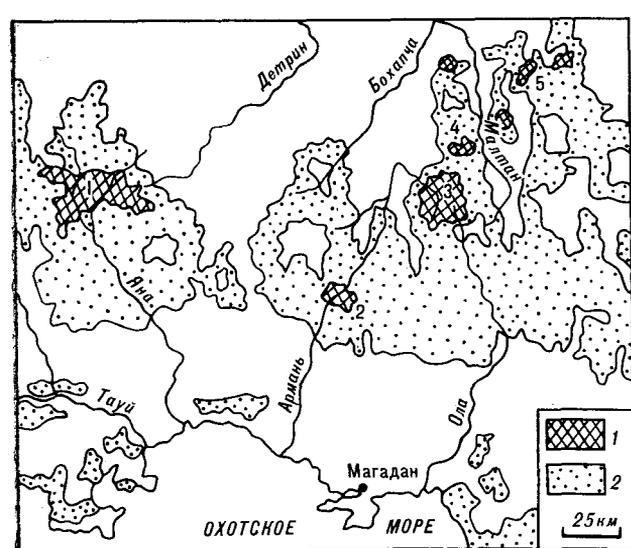


Рис. 1. Платобазальты мыгдыкитской свиты (1) среди вулканических накоплений (2) Примагаданского района Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Вулканические поля: 1 — Янское, 2 — Арманское, 3 — Ольское, 4 — Хуренджинское, 5 — Гипотетическое.

плато секутся крупными дайками риолитов, сходных с лавами кислого состава в разрезе ольской свиты. Таким образом, геологические данные свидетельствуют о том, что на Охотско-Колымском водоразделе между извержениями больших объемов кислого существенно пирокластического материала и излияниями базальтов заключительного этапа развития Охотско-Чукотского вулканогенного пояса существовала тесная пространственно-временная связь.

Первые палеофитологические обоснования возраста первомайской свиты и перекрывающих ее базальтов Гипотетического плато, а также вулкаников ольской свиты в бассейнах рек Армани и Олы (Ольское вулканическое поле) приводятся в работах В. А. Зимина и А. Д. Поповой.

При разведке Первомайского каменноугольного месторождения В. А. Зиминим, а также Н. Ф. Карповым, Н. С. Кучеровым, П. И. Скorpionяковым в 1943—1944 гг. была собрана достаточно представительная коллекция ископаемых растений, определение которых выполнил В. А. Зимин. Согласно его заключению, в отложениях первомайской свиты содержится комплекс растительных остатков сенон-датского, а в опоковидных породах среди базальтов мыгдыкитской свиты — палеогенового возраста.

В 1974 г. А. Д. Попова и Г. Н. Чертовских изучали разрезы вулканических накоплений южной части Ольского плато и сопредельных территорий. Из вулканогенно-осадочных отложений, входящих в состав ольской свиты, было собрано большое количество растительных остатков. По определению А. Д. Поповой, верх-

няя «надвитрофировая» часть ольской свиты содержит флору сенонского (датского?) возраста [10].

Коллекции ископаемой флоры В. А. Зимина из первомайской и мыгдыкитской свит и А. Д. Поповой из ольской свиты, к сожалению, не сохранились. Правильность определения В. А. Зиминим некоторых форм растений, а также возраста первомайской свиты и перекрывающих ее базальтов ставились под сомнение А. Н. Криштофовичем [10].

Часть растительных остатков, собранных летом 1949 г. из отложений первомайской свиты, А. Д. Попова передала на определение А. Н. Криштофовичу; он отнес их к турону — раннему сенону [5]. Позже А. Д. Попова пришла к выводу, что «...по комплексу найденных растительных отпечатков продуктивный горизонт (первомайской свиты — примечание В. Белого) может быть отнесен к турону или к верхам сеномана, а покрывающие их базальты — к датскому ярусу» [10, с. 197]. В статье, посвященной обзору позднемиоценовых флор Восточной Азии, В. А. Вахрамеев обратил внимание на то, что «...флора, обнаруженная среди верхнемиоценовых отложений Первомайского угольного месторождения, близка или одновозрастна аркагаалинской» [3, с. 77], возраст которой тогда считался сенон-туронским.

В 1968 г. в результате определений В. А. Самылиной растительных остатков, собранных Ю. Г. Кобылянским, Г. Г. и А. У. Филипповыми в верхней части разреза ольской свиты в бассейне руч. Жданного, было установлено, что формирование ольской свиты отвечает периоду существования аркагаалинской стратофлоры, т. е. началу позднего мела. На основании этого и отмеченных выше данных о тесной стратиграфической и структурной связи вулканических накоплений ольской и мыгдыкитской свит Ю. Г. Кобылянский предположил, что возраст мыгдыкитской свиты отвечает первой половине позднего мела, что и было отражено в Решении 2-го межведомственного стратиграфического совещания по Северо-Востоку СССР [11].

Летом 1981 г. в бассейне руч. Гипотетического из нескольких пачек вулканогенно-осадочных пород нижней части разреза мыгдыкитской свиты В. Ф. Белым была собрана коллекция растительных остатков, относящихся, по определению В. А. Самылиной, к аркагаалинской стратофлоре [2].

Тем не менее сила традиции оказалась столь значительной, что на Геологических картах Северо-Востока СССР масштаба 1:1 500 000 [6] и 1:5 000 000 [7] и в некоторых работах, посвященных флостратиграфии [9] и тектонике [16] Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, мыгдыкитская свита по-прежнему датируется

палеогеном. Таким образом, вопрос о возрасте базальтов мыгдыкитской свиты, а следовательно, и о времени заключительного этапа формирования ОЧВП на Охотско-Колымском водоразделе не утратил своей актуальности.

Ниже приводятся характеристика опорных разрезов верхней части ольской и нижней части мыгдыкитской свит, исследованных В. Ф. Белым в 1981 г., и результаты изучения заключенных в них растительных остатков. Коллекции ископаемой флоры из ольской (сборы Ю. Г. Кобылянского, Г. Г. и А. У. Филипповых, 1968 г.; В. В. Жерихина, 1978 г.; В. Ф. Белого, 1981 г.) и мыгдыкитской (сборы В. Ф. Белого, 1981 г.) свит, монографически описанные В. А. Самылиной [12], хранятся в Ботаническом институте АН СССР (г. Ленинград) и в геологическом музее ПГО Севостгеология (г. Магадан).

Ольское вулканическое поле, юго-западная часть (рис. 2); руч. Жданый — левобережье верхнего течения р. Армани.

Ольская свита. Пестроцветный комплекс вулканических накоплений ольской свиты мощностью около 400 м залегает либо на андезитах и андезитобазальтах улынской свиты, либо на сложно деформированных терригенных толщах юрского возраста (см. рис. 2, А). В истоках руч. Жданного (см. рис. 2, Б, В) наблюдалась верхняя часть разреза свиты мощностью около 230 м; разрез следующий:

1. Нижняя видимая часть вулканических накоплений сложена пестрыми (оранжевыми, розовыми, светло-зелеными, коричневыми и светло-серыми) фиааме-игнимбридами кислого состава — 50 м.

2. Белесые, светло-зеленые, желтоватые пепловые туфы риолитов, туфопесчаники и туфоалевролиты, местами окремненные — 20 м. В этих отложениях обнаружено несколько захоронений растительных остатков (см. рис. 2, Б): т. 39-1 — средняя часть пачки — *Cladophlebis* cf. *arctica* (Heer) Sew., *Taeniopteris* sp.; т. 41-1 — верхняя часть пачки — *Thallites* sp., *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysht.; т. 39-2 — кровля пачки — *Thallites* sp., *Taeniopteris* sp., *Picea* sp. 1, *Picea* sp. 2, *Larix* sp., *Pityophyllum* ex gr. *staratschunii* (Heer) Nath., *Thuja cretacea* (Heer) Newb., *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysht.

3. Пестроокрашенные кристаллокластические туфы, фиааме-игнимбриды кислого состава, туфопесчаники, окремненные пепловые туфы — 50 м. В средней части разреза (т. 41) отмечаются обильный растительный детрит, крупные обломки окаменелой древесины.

4. Черные фиааме-витроигнимбриды риолитового состава, очень крепкие, образующие четко выраженные на склонах скальные обрывы — 5—8 м.

5. Кристаллокластические туфы и фиааме-игнимбриды кислого состава, туфопесчаники и пепловые туфы — 20—30 м.

6. Невыдержанная по площади пачка сильно углистых туфопесчаников, в которых местами встречаются обломки окаменелых стволов — 5—10 м.

7. Фиолетово-серые плитчатые фиааме-игнимбриды риолитового состава, среди которых отмечаются отдельные пакеты пепловых туфов и туфопесчаников — 30 м.

8. Выше лежит четко выделяющаяся на местности пачка белесых с зеленоватым оттенком и розоватых лапиллиевых и пепловых туфов кислого состава, туфопесчаников и туфогравелитов. Среди них находятся прослои и линзы конгломератов и брекчий. В нижней половине разреза существенно преобладают туфопесчаники, среди которых часто встречаются углистые разности. Общая мощность пачки 50 м.

Таковыми отложениями заканчивается разрез ольской свиты не только в бассейне руч. Жданного, но и на значительном (более 10 км) удалении от него как к северо-северо-западу, так и к востоку-северо-востоку. Повсеместно непосредственно на них лежат базальты мыгдыкитской свиты.

На руч. Жданном в интервале 25—35 м от подошвы базальтов мыгдыкитской свиты в пачке 8 описанного разреза ольской свиты имеется несколько пакетов темно-серых углистых, обычно окремненных, алевролитов, в которых содержится большое количество отпечатков растений хорошей сохранности и раковин пресноводных двустворчатых. В самой нижней части этого интервала (т. 43) собраны — *Cladophlebis septentrionalis* Holl., *Pityocladus pseudolarixoides* Samyl. sp. nov., *Pityophyllum* ex gr. *staratschunii* (Heer) Nath., *Pityostrobus* sp., *Sequoiadendron microphyllum* Samyl. sp. nov., *Cunninghamia orientalis* (Philipp.) Samyl. comb. nov., *Taiwania cretacea* Samyl. sp. nov., *Tollia cunninghamioides* Sveshn. et Budants., *Elatocladus communis* Philipp. Примерно в 140 м к западо-северо-западу (т. 43-2) в средней части интервала развития флористических пакетов обнаружены *Cladophlebis septentrionalis* Holl., *Pityospermum minutum* Samyl sp. nov., *Taiwania cretacea* Samyl. sp. nov., *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysht. Еще в 50 м западнее на всем интервале флороносных пакетов (т. 43-1), собраны *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* Herr, *Pityocladus pseudolarixoides* Samyl. sp. nov., *Pityophyllum* ex gr. *staratschunii* (Heer) Nath., *Sequoiadendron microphyllum* Samyl. sp. nov., *Cunninghamia orientalis* (Philipp.) Samyl. comb. nov., *Thaiwania cretacea* Samyl. sp. nov., *Tollia* cf. *cunninghamioides* Svesh. et Budants., *Elatocladus communis* Philipp., *Cocculus* cf.

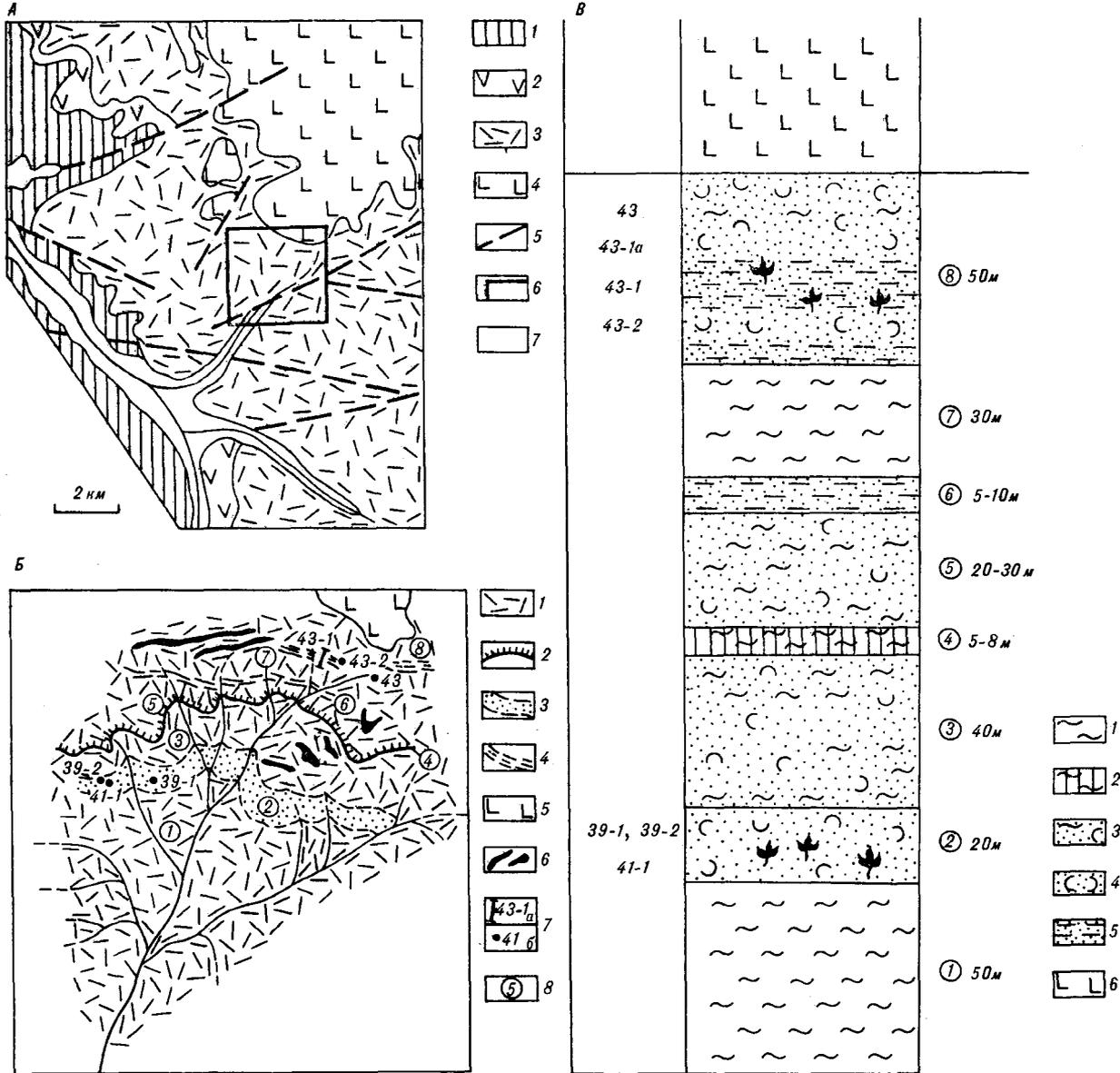


Рис. 2. Юго-западная часть Ольского вулканического поля, левобережье верхнего течения р. Арmani.

А — схема геологического строения левобережной части руч. Сохра: 1 — юрские сложно дислоцированные терригенные образования; 2 — андезиты и андезитобазальты ульинской свиты; 3 — ольская, 4 — мыгдыкитская свиты; 5 — разрывные нарушения; 6 — границы участка, показанного на рис. Б; 7 — четвертичные отложения. Б — истоки руч. Жданного: 1 — игнимбриды и туфы риолитов с небольшим количеством туфопесчаников; 2 — фиамме-витроигнимбриды риолитового состава; 3 — туфопесчаники, туфоалевролиты и туфы; 4 — туфопесчаники, непловые туфы, кремненные и углистые туфопесчаники и туфоалевролиты, гравелиты ольской свиты; 5 — базальты мыгдыкитской свиты; 6 — дайки, штоки, пластовые залежи базальтов; 7 — местонахождение и номер собранных растительных остатков: а — из нескольких пакетов, б — из одного слоя или пакета; 8 — цифры в кружках соответствуют номеру стратиграфического подразделения на колонке В и в тексте. В — верхняя часть разреза ольской свиты: 1 — фиамме-игнимбриды и туфы риолитов; 2 — фиамме-витроигнимбриды риолитового состава; 3 — игнимбриды, туфы, а также туфопесчаники и туфогравелиты; 4 — туфопесчаники, туфоалевролиты и туфы риолитов; 5 — туфопесчаники, непловые туфы, кремненные и углистые туфопесчаники и туфоалевролиты, гравелиты; 6 — базальты мыгдыкитской свиты. Цифры слева — номера местонахождений растительных остатков, показанных на колонке; цифры справа — номера стратиграфических подразделений (в кружках) и их мощности.

extinctus Velen., *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysht.

Здесь же, в отложениях только самого верхнего пакета (т. 43-1А), содержатся *Ginkgo* sp., *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* Heer, *Pityocladus pseudolarixoides* Samyl. sp. nov., *Pityophyllum* ex gr. *staratschii* (Heer) Nath., *Sequoia*

minuta Sveshn., *Cunninghamia orientalis* (Phillip.) Samyl. comb. nov., *Tollia* cf. *cunninghamioides* Sveshn. et Budants., *Libocedrus catenulata* (Bell) Krysht., *Lokima onkilonica* (Krysht.) Samyl. comb. nov.

На участке местонахождений т.т. 43, 43-2, 43-1 Ю. Г. Кобылянским, Г. Г. и А. У. Филип-

повыми в 1968 г. встречены *Cladophlebis septentrionalis* Holl., *Phoenicopsis ex gr. angustifolia* Heer, *Ph. steenstrupii* Sew., *Sequoia parvifolia* Samyl. sp. nov., *Sequoiadendron microphyllum* Samyl. sp. nov., *Cryptomeria cretacea* Samyl. sp. nov., *Cunninghamia orientalis* (Philipp.) Samyl., *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysht.

У северной стороны Ольского плато, в верховье руч. Обещающего (примерно в 20 км севернее руч. Жданного), из вулканогенно-осадочных отложений, завершающих разрез ольской свиты, В. В. Жерехин в 1978 г. собрал большую коллекцию ископаемой флоры *Thalites* sp., *Equisetites* sp. 1, *Equisetites* sp. 2, *Cladophlebis cf. arctica* (Heer) Sew., *C. septentrionalis* Holl., *Lobifolia* sp. 1, *Lobifolia* sp. 2, *Sphenopteris* sp., *Taeniopteris* sp., *Ginkgo* sp., *Phoenicopsis ex gr. angustifolia* Heer, *Ph. steenstrupii* Sew., *Cephalotaxus borealis* Samyl. sp. nov., *C. aff. microphylla* Sveshn. et Budants., *Taxites ex gr. intermedius* (Holl) Samyl., *Abies* sp., *Picea* sp. 1., *Picea* sp. 2., *Larix* sp., *Cedrus* sp., *Pinus* sp. 1., *Pinus* sp. 2., *Pityocladus pseudolarixoides* Samyl. sp. nov., *Pityophyllum ex gr. nordenskioldii* (Heer) Nath., *P. ex gr. staratschirii* (Heer) Nath., *Pityospermum minutum* Samyl. sp. nov., *P. parvulum* Samyl. sp. nov., *P. piniformis* Samyl. sp. nov., *P. semiovale* Samyl. sp. nov., *Pityospermum* sp., *Pitvostrobus* sp., *Sequoia minuta* Sveshn., *S. parvifolia* Samyl. sp. nov., *Sequoiadendron microphyllum* Samyl. sp. nov., *Cryptomeria cretacea* Samyl. sp. nov., *Cunninghamia orientalis* (Philipp.) Samyl. comb. nov., *Taiwania cretacea* Samyl. sp. nov., *Tollia cf. cunninghamioides* Sveshn. et Budants., *Libocedrus catenulata* (Bell) Krysht., *Thuja cretacea* (Heer) (Newb.), *Thuja* sp., *Elatocladus communis* Philipp., *Cocculus cf. extinctus* Velen., *Cercidiphyllum* Samyl. sp. nov., *Cissites cf. microphyllus* Budants., *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysht., *Dicotylophyllum* sp., *Lokyma onkilonica* (Krysht.) Samyl. comb. nov.

Совместно с отпечатками растений на ручьях Жданном и Обещающем обнаружены многочисленные остатки энтомофауны — стрекоз, поденок, таракановых, термитов, прямокрылых, сенокосов, трипсов, полужесткокрылых, сетчатокрылых, верблюдов, вислоккрылых, жуков, скорпионниц, бабочек, двукрылых, перепончатокрылых и ручейников (*Folindusia malefica* Suk.).

Гипотетическое вулканическое поле, юго-западная часть (рис. 3); Северная и Южная базальтовые сопки на водоразделе ручьев Ерничного (лев. притока руч. Гипотетического) и Лесистого — район Первомайского угольного месторождения.

Ольская свита в рассматриваемом районе сложена кристалло- и порфиро-кlastическими игнимбритами риолитового состава мощностью до

100 м, которые перекрывают с резким угловым несогласием сложно дислоцированные отложения юрского и триасового возраста.

Первомайская свита залегает на игнимбритах ольской свиты и в отдельных местах — на юрских отложениях. Это конгломераты, состоящие почти исключительно из галек подстилающих игнимбритов, гравелиты, разнородные песчаники с прослоями аргиллитов, пепловые туфы кислого состава, опоковидные породы и угли, образующие пласты мощностью не более 1 м. Максимальная мощность отложений первомайской свиты оценивается разными исследователями от 120 (В. Г. Алексеев) до 50 м (Г. Н. Чертовских). Пять образцов и несколько фотографий ископаемых растений, собранных А. Д. Поповой из отложений первомайской свиты, которые хранились в музее ВСЕГЕИ, были переданы в 1978 г. В. А. Самылиной. По этим материалам определены: *Osmunda* sp., *Pityophyllum ex gr. staratschirii* (Heer) Nath., *Metasequoia asiatica* Samyl. sp. nov., *Cunninghamia* sp., *Dicotylophyllum asymmetricum* Samyl. sp. nov., *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysht., *Lokima onkilonica* (Krysht.) Samyl. comb. nov.

По нашим наблюдениям, нижняя, большая по мощности, часть первомайской свиты сложена преимущественно конгломератами, гравелитами, туфопесчаниками, а также аргиллитами, опоковидными породами и пепловыми туфами; к ней приурочены угольные пласты. Верхняя часть разреза свиты — это достаточно выдержанная по площади пачка пепловых туфов, опоковидных пород и туфопесчаников мощностью 2—10 м, которая повсеместно (в пределах юго-западной части Гипотетического вулканического поля) подстилает базальты мыгдыкитской свиты.

В отложениях верхней части разреза первомайской свиты (см. рис. 3) постоянно встречаются фрагменты папоротников, хвойных и покрытосеменных: т. 20 — *Pityophyllum ex gr. staratschirii* (Heer) Nath.; т. 23-2 — *Cladophlebis septentrionalis* Holl., *Cunninghamia orientalis* (Philipp.) Samyl. comb. nov., *Lokyma onkilonica* (Krysht.) Samyl. comb. nov.; т. 27-2 — *Pityophyllum ex gr. staratschirii* (Heer) Nath., *Metasequoia ex gr. occidentalis* (Newb.) Chaney, *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysht. Совместно с отпечатками растений находятся остатки энтомофауны равнокрылых, жесткокрылых, таракановых, ручейников (*Folindusia malefica* Suk.).

Из нескольких проб песчаников и углистых алевролитов, отобранных из отложений нижней части разреза первомайской свиты, только в одной (обр. 22а) обнаружены редкие микрофоссилии. По определению Б. В. Белой (ЦЛ СВПО), «...в спорово-пыльцевом спектре ведущую роль играют пыльца голосеменных (61,7%) и споры папоротникообразных

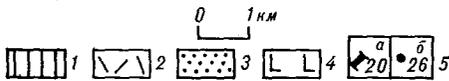
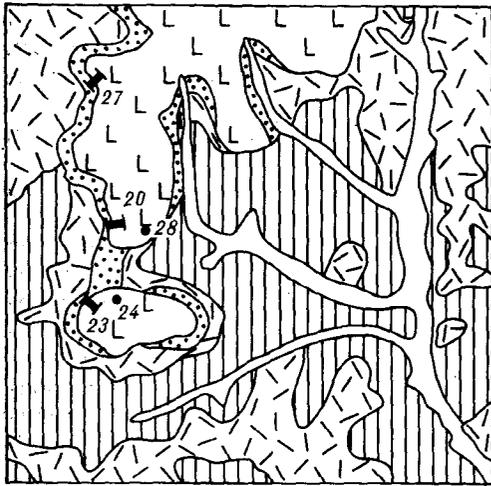
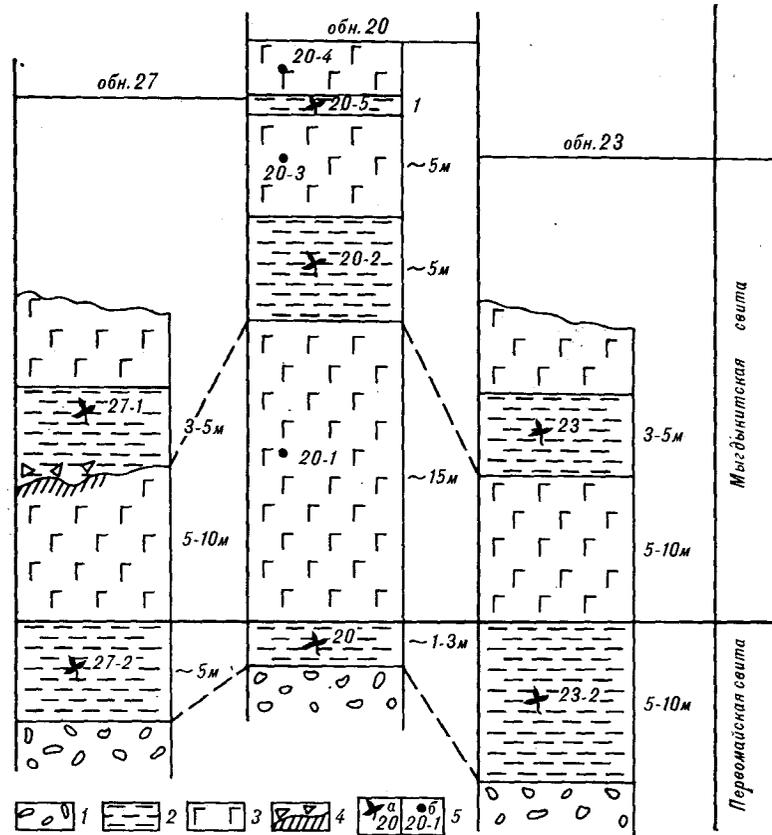


Рис. 3. Юго-западная часть Гипотетического вулканического поля.

А — схема геологического строения района Первомайского угольного месторождения: 1 — триасовые и юрские сложно дисципрованные образования; 2 — игнимбриты и туфы риолитов ольской свиты; 3 — осадочные и вулканосадочные образования первомайской свиты; 4 — мыдыкитская свита; 5а — местонахождение разрезов, показанных на рис. Б, 5б — отдельные точки наблюдений. Б — разрезы верхней части первомайской и нижней части мыдыкитской свит: 1 — конгломераты, гравелиты, песчаники; 2 — пепловые туфы кислого состава; опоквидные породы, туфопесчаники, местами с конгломератами и конгломерато-брекчиями; 3 — базальты; 4 — сильно пузыристые миндалекаменные базальты верхней части лавового потока и их обломки среди песчаников и пепловых туфов кислого состава; 5 — местонахождения: а — растительных остатков, б — образцов для силикатного анализа.



(35,0%); резко подчиненное значение имеет пыльца покрытосеменных (3,3%). Среди голосеменных резко преобладают представители семейства Pinaceae — главным образом роды Pinus и Picea (54,3%); присутствуют Cedrus sp. (2,1%), Abies sp. (1,8%), Larix sp. (0,6%), Taxodiaceae (2,7%). В небольшом количестве встречаются характерные представители мезофитных флор — Podocarpus sp., Dacrydium sp. (2,1), Ginkgo sp. (1,5%) и единичные зерна Cycadaceae, Padozamites sp., Brachyphyllum sp.

В группе споровых наиболее широко распространены папоротники Polypodiaceae (11,6%), а также Adiantum sp. (2,7%), Sphagnum sp. (6,2%), Osmundaceae (3,8%), Licopodiaceae (3,5%) и Gleicheniaceae (3,3%); встречаются единичные зерна Cyatheaceae, Selaginella untriculosa Krasn., Selaginella sp., Lygodium spp. (гладкий и бургорчатый), Ophioclyssum sp., Leitotrites subtiles Bolch.

Спектр чрезвычайно беден покрытосеменными — это в основном находки пыльцы типа Betula и Myrica, а также неопределенные (трехбороздные и трехбороздно-поровые) Angiosper-

мае. Особого внимания заслуживают единичные находки пыльцы Integricarpus sp. (0,6%) и Parviprojectus sp. (0,9%)».

Мыдыкитская свита. Нижняя граница мыдыкитской свиты проводится по подошве базальтового потока, четко прослеженного на западных склонах Северной и Южной сопки (см. рис. 3). Разрез видимой части свиты в этом районе следующий:

1. Оливин-пироксеновые базальты, преимущественно массивные, со столбчатой отдельностью 5—15 м. Местами в кровле отмечаются пузыристые и шлакоподобные миндалекаменные разности.

2. Пачка тонкослоистых пепловых туфов, туфопесчаников и опоквидных пород 3—5 м. Иногда в нижней части разреза встречается мелкогалечные конгломераты и конгломератобрекчии, сложенные обломками вулканитов кислого состава. В этих отложениях повсеместно наблюдаются остатки растений и насекомых. Наиболее значительные сборы получены в т. 20-2 — Equisetis sp. 1, Asplenium sp., Cladophlebis sp., Phoenicopsis ex gr. angustifolia

Heer, *Cephalotaxus microphylla* Sveshn. et Budants., *Taxites* ex gr. *intermedius* (Holl.) Samyl., *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath.. P. ex gr. *staratschunii* (Heer) Nath., *Pityospermum parvulum* Samyl. sp. nov., *Sequoia minuta* Sveshn., *Metasequoia asiatica* Samyl. sp. nov., *Cunninghamia orientalis* (Philipp.) Samyl., *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysht., *Lokima onkilomica* (Krysht.) Samyl. comb. nov.; т. 23 — *Asplenium* sp., *Cladophlebis septentrionalis* Holi, *Cryptomeria cretacea* Samyl sp. nov., *Araucarites microphyllus* Sveshn., *Pityospermum parvulum* Samyl. sp. nov.; т. 24 — *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* Heer, *Pityophyllum* ex gr. *staratschunii* (Heer) Nath., *Sequoia minuta* Sveshn., *Carpolites* sp.; т. 28 — *Equisetites* sp. 2, *Asplenium* sp., *Cladophlebis* aff. *microphylla* Sveshn. et Budants., *Pityophyllum* ex gr. *staratschunii* (Heer) Nath., *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysht. Во всех местонахождениях присутствуют также остатки насекомых — прямокрылых, жесткокрылых, таракановых, стрекоз, ручейников (*Folindusia malefica* Suk.)

3. Оливин-пироксеновые базальты массивные и слабо пузыристые (миндалекаменные) — до 5 м.

4. Тонкослоистые туфопесчаники, опокovidные породы, пепловые туфы — 1 м (т. 20-5 — *Picea* sp. 2, *Pityophyllum* ex gr. *staratschunii* (Heer) Nath.).

5. Массивные и плитчатые оливин-пироксеновые базальты видимой мощностью около 3 м.

Осадочные породы, слагающие верхнюю часть разреза первомайской свиты, и те, что залегают среди базальтов мыгдыкитской свиты, очень сходны между собой. Опокovidные породы и пепловые туфы сложены мелкими плохо сортированными обломками вулканического стекла, а также кварца, плагиоклаза, биотита, углестокого вещества. Поэтому существовало мнение, что все они относятся к первомайской свите, а базальты (1 и 3 — горизонты описанного разреза) являются пластовыми залежами, т. е. могут быть существенно моложе вмещающих осадочных пород. Для однозначного решения этого вопроса были проведены тщательные исследования строения базальтовых тел и их соотношений с осадочными породами.

В наиболее хорошо вскрытых базальтах нижнего горизонта, в кровле (обнажение 27) на протяжении нескольких десятков метров наблюдались сильно пузыристые миндалекаменные разности мощностью до 0,5 м. Переход их к массивным базальтам постепенный; цвет миндалекаменных пород здесь темно-серый, а миндалины сложены халцедоном. В направлении к кровле базальты приобретают коричнево-серый и желтовато-белесый цвет (обесцвечиваются); резко увеличивается пузыристость, что приводит к образованию шлаковых разностей. Последние разбиты большим количеством

трещин, заполненных белым псаммитовым материалом, аналогичным перекрывающим их песчаникам. «Миндалины» здесь также нередко сложены мелкообломочным псаммитовым материалом и белым кремнистым веществом, проникавшими, по-видимому, по тонким трещинам.

В основании залегающих выше песчаников, на расстоянии до 30 см от подошвы встречаются остроугольные обломки обесцвеченного базальтового шлака размером до 15 см.

Эти данные однозначно свидетельствуют о том, что базальты нижнего горизонта являются лавовым потоком, который излился в небольшое, по-видимому, мелкое озеро, непосредственно на отложения первомайской свиты. Впоследствии озерный бассейн, вероятно, восстановился, на что указывают отложения горизонта 2 описанного выше разреза мыгдыкитской свиты. Можно полагать, что после излияния базальтов горизонта 3 здесь еще раз образовался небольшой озерный водоем (горизонт 4), который был полностью уничтожен последующими извержениями.

Тафофлоры и палеогеографические условия их формирования. Систематический состав тафофлор из ольской, первомайской и мыгдыкитской свит отражен в таблице. Наиболее представительной является ольская тафофлора (48 видов), наименее полно представлена первомайская тафофлора (10 видов). Из известных в настоящее время палеофлор раннего кайнофита обсуждаемые тафофлоры наиболее близки тафофлоре из аркагалинской свиты Аркагалинской угленосной площади. Из 48 видов ольской тафофлоры 34 являются общими с аркагалинской тафофлорой. Из 20 видов мыгдыкитской тафофлоры общими с аркагалинской являются 17, из 10 видов первомайской тафофлоры — 9. Кроме совпадения видового состава, ярким свидетельством однотипности этих флор является доминирование хвойных. Остальные группы растений по количеству видов занимают подчиненное положение. Все это свидетельствует о том, что аркагалинская, ольская, первомайская и мыгдыкитская тафофлоры принадлежат к единому этапу развития раннекайнофитовой флоры северо-востока Азии. Совокупность флор, характерных для этого этапа, В. А. Самылина [12] рассматривает в качестве аркагалинской стратофлоры. Кроме уже упомянутых выше, проявлением аркагалинской стратофлоры является тафофлоры из леурваамской толщи в среднем течении р. Амгуэмы и шайбовеямской толщи в бассейне р. Пенжины, а также усть-амкинский и гырбыканский флористические комплексы, выделенные Е. Л. Лебедевым [9] в Ульяновском прогибе из средней части ульянской серии.

По данным В. А. Самылиной, аркагалинская

Список растений из отложений ольской, первомайской и мыгдыкитской свит (определения В. А. Самылиной)

Название растений	Свита		
	Ольская	Первомайская	Мыгдыкитская
1	2	3	4
Thallites sp.	+		
Equisetites sp. 1 *	+		
Equisetites sp. 2	+		
Osmunda sp. *		+	
Asplenium sp. *			+
Cladophlebis cf. arctica (Heer) Sew.	+		
C. septentrionalis Holl. *	+	+	+
Cladophlebis sp.			+
Lobifolia sp. 1	+		
Lobifolia sp. 2	+		
Sphenopteris sp. *	+		
Taeniopteris sp.	+		
Ginkgo sp.	+		
Phoenicopsis ex gr. angustifolia Heer *	+		+
Phoenicopsis steenstrupii Sew. *	+		
Araucarites microphylla Sveshn. *			+
Cephalotaxus borealis Samyl. sp. nov. *	+		
C. aff. microphylla Sveshn. et Budants. *	+		+
Taxites ex gr. intermedius (Holl.) Samyl. *	+		+
Abies sp. *	+		
Picea sp. 1 *	+		
Picea sp. 2 *			+
Larix sp.	+		
Cedrus sp. *	+		
Pinus sp. 1 *	+		
Pinus sp. 2	+		
Pityocladus pseudolarixoides Samyl. sp. nov. *	+		
Pityophyllum ex gr. nordenskioldii (Heer) Nath.	+		+
P. ex gr. staratschinii (Heer) Nath. *	+	+	+
Pityospermum minutum Samyl. sp. nov. *	+		
P. parvulum Samyl. sp. nov. *	+		+
P. piniformis Samyl. sp. nov. *	+		
P. semiovale Samyl. sp. nov. *	+		
Pityospermum sp. *	+		
Pityostrobus sp. *	+		
Sequoia minuta Sveshn. *	+		+
S. parvifolia Samyl. sp. nov. *	+		
Sequoiadendron microphyllum Samyl. sp. nov. *	+		
Metasequoia asiatica Samyl. sp. nov. *		+	+
M. ex gr. occidentalis (Newb.) Chaney *		+	+
Cryptomeria cretacea Samyl. sp. nov. *	+		+
Cunninghamia orientalis (Philipp.) Samyl. comb. nov. *	+	+	+
Cunninghamia sp.		+	
Taiwania cretacea Samyl. sp. nov. *	+		
Tollia cf. cunninghamioides Sveshn. et Budants.	+		
Libocedrus catenulata (Bell) Krysh. *	+		
Thuja cretacea (Heer) Newb. *	+		+
Thuja sp.	+		
Elatocladus communis Philipp. *	+		
Cocculus cf. extinctus Velen.	+		
Cercidiphyllum Samyl. sp. nov.	+		
Cissites cf. microphyllus Budants.	+		
Quereuxia angulata (Newb.) Krysh. *	+	+	+

1	2	3	4
Dicotylophyllum asymmetricum Samyl. sp. nov. *		+	
Dicotylophyllum sp.	+		
Lokyma onkilonica (Krysh. et Samyl.) comb. nov. *	+	+	+
Carpolithes sp.			+

* Данное растение присутствует и в аркагалинской свите.

тафофлора включает в себя около 90 видов растений и является наиболее полным и представительным проявлением флоры этого стратиграфического уровня. Таким образом, обсуждаемые здесь ольская, а особенно первомайская и мыгдыкитская тафофлоры представляют собой обедненный вариант палеофлоры аркагалинского типа. Нам представляется, что в значительной степени это обеднение обусловлено различием палеогеографической обстановки, которое отразилось как на разнообразии самих растительных сообществ, так и на условиях их захоронения.

Действительно, в конце раннего — начале позднего мела на обширной территории Северо-Востока СССР сформировались три крупных физико-географических района, достаточно четко соответствовавших трем важнейшим геотектоническим структурам — Верхояно-Чукотским мезозоидам, ОЧВП и Корякско-Камчатской геосинклинальной области. Осевое положение в общей морфоструктуре региона занимал ОЧВП — зона активного субаэрального вулканизма, представлявшая собой, по-видимому, в разной степени расчлененное вулканическое нагорье. К северо-западу от него располагалась низменная континентальная равнина Верхояно-Чукотских мезозойд, а непосредственно к юго-востоку и югу — мелководное море с островами и небольшими прибрежно-равнинными участками суши окраинной части Корякско-Камчатской геосинклинальной области.

Строение разрезов, условия залегания игнимбритов ольской и базальтов мыгдыкитской свит свидетельствуют о том, что вулканические плато были характернейшим элементом рельефа ОЧВП на заключительном этапе его развития. В относительных понижениях плато, особенно на периферии крупных покровов игнимбритов и базальтовых потоков, эпизодически возникали мелководные озера и накапливались вулканогенно-осадочные отложения. Наиболее широкое распространение они имели в период смены кислого вулканизма базальтовым.

Сколько-нибудь надежные данные для оценки возможного среднего превышения вулканических плато над равниной Верхояно-Чукотской области отсутствуют. Однако сам по себе факт

существования близких по систематическому составу флористических комплексов в угленосных отложениях аркагаалинской свиты и в вулканогенно-осадочных образованиях ольской и мыгдыкитской свит указывает на то, что перепад средних гипсометрических уровней плато ОЧВП и Верхояно-Чукотской равнины не был очень большим.

Вместе с тем определенные различия в составе флоры двух сравниваемых физико-географических районов все же удаётся наметить. Как уже отмечалось, во всех сравниваемых тафофлорах доминируют хвойные. Но если в аркагаалинской тафофлоре хвойные составляют около 50%, то в ольской и мыгдыкитской тафофлорах их более 50% (соответственно 62 и 58%). Одновременно при этом наблюдается сокращение участия покрытосеменных, гинкговых и чекановских; в мыгдыкитской свите гинкговые вообще не встречены, а покрытосеменные представлены только листьями *Queceuxia angulata*. Количество папоротников в обсуждаемых тафофлорах примерно одинаково. Во всех изученных тафофлорах присутствуют представители рода *Phoenicopsis* (чекановские), но распространенность этого растения неодинакова: в аркагаалинской свите листья *Phoenicopsis* обильны, в отложениях ольской свиты уже не так многочисленны, а в отложениях мыгдыкитской свиты — единичны. Как уже отмечалось выше, о доминировании хвойных во флоре свидетельствуют и данные спорово-пыльцевого анализа, хотя они, к сожалению, получены по единственной пробе из отложений первомайской свиты.

Следовательно, можно констатировать, что во время образования ольской и мыгдыкитской свит горные склоны и вулканические плато были покрыты хвойными лесами (преимущественно из представителей сосновых, таксодиевых и кипарисовых) с редкой примесью гинкговых, чекановских (*Phoenicopsis*) и покрытосеменных. В то же время основным типом растительности на равнинах, а возможно и в межгорных впадинах, были хвойно-феникопсовые леса с участием гинкговых и покрытосеменных. Сильно увлажненные открытые участки были заняты чистыми зарослями хвощевых или папоротников. Повсеместно, и на равнинах, и в межгорных впадинах, и на вулканических плато — широко распространенным растением неглубоких водоемов была *Queceuxia angulata*.

Таким образом, аркагаалинская тафофлора, происходящая из озерных и речных фаций угленосных отложений, отражает растительность обширного, однообразного по рельефу, заболоченного пространства с благоприятными условиями для захоронения растительных остатков. Ольская и мыгдыкитская тафофлоры являются

отражением растительности возвышенных мест обитания, где условия для захоронения растительных остатков были ограничены, возникая лишь эпизодически и на небольших площадях.

Основные выводы. Исходя из современных данных о возрасте некоторых тафофлор в меловой сукцессии палеофлор Северо-Востока СССР, время существования аркагаалинской стратофлоры ограничивается ранним сеноманом [12]. Нельзя, однако, исключать, что при получении новых данных ее нижняя возрастная граница определится поздним альбом. Продолжительность существования аркагаалинской стратофлоры была, по-видимому, относительно короткой — 3—4 млн лет, а резкое преобладание в ее составе хвойных достаточно определенно указывает на то, что это был период похолодания климата. Есть данные, что в позднем альбе похолодание охватило обширные области Евразии и Северной Америки [8]. Причины его не вполне ясны, однако нельзя исключать, что одной (может быть, не главной) из них были интенсивные извержения кислого пирокластического материала в ОЧВП.

Вывод о раннесеноманском (или позднеальбом-раннесеноманском) возрасте аркагаалинской стратофлоры подтверждается данными по энтомофауне, обнаруженной совместно с растительными остатками. По заключению И. Д. Сукачевой [15], *Folindusia malefica* Suk., широко распространенная в отложениях ольской и мыгдыкитской свит, характерна для альб-сеноманских образований Ульинского прогиба.

В настоящее время нет достаточно представительных палинологических данных о возрасте рассматриваемых вулканогенных образований. В единственной исследованной пробе из первомайской свиты наполнение микрофоссилиями оказалось весьма слабым. Состав и общий облик подавляющей части палиноспектра дают основание параллелизовать его с сеноманскими спорово-пыльцевыми комплексами Северо-Востока СССР. Однако, как отмечает в своем заключении Б. В. Белая, единичные находки пыльцы *Parviprojectus* sp. и *Integricorpus* sp. не позволяют сейчас делать однозначный вывод о возрасте, поскольку указанные формы не известны пока в отложениях более молодых, чем сеном. Вопрос этот требует специальных исследований. Мы полагаем, что вся совокупность данных свидетельствует о вероятности появления единичных представителей отмеченных «молодых» форм уже в начале позднего мела.

Таким образом, заключительный этап формирования ОЧВП (ольской и мыгдыкитской свит) в бассейнах рек Армани, Олы и Малта отвечает времени существования аркагаалинской стратофлоры. Достаточно хорошо согласующиеся между собой палеофитологические и палеоэнтомологические данные указывают на

то, что произошло это, скорее всего, в раннем сеномане. Игнорирование этого факта при геологическом картировании и составлении мелко-

масштабных геологических карт, при металло-генических и других специальных исследованиях должно быть признано недопустимым.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Белый В. Ф.* Стратиграфия и структура Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— М.: Наука, 1977.
2. *Белый В. Ф.* К проблеме возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— Тихоокеанская геол., 1982, № 3.
3. *Вахрамеев В. А.* Позднемеловые флоры Тихоокеанского побережья СССР, особенности их состава и стратиграфическое положение.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 3.
4. *Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР.* Т. 10./Под ред. Г. Г. Попова.— М.: Гос. научно-техническое изд. литературы по геологии и охране недр, 1962.
5. *Геология СССР.* Т. XXX. Кн. 1./Под ред. И. Е. Драбкина.— М.: Недра, 1970.
6. *Геологическая карта Северо-Востока СССР м-ба 1 : 1 500 000*/Под ред. М. Е. Городинского.— Л.: Ленкартфабрика ВСЕГЕИ, 1982.
7. *Геологическая карта Северо-Востока СССР м-ба 1 : 5 000 000*/Под ред. М. Е. Городинского.— Магадан: ГИП СВПГО, 1985.
8. *Лебедев Е. Л.* Вулканизм и климат мелового периода.— Сов. геол., 1982, № 4.
9. *Лебедев Е. Л.* Развитие меловых флор северо-Востока Азии и фито-стратиграфия Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Автореф. докт. дис.— М.: ГИН, 1983.
10. *Попова А. Д.* Палеоботаническое обоснование стратиграфии верхнемеловых отложений северо-востока Азии (по материалам А. Н. Криптофвича и работам геологов Колымы).— В кн.: Труды III сессии Всес. палеонтол. об-ва. М., 1959.
11. *Решения 2-го межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР (стратиграфические схемы).* Меловая система, табл. 14.— Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1978.
12. *Самылина В. А.* Раннемеловые флоры Северо-Востока СССР.— М.: Наука, 1974.
13. *Сперанская И. М.* Кайнозойская формация плато-базальтов северного побережья Охотского моря.— Геол. и геофиз., 1962, № 2.
14. *Стратиграфический словарь СССР.* Триас, юра, мел./Под ред. В. Н. Верещагина.— Л.: Недра, 1979.
15. *Сукачева И. Д.* Историческое развитие отряда ручейников.— Тр. ПИН АН СССР, 1982, т. 197.
16. *Филагова Н. И.* Позднемезозойские-раннекайнозойские вулканогенные пояса и их тектоническое положение в зоне перехода континент — океан. Автореф. докт. дис.— М.: Полиграф. объединение «Печатник», 1984.

СВКНИИ ДВНЦ АН СССР
Магадан

Поступила в редакцию
3 марта 1986 г.

УДК 550.83.053(571.6)

Л. И. Бранский

ПОСТРОЕНИЕ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГРАВИТАЦИОННОЙ МОДЕЛИ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Предлагается новый методологический подход при построении региональных гравитационных моделей земной коры. Введено представление об уровне приведения расчетного поля модели к исходному, разработана методика увязки разобщенных в пространстве двумерных гравитационных моделей по их уровням приведения. Показано, что концептуальная плотностная модель земной коры может быть представлена в виде ансамбля триад слоистых блоков. При этом крайние блоки триады аппроксимируют боковое влияние

разреза на центральный, для которого вычисляется аномальное поле. Создан экспресс-метод решения прямой задачи гравиметрии для триады слоистых блоков с градиентным изменением плотности по вертикали.

Применимость методики иллюстрируется на примере построения региональной гравитационной модели земной коры юга Дальнего Востока. Приведена схема распределения плотностных неоднородностей коры и верхней мантии Сихотэ-Алинской складчатой системы.

СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

По существующим представлениям [5, 6], гравитационные модели классифицируются на планетарные, региональные и локальные.

По мнению М. А. Алексидзе [1], при построении локальных моделей должен соблюдаться принцип преемственности, т. е. они должны конструироваться на базе региональных моделей, которые, в свою очередь, должны исходить из планетарной.

При принципиальной бесспорности такого подхода техническое выполнение построений осложнено рядом обстоятельств и прежде всего отсутствием необходимой определенности в знании параметров нормальной плотностной модели Земли. Особенно это относится к регионам зоны сочленения континента с океаном, где требуется согласовать нормальные модели континента и океана.

Исторически сложилась ситуация, когда в первую очередь были построены локальные гравитационные модели — разрезы по отдельным геотраверсам, причем независимо друг от друга. В этом случае гравитационные модели различаются постоянными составляющими поля силы тяжести.

В настоящее время назрела задача увязать такие модели между собой по уровню гравитационного поля. Как это сделать? Один путь — это, как уже говорилось, создать логическую цепь — планетарная модель, региональная, локальная, т. е. выполнить все построения заново. Существует, по нашему мнению, и другой подход, который позволяет воспользоваться

уже построенными локальными моделями, изменив их таким образом, чтобы они оказались увязанными по уровню гравитационного поля.

Введем необходимые определения. Гравитационная модель — это такая плотностная модель, расчетное поле которой с точностью до постоянной составляющей адекватно исходному полю силы тяжести.

Предположим, что имеет место система разобщенных по площади геотраверсов и соответственно двумерных гравитационных моделей по ним.

Поставлена задача изменить плотностные модели таким образом, чтобы постоянные составляющие всех гравитационных моделей оказались одинаковыми и равными заданному значению поля силы тяжести. После выполнения такой операции все модели будут приведены к единому уровню абсолютного гравитационного поля, т. е. нулю исходного поля будет соответствовать одно и то же значение расчетного поля для всех моделей. Соответственно это значение и будет той постоянной величиной, на которую различаются исходные и расчетные поля наших моделей.

Таким образом, будем называть уровнем приведения расчетного поля модели к исходному (коротко — уровень приведения) такое расчетное поле силы тяжести, которое соответствует нулю исходного.

Уровень локальных гравитационных моделей по уровню приведения означает изменить их таким образом, чтобы уровни их приведения оказались одинаковыми и равными заданному значению.

В течение ряда последних лет нами выполнено построение локальных гравитационных моделей для всех геотраверсов ГСЗ и МОВЗ юга Дальнего Востока. Некоторые результаты этих исследований опубликованы [3, 4].

Анализ полученных гравитационных моделей показал, что их уровни приведения отличаются друг от друга на величины до 50 мГл. При построении площадных распределений аномальных плотностей земной коры такие несоответствия, несомненно, должны быть учтены.

В данной статье мы обсудим принципиальный подход к проблеме увязки локальных моделей по уровню приведения. Поэтому здесь будем касаться вопроса этой увязки только на уровне так называемых концептуальных моделей. Концептуальная плотностная модель земной коры — это по возможности наиболее общая (но не противоречащая априорной информации) гипотеза о плотностной модели.

С позиции концепции слоисто-блоковой структуры земной коры концептуальная гравитационная модель представляет собой минимально возможное (с точки зрения априорной информации) число слоистых блоков, расчетное поле силы тяжести которых объясняет основной тренд исходного поля силы тяжести, т. е. его региональную составляющую.

ТЕОРИЯ ПОСТРОЕНИЯ КОНЦЕПТУАЛЬНЫХ СЛОИСТО-БЛОКОВЫХ ГРАВИТАЦИОННЫХ МОДЕЛЕЙ

Рассмотрим следующее выражение:

$$S = \frac{\pi f \sigma (H - h) - f \sigma \left[\pi (H - h) + 2h \operatorname{arctg} \frac{x}{h} - \right]}{\pi f \sigma (H - h)} \rightarrow$$

$$\rightarrow \frac{2H \operatorname{arctg} \frac{x}{H} - x \ln \frac{x^2 + H^2}{x^2 + h_2^2}}{\quad}, \quad (1)$$

где f — гравитационная постоянная, $\sigma = \text{const}$ — плотность, h — глубина до верхней кромки плоскопараллельного слоя, H — глубина до его нижней кромки.

В числителе показана разность значений поля силы тяжести в точке над границей прямоугольной ступени, взятой за начало координат, и в любой точке с абсциссой x . Таким образом, коэффициент S — означает отношение этой разницы к значению поля в начале координат.

Сделаем подстановку в выражение (1): $U = \frac{x}{H}$, $V = \frac{h}{H}$. Тогда

$$S = \frac{2}{1-V} \operatorname{rctg} U - \frac{2V}{1-V} \operatorname{arctg} \frac{U}{V} +$$

$$+ \frac{U}{1-V} \ln \frac{U^2 + 1}{U^2 + V^2}. \quad (2)$$

Из выражения (1) следует, что для плоскопараллельного слоя поле силы тяжести в любой точке может быть записано в виде

$$\Delta g_{x>0} = 2\pi f \Delta \sigma (H - h) \frac{1 \mp S}{2}, \quad (3)$$

где $\Delta \sigma$ — избыточная плотность.

С учетом формулы (3) легко получить выражение аномалии поля силы тяжести над осью двумерной вертикальной прямоугольной призмы (как разность двух ступеней)

$$\Delta g = 2\pi f \Delta \sigma (H - h) S. \quad (4)$$

Таким образом, S — коэффициент формы, позволяющий рассчитывать аномальное поле над призмой по формуле для плоскопараллельного слоя. Для определения коэффициента формы S по формуле (2) построена номограмма (рис. 1).

Оказалось возможным определять коэффициент формы S_g для случая, когда $\sigma \neq \text{const}$, а $\sigma = (\sigma_0 + Kz)$, т. е. для линейного изменения плотности с глубиной (K — вертикальный градиент плотности, σ_0 — плотность на верхней кромке призмы).

Мы не будем в данной статье приводить громоздкое выражение поля Δg для ступени при градиентном распределении плотности по вертикали [9]. После преобразований, аналогичных ранее приведенным, было установлено, что

$$S_g = \frac{\Delta \sigma'_0}{\Delta \sigma_{\text{св}}} S + \frac{KH}{\pi \Delta \sigma_{\text{св}}} \Delta S, \quad (5)$$

где $\Delta S = \frac{1+U^2}{1-V} \operatorname{arctg} U - \frac{V^2+U^2}{1-V} \operatorname{arctg} \frac{U}{V} + U$, $\Delta \sigma'_0$ — избыточная плотность на верхней кромке призмы, приведенная к дневной поверхности, $\Delta \sigma_{\text{св}}$ — средневзвешенная избыточная плотность.

Для определения ΔS также имеется номограмма (рис. 2).

Возвращаясь к идее построения концептуальной гравитационной модели, можно отметить, что теперь для любого одиночного блока земной коры с постоянной или изменяющейся линейно плотностью мы можем рассчитать аномалию Δg над его центром, т. е. получить очень важную характеристику регионального фона.

Концептуальная модель состоит не из одного блока, а из их ансамбля, в связи с чем аномалия над каждым из них «искажена» влиянием всех остальных. Можно показать, что в случае, когда ширина блоков земной коры по крайней мере в 2 раза больше их вертикальной мощности, аномальный эффект над блоком с точностью до 5% определяется гравитационным влиянием только двух смежных блоков.

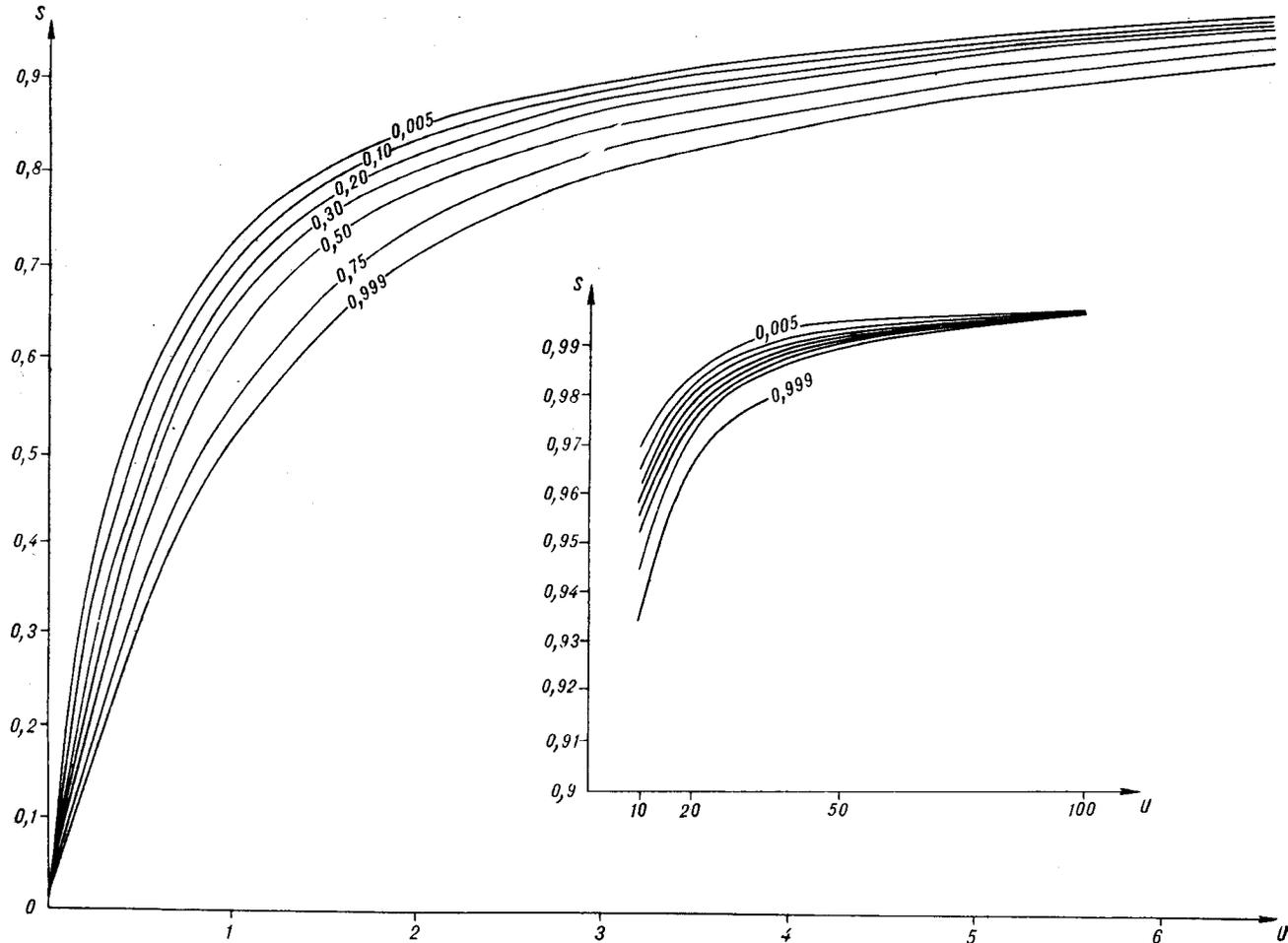


Рис. 1. Номограмма для определения коэффициента формы S (пояснения см. в тексте).

Таким образом, любую модель земной коры, аппроксимированную системой вертикальных блоков, можно представить в виде набора из трех блоков (триады), которые с необходимой точностью определяют гравитационное поле модели.

Учитывая полученное выражение (4), теперь легко получить формулу поля над центром i -го блока с учетом бокового влияния смежного с ним $(i-1)$ -го (левого от центрального i -го блока) или $(i+1)$ -го (правого блока):

$$\Delta g_i = \pi f \Delta \sigma (H - h) (S'' - S'), \quad (6)$$

где $S' = f(U', V')$, $S'' = (U'', V'')$; $U' = \frac{b_i}{H_{i-1}}$, $V' = \frac{h_{i-1}}{H_{i-1}}$, $U'' = \frac{b_i + 2b_{i-1}}{H_{i-1}}$, $V'' = \frac{h_{i-1}}{H_{i-1}}$, $2b$ — ширина блока, h , H — глубина до верхней и нижней кромок блоков соответственно.

Исходя из полученного равенства (6), напишем выражение для общего случая, когда име-

ет место триада многослойных блоков:

$$\Delta g_i = 2\pi f \Delta \sigma_{ij} \Delta H_{ij} S_{ij} + \sum_{j=1}^t \pi f \Delta \sigma_{i-1,j} \Delta H_{i-1,j} (S''_{i-1,j} - S'_{i-1,j}) + \sum_{j=1}^m \pi f \Delta \sigma_{i+1,j} \Delta H_{i+1,j} (S''_{i+1,j} - S'_{i+1,j}), \quad (7)$$

где $\Delta H = H - h$, i — номер блока, j — номер слоя, t — число слоев в левом блоке, m — в правом. Для градиентного распределения плотности $S = S_g$.

Выражение (7) легко решается с помощью ЭВМ или номограмм (см. рис. 1, 2).

Меняя индексы — номера блоков, можно последовательно рассчитывать поле Δg над центрами всех блоков. Таким образом, получена математическая слоисто-блоковая концептуальная модель.

Оперируя параметрами этой модели $\Delta \sigma$ и ΔH , можно регулировать уровень приведения в каждом конкретном случае.

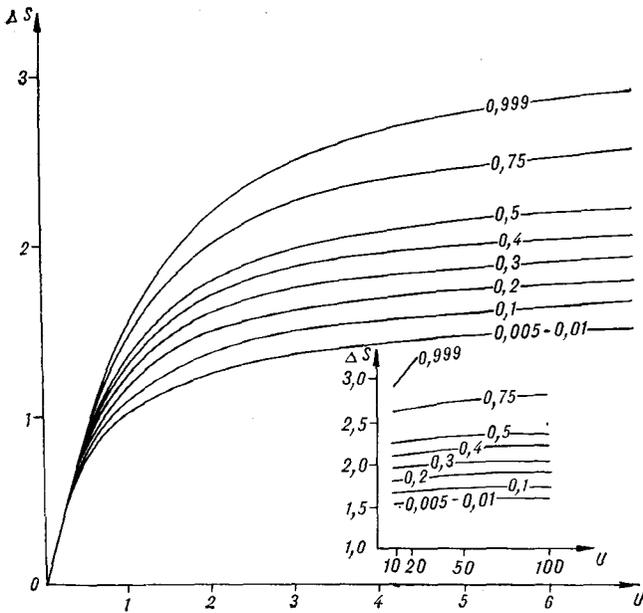


Рис. 2. Номограмма для определения ΔS (пояснения см. в тексте).

ГРАВИТАЦИОННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННО РАЗОБЩЕННЫХ БЛОКОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Как уже говорилось, любая концептуальная локальная гравитационная модель может быть представлена в виде триады блоков или серии таких триад, расчетное поле в точках над центрами которых адекватно исходному региональному, т. е. с точностью до локальной составляющей.

Разобщенные в пространстве локальные модели, отличающиеся между собой по уровню приведения, представляют собой в общем случае произвольно расположенные на исследуемой территории триады блоков. Задача заключается в приведении их к единому, заданному уровню приведения путем выполнения гравитационного моделирования, т. е. методом подбора.

Для иллюстрации методики такого моделирования воспользуемся локальными гравитационными моделями по пяти профилям ГСЗ и МОВЗ юга Дальнего Востока. Шестой профиль Зарубино — Кировский, который проходит вдоль главных структурных элементов Приморья, мы из рассмотрения исключаем, поскольку здесь не соблюдается двумерность модели.

Необходимо еще раз остановиться на вопросе методики построения концептуальных моделей в данном конкретном примере. В основу таких моделей нами положен принцип так называемых стандартных моделей. Поскольку мы неоднократно обсуждали этот вопрос в работах [3, 4], здесь будут приведены только самые принципиальные положения.

В последние годы гипотеза двух-, трех-, четырехслойного однородноплотностного разреза с «гранитным», «базальтовым», «диоритовым» и осадочно-вулканогенным слоями почти полностью вытеснена представлениями о кусочно-градиентном распределении плотности земной коры в слоях, разделенных границами консолидированной коры (или K_1) и K_2 [7]. Границы консолидированной коры в областях геосинклинального развития (или K_1) для жестких массивов являются, вероятно, повсеместными, чего нельзя пока сказать о границе K_2 . С точки зрения получения генерализованной плотностной модели удобно воспользоваться двухслойной моделью, верхний и нижний слои которой разделены границей консолидированной коры (или K_1).

Относительно плотностных параметров таких моделей можно заметить следующее. Распределение плотности в верхнем плотностном слое может быть установлено путем экстраполяции данных измерения плотности на поверхности по методике, приведенной в работе [3], или любым иным способом.

Для нижнего плотностного слоя нами введена стандартная плотностная модель $\Pi - \Gamma$, для которой распределение плотности аппроксимировано эмпирическим законом $\Delta\sigma_{св} = \text{const}$,

$$K = \frac{\sigma_m - \Delta - \sigma_\phi}{m}$$
, где $\Delta\sigma_{св} = \sigma_{св} - \sigma_m$ — средневзвешенная избыточная плотность, σ_m — плотность мантии, Δ — перепад плотности на границе Мох, σ_ϕ — плотность на верхней кромке нижнего плотностного слоя, m — мощность слоя.

Было показано [3, 4], что стандартная гравитационная модель хорошо объясняет генеральный тренд исходного поля силы тяжести в большинстве реальных ситуаций, которые были смоделированы. В дальнейшем речь пойдет о моделировании именно таких, пространственно разобщенных стандартных плотностных моделей.

Выражение (7) можно привести к виду стандартной модели, если принять $j = 2$, $\Delta\sigma = \Delta\sigma_{св} = \sigma_\phi - \sigma_m + \frac{K(H+h)}{2}$. Мы не будем здесь

приводить получающееся при этом громоздкое выражение, однако для дальнейшего рассуждения покажем формулу вычисления аномального эффекта над одиночным двухслойным блоком со стандартным законом распределения плотности в среднем слое:

$$\Delta g = \pi f [(\Delta\sigma_0 - \Delta_1 + \Delta\sigma_\phi) h S_1 + (\Delta\sigma_\phi - \Delta_2) (H - h) S_2], \quad (8)$$

где $\Delta\sigma_0 = \sigma_0 - \sigma_m$ — избыточная плотность на верхней кромке верхнего блока, Δ_1 — перепад плотности на границе между слоями.

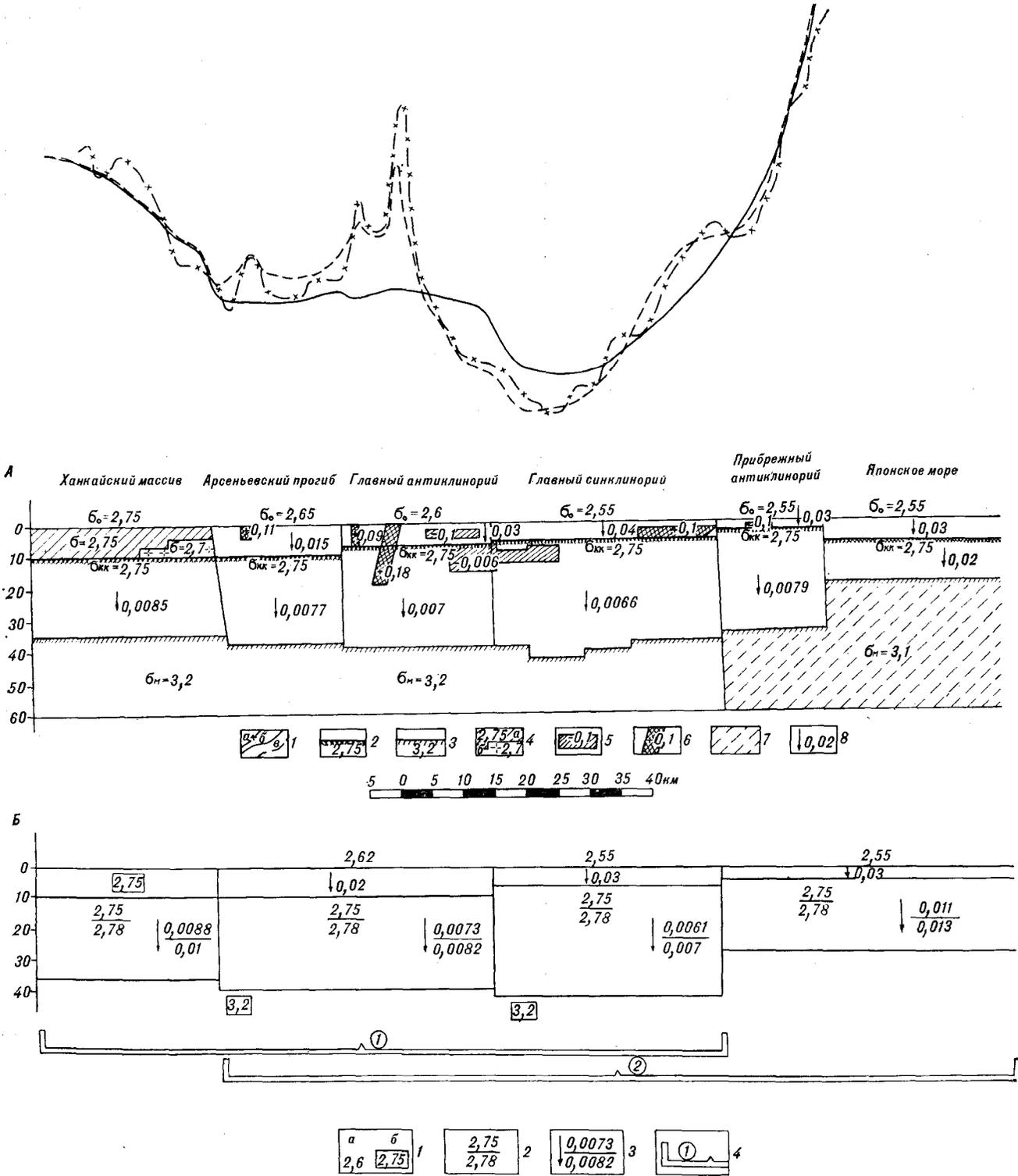


Рис. 3. К вопросу построения концептуальной гравитационной модели.

А — локальная гравитационная модель по профилю Спасск — Зеркальная. 1 — кривые поля силы тяжести; а — исходная, б — регионального фона (от стандартной модели), а — расчетная; 2 — граница консолидированной коры (или К₁ для Ханкайского массива), 2,75 — плотность на верхней кромке блоков консолидированной коры в г/см³; 3 — граница Мохо, $\sigma_m = 3,2$ — плотность мантии в г/см³; 4 — верхний плотностной слой в пределах Ханкайского массива; а — древний метаморфический фундамент, 2,75 — его средняя плотность в г/см³, б — гранитизированное основание, 2,7 — средняя плотность; 5 — 7 — локальные плотности неоднородности: 5 — разуплотнения в земной коре, 0,1 — дефицит плотности в г/см³, б — локальные повышения плотности, 0,1 — избыточная плотность в г/см³, 7 — разуплотнение в мантии; 8 — вертикальный градиент плотности в г/(см³·км); $\sigma_0 = 2,65$ — плотность пород на дневной поверхности в г/см³. Б — концептуальная гравитационная модель по профилю Спасск — Зеркальная. 1 — плотность в г/см³; а — на верхней кромке, б — средняя; 2 — плотность σ_f , в числителе — до процедуры приведения к общему уровню, в знаменателе — после ее приведения; 3 — вертикальный градиент плотности в г/(см³·км), в числителе — до процедуры приведения, в знаменателе — после; граница блоков и ее номер приведены в соответствии с рис. 4.

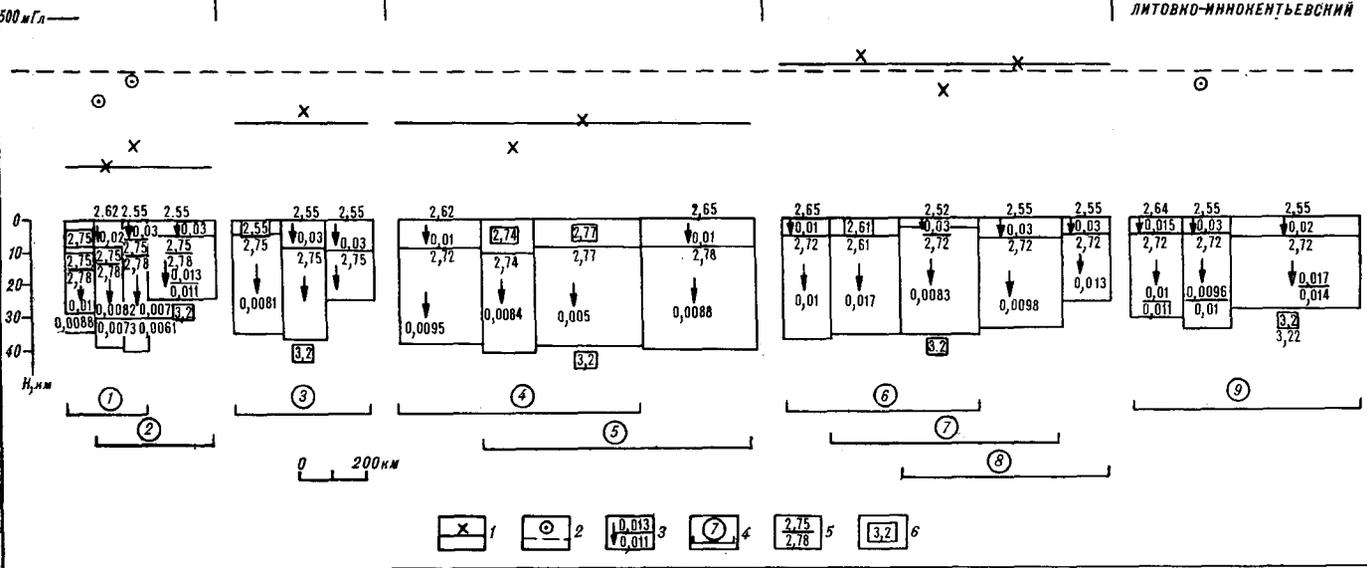


Рис. 4. Схема увязки локальных гравитационных моделей по уровню приведения поля силы тяжести.

1 — уровень приведения локальной модели, крестики — расчетное поле над центрами триад; 2 — средний уровень приведенных общих для всех локальных моделей, в кружках — приведенные аномалии над центрами триад; 3 — направление и величина градиента плотности (в числителе — параметр после процедуры приведения, в знаменателе — до приведения); 4 — триада блоков и ее номер; 5 — плотность (в знаменателе — до процедуры приведения, в числителе — после); 6 — средняя плотность верхнего слоя.

Будем полагать, что параметры H , h , σ_0 , Δ_1 и Δ_2 закреплены. В таком случае остаются два параметра: σ_Φ и σ_m , которые можно использовать в качестве управляющих в процессе моделирования. Из выражения (8) видно, что увеличение значения σ_Φ без изменения стандартной модели ведет к увеличению расчетного поля Δg ; увеличение значения σ_m , наоборот, приводит к уменьшению аномалии Δg . Оперирова этими параметрами, можно регулировать уровни приведения локальных моделей.

На рис. 3 показаны локальная стандартная гравитационная модель по линии Спасск — Зеркальная и соответствующая ей концептуальная модель, сопоставление которых дает представление о принципах построения концептуальных моделей. Из рисунка видно, что концептуальная модель состоит из четырех блоков (две триады), которые достаточно резко отличаются по геометрии разреза или плотностным характеристикам, или по тому и другому вместе взятым. Эти четыре блока отчетливо проявлены в региональном гравитационном поле, в связи с чем каждому из блоков можно поставить в соответствие определенный уровень исходного поля. Понятно, что поле модели по формуле (7) можно рассчитать только для двух центральных блоков, что и было сделано.

На рис. 4 показана вся система локальных концептуальных моделей юга Дальнего Востока, выстроенная в порядке увеличения уровней приведения. Всего выделено 9 триад. По от-

ношению к среднему (среднеарифметическому) уровню приведения наибольшие отклонения установлены для профилей Спасск — Зеркальный и Литовко — Иннокентьевский.

С учетом условий стандартного моделирования легко осуществить исправление, приведение к среднему уровню приведения. При этом необходимо учитывать, что плотность мантии $\sigma_m = 3,2$ г/см³, принятая для всех локальных моделей, является, по существующим представлениям [1], величиной минимально возможной, которую вряд ли целесообразно уменьшать еще больше. Поэтому для модели Спасск — Зеркальная более оправданным является увеличение значения σ_Φ от 2,75 до 2,78 г/см³ (см. рис. 4).

В то же время для модели Литовко — Иннокентьевский $\sigma_\Phi = 2,72$ г/см³ с учетом глубины залегания этой границы и величины граничной скорости, по данным ГСЗ, вряд ли может быть существенно меньшей. В связи с этим для того, чтобы опустить уровень приведения до средней величины, необходимо было увеличить σ_m до 3,22 г/см³.

Следует заметить, что при моделировании расчетное региональное поле определялось путем графического исключения локальной составляющей с точностью $\pm 10 \div 20$ мГл. В связи с этим отклонения уровней приведения для других моделей в пределах этих величин в расчет не принимались.

Показанная на рис. 4 система концептуальных гравитационных моделей, увязанная по

уровню приведения расчетного поля к исходному, может рассматриваться в качестве региональной гравитационной модели данного региона. Такая модель может быть заложена в память ЭВМ. Любые операции с ней легко выполнимы. Можно создать автоматизированную систему переуравнивания триад по уровню приведения. Наконец, можно осуществлять перебор различных концептуальных моделей с выделением в конечном итоге устойчивых инвариантов плотностной структуры.

ВЫЯВЛЕНИЕ ПЛОЩАДНЫХ ПЛОТНОСТНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Стандартная гравитационная модель — это попытка эмпирически подобрать такой закон самого общего распределения плотности, который объясняет только генеральные особенности исходного поля. В нашем случае он объясняет зависимость поля от системы слоистых блоков.

Всякие отклонения от принятого закона или геометрии среды могут рассматриваться в качестве плотностных аномалий. Рис. 3 иллюстрирует модель локальных отклонений от стандартного закона.

Далее речь пойдет об изучении таких аномалий в пределах Сихотэ-Алинской складчатой области (включающей Ханкайский массив), где густота опорных профилей достаточна для уверенной корреляции плотностных аномалий между ними.

Представления о глубинной структуре земной коры Сихотэ-Алинской складчатой области основываются на данных моделирования по пяти профилям. По четырем из них имеются данные ГСЗ [2, 8], по пятому — Свободный — Комсомольск — мыс Сюркум — данные о строении земной коры получены путем экстраполяции с соседнего профиля [8].

На рис. 5 показаны плотностные неоднородности земной коры и верхней мантии, которые коррелируются в протяженную структуру разуплотнения. Эта структура состоит из двух конформных между собой зон, одна из которых представляет линзу разуплотнений мантии в Японском море, погружающуюся под континент, вторая — узкую зону разуплотнения земной коры вдоль Центрального Сихотэ-Алинского разлома. Линза разуплотненной мантии контролируется повышенным тепловым потоком в окраинном море [7] и, возможно, связана здесь с аномальным подъемом астеносферы либо является реликтом палеозоны Беньюфа.

Структура разуплотнения в Центральном Сихотэ-Алине контролирует распределение выходов на дневную поверхность гранитоидов ме-

зозойского возраста, в связи с чем может интерпретироваться в качестве магмопроницаемого канала. Только на двух профилях Бикин — Великая Кема и Литовко — Иннокентьевский эта зона прослеживается на всю мощность земной коры. В одном сечении Литовко — Иннокентьевский указанная зона соединяется по подошве коры с линзой разуплотненной мантии, образуя характерную подковообразную структуру разуплотнения. Это позволяет предположить, что процессы гранитообразования в Центральном Сихотэ-Алине связаны с глубинными очагами в мантии под дном Японского моря.

Выделенная гипотетическая палеозона Беньюфа повторяет конфигурацию береговой линии. Соответственно поведению этой зоны структу-

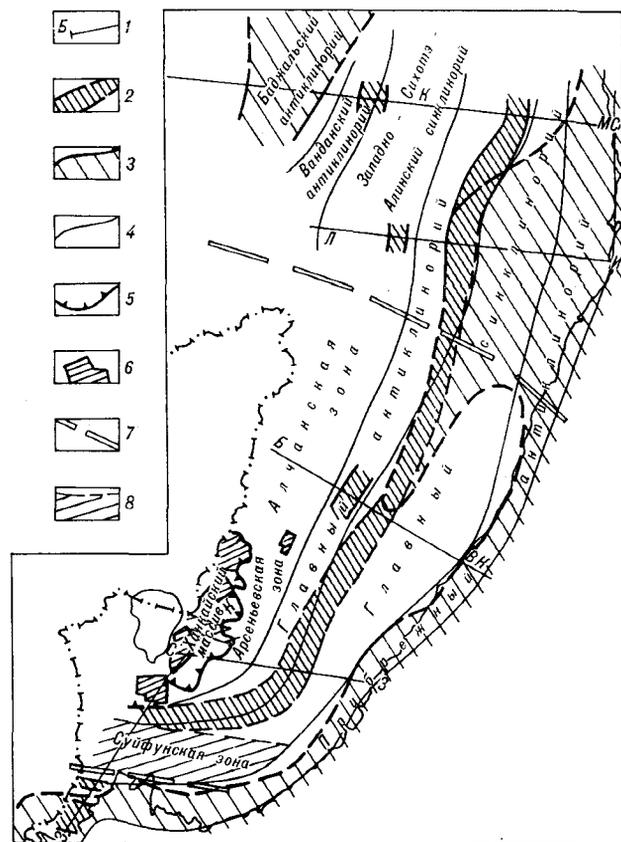


Рис. 5. Схема распределения плотностных неоднородностей земной коры и верхней мантии Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы.

1 — профили ГСЗ (в том числе СЗ — Спасск — Зеркальная, БВК — Бикин — В. Кема, ЛЛ — Литовко — Иннокентьевский, КМС — отрезок профиля Свободный — Комсомольск — мыс Сюркум, ЗК — Зарубино — Кировский); 2 — зоны разуплотнения в земной коре; 3 — зоны разуплотнения в мантии; 4 — глубинные границы между структурными элементами, принятые при сейсмогравитационном моделировании; 5 — граница Ханкайского массива, по данным интерпретации гравиметрии; 6 — главные блоки Ханкайского массива — останцы древнего метаморфического фундамента, по данным интерпретации гравиметрии; 7 — граница смены величины f ; 8 — зоны нарушения стандартной модели — предполагаемые участки «базификации» земной коры.

ра разуплотнения Центрального Сихотэ-Алиня на юге Приморья разворачивается в западном направлении, что не согласуется с геологическими данными, которые не обнаруживают здесь продолжения структур Сихотэ-Алинской геосинклинали. На рис. 5 показано, что на юге Приморья вообще нарушается стандартный закон распределения плотности в земной коре. Резко повышенные вертикальные градиенты плотности предполагают существенную «базификацию» земной коры, которая, возможно, привела к перестройке структурного плана. Плато базальтов на поверхности отражает прошедшие здесь процессы тектономагматической активизации.

Указанная зона базификации, так же как и вторая, рассекающая Ханкайский массив, позволяет судить о существовании глубинных структур, поперечных к главной северо-восточной структуре разуплотнения. Эти элементы поперечной зональности глубинного строения Приморья устанавливаются по региональной

гравитационной модели в виде чередования поперечных зон повышенной и пониженной плотности σ_{ϕ} и σ_{Σ} , о чем мы говорили раньше.

ВЫВОДЫ

1. На основе представления об уровне приведения модельного поля к исходному предложена методология построения региональной гравитационной модели.

2. Разработана гравитационная модель многослойного блока с градиентным распределением плотности по вертикали.

3. Предложена методика уравнивания локальных моделей по уровням приведения путем гравитационного моделирования пространственно разобщенных триад многослойных блоков.

4. Методика опробована на примере моделирования пяти пространственно разобщенных разрезов. Получена региональная гравитационная модель по югу Дальнего Востока.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Алексидзе М. А.* Алгоритм региональной интерпретации гравиметрических данных.— В кн.: Геологическое истолкование потенциальных полей. Киев: Наук. думка, 1983.
2. *Аргентов В. В., Гнибиденко Г. С. и др.* Глубинное строение Приморья.— М.: Наука, 1976.
3. *Брянский Л. И.* Гравитационные модели Сихотэ-Алинской складчатой области.— Тихоокеанская геол., 1984, № 2.
4. *Брянский Л. И., Подгорный В. Я.* Гравитационная модель земной коры по профилю Свободный — Комсомольск — мыс Сюржум.— Тихоокеанская геол., 1984, № 5.
5. *Картвелишвили К. М.* Планетарная плотностная модель и нормальное гравитационное поле Земли.— М.: Наука, 1982.
6. *Козленко В. Г., Шен Э. Л.* К построению и детализации глобальной плотностной модели.— В кн.: Геологическое истолкование потенциальных полей. Киев: Наук. думка, 1983.
7. *Красовский С. С.* Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле.— Киев: Наук. думка, 1981.
8. *Потапов С. В.* Соотношение поверхностной и глубинной структуры земной коры Приамурья и Приморья.— В кн.: Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.
9. *Murthy J. V. R., Rao C. V., Rao V. N.* Gravity anomalies of two dementional vertical prisms and steps of finite extend and sedimentary basins with their densities increasing lineary with depth.— Geophysical Research Bulletin, 1981, v. 19, N 2.

В. Ф. Блинов

О ДРЕЙФЕ КОНТИНЕНТОВ И РАСШИРЕНИИ ЗЕМЛИ НА ОСНОВАНИИ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

Рассмотрены астрономические (1968—1982 гг.) и спутниковые доплеровские (1973—1983 гг.) определения координат в сравнении с прежними астрономическими определениями (1926—1973 гг.). Новые астрономические данные по северному полушарию подтвердили выявленное ранее угловое сокращение параллелей в Атлантике и их увеличение в Тихом океане. Эти изменения угловых расстояний согласуются с положениями концепции расширения Земли и противостоят тектонике плит. Доплеровские определения координат позволили вычислить приращение земного радиуса на 2,4 см/год, что близко к значениям, получаемым по скоростям спрединга (~2 см/год). Доплеровские измерения в южном полушарии не показали сжатия в предполагаемых зонах субдукции (вдоль за-

падного побережья Южной Америки). В то же время они подтвердили прогноз концепции расширения о преимущественном разрастании южного полушария Земли. В силу этого Австралия, Африка и Южная Америка смещаются относительно параллелей к северу при взаимном удалении вдоль параллелей всех трех южных материков.

Поскольку точность астрономических (~12—18 см/год) и доплеровских (~5—10 см/год) измерений дрейфа материков недостаточна для надежного вычисления величин смещений, следует продолжить инструментальные измерения дрейфа различными способами с учетом специфики взаимного смещения материков на расширяющейся Земле.

ОТ ВЕГЕНЕРА ДО СОВРЕМЕННОСТИ

Для обоснования дрейфа материков еще А. Вегенер привлекал данные об измерениях географических координат, полученные астрономическими методами. Используемые им эпизодические измерения координат давали большие величины смещений континентов (несколько метров в год). После двух Международных долготных работ, проведенных в 1926—1933 гг. с целью выявления дрейфа континентов, стало ясно, что приведенные А. Вегенером годовые смещения материков обусловлены ошибками измерений. Это мнение закрепила третья Международная долготная работа (1957—1959 гг.). Дальнейший анализ данных долготных работ и последующих сводок Международного бюро времени [1, 6, 8 и др.], а также точности измерений [9, 12] показали, что если дрейф континентов и существует, то его величина не превышает 18 см/год. Такой оказалась точность астрономических измерений при существующих непрерывных рядах наблюдений.

По геофизическим оценкам, взаимные перемещения земных блоков (плит), осредненные за миллионы лет, составляют 2—12 см/год, т. е. ожидаемое их среднее годовое перемещение сопоставимо с достигнутой точностью астрономических измерений. В этом случае из-

мерения имеют некоторый резерв информации, не использованный в предыдущих анализах измерений. В частности, при достигнутой точности могут проявляться качественные закономерности, если перемещения материков непрерывны и осуществляются без изменения направлений движения. На постоянство направлений движения в течение миллионов лет указывали геофизические данные. Непрерывность движения за один-два десятка лет оставалась предпосылкой, на основе которой были проанализированы астрономические измерения дрейфа за 1926—1973 гг. [3]. В результате выявлена качественная закономерность, прослеживаемая на протяжении всего времени измерений: разность долгот между Северной Америкой и Европой (через Атлантику) уменьшилась, а между Азией и Северной Америкой (через Тихий океан) увеличилась.

Несмотря на то что сближение Европы и Северной Америки неоднократно отмечалось А. и Н. Стойко [1, с. 323; 12], этот факт воспринимался исследователями как парадокс, обусловленный недостаточной точностью измерений. Такое толкование астрономических измерений было, вероятно, связано с тем, что эти измерения противоречили прогнозам А. Вегенера и современной тектонике плит, согласно которым Северная Америка должна удаляться от Европы, Атлантика — расширяться, а Тихий океан — сокращаться.

В работе [3] было показано, что результаты астрономических измерений полностью согласуются с кинематикой неравномерного раздвижения материков при расширении Земли [2]. При этом наблюдаются как взаимные смещения материков, так и существенные деформации координатной сетки. При определениях координат эти явления неразделимы, но различать их надо, так как деформации координатной сетки вызывают кажущийся эффект перемещения земной коры.

Из концепции расширения земного шара однозначно следует, что Тихий океан раскрывается вдоль параллелей быстрее Атлантического; поэтому тихоокеанские параллели должны увеличиваться в линейных и угловых единицах. Угловое приращение тихоокеанских параллелей (разности долгот) как раз и показали астрономические измерения. Но угловое увеличение тихоокеанских параллелей неизбежно должно компенсироваться в одном или нескольких секторах земного шара, что и имело место в Атлантическом и Азиатском секторах [3]. Применительно к Земле неизменного радиуса эта компенсация трактовалась как сближение Европы и Северной Америки. На самом деле никакого сближения не происходит: на расширяющейся Земле линейный размер атлантических параллелей также увеличивается, но с меньшей скоростью, чем тихоокеанских. При соответствующем соотношении скоростей расширения Тихого и Атлантического океанов угловой размер атлантических параллелей может сокращаться. Математическое обоснование отмеченной особенности астрономических измерений приведено в работе [3].

В последнее время появилась возможность проведения качественно новых измерений дрейфа материков с помощью искусственных спутников Земли (ИСЗ), а также с использованием внегалактических источников стабильного излучения (пульсаров). Предложен ряд проектов, предусматривающих создание глобальной сети наземных станций, позволяющих изучать геодинамические явления, в том числе дрейф континентов. Прогнозируемая точность радиointерферометрических методов измерения расстояний между станциями и координат станций очень высока. Считается, что она может достигать значений ± 1 см. Но почти все эти методы измерений находятся в стадии экспериментальной проверки, и о их фактической точности можно будет судить лишь после анализа данных измерений. Исключением (в смысле завершенности) являются данные Р. Андерле и К. Малевака [10].

В работе [10] приведены годовые изменения координат 22 станций, полученные путем измерения расстояний до ИСЗ доплеровским методом на протяжении 1973—1983 гг. Тео-

ретическая точность этих измерений ($\sim \pm 5$ см/год) несколько ниже радиointерферометрических, но они ценны тем, что уже сейчас позволяют сравнить данные астрономических и доплеровских измерений. Кроме того, работа [10] содержит сведения о годовых изменениях высот станций. Это дает возможность впервые и непосредственно оценить годовое изменение радиуса Земли.

Характерная особенность всех инструментальных измерений дрейфа материков и обработки данных измерений состоит в том, что они проводились с полной уверенностью в неизменности размеров Земли. Полученные новые данные продолжают эту тенденцию. В [10] все вычисления координат выполнены при допущении о неизменном радиусе, а при интерпретации измерений сделан вывод о подтверждении положений тектоники плит. Более осторожно оценены доплеровские измерения в работе В. М. Горбаня с соавторами [5]. Но и здесь констатируется, что доплеровские измерения не противоречат тектонике плит; при этом отмечается, что для уверенного определения кинематических параметров плит точность измерений необходимо повысить на порядок.

В современный период, когда идея расширения Земли стала полноправной тектонической концепцией [2, 4, 7, 11, 13 и др.] и усилились сомнения в реальности тектоники плит, рассмотрение инструментальных измерений дрейфа континентов лишь с плитотектонических позиций не может считаться полным и окончательным. Новые данные должны дать дополнительную информацию о сущности конкурирующих концепций. И поскольку доплеровские измерения координат [10], а также сравнение доплеровских и астрономических измерений [5] выполнялись без учета возможного изменения радиуса Земли, необходимо продолжить анализ результатов инструментальных измерений дрейфа континентов с учетом основных особенностей и тектоники плит, и расширения земного шара.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

При анализе инструментальных измерений дрейфа континентов должны использоваться данные прежних астрономических наблюдений [1, 6, 8, 12] и выявленная закономерность углового сокращения параллелей Атлантического океана [3]. Весьма важным является вопрос, проявляется ли эта закономерность в доплеровских измерениях [10] и наследуется ли она в последующих астрономических данных [5]. Ответить на этот вопрос можно с помощью данных табл. 1, 2, содержащих годовые изменения географических координат. Кроме того,

Изменения географических координат по астрономическим измерениям

Номер группы обсерваторий	Расположение	Средние координаты группы, градусы		Годичные изменения координат, 10^{-6} град/год		Погрешность, $\pm 10^{-6}$ град/год	
		λ	φ	$\dot{\lambda}$	$\dot{\varphi}$	$\sigma(\lambda)$	$\sigma(\varphi)$
1	Европа	+4	+52	-0,24	-1,07	0,67	0,20
2	»	+19	+48	-1,24	-0,80	1,48	0,25
3	»	+34	+55	-1,10	+0,25	0,53	0,22
4	»	+104	+52	+0,48	-0,83	0,50	0,28
5	Северная Америка	-114	+51	+0,83	+0,47	0,50	0,25
6	»	-76	+42	+1,33	-0,11	0,59	0,20
7	Южная Америка	-79	± 0	+2,67	+0,31	3,92	0,25
8	»	-63	-33	+1,31	-0,08	0,73	0,10

в табл. 2 приведены средние годовые превышения станций, $R = \Delta R / \Delta t$. В двух последних столбцах табл. 1, 2 помещены величины $\sigma(\lambda)$ и $\sigma(\varphi)$ — средние значения среднеквадратичных ошибок определения скоростей смещения станций или их групп. В обеих таблицах знак плюс (+) для координат соответствует восточной долготе и северной широте, а знак минус (-) — западной долготе и южной широте.

Данные табл. 1 заимствованы из работы [5]. В ней приведены средние годовые изменения координат нескольких групп обсерваторий, участвовавших в работе Международного бюро времени в 1968—1982 гг. Наличие изменений по двум координатам указывает на то, что они получены с помощью фотографических зенитных труб, и потому имеют лучшую точность, чем ± 18 см/год. Табл. 2 является комбинированной. Первые ее четыре столбца взяты из работы [10] и представляют собой годовые изменения долготы L , широты B и радиуса (высоты) R в линейных величинах, отнесенных к поверхности эллипсоида вращения с большой полуосью 6378 145 м и полярным сжатием $1/298,25$. Данные последующих четырех столбцов взяты из работы [5]. Эти данные представляют собой соответствующие линейные величины работы [10], пересчитанные в градусы.

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗМЕРЕНИЙ

Прогнозируемые геофизикой годовые перемещения континентов (2—12 см/год) указывают на существенное изменение положения материков за миллионы лет, однако обнаружить последнее средствами измерений — очень слож-

ная задача. Достигнутая точность измерений не позволяет надежно определить величины смещений. Для этой цели точность измерений необходимо повысить на порядок. В ближайшее время едва ли удастся существенно улучшить точность из-за многочисленных причин и помех (прерывность движения материков, нестабильность системы координат, отклонение отвесов, приливные и другие явления). В этой связи по-прежнему остается актуальным качественный (полуколичественный) анализ, когда более надежным является знак перемещения и преимущественно используется именно этот параметр, а не величина перемещений. Учет направления дрейфа позволяет проверить ключевые положения тектонических концепций. Такой подход оправдал себя в работе [3].

С учетом сказанного, данные астрономических измерений по северному полушарию (см. табл. 1) нанесены на круговую диаграмму (рис. 1). Пунктирная окружность на этой диаграмме соответствует средней параллели для групп обсерваторий, на которую нанесено относительное расположение групп; на внутренней окружности указаны средние долготы групп обсерваторий. Стрелки показывают направление перемещений групп (по параллели и меридиану), а цифры возле стрелок — величины годовых изменений координат в единицах 10^{-6} град/год. На наружную окружность вынесены годовые изменения угловых расстояний (разностей долгот) между группами обсерваторий и сокращенные обозначения: NAm — Северная Америка, Eu — Европа, Az — Азия.

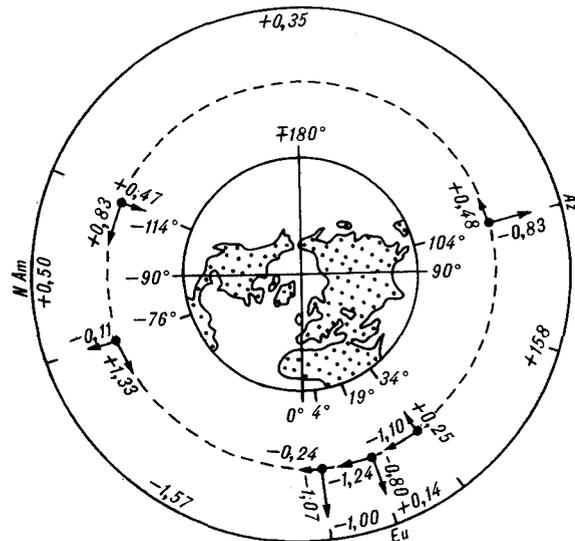


Рис. 1. Расположение групп астрономических обсерваторий вдоль средней (50°) параллели северного полушария, их годовые смещения и изменения разностей долгот между группами (внешняя окружность).

Изменения географических координат по доплеровским измерениям

Наименование станций	Координаты, град		Измеренные изменения					Погрешность	
			см/год			10 ⁻⁶ град/год			
	λ	ϕ	\dot{L}	\dot{B}	\dot{R}	$\dot{\lambda}$	$\dot{\phi}$	$\pm\sigma(\lambda)$	$\pm\sigma(\phi)$
Сейшелы	+55,5	-4,7	-0,1	-7,6	+7,9	-0,009	-0,683	0,180	0,135
Претория	+28,3	-25,9	-1,9	+7,8	+11,0	-0,171	+0,701	0,099	0,081
Мак Мердо	+166,7	-77,9	-1,4	+4,6	+6,3	-0,126	+0,413	0,243	0,225
Бельгия	+4,4	+50,8	+2,3	+1,2	+8,5	+0,207	+0,108	0,108	0,090
Флоренция	+11,2	+43,8	+7,5	-1,1	+10,2	+0,674	-0,099	0,261	0,198
Англия	-1,4	+51,2	+3,0	-1,1	+8,9	+0,269	-0,099	0,216	0,162
Мидзаусава	+141,1	+39,1	+1,3	-9,5	-1,4	+0,117	-0,853	0,171	0,153
Сан Мигель	+120,1	+15,0	+1,5	+1,3	+2,7	+0,135	+0,117	0,144	0,126
Гуам	+144,6	+13,4	-9,0	+1,2	+8,9	-0,808	+0,108	0,207	0,153
Австралия	+138,7	-34,7	-5,8	+15,8	-2,1	-0,521	+1,419	0,099	0,081
Лас Крусес	-106,8	+32,3	+1,3	+4,2	+2,5	+0,117	+0,377	0,162	0,135
Аляска	-149,8	+61,3	-4,8	-2,5	-3,7	-0,413	-0,225	0,187	0,153
Гренландия	-68,8	+76,5	-3,0	-3,6	-12,7	-0,269	-0,323	0,449	0,269
Миннесота	-93,1	+44,7	-5,4	+4,2	-11,4	-0,485	+0,377	0,144	0,081
Остин	-97,7	+30,4	-2,1	+4,4	-9,0	-0,187	+0,395	0,187	0,117
Майн	-68,0	+44,4	-13,4	+11,1	+17,4	-1,204	+0,997	0,440	0,395
Оттава	-75,9	+45,4	+8,7	-0,4	-1,6	+0,782	-0,036	0,332	0,234
Калгари	-114,3	+50,9	-4,3	+3,8	+5,7	-0,386	+0,341	0,683	0,467
Калифорния	-119,1	+34,1	-7,9	+7,6	-1,3	-0,710	+0,683	0,108	0,072
Гавайи	-158,0	+21,5	-11,7	-0,9	+5,6	-1,051	-0,081	0,162	0,108
Самоа	-170,7	-14,3	-15,2	-1,6	+3,0	-1,365	-0,144	0,198	0,135
Бразилия	-45,9	-23,2	-3,1	+4,1	-1,9	-0,278	+0,368	0,171	0,126

Аналогично выполнены диаграммы на рис. 2, 3 для доплеровских измерений (см. табл. 2) в северном и южном полушариях. Рис. 4, построенный по тому же принципу, дает представление о смещениях станций в плоскости средних меридианов. На рис. 2—4 введены дополни-

тельные обозначения: SAm — Южная Америка, Af — Африка, Ja — Япония.

Для возможности сравнения астрономических и доплеровских определений координат в северном полушарии доплеровские станции в Европе и Северной Америке объединены в группы. В европейскую группу вошли три доплеровские станции, расположенные в Европе. Восемь станций Северной Америки и одна гренландская разделены на две группы: западную (пять станций) и восточную (четыре станции). На рис. 2 приведены средние долготы и средние годовые изменения координат этих трех групп. Остальные величины на рис. 2—4 относятся к отдельным станциям.

Из рис. 1 (внешняя окружность) видно, что по астрономическим измерениям угловой размер параллелей в Атлантике сокращался, а в Тихом океане увеличивался, т. е. тенденция изменения разности долгот в океанических секторах северного полушария Земли оказалась такой же, какой она была весь период измерений, начиная с 1926 г. Такая стабильность результатов астрономических измерений не может быть случайностью. Это — закономерность, проявляющаяся более 50 лет, несмотря на измерения различными инструментами, разными наблюдателями и различную обработку наблюдений. И хотя недостаточная точность измерений иногда влияет на знак перемещений об-

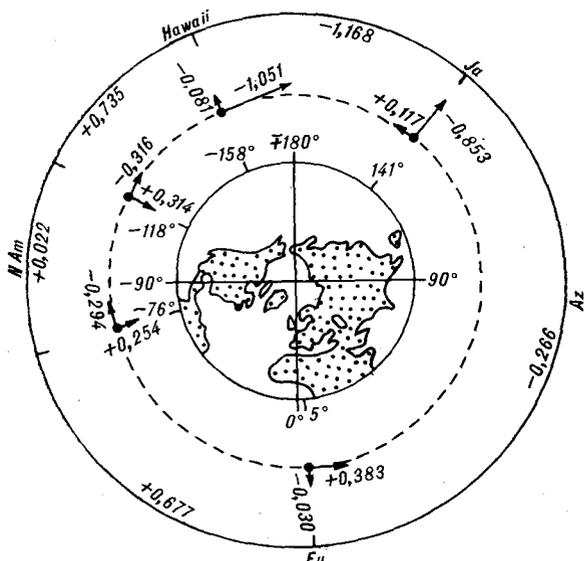


Рис. 2. Размещение групп и отдельных доплеровских станций вдоль средней (41°) параллели северного полушария, их годовые смещения и изменения разностей долгот.

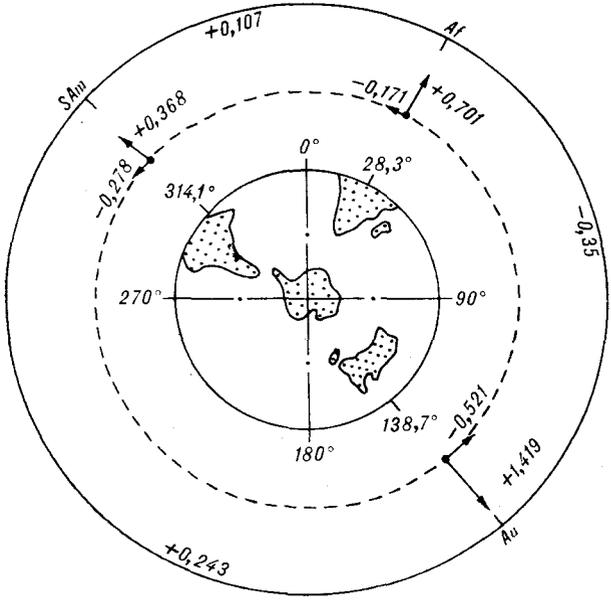


Рис. 3. Размещение доплеровских станций вдоль средней (-28°) параллели южного полушария, их годовые смещения и изменения разностей долгот.

серваторий (угловое сокращение параллелей Азии в прошлых измерениях сменилось увеличением, см. рис. 1), тенденция изменения параллелей в океанических секторах северного полушария Земли надежно зафиксирована астрономическими измерениями.

Отмеченная закономерность противоречит тектонике плит, поэтому возникают серьезные сомнения в правильности выводов о том, что результаты доплеровских определений координат подтверждают тектонику плит [10] или не противоречат ей [5]. Чтобы показать обоснованность возникших сомнений, следует отметить одно важное различие астрономических и доплеровских измерений координат.

Исходным измеряемым параметром доплеровских определений координат являются линейные величины (расстояния или их изменения), пересчитываемые затем в угловые величины и их изменения. Астрономические же измерения дают непосредственно угловые величины. Эта разница в измерениях оказывается весьма существенной при выполнении измерений на расширяющейся Земле. Тот факт, что отмеченная ранее закономерность, вытекающая из астрономических измерений, согласуется с кинематикой континентов на расширяющейся Земле [2, 3], вынуждает рассматривать специфику доплеровских измерений на эллипсоиде, изменяющем размеры. Ниже рассмотрен простейший пример.

Допустим, что измеряется расстояние между точками A и B на поверхности изотропно расширяющейся сферы доплеровским методом.

В этом случае объективно фиксируется приращение Δ линейного расстояния AB . Центральным углом между точками A и B при изотропном расширении сферы не меняется. Если же факт расширения неизвестен или игнорируется, то неизбежно возникает необходимость корректировки углового размера дуги AB при неизменном радиусе. Такая корректировка центрального угла окажется ошибочной. Для эллипсоида возникает аналогичная ситуация.

Приведенные в табл. 2 данные доплеровских измерений рассчитаны без учета неравномерного расширения Земли. Поэтому результаты измерений, кроме обычных ошибок, содержат еще методическую ошибку вычислений, обусловленную игнорированием увеличения земного радиуса. Об увеличении радиуса Земли свидетельствуют не только астрономические измерения и геофизические данные [2, 3, 7, 11, 13 и др.], но также анализ доплеровских определений координат: среднее арифметическое годовое превышение всех 22 станций ($\Sigma \dot{R}/22$) составляет $+2,43$ см/год (см. табл. 2). Это — скорость изменения радиуса Земли, она близка к вычисляемой (~ 2 см/год) по площадям кайнозойского спрединга [4].

Методические ошибки доплеровских определений координат, по всей вероятности, отразились на данных по северному полушарию. Сравнивая рис. 1 и 2, можно видеть, что угловой размер Атлантических параллелей по доплеровским данным увеличился, а по астро-

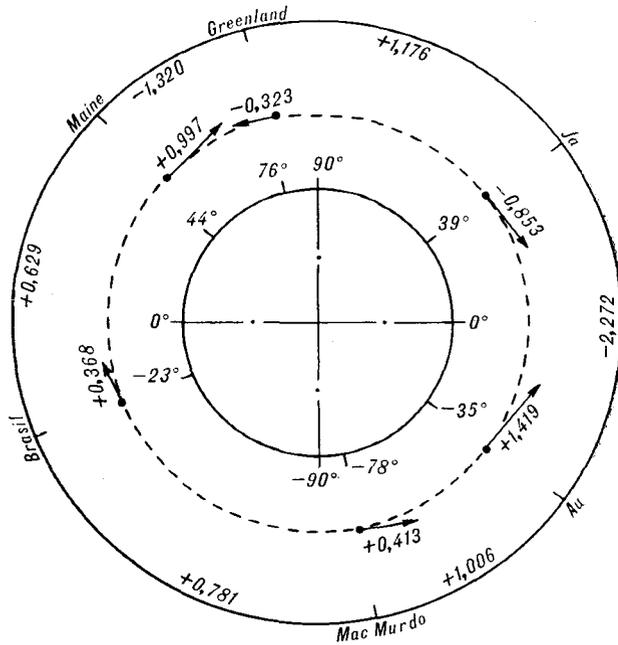


Рис. 4. Размещение доплеровских станций и их годовые смещения вдоль средних ($+134^\circ$ и -46°) меридианов, а также годовые изменения разностей широт (внешняя окружность).

мическим — сократился. В тихоокеанском секторе доплеровские и астрономические данные также противоречивы, при более сложной картине перемещений станций вдоль параллелей по доплеровским определениям угловой размер восточной части тихоокеанских параллелей увеличился, а западной (Гавайи — Япония) — сократился. Сокращение углового расстояния участка параллелей Гавайи — Япония, истолкованное как возникшее за счет поглощения литосферной плиты в зоне субдукции, послужило поводом для утверждения о непротиворечивости доплеровских определений координат и прогнозов тектоники плит. Если же принять во внимание стабильность астрономических данных, противоречивость астрономических и доплеровских определений координат и внутреннюю неравнозначность доплеровских данных (например, увеличение радиуса), то вывод о непротиворечивости доплеровских измерений дрейфа и прогнозов тектоники плит окажется весьма ненадежным.

Расширение Атлантики по доплеровским измерениям и сокращение длины параллелей на участке Гавайи — Япония не являются достаточным признаком подтверждения тектоники плит, так как эти данные противоречат астрономическим измерениям на этих же параллелях и не показывают существования зон субдукции (сокращения расстояний) вдоль западных берегов Северной Америки (см. рис. 2). Не показывают также доплеровские измерения зоны субдукции вдоль западного побережья Южной Америки (см. рис. 3).

Для увязки астрономических и доплеровских определений координат в северном полушарии следует привлечь положения концепции расширения Земли. Тогда прежние и новые данные астрономических определений координат окажутся закономерными [2, 3]. Специфика доплеровских определений координат на расширяющейся Земле делает закономерным удаление Европы и Гавайских островов от Северной Америки, равно как и удлинение большей части северных параллелей (участок Гавайи — Северная Америка — Атлантика — Европа — Азия — Япония; см. рис. 2). Появление углового сокращения параллелей при расширении Земли также неизбежно (участок Гавайи — Япония). Как правило, эти угловые сокращения в доплеровских измерениях компенсируют линейный избыток (неувязку) от увеличения земного шара.

Чтобы установить истинные смещения станций на участке Гавайи — Азия, необходимо расположить доплеровские станции на Азиатском материке. Это связано с тем, что островные станции Японии, работающие в условиях интенсивной сейсмичности и локальных подвижек, могут давать ненадежные результаты.

Анализ доплеровских определений дрейфа станций южного полушария показывает (см. рис. 3), что Южная Америка и Австралия удаляются друг от друга вдоль тихоокеанских параллелей. Это соответствует расширению Тихого океана и указывает на отсутствие зон субдукции вдоль западного побережья Южной Америки. Последнее опровергает тектонику плит. Противоречит прогнозам тектоники плит также угловое сокращение параллели Африка — Австралия, соответствующее сокращению Индийского океана (при $R = \text{const}$). По концепции тектоники плит Индийский океан должен расширяться, а Австралия удаляться от Африки вдоль параллелей.

По своей сути тектоника плит — очень жесткая однозначная концепция, поэтому даже одно существенное отклонение от ее положений подрывает внутреннюю логику этой концепции. Отсутствие зон субдукции (по доплеровским определениям координат) вдоль западных берегов двух Америк достаточно, чтобы считать эту концепцию несостоятельной. Инструментальные измерения дрейфа материков дают несколько существенных несоответствий с тектоникой плит, поэтому остается очень мало надежд на утверждение этой концепции. Данные доплеровских измерений дрейфа южных станций демонстрируют хорошее соответствие с идеей расширения земного шара. Прогноз о преимущественном разрастании южного полушария, сделанный по геофизическим данным [2], наглядно виден из рис. 3. Здесь Австралия, Африка и Южная Америка смещаются к северу; эти континенты «движет» в северном направлении рифтовая зона, расположенная вокруг Антарктиды. Зона, удаляясь от Антарктиды, увеличивает свою протяженность (периметр) и наряду с рифтовыми зонами Тихого океана и Атлантики обеспечивает относительно быстрое разрастание Южного океана. Расширение южных частей Тихого и Атлантического океанов, зафиксированное доплеровскими измерениями, непосредственно следует из концепции расширения Земли. Индийский океан также увеличивает свою площадь. Уменьшение разности долгот между Африкой и Австралией указывает лишь на то, что Индийский океан в данное время расширяется медленнее Тихого и Атлантического океанов. Такой эффект возможен только на неравномерно расширяющейся Земле.

Преимущественное разрастание южного полушария Земли по доплеровским измерениям проявилось также в эффекте большей скорости смещения к северу южных континентов (Au, Af, SAm), чем северных. Так, средние арифметические скорости дрейфа станций к северу южного (6 станций) и северного (16 станций) полушарий составляют соответственно

3,85 и 1,24 см/год. На расширяющейся Земле этот эффект не приводит к напозданию южных материков на северные или к субдукции южных. Суть его заключается в деформировании системы координат, сопровождающемся большей скоростью смещения южных параллелей на юг по сравнению с северными.

Сечение земного шара в плоскости меридианов (см. рис. 4) демонстрирует увеличение южной части меридианов и их удлинение в северной полярной области. Последнее можно объяснить расширением Арктики. Два участка углового сокращения меридианов в северном полушарии (см. рис. 4) являются, вероятно всего, кажущимися, обусловленными погрешностями измерений и неравномерным увеличением земного шара. На этих участках имеются геологические признаки растяжения земной коры и нет никаких свидетельств латерального ее сжатия или субдукции.

ВЫВОДЫ

Результаты инструментальных измерений дрейфа континентов (астрономические и доплеровские), рассматриваемые совместно и порознь, выглядят парадоксальными на фоне прогнозируемых перемещений континентов по Земле постоянного радиуса и предполагаемых размещений зон субдукции (тектоника плит). В рамках отмеченных предпосылок астрономические данные противоречат доплеровским: и первые, и вторые не согласуются с тектоникой плит.

Парадоксальность результатов инструментальных измерений по отношению к тектонике плит нельзя объяснить недостаточной точностью измерений, так как при той же точности инструментальные данные удовлетворительно согласуются с идеей расширения Земли.

Теоретическая точность астрономических измерений (~12—18 см/год) в 2—3 раза хуже доплеровских. Однако стабильность результатов и отработанность методики делают астрономические измерения незаменимыми при анализе, сравнении и проверке результатов, полученных другими методами. Космические изме-

рения дрейфа континентов в будущем обязательно следует сопоставлять и увязывать с астрономическими.

Астрономические измерения координат последних лет подтвердили качественную закономерность углового сокращения северных параллелей Атлантики и увеличения Тихоокеанских. Эта закономерность согласуется с кинематикой смещения материков на расширяющейся Земле, но противоречит тектонике плит. Кроме того, астрономические измерения подтвердили идею об унаследованном взаимном перемещении континентов. Таким образом, направления современных перемещений материков по инструментальным измерениям совпадают с перемещениями по геофизическим данным, осредненным за миллионы лет (для расширения Земли).

Доплеровские определения координат, использованные в настоящей работе, содержат методические ошибки, обусловленные игнорированием взаимного перемещения станций на расширяющейся Земле. Поскольку увеличение исходного эллипсоида при определении координат не учитывалось, фактическая точность астрономических и доплеровских данных (см. табл. 1, 2) примерно одинакова, однако доплеровские данные более полно представлены и обладают большими возможностями. Так, доплеровскими измерениями охвачено южное полушарие Земли, с их помощью непосредственно определена годовая скорость изменения радиуса. Ее величина (2,4 см/год) весьма близка к определяемой по площадным скоростям современного спрединга ($\Delta R/\Delta t \sim 2$ см/год). Последнее значение следует учитывать при определении координат и расстояний между станциями. По крайней мере, в будущем должны просчитываться два варианта координат: первый — на неизменном эллипсоиде, а второй — на увеличивающемся со скоростью 2 см/год.

Доплеровские данные по южному полушарию подтвердили прогнозы [2] о преимущественном приросте земной коры в южном полушарии и деформации координатной сетки (смещение параллелей на юг) в результате неравномерного расширения планеты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бакулин П. И., Блинов Н. С. Служба точного времени.— М.: Наука, 1977.
2. Блинов В. Ф. Взаимосвязь явлений при расширении Земли.— Геологический журн., 1983, № 1.
3. Блинов В. Ф., Кириллов И. В. Международные долготные работы, дрейф континентов и расширение Земли.— Астрон. вестн., 1978, № 4.
4. Блинов В. Ф., Шубер Ю. А. и др. Закономерность возрастного состава океанической коры.— В кн.:

27-й Междунар. геол. конгресс. Тез., т. 3, секция 06, 07. М.: Наука, 1984.

5. Горбань В. М., Емец А. И. и др. Проверка и уточнение модели кинематики геолитосферных плит по данным астрономических и космических наблюдений.— Киев: Ин-т теор. физики АН УССР, 1985.
6. Пильник Г. П. К изучению дрейфа континентов.— Астрон. журн., 1976, № 1, т. 53.
7. Милановский Е. Е. Развитие и современное состо-

ание проблем расширения в пульсаций Земли.— В кн.: Проблемы расширения и пульсаций Земли. М.: Наука, 1984.

8. Михайлов А. А., Щеглов В. П. Итоги и перспективы изучения дрейфа континентов астрономическими методами.— В кн.: Проблемы современных движений земной коры. М.: Наука, 1969.
9. Щеглов В. П. Астрономия и дрейф континентов.— В кн.: Наука и человечество. Ежегодник.— М.: Знание, 1984.
10. Anderle R. J., Malyevac C. A. Plate motion computed from Doppler satellite observations presented at sym-

Институт геофизики АН УССР
Киев

posium 2 of the XVIII General Assembly of IUGG. Hamburg, 1983.

11. Carey S. W. The necessity for Earth expansion. In: Carey S. W. (ed.), Expanding Earth Symposium, Sydney, 1981. University of Tasmania, 1983.
12. Stoyko A., Stoyko N. Variations de latitudes et longitudes et le mouvement de l'escore Terrestre.— Проблемы современных движений земной коры. М.: Наука, 1969.
13. Vogel K. Beiträge zur Frage der Expansion der Erde auf der Grundlage von Globenmodellen.— Z. geol. Wiss., 1984, Bd. 12, H. 5.

Поступила в редакцию
16 января 1986 г.

Эпилог. Когда приведенная выше статья находилась уже в редакции, ее автором были проанализированы данные обзора* спутниковой лазерной дальнометрии** (СЛД), полученные в процессе наблюдений геодинамического спутника LAGEOS, запущенного в мае 1976 г. (США). Точность лазерной дальнометрии выше, чем доплеровских и астрономических измерений. По данным обзора многолетняя точность измерения базисных расстояний составляет ± 2 см; для высот станций эта величина колеблется от ± 2 до ± 3 см.

В указанном обзоре приведены координаты и их изменения 12 лазерных станций слежения за спутником, расположенных в Северной Америке (7 ст.), Южной Америке (Перу, 1 ст.), в Австралии (2 ст.) и на Гавайских островах (2 ст.). Измерения проводились в 1979—1982 гг. Сеть лазерных станций охватывает ограниченный регион, поэтому данных СЛД, если их рассматривать изолированно, недостаточно для глобальных прогнозов. Если же учесть астрономические измерения, спутниковые доплеровские данные и геофизические прогнозы, результаты спутниковой лазерной дальнометрии оказываются весьма полезными для создания целостной и непротиворечивой картины перемещений континентов.

Как и в случае доплеровских измерений, при вычислении географических координат по данным СЛД размеры Земли принимались неизменными. Поэтому в координатах лазерных станций возможны те же методические ошибки, что и в координатах доплеровских станций. Априорная ориентация на постоянство размеров Земли обусловила в обзоре сравнение прогнозов тектоники плит (схема дрейфа Дж. Минстера и Т. Джордана, 1978 г.) с результатами лазерной дальнометрии. Коэффициент корреляции для Тихоокеанской

и сопредельных плит получился равным 0,61. При этом следует учесть, что обращение к коэффициенту корреляции обезличивает отдельные принципиальные увязки.

Анализ результатов СЛД показал, что ключевые данные доплеровских измерений (смещение Австралии к северу и ее удаление от Южной Америки, удаление Гавайских островов от Северной Америки), использованные для верификации прогнозов тектоники плит и расширения Земли, подтверждены независимым и более точным способом измерений. Так, средняя скорость удаления Австралии от Южной Америки согласно СЛД составляет 2,8 см/год; осредненное удаление Гавайских островов от Северной Америки получилось равным 1 см/год. Как было показано ранее, направления этих перемещений, связанных с расширением Тихого океана и сокращением Индийского океана вдоль параллелей, не могут быть согласованы с тектоникой плит. Кроме того, данные СЛД показали изменение внутриплитных расстояний, что не соответствует представлению о жестких плитах. При этом среднее превышение станций, по данным СЛД, оказалось положительным, как и в доплеровских измерениях. Автором были выполнены подсчеты средних годовичных изменений высот всех 12 станций. Источковым же в качестве увеличения среднего радиуса Земли среднее годовичное превышение 12 лазерных станций оказалось равным $+3,1$ см/год.

Естественно, что численные величины лазерной дальнометрии, доплеровских и астрономических измерений разнятся из-за больших погрешностей, поэтому им не следует придавать абсолютного статуса. На данном этапе измерений более надежными являются знаки (направления) перемещений, которые лучше соответствуют представлению о расширении земного шара.

Согласование ключевых данных доплеровских измерений и лазерной дальнометрии (по направлениям перемещений станций) делают рекомендацию об учете приращения среднего радиуса Земли на 2 см/год более обоснованной. Ее следует учитывать при измерениях координат станций космическими методами, при обработке и анализе результатов измерений.

* Christodoulidis D. C. et al. Observing tectonic plate motions and deformations from satellite laser ranging.— J. Geophys. Res., 1985, v. 90, N B11, p. 9249—9263.

** Satellite Laser Ranging (SLR).

А. А. Сидоров, И. Н. Томсон

БАЗОВЫЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ

Колчеданные, порфиновые и другие образования сульфидных вкрапленных руд отнесены к базовым рудным формациям. Они рассматриваются в качестве

В мировой практике разведки месторождений известны примеры неожиданных открытий в жильных рудных полях «слепых» большеобъемных штокверковых рудных залежей иного, чем разведываемые жилы, состава. Примеры подобных открытий хорошо известны на полиметаллических месторождениях Речк в Венгрии, Добрево-Златово в Югославии, на золотосеребряных месторождениях провинции Бассейнов и Хребтов в США.

Вместе с тем при изучении месторождений медно-порфиновых и колчеданных формаций уже давно установлено, что обычно они сопровождаются сульфидно-кварцевыми жилами с золотой, серебряной и полиметаллической минерализацией. Эти жилы частично наложены на собственно порфиновые или колчеданные рудные тела и особенно развиты по периферии рудоносных жил. Минеральные и геохимические ассоциации порфиновых и массивных сульфидных руд обнаруживают отчетливые элементы родства с минеральными ассоциациями сопутствующих жильных месторождений. Порфиновые, колчеданные и сульфидные рудные формации в сущности определяют состав сопутствующих рудноформационных рядов. Более того, в формацию медно-порфиновых руд уже давно включаются, например, золотосеребряные и полиметаллические жильные и прожилково-метасоматические рудные тела («непорфиновые» руды). Подобные рудные тела сопровождают также месторождения колчеданно-полиметаллической (например, жильные типа куроко) и золотосульфидной формаций. Сопутствуют они также месторождениям олово-порфировой формации и оловоносных цвиттеров [2, 10]. Если эти рудные тела выходят за пределы рудных полей порфиновых и колчеданных формаций, то они рассматриваются как самостоятельные золотосеребряные и полиметаллические месторождения. Представляется неправильным относить эти генетиче-

промежуточных источников рудного вещества различных кварцево-жильных месторождений.

ски разнородные, но близкие по составу образования к единым золотосеребряным или полиметаллическим рудным формациям. Необходимо разделять названные и другие совокупности конвергентных жильных образований. Важнейшим критерием разделения является их принадлежность к той или иной базовой формации. К этим формациям, определяющим (возглавляющим) генетически единые или полигенные рудноформационные ряды, нами отнесены такие группы месторождений, в рудах которых наиболее полно представлены минеральные (минералого-геохимические) ассоциации всех сопутствующих месторождений данного ряда.

В различных провинциях базовыми являются следующие рудные формации: медно-порфировая, олово-порфировая и оловоносных цвиттеров; кварц-сульфидная прожилково-вкрапленных руд; колчеданные; магматические сульфидные в базит-ультрабазитах и другие. Рассмотрим базовую сущность этих формаций. Однако прежде отметим, что если порфиновые, колчеданные и медно-никелевые месторождения с начала их освоения воспринимались как большеобъемные геологические образования, то зоны вкрапленного сульфидного оруденения относились нередко к так называемым околорудным (околорудным) ореолам, к зонам рассеянной минерализации, сопровождающим рудные тела жильного типа. В течение длительного времени они не воспринимались как образования, предшествующие жильным месторождениям и являющиеся источником рудного вещества для этих месторождений.

Медно-порфировая формация, являясь одной из наиболее изученных, возглавляет рудноформационные ряды месторождений вулканогенных поясов, эв- и мезогеосинклинальных складчатых систем и областей тектономагматической активизации тихоокеанских и средиземноморских провинций (табл. 1). Месторожде-

Медно-порфировый рудноформационный ряд

Рудные формации

Базовая	Сопутствующие		
Медно-порфировая	Полиметаллическая	Золотосеребряная	Сурьмяно-ртутная
<i>Главнейшие минеральные ассоциации</i>			
Молебденит-пирит-халькопиритовая	Пирит-халькопиритовая	Пиритовая	Марказитовая
Полиметаллическая сульфидная	Полиметаллическая сульфидная	Галенит-сфалеритовая	—
Золото-серебро-сульфидно-сульфосольная, золототеллуридная	Золото-серебро-сульфосольно-сульфидно-теллуридная	Золото-серебро-сульфидно-сульфосольная, золототеллуридная	—
Киноварь-антимонитовая	Антимонитовая	Киноварь-антимонитовая	Антимонит-киноварная

Примечание. Приведены только важнейшие ассоциации рудных минералов, главные продуктивные из них выделены.

ния связаны с гранодиорит- и адамеллит-порфирами, входящими в разнообразные комплексы пород диорит-алискитового состава. Эти комплексы нередко предшествуют образованию крупных плутонов фанеритовых гранитоидов. Для преимущественно медных месторождений характерны незавершенные интрузивные серии, для медно-молибденовых — завершенные интрузивные серии с адамеллит- и гранит-порфировыми поздними дифференциатами [3].

Замечательной закономерностью месторождений медно-порфировой формации является то, что рудная (минералогическая) вертикальная и латеральная их зональность представляет собой уменьшенную модель рудноформационной региональной зональности. Эта закономерность, по нашему мнению, представляет собой доказательство единства рудного флюида для месторождений всего ряда. В сущности, имеющиеся модели образования медно-порфировых месторождений [9] могут быть в значительной мере использованы при построении моделей образования месторождений других рудных формаций характеризуемого ряда. По степени возрастания дифференциации рудообразующего флюида и уменьшения глубины рудоотложения после медно-порфировых месторождений следуют полиметаллические, затем золототеллуридные и золотосеребряные; завершается ряд сурьмяно-ртутными и ртутными месторождениями.

Природа и закономерности развития месторождений рудноформационного ряда изучены слабо. Отдельные исследователи [11] полагают, что если имеются какие-то, например золото-серебряные, члены ряда, то на определенных глубинах мы можем ожидать более глубинные его члены, включая месторождения базовой медно-порфировой формации. При детальном

изучении районов недостающие члены рудноформационного ряда обычно обнаруживаются иногда в виде редуцированных (непромышленных) образований.

Результаты исследований условий залегания, текстур, структур и минерального состава руд, газово-жидких включений в минералах казалось бы объективно свидетельствуют о гидротермальном отложении медно-порфировых и других руд месторождений характеризуемого ряда. Однако близкие к магматическим температуры образования некоторых минеральных ассоциаций, наличие вкрапленности халькопирита и других рудных минералов в неизмененных гранит-порфирах (по типу акцессориев) и вмещающих терригенных толщах, межстадийный дайковый магматизм и, наконец, разнообразный характер включений в минералах — от расплавов-рассолов до обычных растворов — указывают на необходимость выявления рудообразующей роли догидротермальных процессов на медно-порфировых месторождениях. Эта задача представляется особенно актуальной и перспективной в некоторых районах перивулканических зон Тихоокеанского пояса, где место базовой медно-порфировой формации занимают наиболее крупные золотосульфидные месторождения вкрапленных руд.

Месторождения базовой золотосульфидной формации развиты в основании вулканогенных поясов, в перивулканических зонах и областях тектономагматической активизации геологических провинций различного возраста. Оруденение представлено крутопадающими и субпластовыми зонами равномерно рассеянной сульфидизации в углеродистых терригенных и терригенно-карбонатных толщах. Основная часть тонкорассеянных сульфидов (пирита и арсенипирита) отчетливо предшествует образованию

Сульфидный (вкрапленных руд) рудноформационный ряд*

Рудные формации				
Базовая	Сопутствующие			
Золотосульфидная	Золотосульфидно-кварцевая	Полиметаллическая	Золотосеребряная	Сурьмяная
<i>Важнейшие минеральные ассоциации</i>				
Молебденит-касситерит-сульфидная, золото-висмут-теллуридная	Золото-висмут-теллуридная с молибденитом и касситеритом	—	—	—
Золото-пирит-арсенопиритовая; полисульфидная (диспергированная)	Золото-арсенопиритовая; галенит-сфалерит-халькопиритовая	Галенит-сфалерит-халькопиритовая	Золото-серебро-пирит-арсенопиритовая	Арсенопирит-пиритовая
Серебро-сульфосольно-сульфидная	Сульфосольно-сульфидная	Сульфосольно-сульфидная	Золотосеребряная сульфосольно-теллуридно-сульфидная	—
Пирит-антимонитовая	Пирит-антимонитовая	Пирит-марказитовая	Антимонитовая	Антимонитовая

* См. примечание к табл. 1.

рудноносных кварцевых жил и прожилков, а также окварцеванию пород.

А. М. Гавриловым и А. П. Плешковым в игольчатом арсенопирите руд выявлены кучные скопления округлых включений золота размером 0,04—0,3 мкм. Аналогичные выделения в пирите отмечались Вэлсом и Маленсом [12] при изучении руд Карлина. В рудоотложении отсутствуют стадийность и зональность до изученных глубин (2000 м). Особенности этого оруденения, а также данные по минерализации в районах развития олово-порфирового ряда месторождений позволили сделать заключение, что охарактеризованные руды возникли из флюидов, обладающих высокими восстановительными свойствами, и не являются гидротермальными образованиями [7]. Вкрапленные руды отлагались в пределах длительно развивающихся купольных поднятий и зон смятия, являвшихся флюидопроводниками. Фильтрующие рудоносный флюид колонны терригенных углисто-глинистых или карбонатно-глинистых отложений, насыщаясь тонкорассеянным сорбированным рудным веществом, становились потенциальным промежуточным источником жильных месторождений. При этом наиболее обогащенные интервалы таких колонн по концентрации золота в породах достигают уровня промышленных рудных тел. В зонах растяжения и открытой трещиноватости, сочлененных с флюидопроводящими колоннами, развивались рудоносные жилы. Главная продуктивная минеральная ассоциация вкрапленных руд проста и однообразна — это мелкий и тонкий равномерно рассеянный арсенопирит и (или) мышьяковистый пирит, со-

держачие субмикроскопическое золото. Жильные минеральные ассоциации, напротив, разнообразны. Если проанализировать рудные ассоциации в целом, то на месторождении мы обнаруживаем «зарождения» минеральных ассоциаций всех последующих жильных образований рудного района (табл. 2).

Олово-порфировая формация выделяется в отечественных и зарубежных работах сравнительно недавно [2]. Целесообразность выделения этой формации будет оправдана, если ее содержание и значимость определить по методу и подобию хорошо изученной медно-порфировой формации. Иными словами, поставить ее во главу рудноформационных рядов в оловоносных и сереброносных провинциях (табл. 3).

Месторождения олово-порфировой формации приурочены к андезит-дацитовым субвулканическим телам липарит-гранитных (нередко лейкогранитных) ассоциаций или к гипабиссальным калиевым гранитоидам вулканогенных поясов областей тектономагматической активизации и перивулканических зон. Основная масса руд сосредоточена в жилах и жильно-прожилковых зонах минерализации как в магматических, так и в терригенных песчанико-сланцевых породах.

Однако в сереброносных провинциях месторождения нередко развиваются в прогрессирующем стиле [4], и золотосеребряная (существенно серебряная) формация предшествует олово-порфировой, сливаясь с нею. При этом оруденение золото-серебряной формации развивается главным образом до внедрения гранитоидов, а олово-серебряные, оловянные и

Олово-порфировый рудноформационный ряд *

Рудные формации

Базовая	Сопутствующие		
Олово-порфировая	Касситерит-силикатная	Касситерит-сульфидная (олово-полиметаллическая)	Серебряная с золотом
<i>Важнейшие минеральные ассоциации</i>			
<p>Касситерит-арсенопирит-пиритовая с вольфрамитом и теллуридом висмута</p> <p>Пирит-сфалерит-халькопирит-станный</p> <p>Сфалерит-фрейбергитовая; галенит-аргентит-серебросульфосольная</p> <p>Пирит-марказитовая, антимонитовая</p>	<p>Арсенопирит-пирит-касситеритовая</p> <p>Вольфрамит-висмутитовая</p> <p>Арсенопирит-пиритовая, галенит-сфалерит-халькопиритовая</p> <p>Пирит-марказитовая</p>	<p>Пирротин-пирит-арсенопирит-касситеритовая</p> <p>Касситерит-арсенопирит-пиритовая; сфалерит-станный</p> <p>Галенит-сфалеритовая, серебро-сульфосольная</p> <p>Сфалерит-пирит-марказитовая, антимонитовая</p>	<p>Арсенопирит-пиритовая</p> <p>Станнин-халькопирит-марказитовая</p> <p>Золото-серебро-сульфосольная</p> <p>Антимонитовая</p>

* См. примечание к табл. 1

золотосульфидно-кварцевые (золоторедкометалльные) месторождения и рудопроявления формируются после внедрения гранитоидов.

Следует отметить, что в оловоносных районах также развиты науглероженные зоны смятия и будинажа в мезозойских флишеидных толщах. Так, по данным И. Н. Томсона и др. [7], в пределах оловорудного Кавалеровского района, входящего в перивулканическую зону Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса, рудоносные метасоматиты представлены тонкозернистыми породами черного цвета с прожилковидными выделениями углеродистых минералов, рутила и ильменита. Соотношения в породах ильменита, рутила, графита и слабоокристаллизованного углеродистого вещества колеблются в широких пределах; в качестве редких минералов присутствуют вюстит, камасит (?), когенит (?), а также тонкие включения самородных железа, смесей свинца и олова, реже алюминия, твердые растворы железа и цинка, осмистого иридия. На основе этого материала сделаны предположения о предгидротермальном и, возможно, доинтрузивном (догранитоидном) образовании этих метасоматитов, представляющих, по всей вероятности, самостоятельную базовую формацию.

В качестве базовой формации можно рассматривать также оловоносные цвиттеры, которые, как это можно видеть на примере Тигриного месторождения в Приморье, представлены грейзенизированными куполами лейкократовых гранитов. Грейзены развиты под фельзитовидной «коркой» эндоконтакта и пегматоидной зоной штокшайдеров. Особенностью грейзенов является их сложный состав: наряду с топаз-слюдисто-флюоритовой с кассите-

ритом ассоциацией в большом количестве развиты сульфидные парагенезисы со сфалеритом, станнином, галенитом, арсенопиритом, а также родохрозитом и родонитом. Этими особенностями цвиттеры резко отличаются от классических гранитных грейзенов.

Сульфидные парагенезисы в общем аналогичны минеральным ассоциациям касситерит-сульфидных месторождений. И если в пределах гранитоидных куполов эти парагенезисы совмещены в цвиттерах, то в жильных месторождениях над такими куполами проявляется четкая дифференциация в стадийных жильных образованиях касситерит-сульфидного состава штокверковых зон оловоносных кварцево-слюдистых или топазо-слюдистых грейзенов. При этом касситерит-сульфидные жилы образуются раньше жильных грейзенов. Базовой формации цвиттеров сопутствуют также молибденитовые штокверки. Таким образом, касситерит-сульфидные месторождения ассоциируются с разными базовыми формациями (олово-порфировой и оловоносных цвиттеров) и, являясь конвергентными образованиями, нередко объединяются в одну формацию.

Колчеданные базовые формации изучены не менее детально, чем медно-порфировая. Формации связаны с ранними этапами развития первичных и вторичных эвгеосинклиналей [6]. К первично-геосинклинальным относятся герцинские провинции Урала и Северного Кавказа и, по-видимому, архейская провинция Черчилл (Канада) и протерозойская — Аризона в США. К вторично-геосинклинальным относятся вулканоплутонические пояса, развивающиеся на континентальной коре в результате регенерации эвгеосинклинального режима. Это

Колчеданный гидротермально-осадочный рудноформационный ряд *

Рудные формации		
Базовая	Сопутствующие	
Колчеданная гидротермально-осадочная	Полиметаллическая	Золотосеребряная
<i>Важнейшие минеральные ассоциации</i>		
Пирит-халькопиритовая Пирит-халькопирит-сфалеритовая	— Пирит-сфалерит-галенитовая	Пирит-халькопиритовая Сфалерит-галенит-тетраэдритовая Электрум-сульфидно-сульфосольная
Галенит-сфалерит-блеклорудная	Халькопирит-серебро-блеклорудная	Пиритовая
Баритовая	Барит-родохрозитовая	

* См. примечание к табл. 1.

преимущественно более молодые районы, расположенные в пределах Среднегорско-Понтийско-Малокавказского пояса, в провинциях «зеленых туфов» Японии и в ряде верхнепалеозойских вулканических зон Казахстана и Узбекистана. Колчеданные месторождения первично-геосинклинальных провинций характеризуются, наряду с гидротермально-осадочной, более отчетливо выраженной метасоматической природой рудообразования. Вторично-геосинклинальные провинции имеют довольно четкие признаки гидротермально-осадочных субмаринных образований.

Рудноформационные ряды этих двух базовых формаций хорошо различимы по составу входящих в эти ряды сопутствующих золотых и золотосеребряных формаций (табл. 4, 5). В отличие от рядов порфириновых формаций, колчеданные рудноформационные ряды характеризуются длительным, в сущности, сквозным (от осадконакопления до позднего орогенеза) развитием.

Магматическая сульфидная рудная формация объединяет преимущественно медно-нике-

левые месторождения. Однако определенное промышленное значение в пределах этой формации имеет золото-серебро-платинометалльное оруденение. Рудная формация связана с основными и ультраосновными стратиформными интрузиями эпипархейской платформы (Южная Африка, Канада), а также с интрузивной фацией траппов Сибирской платформы. Проявления этой рудной формации известны также в связи с интрузиями раннегеосинклинальных и орогенных этапов (штаты Калифорния, Орегон, Аляска).

Источником магматических месторождений является мантийное вещество, так как интрузии имеют ультраосновной и основной состав, а изотопный состав серы в рудах близок к сере метеоритов: среднее отклонение от метеоритного стандарта колеблется в пределах от $-0,26$ до $+0,24$. М. Н. Годлевский [1] полагает, что в соответствии со степенью насыщения рудного расплава медью выделяются пирротиновые и халькопиритовые руды. Вместе с тем наблюдения Дж. Скиннера и Д. А. Пека [5] за несмешивающимся сульфидным расплавом с о. Га-

Таблица 5

Колчеданный гидротермально-метасоматический рудноформационный ряд *

Рудные формации			
Базовая	Сопутствующие		
Колчеданная метасоматическая	Полиметаллическая кварцево-жильная	Золотосульфидно-кварцевая	Золотокварцевая
<i>Важнейшие минеральные ассоциации</i>			
Халькопиритовая	—	Золототеллуридно-висмут-халькопиритовая	—
Пирит-халькопирит-сфалерит-галенитовая с золотом	Халькопирит-галенит-сфалеритовая с золотом	Халькопирит-галенит-сфалеритовая, золотосфалерит-галенитовая	Халькопирит-пиритовая, золотосфалерит-галенитовая
Баритовая	Баритовая	Пиритовая	Пиритовая

* См. примечание к табл. 1.

вай и при извержении толеит-базальтовой магмы вулкана Килауэа в 1963 г. показали, что наиболее ранние дифференциаты сульфидного расплава являются самыми богатыми медью и никелем. Минералы благородных элементов обнаруживают более тесную связь с «халькопиритовыми» рудами. Месторождения разрабатываются как комплексные и только в отдельных случаях (Риф Меренского) как преимущественно платинометаллные.

Рудноформационный ряд характеризуемой базовой формации изучен слабо. По всей вероятности, в этот ряд кроме золото-сереброплатинометаллных проявлений следует включить золото-альбит-анальцимовые проявления в габброидах, прорывающих серпентинизированные перидотиты [8], а также ряд жильных сульфидных месторождений. Для жильных месторождений в качестве промежуточных источников рудного вещества могут рассматриваться также альпинотипные ультрабазитовые протрузии с золотоплатинометаллной аксессуарно-вкрапленной минерализацией.

Месторождения базовых сульфидных рудных формаций (вкрапленных руд) являются отчетливо «корневыми», прослеживаясь на глубины до нескольких тысяч метров без существенных изменений. Все другие месторождения этих рудноформационных рядов развивалась гипсометрически выше, напоминая ряд Эммонса как по вертикали, так и по латерали.

Что касается колчеданных формаций, то связанные с ними жильные месторождения развиты не только в надрудной, но и в подрудной зоне колчеданных залежей. Учитывая ограниченные мощности этих пластовых залежей, размещение связанных с ними жильных месторождений зависит от особенностей эпигенетических гидротермальных систем. Не менее сложна рудноформационная зональность месторождений порфировых рядов, хотя в общем она повторяет минералогическую зональность порфировых месторождений.

Так, в пределах Боливийского рудного пояса отмечаются не только концентрическая горизонтальная зональность, соответствующая ряду Эммонса, но и элементы концентрической вертикальной зональности, связанной со сменой существенно оловянного оруденения серебряным как по направлению к дневной поверхности, так и на глубину. Месторождения меднопорфирового рудноформационного ряда нередко телескопированы по отношению к месторождениям базовой формации. Вместе с тем нижняя граница рудообразования полиметаллических, золотосеребряных и сурьмяно-ртутных месторождений в ряде случаев расположена на глубинах, сопоставимых с предельными глубинами меднопорфировых месторождений.

Таким образом, жильные месторождения каждого региона сравнительно легко увязываются с базовыми рудными формациями массивных или большеобъемных вкрапленных сульфидных недифференцированных образований. Рудноформационные ряды колчеданных и некоторых сульфидных формаций являются, в сущности, сквозными, развиваясь на протяжении всего геотектонического цикла той или иной провинции: от этапов осадконакопления до поздних и послерогенных преобразований. Порфировые и углеродисто-сульфидные рудноформационные ряды развиваются в более узком временном интервале и типоморфны для вулканогенных поясов и областей тектономагматической активизации. Рудноформационные ряды сульфидных расплавов и магматических аксессуарно-вкрапленных образований связаны с поясами и зонами ультрабазитов.

Выделение базовых рудных формаций в регионах не представляет значительных трудностей при изученности территории на уровне масштаба 1 : 50 000. Если же в хорошо изученном регионе базовая формация не установлена, а набор жильных месторождений известен, то она может быть предсказана с достаточно высокой достоверностью. В частности, А. В. Уолси [11] предлагает разбуривать участки золото-серебряных проявлений в районах Бассейнов и Хребтов (западные штаты США), прогнозируя на глубине месторождения медно-порфировой формации. По-видимому, на этом же основании японским геологам удалось успешно подтвердить некоторые свои прогнозы относительно «слепых» колчеданных залежей в провинции «зеленых туфов».

Возможности районирования рудных провинций на основе базовых формаций представляются весьма перспективными, в особенности с целью прогнозирования месторождений, не имеющих выхода на дневную поверхность.

Выводы

1. Базовые рудные формации представлены колчеданными, порфировыми или другими большеобъемными сульфидными месторождениями вкрапленных руд, возглавляющими и определяющими рудноформационные ряды конкретных районов.

2. Месторождения базовых формаций по времени образования обычно предшествуют месторождениям своего ряда, характеризуются комплексным (недифференцированным) составом руд и нередко служат промежуточным источником рудного вещества для месторождений сопутствующих рудных формаций.

3. Сопутствующие рудные формации, несмотря на их конвергентный облик, всегда содер-

жат индикаторные минеральные ассоциации, позволяющие установить их связь с теми или иными базовыми формациями.

4. Выявление и анализ базовых рудных формаций, а также связанных с ними руднофор-

мационных рядов являются важнейшими элементами металлогенического районирования, а также прогноза новых глубинных ярусов оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Годлевский М. Н.* Магматические месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968.
2. *Евстрахин В. А., Ициксон М. И.* Порфировый тип рудных месторождений.— Разведка и охрана недр, 1980, № 1.
3. *Попов В. С.* Геология и генезис медно- и молибден-порфировых месторождений.— М.: Наука, 1977.
4. *Сидоров А. А., Гончаров В. И.* О прогрессивном развитии гидротермального рудообразования.— Геол. рудн. месторождений, 1979, № 3.
5. *Скиннер Дж., Пек Д. А.* Несмешивающийся сульфидный расплав с острова Гавайи.— В кн.: Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1973.
6. *Смирнов В. И.* Колчеданные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1967.
7. *Томсон И. Н., Сидоров А. А. и др.* Графит-ильменит-сульфидная минерализация в рудных районах Востока СССР.— Геол. рудных месторождений, 1984, № 6.
8. *Шило Н. А.* Основы учения о россыпях.— М.: Наука, 1981.
9. *Sillitoe R. H.* The tops and bottoms of porphyry copper deposits.— Econ. Geol., 1973, v. 68, N 6.
10. *Sillitoe R. H., Halls C., Grant J. N.* Porphyry Tin Deposits in Bolivia.— Econ. Geol., 1975, v. 70.
11. *Wallace A. B.* Possible signatures of buried porphyry copper deposits in middle to Late Tertiary volcanic rocks of western Nevada.— Programs and Abstracts 5th Symposium, 1978, Snowbird, Alta, Utah, U. S. A.
12. *Wels J. Q., Mullens T. E.* Gold — bearing arsenium pyrite, determined by microprobe analysis, Cortez and Carlin gold mine, Nevada.— Econ. Geol., 1973, v. 68.

СВКНИИ ДВНЦ АН СССР
Магадан

Поступила в редакцию
2 декабря 1985 г.

УДК 552.5(571.6)

А. Н. Соляник, О. В. Авченко, Р. А. Октябрьский

УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА ОСНОВНЫХ ПОРОД ЧОГАРСКОГО БЛОКА

Изучены химические составы пород и минералов метагабброидов Чогарского блока, относимых к майско-джанинскому комплексу. Для клинопироксенов характерны повышенные содержания Na_2O — до 1,5 мас. %, гранаты отличаются низкой железистостью — 56—59%. Метаморфизм габброидов майско-джанинского комплекса протекал при высоких давлениях (10—11 кбар) и температурах (850—950°C). По-

видимому, подобные метабазиты подстилают метапелитовые породы чогарского комплекса. Выявлена неоднородность метаморфизма Чогарского блока, отвечающая широкому диапазону условий ($P = 6-11$ кбар, $T = 750-950^\circ\text{C}$), что обусловлено его сложным тектоническим строением. Геотермический градиент ($\sim 25-30^\circ \text{C}/\text{км}$), вычисленный по минеральным парагенезисам, соответствует архейской геотерме.

Вопрос о строении и химическом составе наиболее древних и глубинных комплексов метаморфических пород, слагающих ядра архейских кратонов, до сих пор остается открытым. Принятое ранее представление о существенно базитовом или ультрабазит-базитовом составе нижних горизонтов метаморфического фундамента щитов [12, 16] подвергается переоценке. Это связано с обнаружением среди раннеархейских образований Земли древнейшего ($>3,5$ млрд лет) комплекса более кислых пород — тоналитовых и гранодиоритовых «серых» гнейсов — и доказанной экспериментально возможностью их происхождения путем выплавления из водонасыщенной мантии. Отмеченное обстоятельство приводит некоторых геологов к мнению [14], что гранулитогнейсовый слой древних щитов образуется вследствие эрозийного разрушения и последующего метаморфизма этой первичной сиалической оболочки Земли. Однако на примере метаморфических комплексов юга Алданского щита, метаморфизованных в сугамской и чогарской фациях глубинности, можно убедиться, что в основании гранулитогнейсовых толщ залегают породы основного состава — метагаббро или метабазалты. Именно эти породы, если судить по петрологическим данным, приводимым в настоящей статье, являются наиболее глубинными и высокотемпературными и, по-видимому, подстилают метапелиты чогарской фации, считающиеся до сих пор наиболее глубинными в пределах юга Алданского щита [5].

Нижнеархейский Чогарский блок, выделенный Л. П. Карсаковым [4] на востоке Джугджуро-Становой области, расположен в междуречье рек Уды и Май-Половинной. С севера и запада он по разломам граничит со становой верхнеархейским комплексом, а с востока и

юга перекрыт мезозойскими вулканогенно-осадочными образованиями (рис. 1). Этот блок сложен различными метапородами, среди которых широко распространены метагабброиды майско-джанинского комплекса [4, 5]. Породы Сехтагского анортозитового массива, занимающие значительную площадь в Чогарском блоке (1900 км²), также метаморфизованы в условиях гранулитовой фаши [9]. Об этом свидетельствуют структурно-текстурные особенности пород и химизм входящих в их состав пироксенов, характерных для большинства метаморфизованных анортозитовых массивов Джугджуро-Становой области, таких как Каларский [17, 20], Верхнеундытканский [9], Кун-Маньенский.

Нами изучались минеральные парагенезисы метагабброидов майско-джанинского комплекса и метагаббро-норитов Сехтагского анортозитового массива (водораздел рек Чинтакинда — Джагарма и приустьевая часть р. Омонда, см. рис. 1).

Метапороды Чогарского блока обычно интенсивно изменены поздними процессами — гранитизированы, диафторированы и катаклазированы. Свежие, неизмененные породы встречаются крайне редко. Массив метагабброидов района г. Иконда находится в тектоническом взаимоотношении с анортозитами и прорывается многочисленными телами двушироксеновых диабазов. Слабо измененные метагабброиды состоят из клинопироксена, плагиоклаза, гастингситовой роговой обманки, образующей келифитовые каймы по клинопироксену и индивидуальные выделения, а также граната, титаномагнетита и апатита. В диафторированных метагабброидах, составляющих преобладающую часть массива, присутствуют хлорит, эпидот, серицит, зеленый амфибол, сфен, кварц, калиевый по-

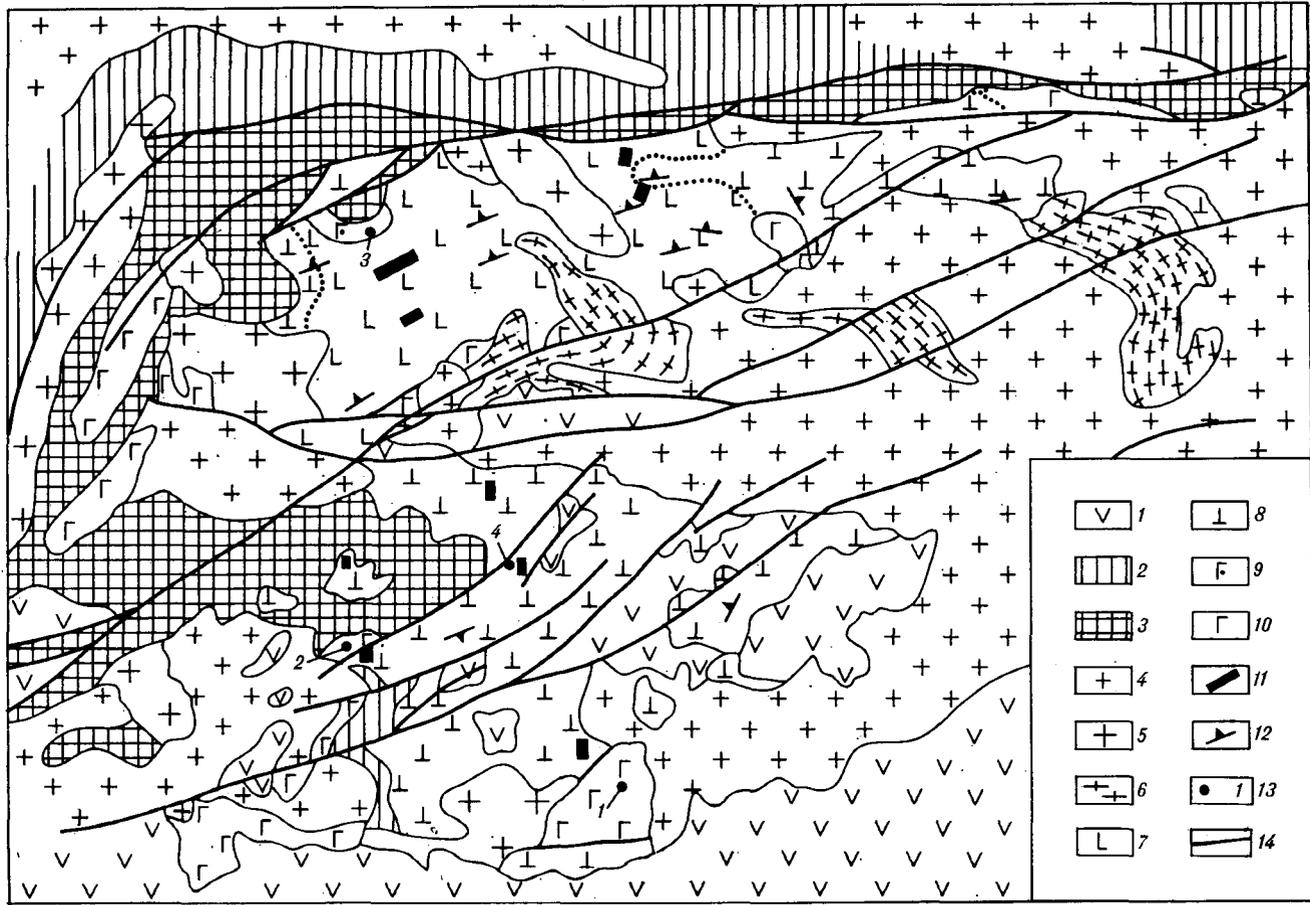


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Чогарского блока, по [2], с дополнением.

1 — верхнеюрские и нижнемеловые вулканогенно-осадочные образования; 2, 3 — метаморфические комплексы: 2 — верхнеархейские, 3 — нижнеархейские; 4—6 — гранитоиды: 4 — раннемеловые, 5 — раннепротерозойские, 6 — архейские; 7—9 — архейский метанортозитовый комплекс Сехтагского массива: 7 — анортозиты, 8 — габро-анортозиты, 9 — рудные габро-порфиты; 10 — архейские метагабброиды майско-джангинского комплекса; 11 — участки развития апатит-магнетит-ильменитовой минерализации; 12 — элементы залегания; 13 — точки отбора образцов метагабброидов: 1 — гора Иконда, 2 — верховья р. Верхний Моксин, 3 — водораздел рек Чинтакинда — Джагарма, 4 — приустьевая часть р. Омондя; 14 — граница фациальных разновидностей пород.

левой шпат. Не измененные вторичными процессами метагабброиды верхнего течения р. Верхний Моксин состоят из граната, натрий-содержащего клинопироксена, гастингситовой роговой обманки, плагиоклаза, титаномagnetита, апатита, пирита, к которым в существенном количестве присоединяется скаполит, встречающийся в виде индивидуальных зерен, без признаков замещения им плагиоклаза. Минеральными компонентами метагаббро-норитов в верховьях р. Джагарма и приустьевой части р. Омондя, входящих в состав Сехтагского анортозитового массива [2], являются гиперстен, клинопироксен, плагиоклаз, бурая роговая обманка, магнетит, ильменит и апатит, иногда присутствует гранат. В некоторых случаях значительное содержание рудных минералов и апатита приводит к образованию косьвитов. Принадлежность описываемых пород к метаморфическим определяется их сланцевостью, гранобластовыми структурами и особенностями

состава минералов. Для Сехтагского анортозитового массива имеется свинцово-изохронная датировка возраста — 2,8 млрд лет [13], которую, подобно данным для анортозитов Каларского массива [3] и гранулитов Становой области [1], надо связывать со временем гранулитового метаморфизма, отвечающему одной из главных тектономагматических эпох докембрия [19]. Анортозиты Сехтагского массива, по-видимому, более молодые, чем метагабброиды майско-джангинского комплекса.

Химические составы метагабброидов бассейна р. Чогар представлены в табл. 1. На диаграмме А—F—M (рис. 2) они занимают центральную часть поля эклогитоподобных кристаллосланцев сугамского и чогарского комплексов, а также приближаются к полю более магнезиальных гранатовых габброидов массивов Агынок и Авгенкур южной окраины Алданского щита [6]. Они близки также к первым по повышенному содержанию P_2O_5 и TiO_2 . В то

Химические анализы метагабброидов бассейна р. Чогар, вес. %

№ п/п	Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	Сумма	F
1	СЧ-1/9	40,60	3,61	13,65	9,19	11,64	0,36	6,69	11,42	1,62	0,20	0,30	0,03	0,52	99,83	75,69
2	СЧ-1/10	43,70	2,80	15,69	6,12	10,11	0,24	6,32	11,09	2,41	0,57	0,58	Сл.	0,26	99,89	71,97
3	СЧ-5/56	43,05	1,58	16,13	10,93	6,36	0,18	7,50	10,83	1,76	0,50	0,24	»	0,91	99,97	69,75
4	СЧ-5/58	44,35	1,47	15,17	5,62	10,81	0,20	8,16	11,09	1,55	0,43	0,88	0,01	0,19	99,93	66,82
5	СЧ-9/127	45,55	2,35	14,25	5,81	12,08	0,26	5,19	10,27	2,32	0,15	0,85	0,03	0,35	99,46	77,51
6	СЧ-9/129	46,30	2,25	12,65	6,83	11,00	0,29	6,58	10,51	2,08	0,28	0,25	0,07	0,33	99,42	73,04

Примечание. 1, 2 — гора Иконда; 3, 4 — верховья р. Верхний Моксин; 5, 6 — водораздел верховьев рек Чинтакнда — Джагарма. Аналитик М. И. Ильина, ДВГИ ДВНЦ АН СССР.

же время метагабброиды резко отличаются на этой диаграмме от интрузивных офиолитов фанерозоя [8] своей значительно большей титанистостью и железистостью. По содержанию калия и соотношениям Ti—Fe/Mg, SiO₂—Fe_{общ} метагабброиды бассейна р. Чогар соответствуют толеитовым базальтам, а на диаграмме Кун они занимают пограничное положение между последними и щелочными базальтами, что, вероятно, обусловлено повышенным содержанием P₂O₅ и окислов (Pm, Mt, Nem).

Таким образом, имеющиеся данные по химическому составу метагабброидов бассейна р. Чогар позволяют считать, что они являются продуктом кристаллизации толеитовой магмы на средних этапах ее глубинной эволюции. Однако, судя по диаграмме А—F—M, их можно также интерпретировать как продукты кри-

сталлизации наиболее железистых остаточных расплавов, возникших в результате глубинной эволюции архейских коматиитовых магм.

Химический состав минералов описываемых пород изучался на микронзонде JXA-5A по принятой в ДВГИ ДВНЦ АН СССР методике [18]. Микронзондовое профилирование анализируемых минералов показало практически полное отсутствие в них какой-либо химической зональности. Слабую зональность обнаруживает лишь клинопироксен. Контакты минералов между собой четкие, реакционные взаимоотношения минералов, как правило, отсутствуют. Только иногда отмечается развитие узких кайм магнетита по пириту. Состав минералов метапород довольно специфичен. Амфиболы содержат высокие количества титана и щелочей (табл. 2), что определяет их принадлежность к группе высокотемпературных роговых обманок. Гранаты характеризуются значительным содержанием гроссуляра и пирропа, в сумме составляющих до 60% минералов. Такая низкая железистость гранатов в основных породах, как в метагаббро р. Верхний Моксин (обр. СЧ-5/56, СЧ-5/58, СЧ-5/59, см. табл. 2), достигающая 55—59%, отмечается в Чогарском блоке впервые. Железистость гранатов в основных сланцах чогарской фации, согласно сводкам авторов [5, 10], колеблется в пределах 59—83%. Интересны клинопироксены из этих же пород (обр. СЧ-5/56, СЧ-5/58, СЧ-5/59, см. табл. 2). Они отличаются от всех известных клинопироксенов юга Алданского щита и Джугджуро-Становой области повышенными натровостью (до 1,5 мас.%) и глиноземистостью. Эта их особенность хорошо видна на диаграмме (рис. 3) и, как показано ниже, обусловлена высокими P—T-параметрами формирования пород. Такие содержания натрия в клинопироксенах основных пород в Чогарском блоке отмечаются также впервые. К данным клинопироксенам по содержанию натрия и глинозема близки авгиты из эклогидов в метагаббро-анортозитах Сальных и Колвицких тундр Кольского полуострова [21], а также из габброидов апатитоносного Лучанского пиро-

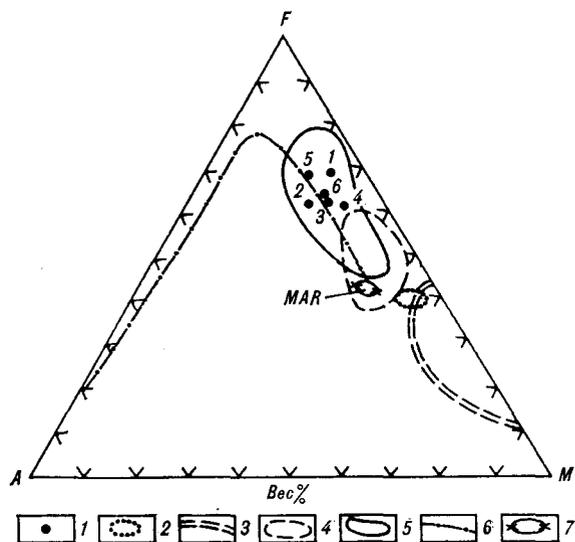


Рис. 2. Петрохимическая диаграмма А—F—M.

1 — метагабброиды Чогарского блока с порядковыми номерами по табл. 1; 2 — коматииты; 3 — основные и ультраосновные кумуляты офиолитов; 4 — гранатоподобные метагабброиды бассейна р. Сутам; 5 — эклогитоподобные кристаллосланцы сутамского и чогарского комплексов; 6 — направление эволюции составов сверхгадросидной магмы; 7 — средний состав базальтов срединно-океанических хребтов (2, 3, 7, по [8]; 4, 5 по [6]).

Химический состав и кристаллохимические формулы минералов метагабброидов Чогарского блока, вес. %

№ п/п	1			2				3				4				
	СЧ-1/9			СЧ-1/10				СЧ-1/14				СЧ-5/56				
Номер пробы																
Минерал	Gr	Срх	Pl	Gr	Срх	Нб	Pl	Gr	Срх	Нб	Pl	Gr	Срх	Нб	Sc	Pl
SiO ₂	38,07	48,74	57,30	38,27	49,16	39,93	58,05	37,92	49,68	40,89	59,87	38,91	49,02	42,28	48,98	59,72
TiO ₂	0,04	0,54	—	0,01	0,46	3,32	—	0,02	0,49	2,92	—	0,03	0,54	2,66	—	0,01
Al ₂ O ₃	21,56	5,47	26,00	20,36	4,70	13,39	26,03	21,66	4,89	13,37	25,69	21,21	6,12	12,99	25,53	25,91
FeO	24,76	10,60	—	25,96	10,90	15,24	—	25,03	9,83	14,51	—	23,07	9,20	10,94	—	0,10
MnO	1,13	0,09	—	0,89	0,15	0,09	—	0,86	0,15	0,06	—	0,50	0,09	0,08	—	—
MgO	7,81	11,56	—	7,53	11,45	10,26	—	8,14	12,36	11,07	—	10,74	12,29	13,69	—	—
CaO	6,34	21,01	8,70	6,63	20,23	11,19	9,12	6,63	20,16	11,30	8,32	5,90	20,82	11,36	15,73	6,86
Na ₂ O	0,03	1,20	6,89	—	1,17	2,33	6,52	—	1,27	2,75	6,94	0,01	1,46	2,33	4,36	8,09
K ₂ O	—	0,01	0,44	—	—	1,88	0,23	—	0,01	1,02	0,19	—	0,01	2,30	0,18	0,04
Сумма	99,74	99,22	99,33	99,65	98,22	97,63	99,95	100,26	98,84	97,89	101,01	100,27	99,55	98,63	94,78	100,73
Si	2,958	1,854	2,592	2,995	1,886	6,02	2,604	2,934	1,885	6,08	2,647	2,962	1,884	6,16	7,435	2,646
Ti	0,002	0,016	—	0,001	0,014	0,37	—	0,001	0,014	0,32	—	0,002	0,016	0,30	—	—
Албц	1,974	0,244	1,386	1,878	0,212	2,37	1,376	1,976	0,218	2,33	1,339	1,908	0,272	2,22	4,565	1,353
Fe	1,609	0,338	—	1,699	0,350	1,92	—	1,620	0,312	1,81	—	1,473	0,289	1,33	—	0,004
Mn	0,074	0,002	—	0,059	0,005	0,01	—	0,056	0,004	0,01	—	0,032	0,002	0,01	—	—
Mg	0,904	0,655	—	0,878	0,654	2,31	—	0,939	0,697	2,45	—	1,222	0,689	2,98	—	—
Ca	0,528	0,856	0,422	0,556	0,831	1,81	0,438	0,550	0,817	1,80	0,394	0,482	0,839	1,77	2,560	0,326
Na	0,004	0,086	0,604	—	0,084	0,68	0,567	—	0,090	0,79	0,595	0,001	0,106	0,66	1,276	0,695
K	—	—	0,025	—	—	0,36	0,013	—	—	0,20	0,012	—	—	0,42	0,036	0,002
Fe/(Fe + Mg)	0,640	0,340	—	0,659	0,349	0,454	—	0,633	0,309	0,425	—	0,546	0,295	0,308	—	—

Продолжение табл. 2

№ п/п	5			6		7				8				
	СЧ-5/58			СЧ-5/59		СЧ-9/127				СЧ-9/128				
Номер пробы														
Минерал	Gr	Срх	Pl	Gr	Срх	Gr	Срх	Орх	Pl	Gr	Срх	Орх	Нб	Pl
SiO ₂	38,30	48,54	58,66	38,60	47,65	37,84	49,84	49,97	59,96	37,06	50,31	50,00	41,84	59,70
TiO ₂	0,01	0,61	0,01	0,01	0,54	0,07	0,76	0,17	—	0,20	0,66	0,06	3,48	—
Al ₂ O ₃	21,70	6,36	26,23	21,16	6,25	22,00	3,97	1,31	25,72	21,89	3,10	1,42	11,28	25,50
FeO	23,84	9,64	0,11	24,41	10,20	29,92	14,46	30,91	—	30,14	12,28	30,22	14,74	—
MnO	0,46	0,08	—	0,50	0,05	0,84	0,10	0,25	—	0,76	0,09	0,20	0,05	—
MgO	10,02	11,98	—	9,63	11,66	4,65	11,28	17,98	—	4,40	11,28	17,13	10,57	—
CaO	6,32	20,82	7,43	6,37	20,45	8,16	20,20	0,68	7,27	6,47	20,46	0,73	11,43	7,24
Na ₂ O	—	1,39	7,51	—	1,38	0,01	1,01	—	7,90	—	0,89	—	2,23	7,82
K ₂ O	—	0,01	0,07	—	0,01	—	—	—	0,17	—	—	—	1,59	0,27
Сумма	100,65	99,43	100,02	100,68	98,19	103,49	101,62	101,27	101,02	100,92	99,07	99,76	97,16	100,53
Si	2,927	1,833	2,610	2,957	1,827	2,909	1,877	1,921	2,651	2,917	1,922	1,936	6,34	2,653
Ti	0,001	0,018	—	0,001	0,016	0,004	0,023	0,005	—	0,012	0,021	0,002	0,39	—
Албц	1,955	0,284	1,397	1,911	0,284	1,994	0,174	0,060	1,340	2,031	0,138	0,066	2,02	1,336
Fe	1,524	0,304	0,004	1,564	0,327	1,924	0,454	0,992	—	1,984	0,392	0,977	1,86	—
Mn	0,030	0,002	—	0,032	0,002	0,055	0,002	0,007	—	0,051	0,002	0,007	0,01	—
Mg	1,141	0,673	—	1,099	0,666	0,533	0,633	1,029	—	0,516	0,642	0,988	2,38	—
Ca	0,518	0,841	0,354	0,523	0,841	0,672	0,814	0,030	0,344	0,546	0,837	0,053	1,85	0,345
Na	—	0,104	0,648	—	0,104	—	0,072	—	0,677	—	0,068	—	0,64	0,674
K	—	—	0,004	—	—	—	—	—	0,010	—	—	—	0,31	0,015
Fe/(Fe+Mg)	0,572	0,311	—	0,587	0,329	0,783	0,418	0,491	—	0,794	0,379	0,497	0,439	—

№ п/п	9				10			11			
	СЧ-9/129				СЧ-2/26			Г-618			
	Gr	Срх	Орх	Pl	Gr	Срх	Орх	Gr	Срх	Нб	Pl
SiO ₂	37,46	49,58	50,34	59,12	38,87	50,25	50,34	37,92	50,23	41,10	55,25
TiO ₂	0,14	0,79	0,08	—	0,12	0,49	0,19	—	0,46	2,52	—
Al ₂ O ₃	22,25	3,69	0,93	25,95	21,94	3,42	2,05	21,51	3,63	12,37	28,40
FeO	30,11	14,48	32,13	—	27,19	12,00	28,49	26,07	10,80	13,38	0,10
MnO	0,89	0,16	0,33	—	3,27	0,46	1,20	1,12	0,11	0,03	—
MgO	4,30	10,30	16,04	—	4,65	11,72	17,96	16,93	11,38	11,90	0,02
CaO	6,54	19,83	0,61	7,79	7,01	21,14	0,81	6,97	21,90	11,92	11,69
Na ₂ O	—	0,92	—	7,56	0,04	0,65	—	—	0,58	1,75	4,76
K ₂ O	—	—	—	0,47	—	—	—	—	—	2,06	0,17
Сумма	101,69	99,75	100,46	100,89	103,09	100,13	101,04	100,52	99,09	97,03	100,39
Si	2,922	1,900	1,958	2,626	2,977	1,904	1,922	2,953	1,912	6,18	2,482
Ti	0,008	0,023	0,002	—	0,007	0,014	0,007	—	0,014	0,28	—
Аобщ	2,046	0,166	0,044	1,359	1,980	0,150	0,094	1,974	0,162	2,19	1,504
Fe	1,964	0,464	1,045	—	1,741	0,380	0,909	1,698	0,343	1,68	0,004
Mn	0,059	0,004	0,012	—	0,212	0,016	0,039	0,074	0,003	—	—
Mg	0,500	0,589	0,931	—	0,531	0,662	1,021	0,804	0,644	2,67	0,001
Ca	0,547	0,814	0,026	0,371	0,575	0,857	0,032	0,557	0,893	1,92	0,563
Na	—	0,068	—	0,651	0,006	0,048	—	—	0,044	0,51	0,415
K	—	—	—	0,027	—	—	—	—	—	0,39	0,010
Fe/(Fe + Mg)	0,797	0,441	0,529	—	0,766	0,365	0,471	0,679	0,347	0,386	—

Примечание. 1—10 — метабброиды Чогарского блока: 1—3 — гора Икондя, 4—6 — верховья р. Верхний Моксин, 7—9 — водораздел верховьев рек Чинтакинда — Джагарма, 10 — приустьевая часть р. Омондя; 11 — кристаллосланец Сивакано-Токского блока (р. Ток). Gr — гранат, Срх — клинопироксен, Орх — ортопироксен, Нб — роговая обманка, Pl — плагиоклаз, Sc — скаполит (дополнительно определено SO₂ в количестве 3,20 вес. %). Микронзондовые анализы JXA — 5А. Аналитик О. В. Авченко.

Таблица 3

Параметры составов сосуществующих минералов и P — T-условия метаморфизма метабброидов

№ п/п	X _{Gr} ^{Gross}	X _{Py} ^{Gr}	X _{Alm} ^{Gr}	X _{Ca} ^{Срх}	X _{Mg} ^{Срх}	X _{Fe} ^{Срх}	X _{Mg} ^{Орх}	X _{Fe} ^{Орх}	X _{An} ^{Pl}	T° C, по [23]	P кбар, по [25]	
											Gr-Срх	Gr-Орх
1	0,169	0,290	0,516	0,856	0,655	0,338	—	—	0,40	885	7,9	—
2	0,174	0,275	0,532	0,831	0,654	0,350	—	—	0,43	873	8,1	—
3	0,174	0,297	0,511	0,817	0,697	0,312	—	—	0,39	850	8,1	—
4	0,152	0,386	0,465	0,839	0,689	0,289	—	—	0,32	938	8,9	—
5	0,161	0,355	0,474	0,841	0,673	0,304	—	—	0,35	936	9,0	—
6	0,162	0,341	0,486	0,841	0,666	0,327	—	—	0,32 *	944	9,0	—
7	0,211	0,167	0,604	0,814	0,633	0,454	1,029	0,992	0,33	797	7,2	8,2
8	0,176	0,167	0,641	0,837	0,642	0,392	0,988	0,977	0,33	704	5,1	7,2
9	0,178	0,163	0,640	0,814	0,589	0,464	0,931	1,045	0,35	770	5,9	8,1
10	0,188	0,173	0,569	0,857	0,662	0,380	1,021	0,909	0,33 *	739	5,5	8,9
11	0,178	0,257	0,542	0,893	0,644	0,343	—	—	0,57	843	6,2	—
12	0,175	0,287	0,521	0,907	0,717	0,275	—	—	0,45(0,33)	784	6,3(7,4)	—
13	0,182	0,256	0,539	0,724	0,709	0,415	1,172	0,757	—	881	—	—
14	0,183	0,238	0,558	0,797	0,606	0,399	1,106	0,871	0,47	886	7,5	9,0

Примечание. 1—11 — см. по табл. 2; 12 — кристаллосланец Чогарского блока, верховья р. Удхын (по Л. П. Карсакову [5], обр. 63756/68); 13, 14 — метаббро-нориты Каларского анортозитового массива (по А. Н. Солянику и др. [17], см. табл. 1, обр. 1, 7). X_{Gr}^{Gross}, X_{Py}^{Gr}, X_{Alm}^{Gr} — соответственно молярные долиgrossуляра, пирона, альмандина в гранате; X_{Ca}^{Срх}, X_{Mg}^{Срх}, X_{Fe}^{Срх}, X_{Mg}^{Орх}, X_{Fe}^{Орх} — соответственно формульные количества Ca, Mg, Fe в клинопироксене и ортопироксене; X_{An}^{Pl} — молярные доли анорита в плагиоклазе. В скобках — молярная доля анорита по краю зерна плагиоклаза и давление по этим данным; * — по данным замеров на федоровском столике.

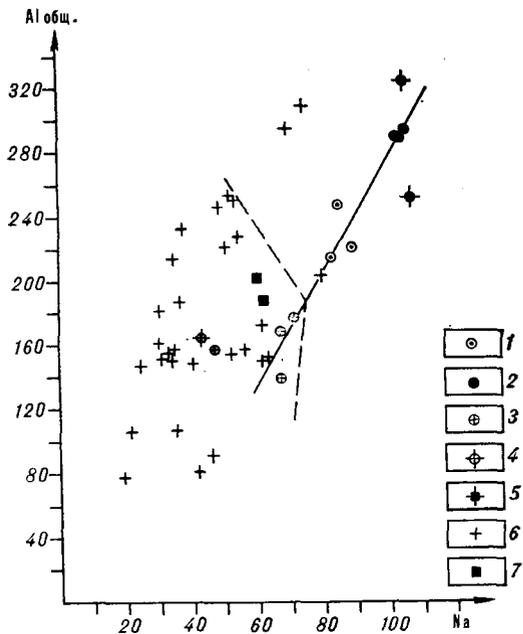


Рис. 3. Диаграмма $Al_{общ}$ — Na для клинопироксенов (формульные атомные количества $\times 1000$).

1—3 — изученные метагабброиды Чогарского блока: 1 — гора Икондя, 2 — верховья р. Верхней Моксин, 3 — водораздел рек Чинтакинда-Джагарма и приустьевая часть р. Омондя; 4 — кристаллосланец Сивакано-Токского блока; 5 — энклиты из метагаббро-анортозитов Кольского полуострова по [21]; 6 — гнейсы и кристаллосланцы с гранат-клинопироксеновым парагенезисом юга Алданского щита по [7] и Джугджуро-Становой области по [5]; 7 — метагаббро-нориты Каларского анортозитового массива по [17].

ксенит-габбро-норитового массива бассейна р. Брянта в Центральном Становике [15].

Различия в условиях метаморфизма пород по температуре хорошо видны на диаграмме распределения Fe и Mg между гранатом и клинопироксеном (рис. 4). На такой диаграмме при идеальном распределении компонентов между минералами каждая, выходящая из начала координат, представляет собой изотерму. Калибровка изотерм проведена по гранат-клинопироксеновому геотермометру Эллиса и Грина [23]. На диаграмме отчетливо видно разделение гранат-клинопироксеновых пар на три группы.

Наиболее высокотемпературны метагаббро р. Верхний Моксин ($\sim 939^\circ\text{C}$), несколько менее — метагаббро г. Икондя ($\sim 875^\circ\text{C}$), самыми же низкотемпературными являются метапороды Сехтагского анортозитового массива из бассейнов рек Джагарма, Омондя ($\sim 752^\circ\text{C}$).

Во всех изученных образцах присутствует ассоциация $Gr-Crx-Pl$, что позволяет сравнить их по величине литостатического давления, пользуясь гранат-клинопироксен-плагиоклазовым барометром Ньютона, Перкинса [25]. Оценки давления, полученные нами по этому барометру, вообще говоря, не вполне корректны, поскольку в породах отсутствует свобод-

ный кварц, и, следовательно, величина давления может быть завышена. Однако имеющиеся у авторов материалы по кварцсодержащим породам показывают, что вероятным завышением оценок давления вполне можно пренебречь. Расчеты показали (табл. 3 и рис. 5), что наиболее глубинны метагаббро р. Верхний Моксин ($P \sim 9$ кбар), несколько менее — метагаббро г. Икондя ($P \sim 8$ кбар), а при самых низких давлениях (5—7 кбар) метаморфизованы метагаббро-нориты Сехтагского анортозитового массива бассейнов рек Джагарма, Омондя. Расположение точек образцов с оценками P и T на диаграмме рис. 5 обнаруживает линейную зависимость изменения P от T , причем величина производной dT/dP составляет 100—120 град/кбар или 25—30 град/км. Эта величина близка к величине нижнеархейского геотермического градиента [22, 26] и свидетельствует о повышенном тепловом потоке в раннем архее по сравнению с современным периодом.

Особая глубинность чогарской фации обоснована ранее [5] составами минеральных парагенезисов в меташелитах Сивакано-Токского блока. Расчеты, проведенные недавно [11], показали, что величина P формирования меташелитовых пород Сивакано-Токского блока составляет 7—8,5 кбар при температуре около 900°C . Анализ опубликованных [5] и имеющихся данных по составу минералов из метабазитов Сивакано-Токского блока (обр. Г-618, см. табл. 3 и рис. 5) показал, что глубинность

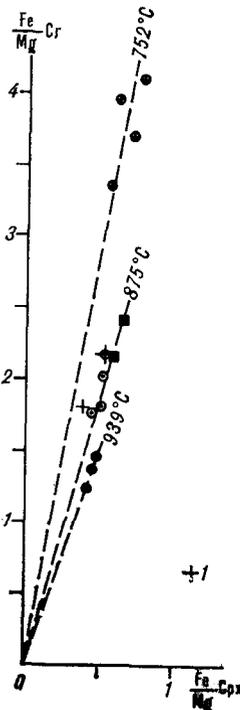


Рис. 4. Диаграмма распределения Fe и Mg между клинопироксеном и гранатом. 1 — кристаллосланец Чогарского блока (истоки р. Удыхын [5]). Остальные усл. обозн. см. по рис. 3.

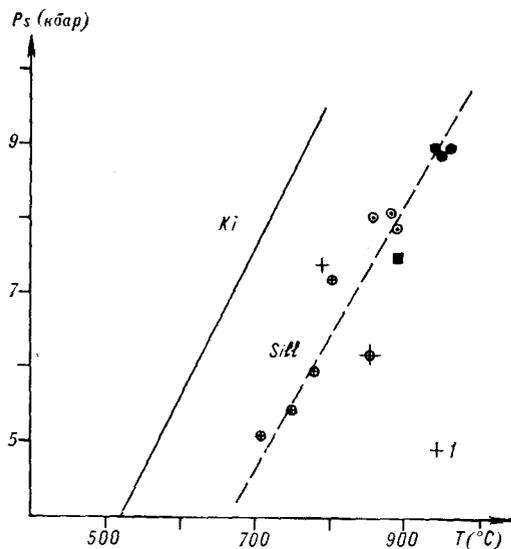


Рис. 5. P — T -диаграмма проанализированных парагenezисов с полями устойчивости Ki (кианита) и $Sill$ (силлиманита) по [24]. I — см. по рис. 4, остальные усл. обозн. по рис. 3.

и температуры формирования этих пород сопоставимы с условиями образования метагаббро г. Икондя, но тогда метагаббро р. Верхний Моксин являются наиболее глубинными и, видимо, подстилают метapelиты чогарской фации. Вместе с тем оценки давления для метагаббро р. Верхний Моксин могут быть на самом деле еще выше и составлять примерно 10—11 кбар, так как гранат-клинопироксен-плагноклазовый барометр на 1—2 кбар занижает величину давления относительно гранат-

ортопироксен-плагноклазового [25], являющегося, по-видимому, более точным. Таким образом, в бассейне р. Чогар вскрываются породы, метаморфизованные в широком диапазоне P и T , что обусловлено сложным тектоническим строением этого района. Метагабброиды р. Верхний Моксин могут считаться наиболее глубинными образованиями среди метapород чогарской фации и быть тем основанием, на котором накапливались первые осадочные породы. Породы Каларского анортозитового массива, расположенного на западе Джугджуро-Становой области, метаморфизованы при более высоких давлениях (9 кбар) и температурах (880°C), нежели породы Сехтагского анортозитового массива.

Заключение

1. Метаморфизм пород чогарского комплекса отвечает широкому диапазону давлений (6—11 кбар) и температур (750—950°C), что обусловлено сложным тектоническим строением Джугджуро-Становой области.

2. Величина геотермического градиента (25—30 град/км), вычисленная по минеральным парагenezисам основных пород Чогарского блока, свидетельствует о повышенном тепловом потоке в раннем докембрии.

3. Петрологические данные свидетельствуют о том, что в основании разреза метapelитов чогарского комплекса, вероятно всего, залегают породы основного состава — метагабброиды, подобные метагаббро г. Икондя и р. Верхний Моксин.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бибикова Е. В., Шульдинер В. И. и др. Изотопный возраст гранулитов на западе Становой области. — Докл. АН СССР, 1984, т. 275, № 6.
2. Васькин А. Ф., Карсаков Л. П. Сехтагский габбро-анортозитовый массив (восток Становой складчатой области). — В кн.: Минеральные фации кристаллических пород Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978.
3. Виноградов В. И., Лейтес А. М. и др. Rb — Sr-система в породах Олекмо-Каларского анортозитового массива и его северного обрамления. — Докл. АН СССР, 1983, т. 273, № 2.
4. Карсаков Л. П. Геология и петрология гранулитового комплекса восточной части Станового хребта. Автореф. канд. дис. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973.
5. Карсаков Л. П. Глубинные гранулиты. — М.: Наука, 1978.
6. Кастрыкина В. М., Карсаков Л. П. Петрохимия кристаллических сланцев глубинных зон метаморфизма юга Алданского щита. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52, № 2.
7. Кицул В. И., Березкин В. И. и др. Таблицы химических составов и кристаллохимических формул минералов из метаморфических пород и гранито-

идов Алданского щита. — Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1983.

8. Колман Р. Г. Офиолиты. — М.: Мир, 1979.
9. Ленников А. М. Анортозиты юга Алданского щита и его складчатого обрамления. — М.: Наука, 1979.
10. Ленников А. М., Щека Ж. А. Об эколгитовых кристаллических сланцах джугджурской части Становой зоны. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 12.
11. Мишкин М. А., Авченко О. В., Тарарин И. А. Гранулитовые комплексы востока Азии. — Тихоокеанская геол., 1984, № 6.
12. Моралев В. М. Тектонические условия формирования ультрабазит-базитовых ассоциаций раннего докембрия (на примере Алданского и Индостанского щитов). Автореф. докт. дис. — М.: ГИН АН СССР, 1982.
13. Мошкин В. Н., Дагелайская И. Н. Анортозит-мангерит-гранитовая ассоциация Алдано-Станового щита. — Сов. геол., 1983, № 12.
14. Овчинников Л. Н., Кременецкий А. А. Модель состава протоконтинентальной коры, ее эволюция и металлогенетические следствия. — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Киев: Наук. думка, 1984.

15. *Октябрьский Р. А., Ленников А. М., Зимин С. С.* Апатитоносные магматические комплексы докембрия юго-восточного обрамления Сибирской платформы.— В кн.: Фосфаты востока Азии и прилегающих морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984.
16. *Павловский Е. В.* Земная кора континентов, ее становление и развитие.— В кн.: Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977.
17. *Соляник А. Н., Козанова В. Г. и др.* Физико-химические условия формирования железо-титановых рудопроявлений Джугджурского и Каларского анортозитовых массивов.— Геол. рудн. месторожд., 1984, т. 26, № 4.
18. *Таскаев В. И., Сапин В. И. и др.* Опыт использования рентгеновского микроанализатора JXA-5A в минералогических исследованиях.— Тихоокеанская геол., 1984, № 6.
19. *Тугаринов А. И., Войткевич Г. В.* Докембрийская геохронология материков.— М.: Недра, 1970.
20. *Шарков Е. В.* Каларский анортозит-мангеритовый комплекс в Восточной Сибири.— Геол. и геофиз., 1981, № 5.
21. *Шарков Е. В.* Эклогиты в метагаббро-анортозитах Сальных и Колвицких тундр (Кольский полуостров).— Докл. АН СССР, 1982, т. 266, № 6.
22. *Шульдинер В. И.* Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ.— М.: Недра, 1982.
23. *Ellis D. I., Green D. H.* An experimental study of the effect of Ca upon garnet — clinopyroxene Fe — Mg exchange equilibria.— Contrib. Mineral. Petrol., 1979, v. 71, N 1.
24. *Holdaway M. J.* Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram.— Amer. J. Sci., 1974, 271, N 2.
25. *Newton R. C., Perkins D.* Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase orthopyroxene (clinopyroxene) — quartz.— Amer. Mineral., 1982, v. 67, N 3—4.
26. *Wells P. R. A.* Late Archean metamorphism in the Buksefiorden Region, Southwest Greenland.— Contrib. Mineral. Petrol., 1976, v. 56, N 3.

ДВГИ ДВНЦ АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
22 июля 1985 г.

А. Н. Боголюбов, О. П. Корпяков, Л. Г. Бенкевич

ГАЗОВАЯ СЪЕМКА ПРИ ПОИСКАХ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В УСЛОВИЯХ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Изложены результаты атмосферических исследований в Приморье и Хабаровском крае. Работы проводились преимущественно на оловорудных месторождениях. Исследовался комплекс газов (CO_2 , H_2 , CH_4 , TU , He) в почвенном воздухе, рыхлых отложениях и коренных горных породах.

Установлено, что олово-полиметаллические зоны и гидротермально измененные сульфидизированные поро-

ды сопровождаются газовыми ореолами, наиболее характерными компонентами которых являются водород и углеводородные газы. Газовые аномалии фиксируют положение рудных зон, перекрытых рыхлыми отложениями мощностью до 20—30 м, что свидетельствует о перспективности использования атмосферических методов при поисках в закрытых районах.

В связи с проблемой поисков скрытых рудных месторождений в последние годы повысился интерес к атмосферическим (газовым) методам поисков. К настоящему времени опытно-производственные атмосферические исследования проведены в ряде районов европейской части РСФСР, в Казахстане, Средней Азии [1, 2, 7].

Задачей наших работ было выяснение возможности использования атмосферического метода при поисках оловорудных месторождений в условиях Приморья, где до 1977 г. таких исследований не проводилось. Сведения о газонности оловорудных месторождений в научной литературе крайне ограничены. Работы проводились в Кавалеровском районе Приморья и в Комсомольском районе Хабаровского края.

Кавалеровский рудный район, расположенный в пределах Главного Сихотэ-Алинского синклинория, характеризуется расчлененным рельефом, хорошо развитой гидросетью и сплошной залесенностью. В геологическом строении района принимают участие песчано-сланцевые породы мезозоя, интенсивно дислоцированные в складки северо-восточного простирания. Широкое распространение имеют верхнемеловые и палеогеновые малые интрузии (штоки, дайки) кислого, среднего и основного состава. Оловорудные месторождения и рудопроявления силикатно-сульфидной формации связаны с интенсивно проявленными разрывными нарушениями. Касситерит с сульфидами концентрируется в крутопадающих кварцевых и кварц-карбонатных жилах выполнения, в линейных и штокверкоподобных зонах трещиноватости и метасоматического изменения пород.

Рыхлые отложения в районе, мощностью обычно 2—10 м, представлены элювиально-делювиальными образованиями и аллювием мелких рек и ручьев [5].

Газовая съемка выполнена на нескольких участках по отдельным или нескольким профилям длиной 1—5 км, пересекающим оловонные зоны, а также по профилю 40 длиной 45 км, пересекающему центральную часть Кавалеровского района с востока на северо-запад. Шаг отбора проб по профилям изменялся в зависимости от детальности работ от 5—10 до 100—200 м.

На отдельных объектах изучалось распределение газов, содержащихся в коренных породах и рудах, путем газового опробования керна поисковых и разведочных скважин. Общий объем газовой съемки составляет более 2500 проб, отобранных на 90—100 пог. км профилей, и 500 проб керна скважин колонкового бурения.

Газовая съемка проводилась по свободному и сорбированному газам. В каждой точке с глубины 0,7—0,8 м отбиралась и герметизировалась проба рыхлого материала весом 200—250 г. После этого по известной методике из шпура откачивалась проба почвенного воздуха [6]. Пробы керна коренных пород герметизировались сразу после его подъема на поверхность.

Пробы рыхлого материала и керна подвергались термовакuumной дегазации на установке ГБЭ конструкции ВНИИЯГГа [4]. Дегазация выполнялась при 65—75°C и остаточном давлении около 100 мм рт. ст. в течение 10—15 мин. Газ, выделенный из проб керна и рыхлых отложений, а также пробы почвенного

воздуха анализировались на 15 газовых компонентах, включающих азот, кислород, углекислый газ, водород, гелий, метан и другие углеводородные газы (селективно от этана до пентана). Измерения концентрации гелия выполнялись на масс-спектрометре ИКГМ-1 [3]. Для анализа остальных газовых компонентов применялись хроматографы ЛХМ-8 МД с детектором по теплопроводности (ДТП) и детектором ионизации в пламени (ДИП). Пороги чувствительности определения газов-примесей (в об.%) составляли: CH_4 — $5 \cdot 10^{-5}$; CO_2 — 0,2; H_2 — $2 \cdot 10^{-3}$; углеводороды — $(2-6) \cdot 10^{-5}$. В результате работ выяснилось, что возможности определения газовых компонентов в сорбированной и свободной газовой фазе рыхлых отложений существенно различны.

В составе газов, сорбированных рыхлыми отложениями, повсеместно устанавливаются углекислый газ, водород и широкий спектр углеводородных газов (метан, этан, этилен и т. д. до пентана). Концентрации их варьируют в широком диапазоне (в $\text{см}^3/\text{кг}$): CO_2 — от 0,4 до 320, H_2 — от 10^{-3} до 40, CH_4 — от 10^{-4} до 0,7; сумма концентраций предельных углеводородов низших (ПУН) — этана, пропана и бутана — от 10^{-3} до $3 \cdot 10^{-2} \text{ см}^3/\text{кг}$.

В подпочвенном воздухе во всех точках надежно определяется только углекислый газ (от 0,25 до 2—3 об.%), концентрации углеводородных газов и водорода в подавляющем большинстве случаев не превышают порога чувствительности анализа.

Статистической обработкой данных газовой съемки определены основные характеристики выборок по отдельным участкам. В табл. 1 приведены значения медиан выборок, принятые за геохимический фон ($C_{\text{ф}}$), и антилогарифмы среднеквадратических отклонений логарифмов концентрации сорбированных газов в рыхлых отложениях (ϵ). Как видно из табл. 1, статистические характеристики газового поля для разных участков значительно различаются. В пределах исследованных участков и по отдельным профилям максимальные концентрации газов в рыхлых отложениях отмечаются

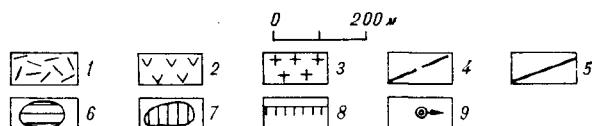
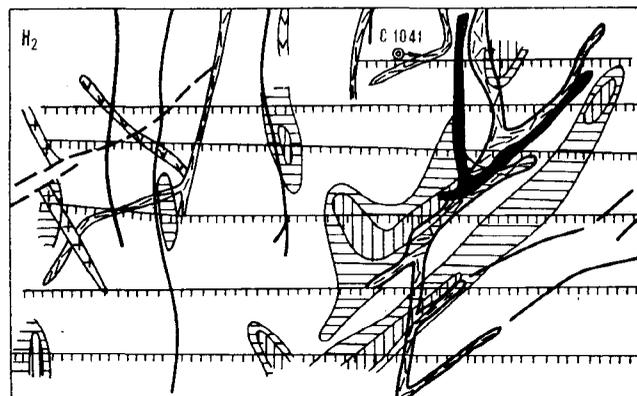
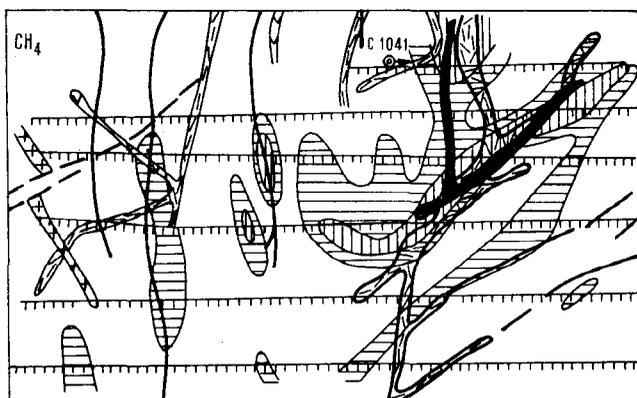


Рис. 1. Результаты газовой (CH_4 и H_2) съемки на участке Стыковочный.

1 — дайки фельзитов и кварцевых порфиров; 2 — дайки порфиров; 3 — дайки гранодиоритов; 4 — тектонические нарушения; 5 — минерализованные и оловоносные зоны; 6, 7 — аномалии сорбированных газов в элювио-делювии ($\text{см}^3/\text{кг}$): 6 — CH_4 — $0,6 - 1 \cdot 10^{-2}$, H_2 — 1—2, 7 — CH_4 — более $1 \cdot 10^{-2}$, H_2 — более 2; 8 — профили газовой съемки с точками опробования; 9 — скважина.

над выходами оловорудных зон и зон проявления гидротермальной минерализации.

В качестве примера приведены результаты газовой съемки, проведенной на участке Стыковочном (рис. 1). В пределах участка выявлено несколько маломощных кварцевых жил с касситеритом и сульфидами и метасоматические зоны развития прожилково-вкрашенной минерализации, представленной кварцем, серицитом, хлоритом с флюоритом, пиритом, шпротинитом, касситеритом. Зоны минерализации местами совпадают или сопряжены с дайками кислого и среднего состава. Оруденение иногда наложено на породы дайкового комплекса. Результаты газовой съемки свидетельствуют о том, что практически все известные оловорудные зоны в пределах участка отмечаются газовыми аномалиями, в 5—10 и более раз пре-

Таблица 1

Участок	Число проб в выборке	CO_2		H_2		CH_4		ПУН	
		$C_{\text{ф}}$, $\text{см}^3/\text{кг}$	ϵ	$C_{\text{ф}}$, $\text{см}^3/\text{кг}$	ϵ	$C_{\text{ф}}$, $\text{см}^3/\text{кг}$ 10^{-4}	ϵ	$C_{\text{ф}}$, $\text{см}^3/\text{кг}$ 10^{-4}	ϵ
Профиль 40	500—516	—	—	0,7	3,1	22,0	3,2	3,0	3,6
	232—242	4,0	2,3	0,2	2,9	12,0	2,6	4,0	3,1
Верхний Силинский	283—355	7,0	2,5	0,1	3,9	10,0	3,2	6,0	3,4
	129—145	5,0	2,0	0,5	2,0	8,0	3,3	4,0	2,5
Стыковочный	293—346	14,0	2,2	0,5	2,4	18,0	2,4	10,0	2,5

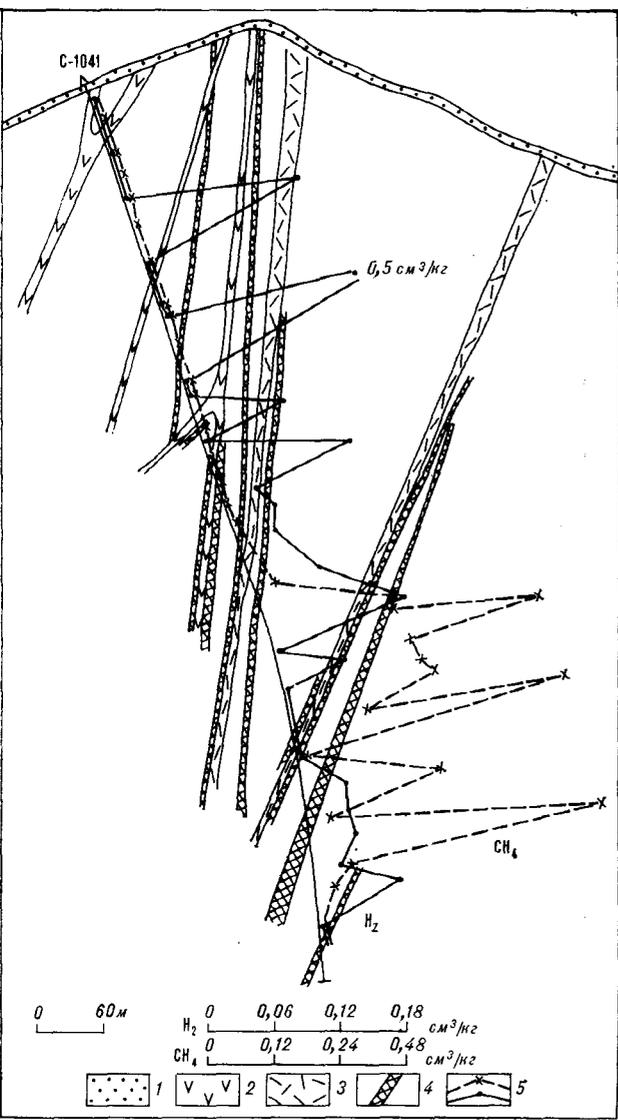


Рис. 2. Распределение газов в коренных горных породах на участке Стыковочный:

1 — элювиально-делювиальные отложения; 2 — дайки порфиров; 3 — дайки фельзитов и кварцевых порфиров; 4 — оловяносные зоны; 5 — графики изменения концентрации газов.

вышающими геохимический фон. Как правило, газовые аномалии являются комплексными углеводородно-водород-углекислого состава. Наиболее отчетливая пространственная связь с зонами оловянной и олово-полиметаллической минерализации характерна для углеводородных газов и водорода. Представление об источнике газовых аномалий, наблюдаемых в рыхлых отложениях, дают материалы газового опробования керна скважин колонкового бурения.

Максимальные концентрации углеводородных газов, водорода и углекислоты отмечены в гидротермально измененных породах и зонах минерализации (рис. 2). Обобщенные данные по распределению газов в различных горных

породах, зонах повышенной трещиноватости и зонах минерализации (табл. 2) свидетельствуют о явно аномальной газоносности последних. Распределение углеводородов и водорода по падению зон минерализации различно. Отмечается отчетливая тенденция увеличения концентрации водорода и уменьшение — метана при приближении к дневной поверхности (табл. 3). Эта особенность распределения метана и водорода свидетельствует о разобщенности в пространстве источников образования аномалии данных газов.

Двух- и трехкратное газовое опробование рыхлых отложений, проведенное на некоторых участках в разные годы и в различное время в течение одного полевого сезона, показало наличие флуктуаций концентраций газов в элювиально-делювиальных отложениях. Максимальные вариации отмечались для углекислого газа, минимальные — для суммы тяжелых предельных углеводородов. Как правило, снижение и повышение концентрации газов наблюдаются синхронно в пределах аномалии и фонового участка, поэтому общий характер распределения газов относительно минерализованных зон во времени сохраняется. Аномалии газов по данным газовой съемки и аномалии рудных элементов (олова, свинца и др.) по данным литохимической съемки в Кавалеровском районе в большинстве случаев пространственно совпадают, что свидетельствует об информативности газовой съемки при поисках рудных месторождений в условиях района.

Положительные результаты атмосферических исследований в Кавалеровском оловорудном районе явились основанием для апробации газовой съемки на площади, перекрытой рыхлы-

Таблица 2

Распределение газов в горных породах и зонах минерализации

Характеристика горных пород	H ₂	CO ₂	CH ₄	ПУН
Алевропесчаник серый, окварцованный с тонкими кварцевыми, кварц-карбонат-эпидотовыми прожилками и прожилками сульфидов	0,007 15	1,7 15	50 15	2,0 15
Брекчированные породы	<0,007 2	0,9 2	34 2	1,3 2
Интенсивно гидротермально измененные породы из зоны олово-полиметаллической минерализации (зона Восточная)	0,02 27	1,8 27	1700 27	18 27

Примечание. В числителе — среднее содержание газов (в см³/кг для H₂ и CO₂ и в см³/кг · 10⁻⁴ для CH₄ и ПУН), в знаменателе — число проб.

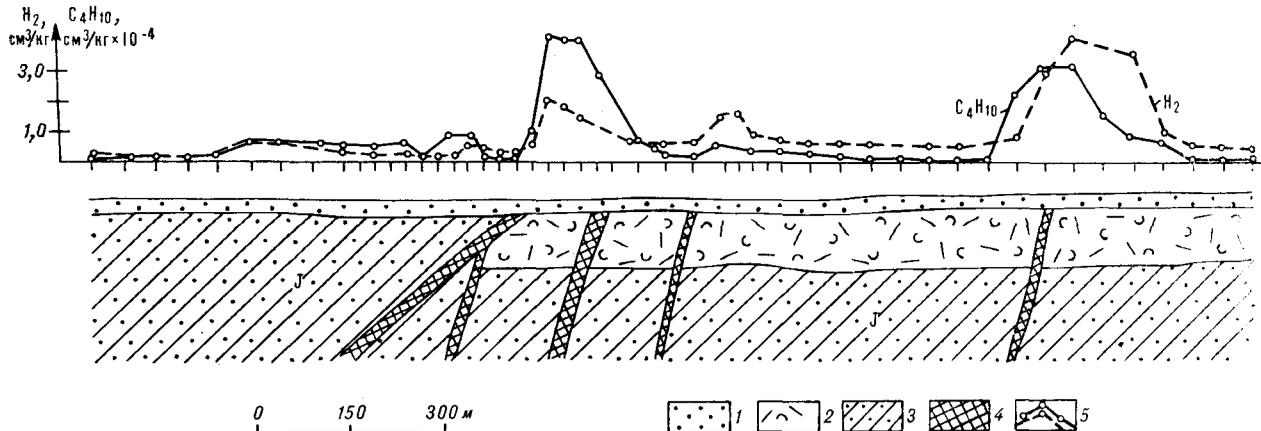


Рис. 3. Результаты газовой съемки на участке Соболиный: 1 — рыхлые отложения; 2 — туфы липаритов; 3 — песчаники и алевролиты; 4 — оловяносные зоны; 5 — графики изменения концентрации газов.

ми отложениями мощностью до 20—30 м. Такие работы были проведены на участке Соболином, расположенном в северо-восточной части Комсомольского района. В пределах участка известно несколько зон оловяносных кварц-турмалиновых метасоматитов мощностью до 25 м. Площадь участка местами заболочена. Уровень грунтовых вод, как правило, находится не ниже 0,8—1,0 м от дневной поверхности. Литохимическая съемка в этих условиях не дала положительных результатов. Ввиду практически повсеместной обводненности рыхлых отложений на этом участке газовая съемка проведена только по сорбированному газам. Рыхлые отложения в пределах опробуемого горизонта (глубина 0,8—1,0 м) представлены желтыми крупнозернистыми песками, суглинками, болотными торфяниками.

Результаты газовой съемки показали, что значения газовых геохимических фонов для этого участка и участков Кавалеровского района близки по всем компонентам, кроме метана. Высокая концентрация последнего (до $1 \text{ см}^3/\text{кг}$) отмечается в рыхлых отложениях заболоченных участков. Аномалии метана сопровождаются повышенными концентрациями этана, пропана и непредельных углеводородных газов (этилена, пропилена). Аномалий углекислого газа на этом участке не обнаружено. Оловяносные минерализованные зоны отмечаются конт-

растными аномалиями бутана и водорода (рис. 3). Концентрация этих газов в пределах аномалии в 3—10 раз превышает фон.

Результаты работ позволяют положительно оценить перспективы применения газовой съемки при поисках оловяносных месторождений. Наибольшей эффективности от применения газовых методов следует ожидать на площадях, перекрытых чуждыми рыхлыми отложениями, где обычные литохимические поиски малоэффективны, а применение глубинных литохимических поисков затруднительно и требует слишком больших затрат.

Таблица 3

Распределение концентраций метана и водорода по падению оловяносных зон

Название зон	Газ	Расстояние по падению зон минерализации, м					
		0,8—1,0 (рыхлые отл.)	0—50	250—300	350—400	400—500	550—600
Восточная	H ₂	15 000	—	—	1 500	—	500
	CH ₄	80	—	—	1 000	—	5000
Фельзитовая	H ₂	20 000	—	1000	6 000	1000	—
	CH ₄	100	—	150	200	500	—
Турмалиновая	H ₂	4 000	200	30	10	—	—
	CH ₄	70	6000	9000	25 000	—	—

Примечание. Концентрация газов в $\text{см}^3/\text{кг} \cdot 10^{-4}$.

ЛИТЕРАТУРА

1. Величко А. В., Тойбин В. В. Методика и результаты опытных работ по атмогеохимическому опробованию в центральных районах РСФСР.— В кн.: Методы поисков закрытых рудных месторождений полезных ископаемых на Русской платформе. М., 1976.
2. Воробьев С. А., Досанова В. А., Берембеков К. Б. Методика и результаты опытно-производственной атмогеохимической съемки в Сараку-Женизском районе.— В кн.: Методика и техника геохимических поисков рудных месторождений. Фрунзе: ИЛИМ, 1975.
3. Инструкция по методике и технике проведения водо-газелиевой съемки.— Л.: НПО Геофизика, 1975.
4. Левит А. М. Анализ газа и дегазация при разведке нефтяных газовых и угольных месторождений.— М.: Недра, 1974.
5. Радкевич Е. А., Кокорин А. М. и др. Геология, минералогия и геохимия Кавалеровского района.— М.: Наука, 1980.
6. Фридман А. И. Газовая съемка при поисках руд и геологическом картировании. Методические рекомендации.— М.: Наука, 1975.
7. Фридман А. И. В кн.: Природные газы Земли и их роль в формировании земной коры и месторожд. полезных ископ. Матер. II Всесоюз. совещания. Киев: Наук. думка, 1985.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.24(57)

С. М. Симица

К ВОПРОСУ О ГНЕЙСОВО-КУПОЛЬНОЙ ТЕКТОНИКЕ ПРИАМУРЬЯ *

Высказываются критические замечания к статье К. С. Шашкина, посвященной вопросам эндогенной

В статье К. С. Шашкина о гнейсовых куполах написано много и среди всего написанного трудно найти положение, которое можно было бы оставить без комментариев и замечаний. Коснемся наиболее существенных вопросов.

В отечественной литературе в термин «гнейсовый (гранитогнейсовый) купол» вкладывается различное содержание. В одних случаях на первый план выдвигается понимание куполов как дислокационных структурных форм, в других — как зональных плутонометаморфических комплексов. Употребляемый во втором значении указанный термин является фактически синонимом термина «термальный купол». Разногласия в толковании особенно отчетливо выступают, когда указанный термин употребляется в модификации П. Эскола «mantled gneiss domes». Надо сказать, что в нашей литературе термину П. Эскола нет однозначного перевода. Случается, что его переводят как «гнейсовые купола...», «покровные», «покрытые», «перекрытые», «погребенные» и даже как «мантинные». Большинство авторов сходятся во мнении, что определение «mantled» указывает на наличие у гнейсовых куполов оболочек или окаймления и соответственно переводят термин как «окаймленные (облекаемые) гнейсовые купола». При этом одни геологи, вслед за П. Эскола [10], употребляют этот термин в случаях, когда наблюдается согласное залегание слоев оболочек относительно ограничений гранито-гнейсовых ядер куполов (граница ядер — модифицированная, или «тектонизированная» стратиграфическая поверхность — поверхность несогласия; гранито-гнейсы ядер — древние кристаллические массы, активизированные и поднятые в виде куполов с приспособлением их внутренней структуры к новой форме залегания). Другие же геологи относят определение

тектоники Приамурья.

«mantled» к концентрической метаморфической зональности, окружающей участки проявления анатексиса (гранито-гнейсовые ядра — новообразования относительно слоистых оболочек). У К. С. Шашкина значение термина «гнейсовый купол» не раскрыто. Из текста видно, что этот термин у него выступает то в одном, то в другом значении. В одних случаях речь идет о поднятиях, т. е. о дислокационных структурных формах, в других же — о зональных метаморфических комплексах. Он считает наличие метаморфической зональности достаточным основанием для того, чтобы определить структуру участка как гнейсово-купольную. Как окаймленный гнейсовый купол К. С. Шашкин определяет Аникинский плутон в северо-восточной части междуречья рек Шилка и Аргунь, который по своему строению может отвечать лишь второму из указанных выше толкований термина П. Эскола.

Отмеченное смешение понятий объясняется, по-видимому, тем, что дислокационные и термальные купола нередко оказываются совмещенными и при этом более или менее конформными (по крайней мере, в плане). Надо, однако, сказать, что вопреки укоренившемуся убеждению, это хотя и довольно распространенный, но все же частный случай. В природных объектах наблюдается широкий спектр взаимоотношений термальных и деформационных структур гнейсовых куполов — от частной до полной дисконформности (Северное Приладожье, Мичиган, Северо-Восточные Аппалачи, Британские каледониды и другие регионы). Купола, описываемые поверхностями сланцеватости, нельзя, следовательно, считать адекватным отражением метаморфической зональности в деформационной структуре, а это соответственно означает, что нельзя считать правомерными построения К. С. Шашкина, когда он делает вывод о гнейсово-купольном строении того или иного участка на основе наличия в его пределах градиента метаморфизма.

* По поводу статьи К. С. Шашкина «Структурно-вещественная эволюция земной коры Приамурья в позднем докембрии и фанерозе» [8].

По К. С. Шашкину, установить гнейсово-купольный стиль тектоники области на том или ином этапе ее развития можно и при отсутствии соответствующих структурных форм, по наличию гранитоидов данного этапа. Автор рассматриваемой статьи утверждает, что каждый тектоноплутонический этап начинается с зонального метаморфизма, становления автохтонных гранитоидных плутонов и куполообразования и продолжается интрузиями аллохтонных гранитов. Он опирается при этом на построения Ф. А. Летникова и Ю. В. Комарова, согласно которым каждый гранитный плутон имеет свою гнейсово-купольную предысторию. В 40-х, 50-х гг., когда подобные представления о последовательности плутонических фаций развивались Г. Г. Ридом [12], они были последним словом науки. Теперь этого сказать нельзя. В настоящее время на примерах из многих регионов установлено, что крупные массы гранитоидов формировались в виде относительно малоглубинных интрузивов до становления зональных плутонометаморфических комплексов и вне зависимости от него (см., например, [6]). Такие интрузивы сочетаются не с купольной, а с линейно-складчатой структурой; признаки куполообразования, связанного с их развитием, с достоверностью не установлены. Можно привести и другие возражения против построений К. С. Шашкина на тему «Граниты и гранито-гнейсовые купола», но и сказанного достаточно, чтобы опровергнуть правомерность «привязки» этапов гнейсокуполообразования к каждой генерации гранитов.

В плутонической геологии уже не раз поднимался вопрос о том, не предопределялось ли появление куполов в многоярусной структуре какими-либо особенностями строения нижних ярусов данных участков, например, наличием в них более древних гнейсовых куполов или гранитных плутонов [9—11 и др.]. В последние годы широкое распространение получили представления Ф. А. Летникова и Ю. В. Комарова, которые видят в длительном, прерывистом и унаследованном развитии гнейсовых куполов «генеральную линию» плутонической тектоники. Представления эти по преимуществу умозрительные: поскольку в ядрах окаймленных куполов выходят древние граниты и поскольку каждому граниту предшествует гнейсокуполообразование, то, следовательно, гнейсовые купола, однажды заложившись в каких-либо местах, далее, в течение последующих тектоноплутонических этапов, развиваются унаследованно. В то же время из фактографии по разным регионам мира видно, что унаследованное развитие гнейсовых куполов если и реализовывалось в природе, то лишь как редкое и случайное явление. Вопрос о закономерностях взаимоотношения структуры окаймленных гнейсовых куполов со

структурой нижних ярусов, принимающих участие в их строении, остается слабо разработанным и во многом неясным. Высказывавшиеся ранее представления об унаследованном развитии некоторых забайкальских куполов, фигурирующих в статье К. С. Шашкина, были оспорены как не имеющие достаточных фактических оснований [7]. К. С. Шашкин коснулся этого вопроса скользко, используя сложившийся стереотип. Он отметил, что купола Борщовочного хребта считаются регенерированными, и что залегание в ядрах гнейсовых куполов Аргунского массива более древних кристаллических пород, переработанных последующими метаморфическими процессами, указывает на унаследованность развития гнейсовокупольных форм этого района. Автор не поясняет, кем и на каких основаниях борщовочные купола считаются регенерированными. Не поясняет он и свое утверждение относительно куполов Аргунского массива (отличаются ли геологические комплексы, выходящие в ядрах этих куполов, от таковых, слагающих тот же ярус за пределами ядер?). Поэтому суждения К. С. Шашкина относительно истории становления гнейсовых куполов описанного им региона трудно признать основательными, а его подход к вопросу — достаточно серьезным.

В заключение статьи К. С. Шашкин подчеркивает, что гнейсовые купола характерны для одной части описанного им региона — Амурского геоблока, или срединного массива — и не характерны для другой — Монголо-Охотской эпигеосинклинальной складчатой системы. Это положение представлено как вывод из изложенного ранее фактического материала. На первый взгляд, так оно и есть: термин «гнейсовый купол» реже встречается в разделе текста статьи «Монголо-Охотская эпигеосинклинальная складчатая система» и чаще — в разделе «Амурский геоблок». Однако на приложенных схемах купола и своды показаны как в Амурском геоблоке, так и в Монголо-Охотской складчатой системе. Разная же частота встречаемости термина «гнейсовый купол» в разных разделах текста объясняются попросту тем, что структурные элементы, имеющиеся в пределах Монголо-Охотской складчатой системы, но признанные нехарактерными для нее, в тексте описаны в разделе «Амурский геоблок». Так обстоит дело, в частности, с Агинской зоной в Восточном Забайкалье. На геолого-структурной схеме [8, рис. 1] — это фрагмент Монголо-Охотской складчатой системы, а в тексте [8, с. 49] тот же структурный элемент под названием Агинского свода фигурирует в составе Амурского геоблока. Остается считать, что декларированная закономерность в структурном положении

куполов в пределах Приамурья в природе отсутствует.

Центральное место в построениях К. С. Шашкина занимает тезис, утверждающий идею о тектонической активности плутонометаморфических гранитообразующих процессов. Этот автор предлагает следующую модель: глубинные флюиды, проникая в земную кору, вызывают метаморфизм и анатексис, это, в свою очередь, ведет к поднятию куполов и сводов, движение которых обуславливает смятие слоистого покрова. Построения автора на тему эндогенной («флюидной») тектоники в статье представляются в качестве оригинальной разработки, основанной на анализе накопленного и обобщенного автором фактического материала («можно полагать...», «можно сделать вывод...», «таким образом...», и т. п.). Между тем в них нет ничего нового ни в общегеологическом, ни в региональном планах. Геологи долгое время создавали выдвигаемую К. С. Шашкиным модель и уже давно приняли ее. Приведенные построения фигурируют, например, в широко известной статье П. Эскола об окаймленных гнейсовых куполах [10], имеющей более чем 35-летнюю давность. С начала 60-х гг. эти построения получают широкое признание и находят отражение на страницах учебников [1 и др.]. Аргунский массив, или свод, который К. С. Шашкин выдвигает в качестве показательного примера плутонического

сводовкупольного тектогенеза, с этой точки зрения уже рассматривался ранее, когда его гнейсовые купола были впервые описаны [3—5]. Какие-либо новые аргументы в статье К. С. Шашкина отсутствуют, и его разработки приходится признать имитацией исследования, или «повторением пройденного».

В последние годы ставшее привычным представление о гнейсовых куполах как о проявлениях тектонической активности гранитообразующих процессов стало все чаще подвергаться сомнению. Структура многих гранит-метаморфических комплексов теперь переинтерпретирована в плане традиционной тангенциальной тектоники, без привлечения идеи о структурообразующей роли гранитизации. Автор настоящей заметки не разделяет взглядов геологов, отдающих предпочтение чисто тектоническому решению вопроса о происхождении гнейсовых куполов. Но надо сказать, что их сомнения в достоверности плутогенной модели плодотворны. Они привлекают внимание к неясности и этим будят мысль. Простое же повторение старых представлений без их критического освоения, как это имеет место у К. С. Шашкина, напротив, создает иллюзию полной ясности и способствует закреплению стереотипов.

К. С. Шашкин в своей статье затронул важные вопросы плутонической геологии, но не прояснил их.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники.— М.: Гостеолтехиздат, 1962.
2. Герцен А. И. Письма об изучении природы.— М.: ОГИЗ, 1946.
3. Симица С. М. Паган-Олуевский окаймленный гнейсовый купол и роль метаморфизма в его формировании. Автореф. канд. дис.— Владивосток, 1970.
4. Симица С. М. Гнейсовые купола Нерчинского хребта в Восточном Забайкалье.— Новосибирск: Наука, 1975.
5. Симица С. М. Деформации и метаморфизм в древнем основании Восточного Забайкалья в связи с мезозойским диастрофизмом.— В кн.: Протерозойские комплексы восточной части Забайкалья. Владивосток, 1977.
6. Симица С. М. О фациях плагногранитов и о взаимоотношении плагногранитного магматизма и плутонического метаморфизма.— Геол. и геофиз., 1982, № 5.
7. Симица С. М. О так называемой регенерации гнейсовых куполов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 10.
8. Шашкин К. С. Структурно-вещественная эволюция земной коры Приамурья в позднем докембрии и фанерозое.— Тихоокеанская геол., 1984, № 3.
9. Broedel H. The structure of the gneiss domes near Baltimore, Maryland.— Maryland. Geol. Surv., 1937, v. 13, pt. 3.
10. Eskola P. The problem of mantled gneiss domes.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1949 (1948), v. 104, pt. 4.
11. Eskola P. Around Pitkäranta.— Ann. Acad. Sci. Fennicae. Ser. A, III, 1951, N 27.
12. Read H. H. The granite controversy. London: Murby and Co, 1957.

ХРОНИКА

МОРФОСТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

(2-е региональное совещание по морфотектонике)

24—25 апреля 1986 г. во Владивостоке состоялась 2-е региональное совещание по морфотектонике Сибири и Дальнего Востока.

В центре внимания собравшихся геологов, геоморфологов, геофизиков и физиков стояли проблемы исследования морфоструктур и структур центрального типа (МЦТ и СЦТ). Эти своеобразные образования, характеризующиеся наличием радиально-концентрических систем каркасных разломов, секторальных блоков и центром симметрии, известны также под названиями «кольцевые, круговые изометричные структуры, концентрические комплексы»*.

Природа МЦТ и СЦТ достаточна разнообразна, но главное место в их ряду, несомненно, принадлежит очаговым (коровым и более глубинным) формированиям, выражающим связь поверхностных и глубинных сфер тектомогенеза.

Локальные магматические СЦТ и МЦТ были известны давно, однако рассматривались обычно как некоторые природные феномены, имеющие относительно ограниченное распространение (главным образом в областях современного вулканизма и зонах тектономагматической активизации платформ).

Решающий поворот в представлениях о роли СЦТ и МЦТ в строении Земли связан с внедрением в практику геолого-геоморфологических исследований методов и материалов дистанционного зондирования из космоса. С помощью «космического ока» были установлены широкое развитие очаговых СЦТ и МЦТ в различных регионах и геоструктурных ситуациях, многообразие их морфогенетических типов, наличие разных классов размерности, сложных пространственных и иерархических систем. Существование сложных пространственных планетарных, региональных и локальных группировок — систем СЦТ (МЦТ) и эволюционных рядов этих образований (от гранитогнейсовых овалов архейского возраста до мезозойско-кай-

* Несмотря на то что термины СЦТ (МЦТ) и кольцевые структуры имеют примерно одинаковое принятое значение, автор отдает предпочтение понятию СЦТ (МЦТ). Этот выбор определяется как большим объемом этого понятия, так и более строгой его дефиницией (В. В. Соловьев, 1978 г.).

нозойских тектономагматических поднятий) свидетельствует о важной роли очагового механизма тектомогенеза в геологической истории Земли.

Столь же очевидна важнейшая рудоконтролирующая роль очаговых образований, которые наряду с зонами разломов выступают главными энергогенерирующими и магмоконтролирующими структурами литосферы, формируя рудно-магматические системы разного порядка и глубины заложения.

Для Дальневосточного региона, в частности, характерно, что окраинно-материковые вулканические пояса представляют собой крупнейшие планетарные зоны сосредоточения разнопорядковых МЦТ (СЦТ) и, соответственно, зоны интенсивного проявления очаговых процессов конструктивного и деструктивного текто- и морфогенеза.

Как показали исследования последних лет, достаточно широко развиты разнопорядковые системы МЦТ (СЦТ) в областях тектономагматической активизации и орогенного магматизма Дальнего Востока. При этом в детально изученных рудных районах (например, в Нижнем Приамурье) устанавливаются отчетливая зависимость масштабов рудоносности, формационного типа и возраста оруденения от размеров, морфогенетических типов и возраста очаговых МЦТ (СЦТ) и их систем. В целом широкая информационная основа (материалы дистанционного зондирования из космоса, геоморфологические, геологические и геофизические данные), возможность синтеза разноплановой информации в рамках одной геолого-геоморфологической модели — МЦТ, с одной стороны, и тесная связь развития этих морфоструктур с преобразованиями и эволюцией вещества литосферы и верхней мантии — с другой, делают МЦТ (СЦТ) важнейшими объектами геолого-геоморфологических и металлогенетических исследований Дальнего Востока.

Необходимость проведения регионального совещания по проблемам МЦТ была обусловлена как актуальностью этого направления исследований, так и потребностью обобщения накопленных к настоящему времени результатов геолого-геоморфологического изучения территории

Сибири и Дальнего Востока, проводимого с использованием информации из космоса.

В работе совещания приняли участие представители 23 научно-исследовательских и производственных организаций различных министерств и ведомств страны. Состав, число иногородних участников (38), география заявок и программа совещания свидетельствуют о том, что это был, по существу, Всесоюзный форум специалистов, занимающихся проблемами МЦТ (СЦТ).

На совещании обсуждались следующие вопросы:

1) методика выделения и изучения морфоструктур (структур) центрального типа и их систем;

2) структурные, вещественные и геоморфологические аспекты строения морфоструктур (структур) центрального типа;

3) динамика и история развития морфоструктур (структур) центрального типа и их систем;

4) модели строения и механизмы развития морфоструктур (структур) центрального типа;

5) рудоуправляющая роль морфоструктур (структур) центрального типа и их систем.

В решениях совещания отмечается, что за последние годы достигнут прогресс в изучении МЦТ (СЦТ) различного ранга (от локального до планетарного); в разработке методик выделения, картирования, идентификации и классификации МЦТ (СЦТ). Интенсивно развиваются исследования, направленные на изучение минерогенеза МЦТ (СЦТ) и их систем, выработку принципов минерогенетического районирования, критериев поиска и прогнозирования на основе концепции МЦТ. Для ряда районов Сибири и Дальнего Востока составлены разномасштабные морфоструктурные, тектонические и металлогенетические схемы и карты, на которых в качестве основных структурных и морфоструктурных элементов выступают образования центрального типа. Получены новые данные по физическому моделированию процессов формирования СЦТ, установлена возможность конвергентного развития СЦТ разной природы (вихревые структуры, дислокации в зонах сдвиговых деформаций и др.), что расширяет исходную базу существующих представлений об образовании этих объектов. Вместе с тем совещание указывает на то, что существует ряд нерешенных проблем, тормозящих внедрение результатов исследований МЦТ (СЦТ) в широкую практику геолого-геоморфологических исследований. В частности, имеют место:

1) недостаточная связь научно-исследовательских организаций с производственными, и, как следствие этого, продолжающаяся практика составления геологических и других карт

без учета новых данных о существовании МЦТ (СЦТ);

2) в большинстве случаев отсутствие комплексного подхода к изучению рельефа, структуры и вещества МЦТ;

3) мало внимания уделяется математическим методам изучения МЦТ (СЦТ);

4) недостаточно разработана и унифицирована методика выявления и анализа МЦТ (СЦТ) с использованием данных дистанционного зондирования;

5) отсутствуют руководства по картированию МЦТ, терминологические справочники и атласы разнотипных МЦТ;

6) не получило необходимого распространения моделирование процессов формирования МЦТ (СЦТ);

7) недостаточно внимания уделяется выявлению и изучению иерархических систем МЦТ (СЦТ), особенно наиболее крупных из них — гигантских морфоструктур, определяющих строение крупных регионов Земли.

Совещание считает необходимым активизировать работу по изучению МЦТ (СЦТ) и внедрению результатов научных исследований в практику и с этой целью осуществить следующие мероприятия:

1. Создать межведомственную координационную комиссию по изучению морфоструктур и структур центрального типа в составе ведущих специалистов различных направлений: Г. И. Худяков — д. г.-м. н., профессор, директор Тихоокеанского института географии ДВНЦ АН СССР (Владивосток); В. В. Соловьев — д. г.-м. н., ст. н. с. Всесоюзного геологического института МГ СССР (Ленинград); И. Н. Томсон — д. г.-м. н., зав. отделом Института геологии и геохимии рудных месторождений МГ СССР (Москва); В. В. Козлов — д. г.-м. н., гл. геолог ВНПО Аэрогеология МГ СССР (Москва); О. М. Борисов — д. г.-м. н., чл.-корреспондент АН УзССР, зам. директора Института сейсмологии АН УзССР (Ташкент).

При комиссии создается рабочая группа (10—15 человек), состав которой определяется членами комиссии.

2. Поручить комиссии: а) обратиться в редакции ведущих геологических и геоморфологических журналов страны с просьбой о подготовке в ближайшее время тематических выпусков журналов, посвященных морфоструктурам и структурам центрального типа; б) провести подготовительную работу к изданию специализированных коллективных монографий и сборников по различным аспектам проблемы МЦТ (СЦТ); в) провести подготовительную работу по составлению методического пособия, справочника и атласов МЦТ (СЦТ).

3. Учитывая возрастающее значение анализа СЦТ при решении различных прикладных задач в системе Министерства геологии СССР просить: а) Мингео СССР включить в программы работ на полигонах специализированные исследования по изучению структур центрального типа; б) ВСЕГЕИ усилить исследования в области специализированного геологического картирования структур центрального типа (включая крупномасштабную геологическую съемку).

В дальнейших исследованиях морфоструктур и структур центрального типа совещание предлагает обратить особое внимание на следующие актуальные проблемы: 1) разработка общей теории МЦТ, их классификации, систематики и иерархии; 2) комплексный подход к изучению МЦТ (СЦТ), который может быть осуществлен путем создания коллективов специалистов различного профиля; 3) внедрение математических методов в практику исследования МЦТ (СЦТ); 4) разработка более совершенной методики моделирования МЦТ (СЦТ) (в том числе математического моделирования); 5) совершенствование методики морфоструктурного картирования и картографирования МЦТ; 6) углубленное изучение гигантских МЦТ Земли и всей их иерархической глобальной системы; 7) положение МЦТ (СЦТ) в общей структуре Земли; 8) пространственно-генетические связи МЦТ (СЦТ)

с географическими оболочками и геолого-геофизическими разделами Земли; 9) закономерности размещения полезных ископаемых в МЦТ (СЦТ) различного типа и ранга, совершенствование методики их прогнозирования и поисков.

Совещание указало на необходимость объединения сил различных научно-исследовательских и производственных организаций для ускорения комплексных исследований МЦТ (СЦТ). Учитывая исключительную важность этой проблемы, участники совещания обращаются к руководителям и коллективам организаций страны с призывом всемерно содействовать таким работам.

Совещание рекомендует руководителям НИИ геологического профиля и производственных геологических объединений Дальнего Востока и Сибири активнее развернуть исследования по комплексному изучению МЦТ и СЦТ региона и шире использовать получаемые новые материалы для решения проблем практической геологии, в частности, для целенаправленного планирования поисковых работ.

Следующее, 3-е, региональное совещание на тему «Принципы и методы картирования и картографирования морфоструктур и структур центрального типа» планируется провести в 1988 г.

Гаврилов А. А.
ТИГ ДВНЦ АН СССР

ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ

ВЛАДИМИР ВЛАДИМИРОВИЧ БЕЛОУСОВ

(к 80-летию со дня рождения)

Владимир Владимирович Белоусов — один из крупнейших современных тектонистов, ученый с мировым именем, родился в Москве в 1907 г. Геологическое образование В. В. Белоусов получил в Московском государственном университете им. М. В. Ломоносова. В дальнейшем, до 1941 г., он работал в Ленинграде, а с 1942 г. и по настоящее время работает в Москве.

Геологи знают В. В. Белоусова прежде всего как крупного тектониста. В этой области он выступил автором новых методов геотектонического анализа, в частности метода, основанного на детальном изучении распределений фаций и мощностей отложений. В результате им была выявлена картина развития геосинклиналей, установлены стадии этого процесса и его закономерности. С помощью той же методики В. В. Белоусов изучил тектоническую историю Русской платформы в связи с историей прилегающих геосинклиналей. Методика изучения истории движений земной коры, основанная на

анализе фаций и мощностей осадков, разработанная В. В. Белоусовым, получила широкое распространение среди геологов-нефтяников и угольщиков, которыми она применяется для решения практических вопросов.

Большой вклад внесен В. В. Белоусовым в изучение механизма и причин тектонических движений земной коры, в разработку общей геолого-геофизической концепции развития Земли, а также проблем сейсмологии и сейсморайонирования.

Для изучения вопросов механизма и причин складкообразования В. В. Белоусовым были организованы специальные широкие исследования в ряде складчатых областей. Результатом явилась разработка новой концепции складкообразования, основанной на представлении о глубинном диапиризме. Эти представления позволили связать складкообразование, вертикальные движения коры, метаморфизм и магматизм в единый цикл процессов, имеющий общую глубинную причину.

ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ

ВЛАДИМИР ВЛАДИМИРОВИЧ БЕЛОУСОВ

(к 80-летию со дня рождения)



Владимир Владимирович Белоусов — один из крупнейших современных тектонистов, ученый с мировым именем, родился в Москве в 1907 г. Геологическое образование В. В. Белоусов получил в Московском государственном университете им. М. В. Ломоносова. В дальнейшем, до 1941 г., он работал в Ленинграде, а с 1942 г. и по настоящее время работает в Москве.

Геологи знают В. В. Белоусова прежде всего как крупного тектониста. В этой области он выступил автором новых методов геотектонического анализа, в частности метода, основанного на детальном изучении распределений фаций и мощностей отложений. В результате им была выявлена картина развития геосинклиналей, установлены стадии этого процесса и его закономерности. С помощью той же методики В. В. Белоусов изучил тектоническую историю Русской платформы в связи с историей прилегающих геосинклиналей. Методика изучения истории движений земной коры, основанная на

анализе фаций и мощностей осадков, разработанная В. В. Белоусовым, получила широкое распространение среди геологов-нефтяников и угольщиков, которыми она применяется для решения практических вопросов.

Большой вклад внесен В. В. Белоусовым в изучение механизма и причин тектонических движений земной коры, в разработку общей геолого-геофизической концепции развития Земли, а также проблем сейсмологии и сейсмораионирования.

Для изучения вопросов механизма и причин складкообразования В. В. Белоусовым были организованы специальные широкие исследования в ряде складчатых областей. Результатом явилась разработка новой концепции складкообразования, основанной на представлении о глубинном диапиризме. Эти представления позволили связать складкообразование, вертикальные движения коры, метаморфизм и магматизм в единый цикл процессов, имеющий общую глубинную причину.

Одновременно В. В. Белоусов явился инициатором последовательного применения методов физического анализа и моделирования к решению вопросов механизма тектонических деформаций (складок и разрывов).

Сопоставление большого фактического материала о развитии различных типов тектонических движений привело В. В. Белоусова к крупным геотектоническим обобщениям, результаты которых изложены в его фундаментальных трудах «Общая геотектоника» (1984 г.) и «Основные вопросы геотектоники» (1954 и 1962 гг.). Эти книги представляют важный этап в развитии геотектонической науки, в них показаны направленность и взаимосвязь разнообразных тектонических процессов.

Еще в 1942 г. В. В. Белоусов предложил обобщающую гипотезу развития земного шара (радиомиграционная гипотеза), в основе которой лежит представление о дифференциации подкорового вещества как об основном глубинном процессе. В дальнейшем, используя новые геофизические данные о строении коры и мантии и происходящих в них процессах, анализируя их совместно с геотектоническими данными о закономерностях развития земной коры, В. В. Белоусов улучшал и совершенствовал свою общую концепцию. В варианте, опубликованном в 1960 г., он стремится увязать в единый комплекс геотектонические, геофизические и космогенические данные и рассматривает геотектонику как поверхностное следствие непрерывного развития земного шара в сторону его радиоактивного разогревания.

В ряде дальнейших работ и особенно в книгах «Земная кора и верхняя мантия материков» (1966 г.), «Земная кора и верхняя мантия океанов» (1968 г.), «Основы геотектоники» (1975 г.), «Эндогенные режимы материков» (1978 г.) В. В. Белоусов продолжал разрабатывать общую концепцию развития земной коры и верхней мантии на основе обобщения обширных геологических, геофизических и геохимических данных.

В. В. Белоусову принадлежит идея «геономического» подхода к решению узловых проблем наук о Земле, в основе которой лежит комплексность исследований с использованием методов и результатов различных направлений наук — тектоники, геохимии, петрологии, геофизики, механики и т. п.

Особое внимание В. В. Белоусов уделяет в своих исследованиях проблеме геологии океана и прежде всего зон перехода между континентами и океанами. Широко известны его работы по классификации островных дуг и пере-

ходных зон в целом, его идеи о соотношении процессов базификации и континентализации.

В. В. Белоусов известен как прекрасный лектор. Начиная с 1939 г. он читает курсы геотектоники и общей геологии в ЛГИ, МГРИ, МГУ.

Юбиляр проявил себя как крупный организатор науки в должности заведующего кафедрой общей геологии МГРИ (1942—1949 гг.), заведующего отделом Института физики Земли АН СССР и руководителя ряда крупных геологических экспедиций, в частности зарубежных — в Восточную Африку и Исландию.

В полной мере организаторская деятельность В. В. Белоусова проявилась в период подготовки и проведения Международного геофизического года. Владимир Владимирович был одним из ведущих его организаторов не только в пределах СССР, но и в международном масштабе. Он является представителем СССР в ряде международных научных организаций, а с 1960 по 1963 г. был президентом самого крупного Международного научного союза — геодезии и геофизики. В. В. Белоусов является председателем Междуведомственного геофизического комитета при Президиуме АН СССР и председателем Научного совета по комплексным исследованиям земной коры и верхней мантии Отделения геологии, геофизики, геохимии и горных наук АН СССР. Геофизический комитет зарекомендовал себя как весьма деятельный и авторитетный орган, обеспечивающий международные связи советских геологов. Совет по комплексным исследованиям координирует широкий спектр работ по изучению недр Земли.

В 1947—1953 гг. В. В. Белоусов был заместителем председателя Технического Совета Министерства геологии, под его руководством приняты многие важные решения, касающиеся направления геологических работ по поискам различных видов минерального сырья.

В 1953 г. В. В. Белоусов избран членом-корреспондентом АН СССР. Он является также иностранным членом Шведской, Индийской и Нью-Йоркской Академий наук, геологических обществ Индии, Лондона, Америки, Франции, Бельгии. Он почетный доктор Нью-Кастльского (Великобритания) и Лейпцигского (ГДР) университетов.

Редколлегия от имени всех коллег-дальневосточников сердечно поздравляет Владимира Владимировича со славным юбилеем, желает дальнейших творческих успехов и доброго здоровья.

Редколлегия

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. В. Иванов*, *В. А. Красилов*, *Е. В. Краснов*, *Н. И. Лаврик*, *В. Г. Моисеенко*, *Л. П. Попеко*, *О. В. Равдоникас*, *Е. А. Радкевич*, *Г. В. Ручкин*, *К. Ф. Сергеев*, *А. А. Сидоров*,
И. К. Туезов, *В. Н. Шарапов*

Адрес редакции: 680063, Хабаровск, 63, ул. Ким Ю Чена, 65,
ИТиг ДВНЦ АН СССР. Тел. 39-39-46.

Зав. редакцией *Е. Н. Казарезова*
Мл. редактор *Л. Д. Левицкая*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Технический редактор *Н. М. Остроумова*
Корректоры *Г. И. Шведкина*, *В. В. Борисова*

Сдано в набор 12.06.87. Подписано к печати 21.09.87.
МН-02681. Формат 84×108^{1/16}. Высокая печать. Усл.
печ. л. 13.4. Усл. кр.-отт. 14.0. Уч.-изд. л. 15. Ти-
раж 689 экз. Заказ № 856.

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

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