

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ISSN 0207-4028

# ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

6

1988

## РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Н. А. ШИЛО

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

---

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

Зав. редакцией *Е. Н. Казарезова*  
Мл. редактор *Л. Д. Левицкая*  
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*  
Технический редактор *Г. Я. Герасимчук*  
Корректоры *Т. Ф. Погиблова*, *О. А. Зимица*

Сдано в набор 12.08.88. Подписано к печати 17.11.88.  
МН-01285. Формат 84×108<sup>1/16</sup>. Высокая печать. Усл.  
печ. л. 12,6. Усл. кр.-отт. 13,2. Уч.-изд. л. 15,0.  
Тираж 636 экз. Заказ № 1116.  
Ордена Трудового Красного Знамени издательство  
«Наука», Сибирское отделение. Новосибирск, 99,  
Советская, 18,  
4-я типография издательства «Наука». Новосибирск, 77,  
Ставиславского, 25.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
**ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ**

Журнал основан в 1982 г.

Выходит 6 раз в год

НОЯБРЬ — ДЕКАБРЬ

НОВОСИБИРСК

№ 6, 1988

СОДЕРЖАНИЕ

<p><b>Б. И. Васильев, И. Н. Говоров, Ю. И. Коновалов, И. А. Тарарин, В. Л. Безверхний, О. В. Чудаев.</b> Геологическое строение желоба Волкана . . . . .</p> <p><b>И. А. Басов.</b> Эрозионная деятельность в северо-западном секторе Тихого океана в позднем мезозое и кайнозое . . . . .</p> <p><b>Г. Л. Кириллова.</b> Перерывы и несогласия в разрезе дна Филиппинского моря и прилегающих островов . . . . .</p> <p><b>Ю. С. Бретштейн.</b> Магнитные характеристики базальтоидов как индикаторы обстановок вулканизма (на примере северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса) . . . . .</p> <p><b>Л. А. Изосов, Н. Г. Мельников.</b> О чешуйчато-покровных структурах Западного Приморья . . . . .</p> <p><b>В. А. Бажанов, И. И. Берсенов.</b> К вопросу о шарьяжах на Хапкайском массиве . . . . .</p> <p><b>Ю. В. Мотовилов.</b> К вопросу о нефтегазоносных толщах Колпаковского прогиба Западной Камчатки . . . . .</p> <p><b>В. М. Шевченко.</b> Магматические комплексы гиперстеновой серии на Северо-Востоке СССР и связь с ними оруденения . . . . .</p> <p><b>Ф. Г. Корчагин, Ю. В. Талтыкин.</b> Глубинная геоэлектрическая характеристика Гонжинского рудного района . . . . .</p> <p><b>Н. П. Романовский, В. Г. Гурович, М. И. Копылов.</b> Комплексные петрофизические исследования в Комсомольском рудном районе . . . . .</p> <p><b>П. П. Лойтер, Л. П. Карсаков, Ю. Ф. Малышев.</b> Связь магматогенных рудоконтролирующих структур с глубинным строением Западного Прихохотья . . . . .</p>	<p>3</p> <p>14</p> <p>26</p> <p>36</p> <p>47</p> <p>54</p> <p>58</p> <p>63</p> <p>70</p> <p>78</p> <p>82</p>
<i>КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ</i>	
<p><b>Н. А. Пальшин.</b> Донные глубинные магнитотеллурические зондирования в северо-восточной части Тихого океана . . . . .</p> <p><b>М. И. Липкина, М. Ф. Эйберман, О. А. Ткалич.</b> Находки фосфоритов на подводных горах северо-западной окраины Тихого океана . . . . .</p> <p><b>Н. В. Астахова, Н. Г. Разжигасва.</b> Морфология кристаллов и содержание микроэлементов в пирите из осадков дальневосточных морей . . . . .</p> <p><b>А. И. Квасов, В. С. Приходько, А. А. Степанко.</b> Геохимия платиноидов и элементов группы железа в дунитах Кондерского массива . . . . .</p>	<p>95</p> <p>99</p> <p>103</p> <p>108</p>
<i>КРИТИКА И ДИСКУССИИ</i>	
<p><b>В. Н. Шилов.</b> О книге И. В. Лучицкого «Палеовулканология» . . . . .</p>	<p>112</p>
<i>ХРОНИКА</i>	
<p>Всесоюзное совещание «Сквозные рудоконцентрирующие структуры» . . . . .</p>	<p>115</p>
<i>ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ</i>	
<p>80-летие Екатерины Александровны Радкевич . . . . .</p> <p>Указатель статей, опубликованных в журнале за 1988 г. . . . .</p>	<p>118</p> <p>119</p>

CONTENTS

<b>B. I. Vasiliev, I. N. Govorov, Yu. I. Konovalov, I. A. Tararin, V. L. Bezverkhny, O. V. Chudaev.</b> Geologic structure of the Volcano trench . . . . .	3	structures to the deep structure of West Priokhotie . . . . .	82
<b>I. A. Basov.</b> Erosional activity in the north-western sector of the Pacific in the Late Mesozoic and Cenozoic . . . . .	14	<i>BRIEF COMMUNICATIONS</i>	
<b>G. L. Kirillova.</b> Breaks and conformities in the section of the bed of the Philippine Sea and adjoining islands . . . . .	26	<b>N. A. Palshin.</b> Bottom deep-sea magnetotelluric soundings in the north-eastern Pacific . . . . .	95
<b>Yu. S. Bretshtein.</b> Magnetic characteristics of basaltoids as indicators of volcanism environments (exemplified by the north-western part of the Pacific mobile belt) . . . . .	36	<b>M. I. Lipkina, M. F. Eiberman, O. A. Tkalic.</b> Phosphorite finds on seamounts of the north-western Pacific margin . . . . .	99
<b>L. A. Izosov, N. G. Melnikov.</b> On scaly-covering structures of West Primorie . . . . .	47	<b>N. V. Astakhova, N. G. Razzhigaeva.</b> Morphology of crystals and microelement content in p-rite from sediments of Far Eastern seas . . . . .	103
<b>V. A. Bazhanov, I. I. Bersenev.</b> The problem of overthrust sheets on the Khanka massif and in its framing . . . . .	54	<b>A. I. Kvasov, V. S. Prikhodko, A. A. Stepashko.</b> Geochemistry of platinoids and elements of the iron group in dunites of the Konder massif . . . . .	108
<b>Yu. V. Motovilov.</b> The problem of oil- and gas-bearing thick units of the West Kamchatka Kolpakovsky trough . . . . .	58	<i>CRITICISM AND DISCUSSIONS</i>	
<b>V. M. Shevchenko.</b> Magmatic complexes of the hypersthene series in the USSR North-East and related mineralization . . . . .	63	<b>V. N. Shilov.</b> I. V. Luchitsky's book "Paleovolcanology" . . . . .	112
<b>F. G. Korchagin, Yu. V. Taltykin.</b> Deep geoelectrical characteristics of the Gonzhinsky ore region . . . . .	70	<i>CHRONICLES</i>	
<b>N. P. Romanovsky, V. G. Gurovich, M. I. Kopylov.</b> Complex petrophysical investigations in the Komsomolsk ore region . . . . .	78	All-Union Conference "Through ore-concentrating . . . . .	115
<b>P. P. Loiter, L. P. Karsakov, Yu. F. Malyshev.</b> Relation of magmatogenic ore-controlling		<i>JUBILEES</i>	
		<b>To the 80-th anniversary of Ekaterina Aleksandrovna Radkevich . . . . .</b>	118
		<b>Index of papers published in the journal in 1988 . . . . .</b>	119

УДК 551.462

*Б. И. Васильев, И. Н. Говоров, Ю. И. Коновалов, И. А. Тарарин,  
В. Л. Безверхний, О. В. Чудаев*

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЖЕЛОБА ВОЛКАНО

Приведены данные о составе и возрасте пород, драгированных авторами в 1984 и 1986 гг. в глубоководном желобе Волкано. Описаны породы офиолитовой ассоциации, вулканогенные образования толеитовой, субщелочной и щелочной дифференцированной серий, кремнисто-карбонатные, карбонатные и туфогенно-осадочные отложения, формировавшиеся от раннего мела

до плейстоцена включительно. Рассмотрены вопросы происхождения изученной структуры и выдвинута концепция ее развития, предполагающая интенсивный вулканизм в домеловое время, формирование офиолитовой формации в зоне островного склона и последующее интенсивное блоковое опускание с образованием желоба в конце плиоцена — в плейстоцене.

В 1984 и 1986 гг. Тихоокеанским океанологическим институтом ДВО АН СССР были организованы две экспедиции в северо-западную часть Тихого океана, которые, в частности, проводили драгирование глубоководного желоба Волкано (табл. 1). Этот желоб имеет длину около 350 км и характеризуется сложной морфологией. Северная его часть на протяжении примерно 100 км простирается в субмеридиональном направлении, а глубины в ее пределах изменяются от 5600 до 5900 м. Средняя часть желоба в плане извилистая, с заметными расширениями и пережимами, характеризуется максимальными глубинами (до 9156 м) и крутизной склонов. Далее на юг желоб расширяется, глубины уменьшаются, склоны становятся пологими, а простирание изменяется на юго-восточное.

Наиболее детальные работы были проведены в средней части желоба, где выполнено 11 станций, расположенных на его обоих склонах (см. рисунок). Менее детально изучены северная часть (три станции) и область сочленения с Идзу-Бонинским желобом (две станции).

Океанический склон характеризуется переменной крутизной, достигающей на отдельных уступах  $30^\circ$  при среднем значении  $10^\circ$ , что обусловлено его блоковым строением.

По результатам драгирования на океаническом склоне желоба Волкано выделено пять комплексов пород: эффузивный субщелочной, эффузивно-пирокластический щелочной, эффузивно-пирокластический смешанный (толеитовой и субщелочной серий, переходный?), органогенный карбонатный, туфогенно-осадочный.

**Первый комплекс** драгирован с нижней части склона. Он включает базальты с тектурными признаками пиллоу-лав. Это темно-серые пористые породы с порфировой или афировой структурой. Для них характерны корки закалывания бурого цвета и цепочки удлинённых полых пор, представляющих пути прорыва газов. Более мелкие (до 1 мм) округлые поры обычно заполнены бурыми окислами железа и агрегатами минералов группы смектита.

Структура основной массы базальтов интерсертальная. Порода сложена тонкими лейстами плагиоклаза, в промежутках между которыми заключены выделения тонкопризматического клинопироксена и стекла, замещенные гидроокислами железа и смектитом. Редкие порфиновые выделения размерами до 2 мм представлены плагиоклазом и нацело замещенным боулингом. Отмечается увеличение степени изменения пород в верхних разрезах толщи пород первого комплекса (ст. Н4-45), где плагиоклаз во вкрапленниках и в основной массе нацело замещен калиевым полевым шпатом (адуляр?), а в нижней части (ст. Н4-55) он отсутствует, и здесь плагиоклаз умеренно замещен смектитом, а также иногда остается свежим клинопироксен.

Химический состав базальтов низов первого комплекса характеризуется преобладанием калия над натрием, умеренным содержанием титана и низким — магния, что вместе с высоким содержанием глинозема сближает их с породами шошонитовой серии островных дуг (табл. 2). Базальты, отобранные с верхних горизонтов комплекса, имеют более высокие содержания титана, натрия и в целом более богаты щелочами, что позволяет отне-

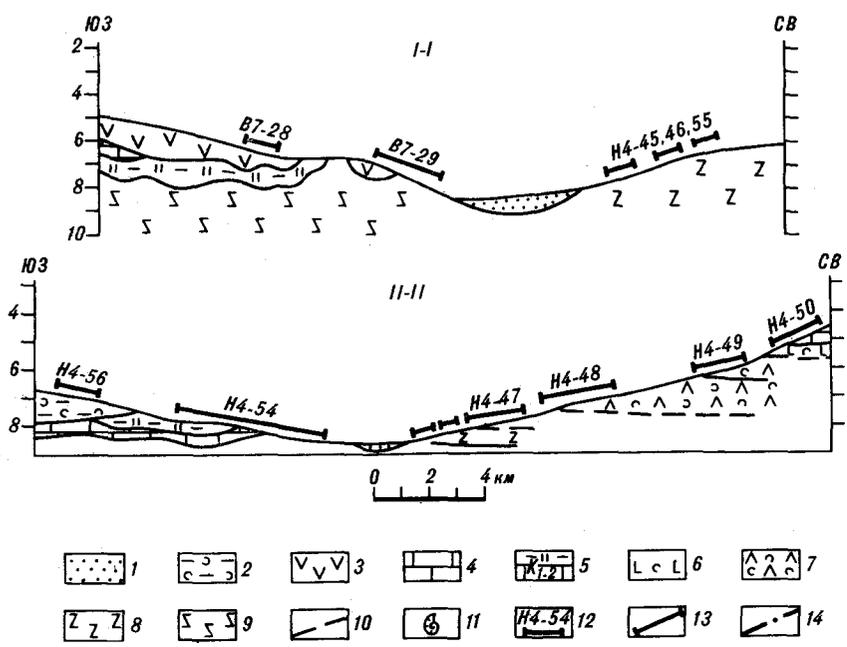
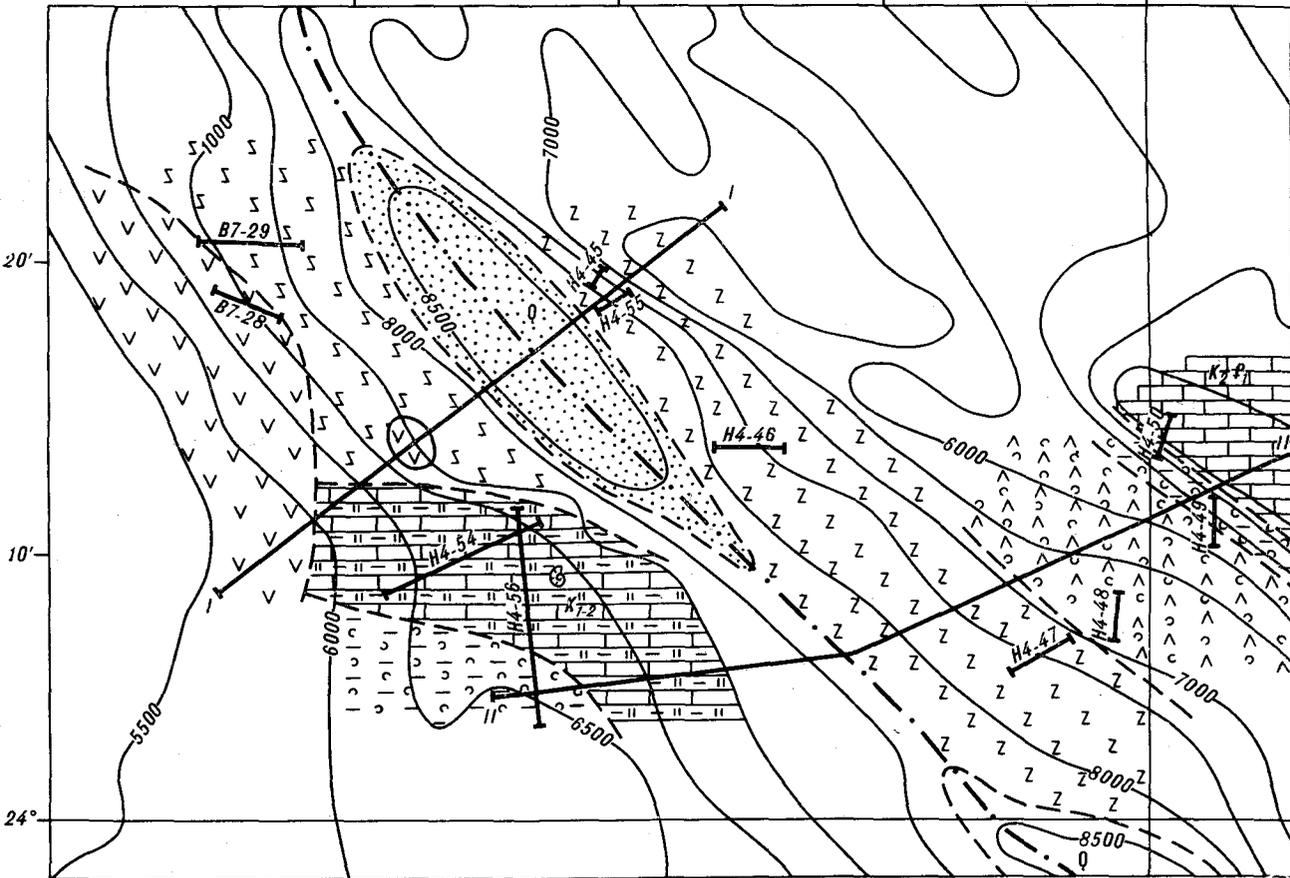
143°20'

30'

40'

50'

144°



Схематическая геологическая карта и разрезы средней части жлоба Вулкано.

1 — кайнозойские туфогенно-осадочные отложения (N-Q); 2 — туфы основного, реже среднего состава, туффиты, туфогенные алевролиты, песчаники (P); 3 — андезиты, бониниты (P); 4 — рифогенные известняки (K<sub>2</sub>-P<sub>1</sub>); 5 — карбонатно-кремнистые отложения (K<sub>1</sub>-2); 6 — туфы и лавы толеитовых (?) и субщелочных базальтов; 7 — туфы и лавы дифференцированного субщелочного базальт-пантеллерит-трахириолитового комплекса; 8 — пиллоулавы субщелочных базальтов; 9 — офиолитовый комплекс (ультрамафиты, габброиды, базальтоиды); 10 — условные геологические границы; 11 — находки ископаемой фауны; 12 — станции драгирования; 13 — линии геологических разрезов; 14 — ось глубоководного жлоба.

Результаты драгирований в желобе Волкано

Номер станции	Район	Координаты		Интервал драгирования, м	Характеристика материала
		с. ш.	в. д.		
H4-45	Средняя часть, океанический склон	24°19,2' 24°19,6'	143°38,6' 143°39,4'	7800—7600	Крупноглыбовый и щебеночный материал; подушечные субщелочные базальты, осадочные породы (200 кг)
H4-46	То же	24°13,6' 24°14,6'	143°44,2' 143°35,5'	7900—7600	Щебень подушечных субщелочных базальтов (5 кг)
H4-47	»	24°05,8' 24°06,7'	143°55,1' 143°56,2'	7720—7200	Два обломка базальтового шлака
H4-48	»	24°08,3' 24°12,0'	143°59,5' 144°00,5'	7000—6800	Глыбы и щебень субщелочных базальтов, их дифференциатов и туфов (150 кг)
H4-49	»	24°10,2' 24°12,5'	144°02,6' 144°03,0'	6000—5400	Глыбы и щебень сиенит-порфиритов, субщелочных базальтов и их дифференциатов
H4-50	»	24°12,9' 24°14,8'	144°00,6' 144°01,1'	5000—4000	Глыбы и щебень органогенных известняков, туфов и лав сильно измененных толеитовых (?) и субщелочных базальтов
H4-55	»	24°18,0' 24°19,7'	143°39,5' 143°42,2'	8400—7820	Обломки субщелочных базальтов (0,6 кг)
H4-54	Островной склон	24°08,8' 24°11,8'	143°33,0' 143°38,8'	8400—7450	Глыбы и щебень кремнисто-карбонатных пород, тектоническая глина (1000 кг)
H4-56	То же	24°11,8' 24°03,0'	143°36,7' 143°36,6'	7400—6200	Обломки кремнисто-карбонатных пород и туфов (0,5 кг)
B7-28	»	24°17,9' 24°19,3'	143°27,1' 143°24,9'	6980—6600	Гналокластиты базальтов, алевролиты, мергель, слабо литифицированные породы (0,3 кг)
B7-29	»	24°20,8' 24°21,7'	143°32,7' 143°22,3'	8200—6400	Туфы и лавы среднего и основного состава, боннит, габбро, гарцбургит, осадочные породы (0,8 кг)
B7-30	Северная часть, островной склон	25°44,6' 25°46,2'	143°12,5' 143°13,0'	5600—5300	Кремнистые породы, известняки
B7-32	Океанический склон	25°46,9' 25°47,7'	143°18,5' 143°17,1'	5300—4760	Карбонатно-кремнистые породы (30 кг)
B7-34	Каньон на океаническом склоне	25°39,7' 25°37,0'	143°25,2' 143°26,0'	4000—3200	Органогенные известняки (50 кг)
B7-57	Островной склон перемычки между желобами Идзу-Бонинским и Волкано	26°02,7' 26°03,1'	143°19,0' 143°18,5'	3760—3430	Обломки пемзы (20 кг), редкие кусочки слабо литифицированных песчаников
B7-59	То же	25°55,2' 25°58,8'	143°11,9' 143°09,0'	4760—4000	Обломки слабо литифицированных карбонатных алевролитов позднемелового (коньяк — сантон) возраста

сти их к субщелочной серии. Они характеризуются также повышенными содержаниями как литофильных, так и сидерофильных микроэлементов, что свойственно субщелочным базальтам океанических островов. Характерно отсутствие нормативного оливина, несмотря на наличие в породах псевдоморфоз по этому минералу. Это связано с сильной измененностью пород, обусловившей также резкое преобладание закисного железа над окисным и высокие содержания летучей фазы. Вторичные изменения пород определялись, по-видимому, процессом взаимодействия горячей лавы и морской воды, следствием которого является также и выщелачивание из базальтовых пород фосфора (и его переотложе-

ние), содержание которого в форме пятиоксида в базальтах достигает 6,7%.

В целом следует заметить, что химизм базальтов рассматриваемого комплекса показывает сходство с аналогичными породами океанического склона Марианского желоба [3], а также с подушечными лавами вала Зенкевича [1]. Некоторые образцы базальтов этих регионов имеют повышенные содержания фосфора, связанные, вероятно, как и в породах желоба Волкано, с метасоматической апатитовой минерализацией.

Второй комплекс имеет разнообразный состав. Он обнаружен в интервале глубин 7000—5400 м, причем нижнюю часть разреза, судя по данным драгирования, слагают пре-

Таблица 2

## Химический состав субщелочных базальтов первого комплекса океанического склона жёлоба Волкана

Компонент	Проба						
	Н4-55/3	Н4-55/1	Н4-55/2	Н4-46/6	Н4-46/4	Н4-45/12	Н4-45/4
SiO <sub>2</sub>	47,92	46,99	40,91	47,40	47,39	47,75	48,41
TiO <sub>2</sub>	1,60	1,61	1,58	2,19	2,23	2,12	2,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,73	18,11	16,44	16,70	17,00	16,99	16,29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,80	7,80	5,25	8,14	9,83	8,12	7,97
FeO	1,57	2,09	2,43	0,74	0,73	1,58	1,05
MnO	0,13	0,12	0,07	0,07	0,07	0,10	0,06
MgO	3,76	2,27	3,61	6,59	1,55	1,42	1,58
CaO	8,20	8,46	10,36	4,06	6,52	6,87	7,62
Na <sub>2</sub> O	1,62	2,53	2,11	3,05	2,95	2,86	2,74
K <sub>2</sub> O	2,70	2,73	2,68	1,92	3,37	4,05	4,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,75	1,32	6,66	0,49	1,95	2,66	2,81
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,12	5,81	7,27	9,07	6,20	3,82	4,97
CO <sub>2</sub>	—	0,00	—	0,00	0,00	1,10	0,00
F	—	0,00	0,66	—	0,00	0,24	0,00
Сумма	99,90	99,84	99,76	100,42	99,79	99,68	99,69
Rb	28	33	28	16	29	29	32
Sr	271	322	480	296	353	344	343
Ba	128	138	494	237	280	267	217
Zr	112	107	235	141	175	165	187
Nb	7	11	82	33	36	31	26
Y	26	36	302	19	65	32	48
Ni	63	51	14	160	54	110	200
Co	25	17	3	10	9	20	61
Cr	95	95	27	110	160	220	270
V	190	140	120	140	240	280	300
Cu	47	34	60	79	180	140	300
Zn	95	100	76	14	85	85	62

Примечание. Здесь и в последующих таблицах химического состава, приведены содержания окислов в мас. %. Микроэлементы в г/т. Химический анализ пород выполнен в лаборатории ДВГИ Ю. С. Бабаевой, С. П. Баталовой, Т. Г. Ватутиной, С. П. Сланкиной. Данные по концентрациям Ni, Co, Cr, V, Cu, Zn получены количественным спектральным анализом в ДВГИ (аналитики Т. В. Ланкова и И. И. Никитенко), а определения для литофильных элементов выполнены В. В. Коваленко (ИХ) на борту судна рентгенорадиометрическим методом.

имущественно лавы и в меньшей мере литокристаллокластические туфы и туфобрекчии трахитов, включающие подчиненное количество лав субщелочных базальтов. В верхах разреза преобладают туфы этих пород, а эффузивная фация играет незначительную роль. Все разновидности пород комплекса по особенностям минералогии и химизма представляют непрерывную вулканическую серию, дифференцированную от субщелочных базальтов до пантеллеритов и трахириолитов, включающую также промежуточные типы пород — гавайиты, муджиериты, бенморейты, трахиты и трахидациты. С ними ассоциируют сиенит-порфириты, относящиеся к субвулканической фации. Субщелочные базальты представлены черными с

зеленовато-серым, иногда коричневым, оттенком массивными или пористыми породами с порфировой или афировой структурой. Фенокристы образованы таблитчатыми кристаллами плагиоклаза диаметром до 10 мм и мелкими (до 0,3 мм) зернами титан-авгита. Отмечены редкие кристаллы щелочного пироксена типа эгирина с характерным плеохроизмом в зеленовато-желтых тонах. Основная масса имеет гиалопилитовую и интерсертальную структуру и сложена смектитизированным и карбонатизированным бурым стеклом с беспорядочно расположенными в нем зернами оливина, в значительной мере замещенного смектитом; свежими кристаллами титан-авгита и плагиоклаза, а также включениями рудного минерала. В кристаллах плагиоклаза нередко отмечаются тонкие иголочки апатита, а зерна пироксена иногда корродируются щелочным амфиболом типа арфведсонита.

Химический состав базальтов комплекса характеризуется содержаниями титана и щелочей с заметным преобладанием натрия, а также таких микроэлементов, как цирконий и ниобий (табл. 3, 4). Они имеют умеренно повышенные концентрации фосфора, стронция и бария, близкие к таковым для базальтов первого комплекса, а содержания никеля и хрома здесь заметно пониженные. Особенности нормативного состава позволяют выделить в базальтовых членах комплекса группу нефелиннормативных пород. Это, возможно, свидетельствует о наличии базальтов щелочного типа, хотя нормативные соотношения ввиду интенсивного изменения пород, по-видимому, в данном случае не следует принимать как критерий оценки серийной принадлежности.

Гавайиты представлены темно-серыми с коричневыми оттенками породами с порфировой структурой и крупнозернистой, до шлаковой, текстурой. Вкрапленники образованы интенсивно замещенными цеолитами, смектитами и лейкоксеном, таблитчатыми кристаллами кислого или среднего плагиоклаза размерами до 8 мм и более мелкими (до 0,3 мм) зернами титан-авгита. Основная масса с гиалопилитовой и интерсертальной структурой образована стеклом, клинопироксеном и плагиоклазом, включающим мелкие пластинки ильменита, вытянутые вдоль двойниковых швов и замещенные лейкоксеном, а также конвертовидные зерна сфена и иголочки апатита. Химизм гавайитов характеризуется повышенными содержаниями кремнезема, титана, щелочей, фосфора, рубидия, бария, циркония и ниобия при пониженных значениях кальция, магния, никеля, кобальта и хрома (см. табл. 3).

Муджиериты и бенморейты весьма сходны под микроскопом между собой и различаются лишь по особенностям химизма. В целом они

Химический состав вулканических пород второго комплекса жёлоба Волгано

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
	Н4-48/2-П	Н4-48/1-1	Н4-49/29	Н4-49/36	Н4-48/8а	Н4-49/2	Н4-48/86	Н4-48/87	Н4-48/7	Н4-48/10а	Н4-48/8с	Н4-48/6т	Н4-48/11	Н4-49/6а	Н4-49/5д	Н4-49/78	Н4-49/23	Н4-49/73	Н4-49/38	Н4-48/88	Н4-49/12
SiO <sub>2</sub>	41,59	41,41	45,21	41,50	45,22	45,58	45,40	46,93	46,21	51,21	51,74	56,88	52,84	54,85	59,72	61,26	64,79	65,39	68,29	68,47	71,41
TiO <sub>2</sub>	2,39	2,46	1,40	1,78	1,65	1,80	1,78	2,21	1,74	2,50	1,26	1,18	1,82	1,35	0,86	0,39	0,18	0,17	0,10	0,70	0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,66	14,07	16,66	16,40	18,17	16,57	16,32	16,05	15,18	16,30	16,48	17,58	16,43	15,01	15,68	16,96	15,84	15,13	13,72	14,51	13,33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,37	7,03	7,34	3,74	7,90	5,42	4,98	6,65	7,81	6,1	5,44	2,73	10,76	10,08	6,04	4,61	5,11	2,51	3,22	2,25	3,46
FeO	0,98	1,05	0,35	4,14	4,07	2,77	4,98	6,65	3,57	2,62	4,12	2,88	1,51	1,59	1,61	2,60	0,48	2,89	2,44	2,10	1,03
MnO	0,11	0,17	0,15	0,26	0,18	0,09	0,16	0,22	0,13	0,25	0,23	0,11	0,09	0,21	0,24	0,15	0,10	0,10	0,08	0,13	0,02
MgO	1,25	0,73	4,41	4,68	3,55	5,71	4,95	4,96	4,34	2,12	3,07	2,23	1,04	1,24	1,05	1,04	1,12	0,98	0,90	0,50	0,78
CaO	15,52	14,69	8,87	11,28	8,72	4,82	10,71	7,34	6,90	4,77	3,03	2,91	3,50	2,94	2,75	1,91	0,41	1,09	0,07	0,00	0,28
Na <sub>2</sub> O	3,41	3,64	4,01	2,90	4,35	2,22	2,30	3,36	3,60	3,00	1,99	4,18	4,11	5,83	5,61	5,50	5,25	5,33	5,36	4,93	2,49
K <sub>2</sub> O	1,98	2,85	3,25	1,86	1,86	4,03	2,12	1,03	1,09	4,96	6,63	3,91	3,57	2,70	2,58	3,54	4,49	4,43	4,79	4,85	4,28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,89	0,92	0,53	0,61	0,88	0,74	0,63	0,60	1,22	1,01	0,49	0,34	0,99	0,66	0,34	0,19	0,05	0,10	0,08	0,19	0,08
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,77	2,38	4,39	3,38	3,19	6,45	4,50	1,98	6,28	4,60	5,13	5,21	2,89	2,99	2,96	1,38	1,72	1,39	1,06	1,47	2,18
CO <sub>2</sub>	8,73	8,33	3,75	7,34	—	3,67	—	—	—	—	—	—	—	—	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	—	0,00
С у м м а	99,65	99,71	100,32	99,87	99,74	99,87	99,80	99,73	100,07	99,95	99,61	100,14	99,55	99,55	99,44	99,53	99,54	99,50	100,11	100,10	99,44
Rb	6	22	8	12	57	<5	<5	12	16	51	30	10	32	30	13	36	67	53	117	98	66
Sr	334	331	268	292	741	198	589	322	299	249	163	212	337	302	282	135	48	37	52	48	47
Ba	375	407	231	241	815	370	580	314	397	676	745	598	484	636	822	986	353	250	44	62	96
Zr	180	174	110	108	202	110	154	159	277	186	376	421	361	377	302	546	537	767	1422	1363	1477
Nb	50	55	30	31	104	34	78	60	69	56	83	93	86	72	101	148	135	200	370	386	270
Y	32	43	19	20	31	43	37	26	45	36	57	40	69	31	34	49	52	37	141	48	110
Ni	14	21	38	54	54	30	87	26	14	17	9	19	20	17	9	8	9	6	8	11	7
Co	14	22	12	24	25	17	45	22	40	9	8	6	5	5	2	<2	3	<2	<2	<2	<2
Cr	14	23	<5	48	93	45	200	<5	<5	38	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
V	140	170	14	140	130	130	210	200	81	200	36	95	140	65	27	20	30	5	25	63	10
Cu	63	63	16	55	64	63	100	60	33	52	33	24	38	25	14	13	16	8	19	18	27
Zn	50	63	76	21	63	44	91	87	140	47	63	120	55	87	72	57	140	120	230	140	170

Примечание. 1, 2 — сиенит-порфириты; 3—9 — субщелочные базальты; 10 — гавайит; 11, 12 — мужжерициты; 13, 14 — белморениты; 15, 16 — трахиты; 17, 18 — трахидациты; 19, 20 — палеогейриты; 21 — трахириолит.

Таблица 4

## Химический состав базальтов третьего комплекса жерлоба Волкано

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
	H4-50/12	H4-50/14	H4-50/18	H4-50/33	H4-50/5	H4-50/4	H4-50/6
SiO <sub>2</sub>	44,12	42,10	48,61	49,89	39,23	42,43	39,73
TiO <sub>2</sub>	2,40	2,34	2,74	1,79	1,71	1,45	1,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,82	14,56	13,81	11,15	11,61	11,45	9,88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,62	9,90	4,34	6,28	11,80	10,58	11,29
FeO	4,54	1,64	9,14	1,21	0,87	1,81	1,27
MnO	0,18	0,27	0,05	0,14	0,11	0,19	0,18
MgO	4,26	2,79	4,39	2,59	4,35	3,88	5,00
CaO	8,60	11,79	9,98	13,60	8,81	7,36	9,13
Na <sub>2</sub> O	3,77	3,55	3,50	2,58	2,40	1,92	1,44
K <sub>2</sub> O	0,35	0,88	0,41	0,61	1,45	2,01	1,92
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,66	0,46	0,46	0,41	0,10	0,10	0,47
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5,11	3,82	2,46	2,29	11,96	10,95	10,81
CO <sub>2</sub>	3,53	5,83	0,00	7,15	5,90	5,57	7,15
Сумма	99,96	99,93	99,89	99,69	100,30	99,70	100,17
F	61,8	71,3	62,5	59,8	67,1	62,1	56,2
Rb	10	5	18	5	5	6	31
Sr	304	58	301	244	48	56	72
Ba	156	139	136	120	17	11	7
Zr	287	189	177	129	116	98	70
Nb	47	31	29	12	12	8	5
Y	34	35	37	24	16	19	21
Ni	8	32	18	8	23	26	14
Co	12	42	46	4	22	28	66
Cr	5	32	8	13	12	17	6
V	120	370	260	180	120	81	71
Cu	35	110	170	57	52	50	13
Zn	54	140	300	27	12	14	12

Примечание. 1—4 — субщелочные базальты; 5, 6 — туфы сильно измененных толеитовых (?) базальтов; 7 — сильно измененный толеитовый базальт (обломок из туфа).

представляют собой более лейкократовые породы, нежели базальты и гавайиты, и окрашены преимущественно в светло-серые тона с коричневыми и кремовыми оттенками. Для этих пород характерны неравномерные пористость и содержание вкрапленников, образованных в основном кислым плагиоклазом и титан-авгитом. Основная масса сложена бурым стеклом с микролитами кислого плагиоклаза, клинопироксена и санидина. В муджиритах она имеет гиалопилитовую структуру, иногда с признаками флюидалности, а для бенморейтов характерна также и трахитоидная структура базиса. Различия в химизме выражены снижением содержания магния и повышением роли железа при переходе от муджиритов к бенморейтам, указывающим на сериальные взаимоотношения этих пород.

Трахиты и трахидациты выделяются светлой окраской с кремовым оттенком, плотной

текстурой и редкостью вкрапленников, представленных альбитом. Основная масса сложена сильно измененным стеклом, насыщенным лейстами альбита, санидина, реже клинопироксена, а также микролитами полевого шпата (альбит?) и амфибола желтого цвета (арфведсонит?). Отмечен также кварц в виде нецаривильных выделений в интерстициях структуры основной массы. В небольшом количестве присутствуют также апатит и рудный минерал. Характерно по сравнению с бенморейтами резкое возрастание содержаний кремнекислоты натрия, а также бария, значения которого особенно высоки в трахитах. В целом же породы имеют повышенное содержание циркония и ниобия наряду с пониженными концентрациями титана, железа, кальция, фосфора и стронция (см. табл. 3).

Пантеллериты и трахириолиты представляют собой плотные афировые или редкопорфировые светло-серые с зеленоватыми и кремовыми оттенками породы. Вкрапленники имеют небольшие размеры (0,1—0,2 мм, редко до 1 мм) и образованы альбитом, санидином и клинопироксеном. Основная масса образована альбитом, санидином, амфиболом и кварцем и имеет трахитоидную структуру, выделяющуюся более широкими лейстами альбита и слабо выраженной флюидалностью. Санидин фиксируется в виде квадратных и прямоугольных срезов. Амфибол представлен щелочной разновидностью — арфведсонитом, плеохроирующим в синевато-зеленых и желтых тонах, и (редко) керсутитом. Кварц отмечен в интерстициях между зернами других минералов и наиболее развит в трахириолитах. Из аксессуарных минералов присутствуют в виде включений в крупных кристаллах апатит и циркон, а также ильменит, замещенный буроватым лейкоксеном. Химический состав пород характеризуется высокими содержаниями кремнекислоты и щелочей наряду с низкими концентрациями алюминия, железа, магния, титана, фосфора и практически полным отсутствием кальция (см. табл. 3). Характерны также высокие концентрации рубидия, циркония, ниобия и очень низкие содержания стронция, бария. Соотношения компонентов состава свидетельствуют в пользу остаточного характера расплава, исходного для этих пород как конечных продуктов дифференциации.

Туфогенные образования играют существенную роль в строении второго комплекса. Они относятся к литокристаллокластическому типу и сложены обломками описанных выше пород с преобладанием базальтовых и трахитоидных разновидностей и обломков плагиоклаза. Цементирующая масса сформирована гиалокластическим материалом бурого или зеленоватого цвета, включающим мелкие кристаллы.

Сиенит-порфириды подняты в виде двух крупных остроугольных глыб, оторванных от коренного выхода очевидно субвулканического тела, — дайки или штока. Это светло-бурая порода с отчетливой градационной полосчатостью, выраженной чередованием полос афировых и порфировых разностей шириной 5—6 см. Вкрапленники в последних имеют размеры до 3 мм и образованы плагиоклазом, замещены калиевым полевым шпатом или филлипситом. Интерсертальная структура основной массы сложена тонкими лейстами плагиоклаза длиной до 1 мм, интерстиции в которой выполнены сростками более мелких выделений плагиоклаза и зернами калиевого полевого шпата и псевдоморфозами смектита по оливину, а также небольшим количеством раскристаллизованного стекла. По всей породе развиты выделения карбоната с буроватым оттенком, связанным, вероятно, с содержанием окислов железа. Большинство параметров химического состава указывает на родство сиенит-порфиров с нефелиннормативными базальтами рассматриваемого комплекса.

**Третий комплекс** сложен породами основного состава и характеризуется преобладанием туфов над лавами. Они подняты в виде крупных обломков и глыб неправильной формы. Мощность комплекса оценивается по данным драгирования в пределах около 500 м.

Обломки в туфах и лавы представлены сильно измененными базальтами предположительно субщелочного и, вероятно, переходного к толеитовому типов.

Субщелочные базальты представляют собой массивные, иногда крупнопористые меланократовые породы. Структура пород обычно порфировая с вкрапленниками плагиоклаза размерами до 5 мм и более мелкими выделениями клинопироксена. Основная масса гиалопилитовая, иногда интерсертальная и долеритовая, сложенная плагиоклазом с зернами пироксена и псевдоморфозами боулингита по оливину в интерстициях. В стекле основной массы темно-бурого цвета повсеместно отмечаются мелкие листочки биотита, которые также наблюдаются и по периферии лейст плагиоклаза. Вторичные изменения выражены развитием смектита, кальцита и глауконита.

Толеитовые базальты отмечены преимущественно в виде обломков из туфов. Они также сильно изменены, отличия от субщелочных базальтов выражены в отсутствии оливина, свидетельствующем о насыщенности пород кремнеземом.

Туфы в виде обломков, помимо базальтов обоих типов, включают также фрагменты стекла и кристаллов плагиоклаза. Цементом является стекловатая (пепловая) масса, в различной степени раскристаллизованная и замещенная вторичными минералами — кальцитом,

смектитом, глауконитом, кварцем. Наибольшее развитие последние получают в витрокластических разностях.

Химизм пород комплекса (см. табл. 4) ввиду интенсивных вторичных преобразований не вполне отражает исходный состав и не позволяет сделать определенные заключения о типе базальтов. Разности, отнесенные к толеитам, характеризуются низким содержанием бария, свойственным базальтам срединно-океанических хребтов. В наименее измененных породах натрий устойчиво преобладает над калием, отмечается умеренное содержание титана и пониженное — калия, что позволяет отнести ориентировочно комплекс к переходному к толеитам типу.

**Четвертый комплекс** развит спорадически и выявлен лишь на вершинах отдельных гор океанического склона. В средней части желоба он сложен органогенными известняками и имеет мощность около 300 м. Преобладают детритовые разности — белые, крепкие, кавернозные известняки, состоящие из остатков кораллов и моллюсков (головноногих, брюхоногих, двустворчатых), сцементированных пелитоморфным карбонатным материалом. Отмечены также и оолитовые разновидности, образованные мелкими (0,1—0,5 мм) оолитами с концентрическим строением и содержащие в центре обломки раковин или известняка, а иногда и фрагменты вулканической породы. Оолиты сцементированы тонкозернистым карбонатным материалом.

В известняках В. Д. Худиком определены брюхоногие моллюски родов *Epitonium* и *Tegebra*, достоверно известных с раннего палеогена, и двустворчатые моллюски рода *Mastra*, известного от мела и до ныне. Определенные органические остатки характерны для бентоса тропических и субтропических областей Западной Пацифики. Палиноспектр известняков, изученный В. С. Маркевич, представлен на 98 % спорами *Leiotriletes*, *Polypodiacidites*, *Gleichenidites* и *Osmundacidites*, также включает единичные зерна голоосеменных *Araucariacidites*, таксодиевых и сосен, различные водоросли (в том числе диатомовые рода *Coscinodiscus*), спикулы губок, хитин и крупные обрывки растительных тканей. Достаточно уверенная датировка карбонатных отложений по остаткам флоры не представляется возможной, однако ряд признаков, включающий степень минерализации и хорошую сохранность споровых оболочек и обрывков тканей, общий древний облик и частую встречаемость спор в виде нераспавшихся скоплений, а также мелководный характер моллюсков, позволяют предполагать образование известняков в довольно древнее, возможно, в позднемерловое — неогеновое время в условиях прибрежной зоны.

В северной части желоба, с нижних горизонтов океанического слоя, были драгированы глыбы и щебень известняков, кремней, а также единичные обломки мергеля, песчаника и карбонатного аргиллита. Среди этих пород преобладают кремни различной окраски — серые, розовые, красные — в виде обломков с плитчатой отдельностью, реже в виде желваков и стяжений. Известняки составляют около 20 % всех пород, это преимущественно белые, реже желтоватые образования, иногда окремненные. Они содержат комплекс мелководных бентосных фораминифер позднего мела (по определению С. П. Плетнева — коньяк — сантон).

К этому же комплексу, по-видимому, относятся и поднятые с борта каньона на океаническом склоне в северной части желоба глыбы и щебень органогенных известняков и карбонатных брекчий, включающих также фосфориты, песчаники, обломки ископаемых моллюсков и кораллов, редкие окатыши пемзы и железомарганцевые корки. Набор пород характеризует рифовые условия во время формирования комплекса, относящиеся, по предварительному заключению В. Д. Худика по остаткам моллюсков, к позднему меду.

Пятый комплекс формируют туфогенно-осадочные отложения, представленные туфами, туффитами и туффитовыми глинами.

Туфы имеют зеленовато-серую и светло-серую окраску, пепловую структуру и слоистую текстуру, характеризующуюся чередованием псаммитовых и алевропелитовых разностей. Обломочная часть представлена пепловыми частицами вулканического стекла, кристаллов плагиоклаза и (редко) пироксенов.

Туффиты представляют собой массивные породы коричневого или бурого цвета. Обломочная часть составляет 30—40 % объема и сложена преимущественно обломками плагиоклазов и мелкопористых базальтов, в основной массе черного цвета которых иногда отмечаются микролиты плагиоклаза. Среди обломков встречаются также пироксены, амфиболы, кварц, измененные базальты и туфы. Цементом в туффитах является изотропный глинистый материал, состоящий из монтмориллонита и насыщенный мельчайшими рогульками вулканического стекла, включающий единичные обломки раковин радиолярий и спикул губок.

Туфы и туффиты, драгированные вместе с вулканическими образованиями первого комплекса, включают остатки диатомей, характерные для неогена. Это позволяет предполагать несогласное залегание туфогенно-осадочных пород в виде маломощных линз на базальтах первого комплекса, имеющих значительно более древний (предположительно домеловой) возраст.

На островном склоне желоба выделены четыре комплекса пород — интрузивный, вулканогенный, кремнисто-карбонатный и туфогенно-осадочный.

**Интрузивный комплекс** встречен в нижней части склона, где он представлен апогардбургитовыми серпентинитами и габбро-норитами. Апогардбургитовые серпентиниты состоят из псевдоморфоз петельчатого серпентина с магнетитом по оливину и крупных (до 7 мм) призматических кристаллов ортопироксена, сильно деформированных и замещенных по краям баститом и бесцветным амфиболом. В виде единичных зерен присутствует также железистая шпинель.

Габбро-нориты сложены крупными кристаллами лабрадора (60 %), ортопироксена (15 %) и клинопироксена (25 %), имеющими в целом довольно свежий облик.

**Вулканогенный комплекс** представлен лавами и туфами андезитобазальтов, андезитов, андезитодацитов, единичным обломком бонинита и гиалокластитами. Среди них резко преобладают андезиты и их туфы. Андезиты имеют порфировую структуру, образованную плагиоклазом и пироксенами, ромбическими и моноклинными. Основная масса сложена этими же минералами, мелкие зерна которых склеены стеклом, и характеризуется пилотакситовой, нередко флюидальной, структурой. Обломок бонинита содержит микроксенолит габбро-норита, аналогичного образцам интрузивного комплекса, что выявляет соотношения в разрезе между выделенными толщами. Этот факт позволяет считать, что основание разреза сложено офиолитовыми породами, перекрытыми покровами бонитетов и андезитодацитовых пород, имеющими по аналогии с островами Бонин возраст 26 млн лет [4].

**Кремнисто-карбонатный комплекс** установлен в нижней части склона, где он имеет мощность не менее 1000 м и включает кремнистые породы, разнообразные известняки, песчаники, кремнисто-глинистые породы, слои и линзы которых находятся в различных соотношениях друг с другом. Породы толщи часто передроблены до состояния милонитов, содержащих обломки кремней и известняков.

В средней части желоба в составе толщи преобладают кремнистые породы, представленные различно окрашенными (от белых и розовато-серых, желтых и розовато-желтых до красных, коричневых, темно-серых и черных) разновидностями мощностью 3—5 см, переслаивающимися со светло-розовыми и белыми тонкослоистыми пелитоморфными известняками мощностью 0,2—2,0 см. Кремнистые породы состоят из криптозернистого агрегата кварц-халцедонового состава, содержащего редкие остатки радиолярий и фораминифер и

примесь глинистого и карбонатного вещества. Текстура пород микрослоистая с четким чередованием линзовидных слоев чисто кремнистых и кремнисто-глинистых и карбонатных пород.

Среди карбонатных пород преобладают пелитоморфные известняки, состоящие из очень мелких (0,001—0,005 мм) частиц карбоната, образующего тонкие червеобразные скопления. В виде округлых выделений в них постоянно присутствует примесь кремнезема, составляющая 5—20 % объема. Встречаются также микрослоистые неравномерно-зернистые мелкообломочные разности известняков с цементом комковатого карбонатного материала, включающим редкие зерна полевых шпатов и остатки радиолярий и других организмов.

Песчаные породы представлены белыми карбонатными грубозернистыми неяснослоистыми разновидностями, а также присутствуют разности от мелко- до тонкозернистых и алевритистых. Кроме того отмечены образцы опок белого цвета. Песчаники состоят из угловатых зерен известняка размерами 0,2—0,5 мм, цементированных мелкозернистым (0,02—0,03 мм) карбонатным материалом, содержащим перекристаллизованные раковины моллюсков и остатки радиолярий и фораминифер.

Кремнисто-глинистые породы представляют собой смесь аморфного кремнезема с тонким глинистым веществом и характеризуются наличием гнездовидных и линзовидных включений неметаморфного карбоната с многочисленными органическими остатками.

Радиолярии, содержащиеся в кремнях и известняках, относятся к четырем возрастным ассоциациям (определения С. В. Точиловой).

1. Ранний мел, валанжин — готтерив; слой с *Staurosphaeria trachyostraca* — *St. septemporata*. В кремнистых породах, тонко переслаивающихся со светло-розовыми пелитоморфными известняками (проба Н4-54/6к), содержатся *Staurosphaeria septemporata* (Parona), *Tricolocapsa* sp., *Sethocapsa* (?) aff. *orea* Foreman, *Dictyomitra* aff. *carpatica* Losynjak, *Dictyomitra* aff. *cosmocanica* Foreman, *Conglothorax oblongus* Yao., *Ultranapora* sp.

2. Апт — альб, слой с *Acaeniotyle umbilicata*, *Eucyrtis tenuis*. Из светло-серых и белых линзовидно-полосчатых кремнистых пород (проба Н4-54/2д) определены: *Cenellipsis* sp. — доминант, *Scaeniotyle diaphorogona* Foreman, *Ac. umbilicata* (Rust.) *Holocryptocanium japonicum* Nakaseko, *Dictyomitra albiensis* Aliev; *D. formosa* Squinabol, *D. produstra* Aliev, *Pseudodictyomitra carpatica* Losynjak, *Tripilidium* (? — *dendrocanthos* Squinabol).

3. Ранний — поздний мел, альб — коньяк; слой с *Holocryptocanium geysersensis*. В этой ассоциации, кроме единичных видов-индексов

зоны, присутствуют также несколько экземпляров *Dictyomitra* sp., *Cryptamphorella* sp.

4. Поздний мел, кампан — маастрихт; слой с *Gongylothorax barbui*. Ассоциация содержит вид-индекс, а также *Acanthosphaera* sp., *Dictyomitra veneta* (Squinabol), *Gongylothorax* sp., *Lithocampe* sp.

Приведенные виды характерны для верхнемеловых отложений пояса Симанто в Японии [5].

Содержащиеся в рассматриваемой толще комплексы радиолярий характеризуют относительно мелководные условия осадконакопления в меловой период, а наличие родов *Hongylothorax*, *Dictyomitra* и некоторых *Lithocampe* указывает на температуры водных масс, близкие к современным температурам вод тропических областей.

Породы, слагающие эту толщу, вероятно, представляют собой биогенно-диагенетические образования, формировавшиеся при слабом привносе терригенного и вулканогенного материала в период прекращения вулканической деятельности и пеплефикации суши.

В северной части островного желоба Волкано (ст. В7-30, интервал 5600—5300 м) были драгированы мелкие обломки плитчатых серых тонкослоистых кремней и белых микрозернистых окремненных известняков, иногда мергелистых, сходных с породами описанной кремнисто-карбонатной толщи. В отдельных обломках известняки существенно фосфатизированы. Поднят также обломок дресвянника, состоящего из мелких обломков песчаников, заключенных в глинистом цементе.

В районе перемычки с Идзу-Бонинским желобом были обнаружены слабоитифицированные карбонатные слоистые песчаные алевриты, содержащие фораминиферы позднего мела (определение С. П. Плетнева). С более высоких горизонтов здесь же были драгированы обломки пемзы и небольшое количество светло-коричневых глинисто-карбонатных песчаников. Наличие пемзы свидетельствует о проявлении вулканизма, вероятно, в относительно позднее (кайнозойское) время.

Туфогенно-осадочная толща имеет мощность более 500 м. Она состоит из зеленовато-серых алевритовых витрокластических туфов и глинистых туффитов. Туфы неслоистые, пятнистые, пористые, состоят из мелкоалевритовых зерен бесцветного вулканического стекла с небольшой (1—2 %) примесью псаммитовых обломков андезитобазальтов и алевритовых зерен плагиоклаза, кварца, редко пироксена, амфибола и биогита. Глинистые туффиты неслоистые, плохо сортированные, пятнистые. Состоят из мелкочешуйчатого слабо дупреломляющего материала, представленного в основном занозистыми осколками бесцветного вулканического стекла алевритовой размерно-

сти, непрозрачными пепловыми частицами, обломками (0,02—0,25 мм) андезитобазальтов, плагиоклазов, редко пироксена. Определимых органических остатков в породах этой толщи не обнаружено.

Аналогичные по составу отложения на островном склоне Идзу-Бонинского желоба имеют неогеновый возраст [2].

Приведенный выше новый фактический материал с учетом уже имеющейся информации позволяет составить схематический геологический разрез желоба Волкано, характеризующийся рядом принципиальных особенностей и дающий возможность представить геологическую историю этой структуры.

Развитие океанического склона желоба можно проследить начиная со времени излияния подушечных лав субщелочных базальтов первого комплекса. Они представляют собой особую формацию, широко распространенную в пределах северо-западной части Тихого океана. Характерная для всех разностей базальтов этой формации высокая степень окисленности, внешне выраженная повсеместным присутствием бурой корки закаливания шаровых лав, указывает на относительно мелководную и обогащенную кислородом обстановку их излияния. Характер вторичных изменений показывает на длительную циркуляцию морской воды в мощных толщах шаровых лав. Относительно слабо измененные разности базальтов имеют высокие содержания хрома и никеля, что, несмотря на высокие содержания щелочей и повышенные — магния, позволяет отнести субщелочные базальты к продуктам океанического вулканизма, близкого к гавайскому, переходному от субщелочного к толеитовому типу.

Дальнейшее развитие вулканизма в исследованном районе характеризовалось широким спектром состава вулкаников и высокой эксплозивностью. Об этом свидетельствует разнообразие пород второго комплекса, где преобладают пирокластические щелочные породы среднего и кислого состава. Высокая эксплозивность, пестроцветный состав пород и их интенсивное окисление указывают на наземный характер извержений, существовавший также и во время формирования третьего комплекса.

Анализ петрохимических данных показывает, что все изученные вулканики принадлежат единой магматической серии. Исходная магма для нее была, вероятно, близка к наиболее богатому магнием, хромом и никелем разностям субщелочных базальтов, а дифференциация ее происходила по двум направлениям: 1) с накоплением щелочей и образованием нефелин-нормативных базальтов и меласиенитов в камерах с повышенным давлением углекислоты;

2) с одновременным накоплением щелочей и кремнезема, происходящим в камерах с повышенным давлением воды. Представляется, что процесс дифференциации базальтовой магмы с накоплением существующего объема кислых расплавов мог эффективно протекать в камерах значительной вертикальной протяженности, расположенных под достаточно мощной покрывкой вмещающих пород. Известно, что такая обстановка свойственна структурам с мощной корой, к блоку которой, возможно, и был приурочен исследованный район.

Верхний возрастной предел всей вулканогенной толщи относится к позднему мелу, судя по горизонту перекрывающих ее рифогенных известняков. В действительности ее возраст, видимо, еще более древний, вероятно, домеловой, так как в других зонах северо-западной части Тихого океана, например на возвышенности Шатского, она перекрывается палеонтологически охарактеризованными отложениями самых низов мела.

Таким образом, опускание океанической зоны желоба Волкано началось не позднее раннего мела и происходило неравномерно. Лишь в позднем плиоцене началось интенсивное и равномерное повсеместное опускание района, сопровождающееся сменой карбонатного осадконакопления терригенным.

Развитие внутренней (островной) зоны начиналось с формирования офиолитовой ассоциации, возраст которой точно не установлен. Верхним возрастным пределом для него является ранний мел, судя по залеганию на офиолитах нижнемеловых кремнисто-карбонатных пород. Формирование кремнисто-карбонатной толщи началось, вероятно, после прекращения вулканической деятельности, в валанжине, судя по отсутствию в ней пирокластического материала. Отложение этих пород происходило в локальных прогибах. Между последними располагались участки низменной суши, которые в середине позднего мела были опущены, и на них началось рифообразование. В палеоцене рассматриваемый район был осушен и являлся южной частью островной дуги Огасавара. К этому времени приурочена вулканическая деятельность, продолжавшаяся до конца олигоцена. В миоцене вулканизм прекратился, и район испытал медленные дифференцированные опускания с накоплением мелководных осадков. В позднем плиоцене началось быстрое опускание района и образование желоба Волкано.

Итак, различия в геологическом строении и развитии океанического и островного склонов свидетельствуют об их принадлежности к различным типам геотектонических структур. Океанический склон является частью тектонически стабильной жесткой плиты. Очень важ-

ное значение имеет открытие здесь мощной толщи щелочных вулканитов среднего и кислого состава, формирование которой возможно лишь в районах со зрелой континентальной корой.

Островной склон принадлежит к мезозойской геосинклинальной области с развитием типичных для нее офиолитовой и кремнисто-

карбонатной формаций. В палеогене на нее наложился вулканический пояс Огасавара (Бонин), связанный, видимо, с глубинным разломом.

Образование глубоководного желоба Волкано произошло в конце плиоцена — в плейстоцене в результате интенсивных блоковых опусканий.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Васильев Б. И.* Основные черты геологического строения северо-западной части Тихого океана. Часть 1 — вал Зенкевича. — Владивосток: ДВО АН СССР, 1985.
2. *Васильев Б. И., Говоров И. Н. и др.* Геологическое строение южной части Идзу-Бонинского желоба. — Владивосток: ДВО АН СССР, 1986.
3. *Геология дна Филиппинского моря*/А. В. Пейве. — М.: Наука, 1980.
4. *Kaneoka H. K.* — Ar ages of the Izu-Bonin Islands // *Geochem. J.* — 1970. — V. 4, N 2.
5. *Matsuyama H., Kumon F., Nakajo K.* Cretaceous radiolarian fossils from the Hida Kagawa Group in the Shimanto Belt, Kii Peninsula, Southwest Japan // *Proceedings of the First Japanese Radiolarian Symposium. IRS 81 Osaka, Neros of Osaka Micropaleontologists. Special volume, 1981.* — N 5.

ТОИ ДВО АН СССР  
ДВГИ ДВО АН СССР  
Владивосток

Поступила в редакцию  
27 июля 1987 г.

И. А. Басов

## ЭРОЗИОННАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ СЕКТОРЕ ТИХОГО ОКЕАНА В ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ

На основе анализа стратиграфических перерывов и литологических особенностей разрезов скважин глубоководного бурения в северо-западной части Тихого океана в позднемезозойской и кайнозойской истории этого региона установлены периоды активизации гидродинамической деятельности, сопровождавшейся накоплением осадков, их перетолжением, механической и химической эрозией. Наиболее значительное усиление эрозионной деятельности происходило: 1) в

позднем сеномане — раннем туроне; 2) в позднем сантоне — раннем кампане, 3) на рубеже мела и палеогена, 4) в первой половине среднего эоцена, 5) на рубеже эоцена и олигоцена, 6) в конце олигоцена — начале миоцена, 7) в конце среднего — начале позднего миоцена, 8) на рубеже миоцена и плиоцена. Большинство из этих установленных перерывов имеет субглобальный характер и отмечено во многих районах Мирового океана.

Глубоководным бурением в океанах установлено, что на протяжении всей истории формирования осадочного чехла Мирового океана осадконакопление не было непрерывным. Периоды аккумуляции осадков с высокими и приблизительно постоянными скоростями чередовались с периодами замедления темпов осадконакопления, полного его прекращения или эрозии.

Процесс осадконакопления в океанах представляет собой производную целого комплекса взаимодействующих геологических, океанологических и климатических факторов, главными из которых являются количество поступающего в океанический бассейн терригенного, вулканогенного и биогенного материала, удаленность областей его аккумуляции от источников поступления, степень агрессивности придонных вод по отношению к  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{SiO}_2$  и интенсивности придонной и поверхностной циркуляции. Благоприятное сочетание этих и других факторов обеспечивает формирование полных осадочных разрезов и высокие скорости аккумуляции. Напротив, негативное действие того или иного фактора (или факторов) приводит к накоплению конденсированных разрезов, неотложению осадков или эрозии уже сформировавшихся толщ.

При интерпретации нарушений в разрезах стратиграфической последовательности возникают трудности, связанные с точной датировкой перерывов, охватывающих длительный временной интервал, и установлением их природы. Они могут быть обусловлены либо неотложением осадков на протяжении всего этого интервала, либо чередованием периодов осад-

конакопления и эрозии, либо интенсивными эрозионными процессами в течение относительно короткого отрезка времени, которые привели к размыву всей толщи осадков, накопившихся за время, соответствующее продолжительности всего перерыва. Поэтому необходимы анализ и учет данных по перетолжению органических остатков, палеоморфологии дна океана, истории колебаний уровня карбонатной компенсации, широтному положению районов бурения в тот или иной период времени, распространению турбидитов вблизи этих районов. Эти и другие косвенные данные могут обеспечить дополнительную информацию для установления природы, точной временной привязки и синхронизации перерывов.

За время осуществления Программы научного глубоководного бурения в северо-западном секторе Тихого океана в рейсах 6, 7, 17, 19, 20, 32, 33, 55, 61, 62, 86, 89 «Гломар Челленджера» пробурено около 70 скважин в районах с мезозойской океанической корой. Несмотря на такое количество скважин, история формирования осадочного чехла региона изучена еще крайне недостаточно. Причиной этому являются два обстоятельства. Во-первых, бурение проводилось, особенно на начальном этапе, с эпизодическим отбором керна и с большими пропусками. Во-вторых, многие скважины расположены в пределах абиссальных котловин, осадочный разрез которых сложен бескарбонатными пелагическими глинами, лишенными (или почти лишенными) органических остатков. Возрастная датировка отложений по этой причине либо невозможна, либо допускается в широком временном диапазоне, что затруд-

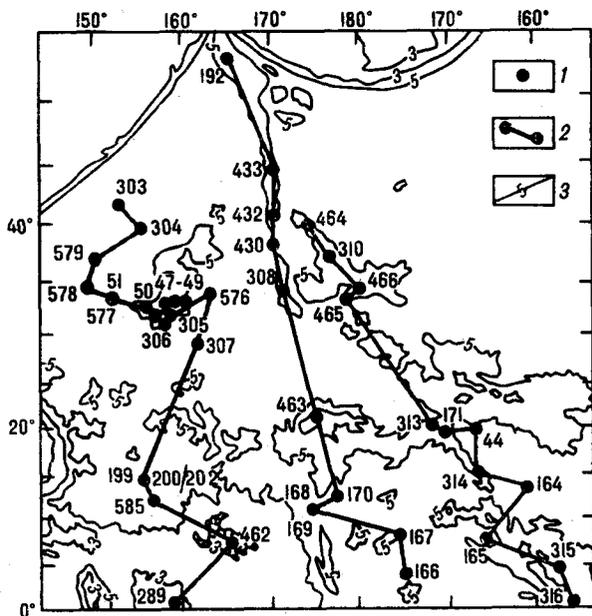


Рис. 1. Карта скважин глубоководного бурения в северо-западной части Тихого океана:  
1 — скважина; 2 — линия профиля; 3 — изобата.

няет установление тех или иных событий и их точную корреляцию. Кроме того, в строении разреза мезозойских и палеогеновых отложений северо-западной части Тихого океана широко участвуют плотные кремнистые породы, переслаивающиеся с мягкими карбонатными и бескарбонатными слаболитифицированными осадками. Такой характер разреза обуславливает трудности при бурении и отборе керн. В результате во многих скважинах удается получить только обломки кремней при полном разрушении в процессе бурения мягких разностей осадков, что позволяет судить лишь об общих чертах строения осадочного чехла. При этом многие геологические события, в том числе и перерывы, выпадают из поля зрения исследователей. По этой причине подобные скважины нами либо исключались из анализа, либо привлекались в качестве вспомогательных при рассмотрении тех или иных вопросов. Здесь мы не рассматриваем также скважины, пробуренные в Филиппинском море, за пределами Тихоокеанской литосферной плиты. Этот район с океанической корой палеогенового возраста на протяжении всего кайнозоя характеризовался специфическими океанологическими и седиментологическими условиями.

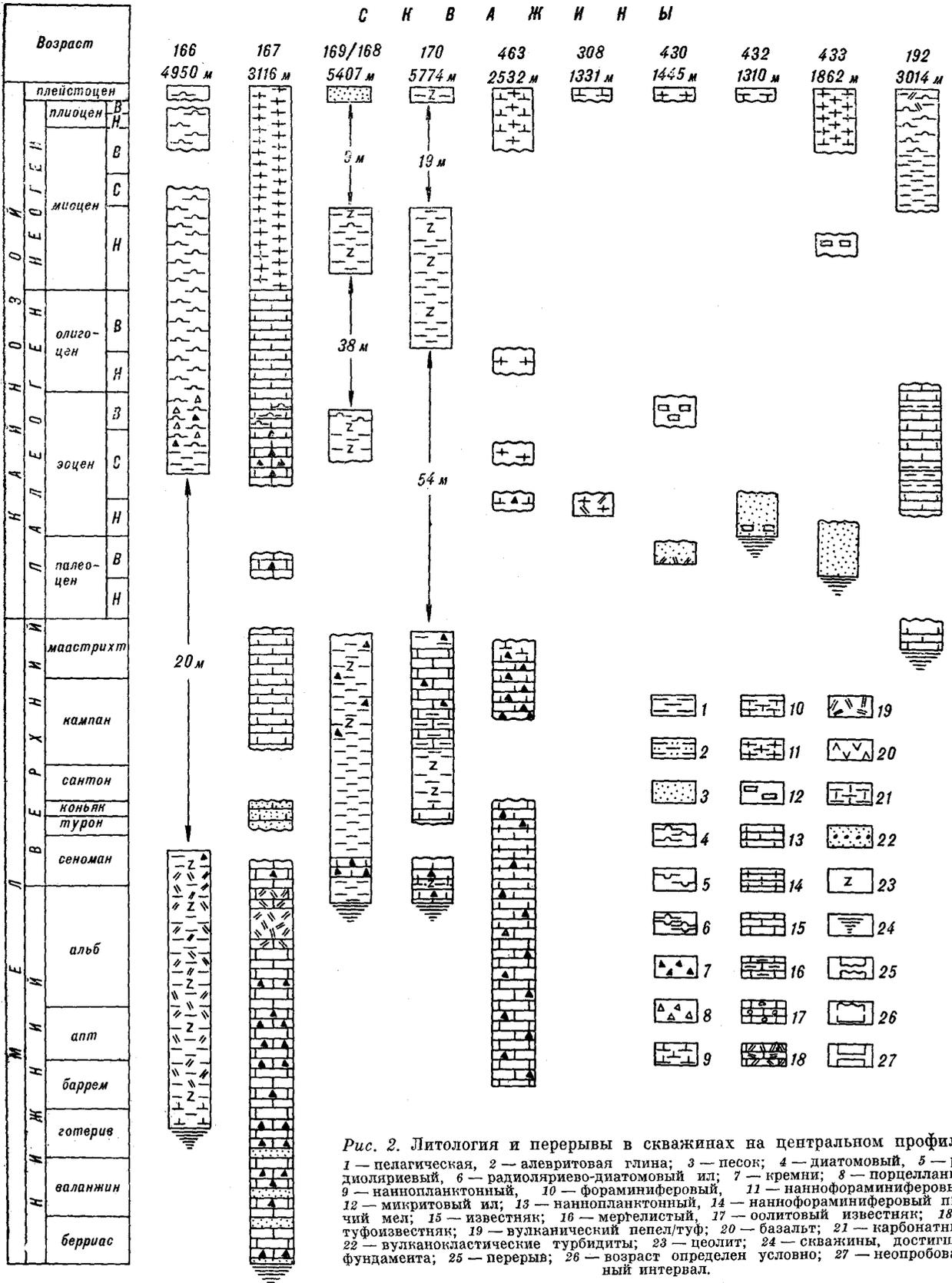
Скважины, которыми вскрыты наиболее полные разрезы мезозойских и кайнозойских отложений, удовлетворительно охарактеризованных палеонтологически, в целом распределены вдоль трех профилей, протягивающихся субпараллельно с юго-востока на северо-запад (рис. 1). Наиболее длинный, центральный

профиль протягивается от экватора до северной границы Тихоокеанской плиты. Он пересекает Центрально-Тихоокеанскую впадину и поднятие Магеллана в ее центральной части (скв. 166, 167, 168/169, 170), Центрально-Тихоокеанские горы (скв. 463), продолжаясь далее вдоль гребня Императорского хребта от горы Кинмей на юге до гайота Мейджи на севере (скв. 308, 430, 432, 433, 192). Восточный профиль протягивается вдоль хребта островов Лайн и прилегающих глубоководных впадин (скв. 316, 315, 164, 314) через Центрально-Тихоокеанские горы (скв. 44, 171, 313) до северного окончания поднятия Хесса (скв. 465, 466, 310, 464). И наконец, западный профиль, начинаясь на плато Онтонг-Джава (скв. 289) на юге, пересекает впадину Науру (скв. 462), Марианскую котловину (скв. 585), Магеллановы горы (скв. 200, 202, 199), поднятие Шатского (скв. 47—51, 305—307, 577) и заканчивается в Северо-Западной котловине (скв. 303, 304, 578, 579 на севере). Разрезы скважин показаны на рис. 2—4.

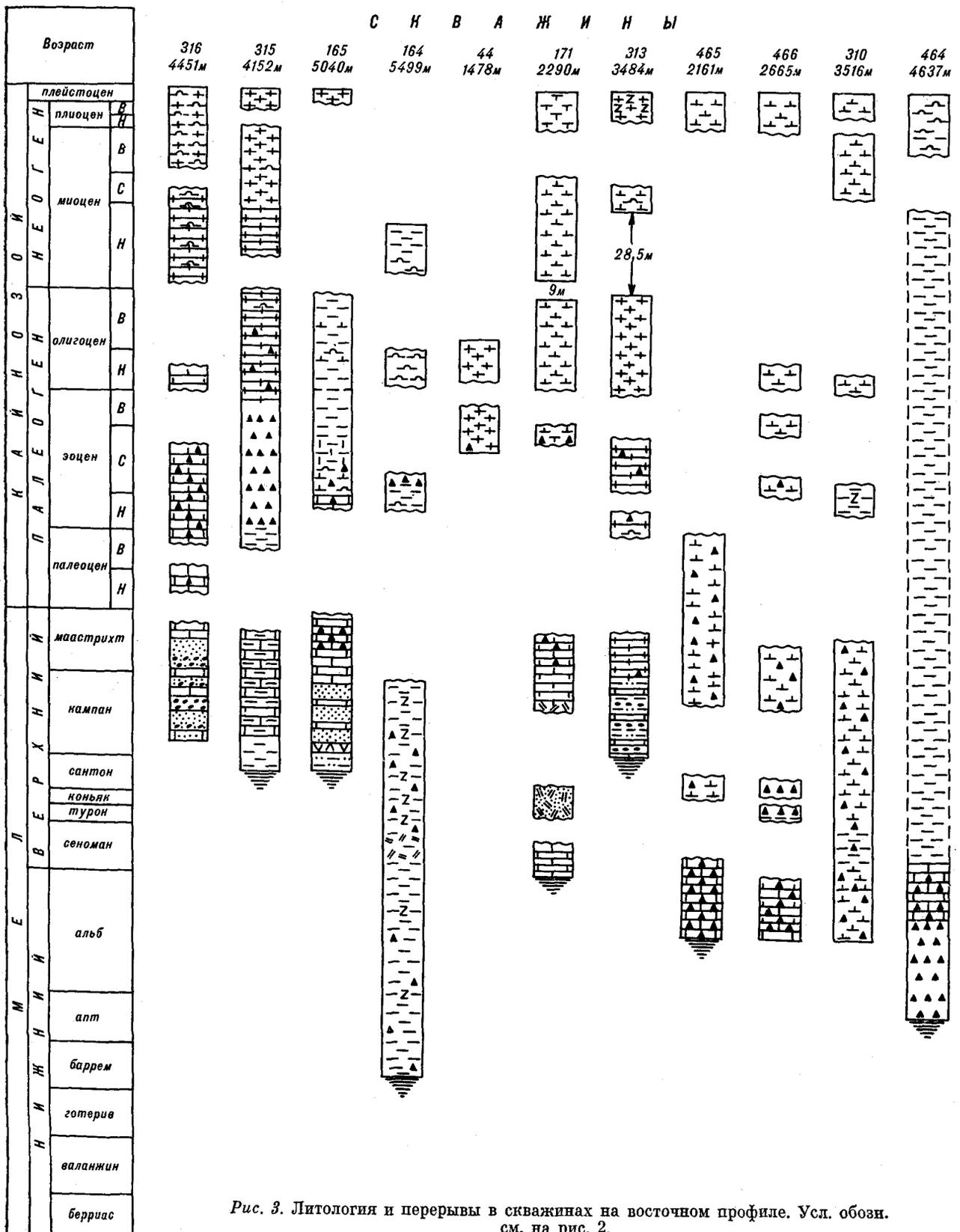
Анализ литологических особенностей отложений и перерывов в скважинах на этих профилях показывает, что в истории позднемезозойского и кайнозойского осадконакопления в северо-западной части Тихого океана выделяются периоды усиления эрозионной деятельности или накопления фаций растворения в карбонатных разрезах. Масштабность пространственного и временного проявления этих событий зависит от характера стоящих за ними причин. Они могут быть обусловлены либо процессами, захватывающими только данный регион или его часть, либо общепланетарными геологическими и океанологическими перестройками.

В настоящей статье рассматриваются наиболее крупные по масштабам своего проявления во временном и пространственном отношении перерывы, отмеченные в осадочном чехле северо-западной части Тихоокеанской литосферной плиты.

Самый древний рубеж, на котором имела место интенсификация процессов донной эрозии в данном регионе, приходится на начало позднего мела (сеноман — турон). Из 20 скважин, вскрывших нижнемеловые отложения, лишь в шести отмечен непрерывный разрез на границе раннего и позднего мела (рис. 5, а). При этом четыре из них пробурены в пределах абиссальных котловин на глубинах более 4500 м в южной части исследуемого региона: во впадине Науру (скв. 462), Центрально-Тихоокеанской впадине (скв. 169), восточнее хребтов Лайн (скв. 164) и Императорского (скв. 464). Разрез меловых отложений в этих скважинах сложен в основном бескарбонатными пелагическими глинами, детальная страти-



**Рис. 2.** Литология и перерывы в скважинах на центральном профиле. 1 — пелагическая, 2 — алевроитовая глина; 3 — песок; 4 — диатомовый, 5 — радиоляриевый, 6 — радиоляриево-диатомовый ил; 7 — кремни; 8 — порцелланит; 9 — наннопланктонный, 10 — фораминиферовый, 11 — наннофораминиферовый, 12 — микритовый ил; 13 — наннопланктонный, 14 — наннофораминиферовый пещий мел; 15 — известняк; 16 — мергелистый, 17 — оолитовый известняк; 18 — туфоизвестняк; 19 — вулканический пепел/туф; 20 — базальт; 21 — карбонатные, 22 — вулканокластические турбидиты; 23 — пеолит; 24 — скважины, достигшие фундамента; 25 — перерыв; 26 — возраст определен условно; 27 — непробыванный интервал.



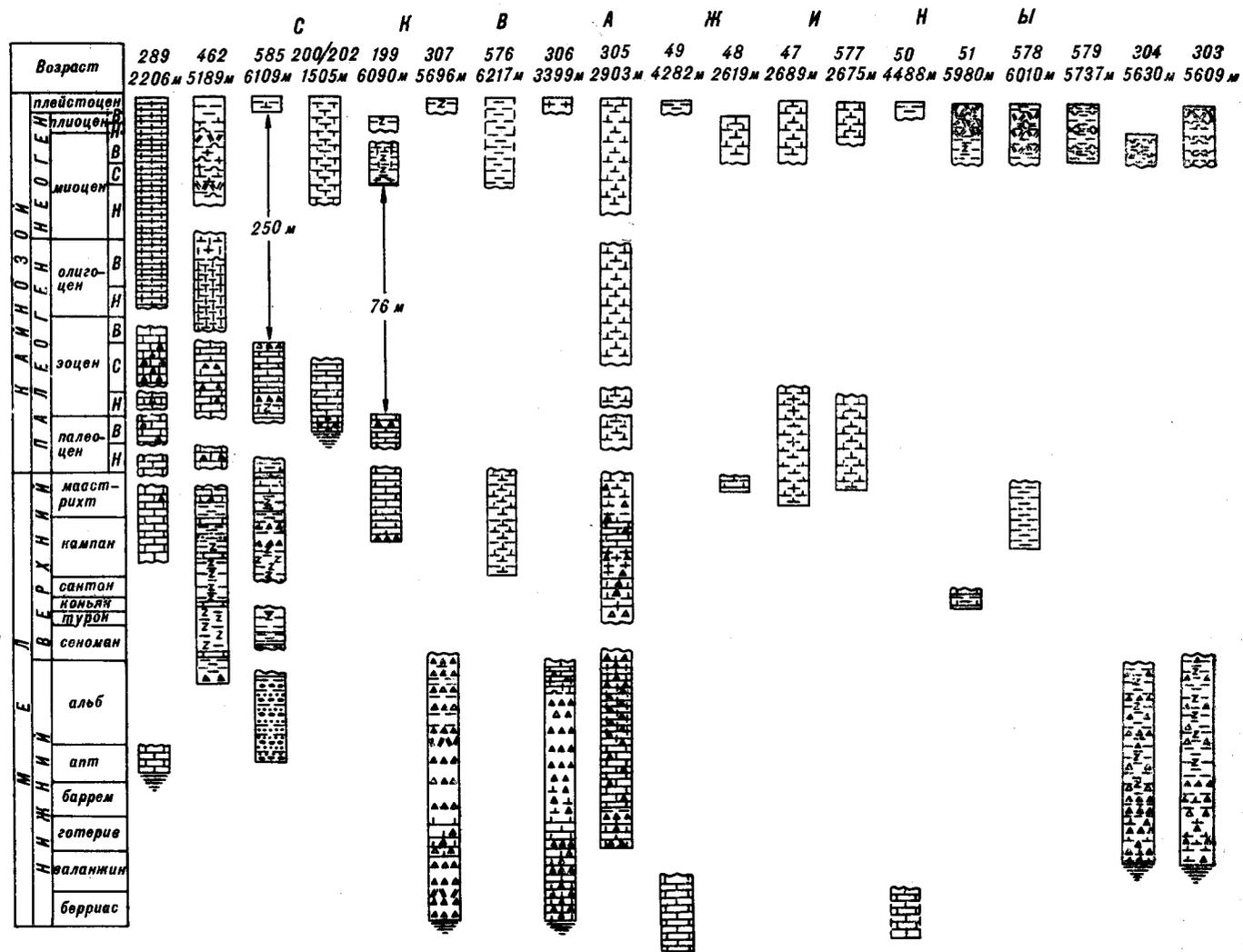


Рис. 4. Литология и перерывы в скважинах на западном профиле. Усл. обозн. см. на рис. 2.

фикация и точная датировка которых затруднена из-за отсутствия диагностируемых карбонатных микрофоссилий, поэтому полностью исключить наличие здесь стратиграфического перерыва на границе нижнего и верхнего мела нельзя. Более того, в скв. 169, 310 и 464 в средней части сеномана происходит отчетливая смена карбонатно-кремнистых отложений бескарбонатными пелагическими глинами, что может являться свидетельством усиления придонной гидродинамики и подъема в связи с этим уровня карбонатной компенсации. Лишь в пределах Центрально-Тихоокеанских гор скв. 463 (глубина 2532 м) вскрыт непрерывный разрез сеноман-туронских отложений, представленных наннофораминиферовым писчим мелом с редкими кремнями.

В ряде скважин стратиграфический перерыв охватывает весь верхний мел и большую часть кайнозоя, что затрудняет его точную датировку. Однако тот факт, что в большинстве из

них как в глубоководных котловинах, так и на поднятиях и их склонах нижняя граница перерыва ограничена либо кровлей альба, либо базальными слоями сеномана, т. е. практически синхронна, свидетельствует об эрозии в начале позднего мела.

Таким образом, перерыв в осадконакоплении в начале позднего мела проявился в северо-западной части Тихого океана практически повсеместно как на подводных возвышенностях, так и в глубоководных впадинах. В большинстве районов он выражен в виде размыва отложений этого временного интервала, а в ряде скважин в смене карбонатного осадконакопления бескарбонатным. Во временном отношении усиление донной эрозии или накопления фаций растворения на этом рубеже ограничивалось, вероятно, поздним сеноманом — ранним туроном, хотя в отдельных районах, например на поднятии Хесса, процессы эрозии продолжались и позднее, вплоть до коньяка.

Перерыв в осадконакоплении в начале позднего мела, выраженный либо разрывом уже накопленных отложений, либо резким сокращением скоростей осадконакопления с образованием фаций растворения, отмечен также в Южной Атлантике [2, 4, 18, 19, 25], в южной части Индийского океана [16, 23]. В ряде районов Северной Атлантики перерыв на рубеже нижнего и верхнего мела также присутствует [21, 22], но в целом в этом регионе в начале позднего мела накапливались фации черных глинистых сланцев, обогащенных органическим веществом, формирование которых исключало придонную циркуляцию.

Субглобальный характер сеноман-туронского перерыва означает, что причиной его являются общепланетарные процессы, происходившие в это время или предшествовавшие ему. Именно на рубеже раннего и позднего мела происходило активное формирование Индийского океана, сопровождавшееся взаимным раздвижением Антарктиды, Африки и Индийско-Мадагаскарского блока, раскрытие северной части Южной Атлантики, морей Скотия и Уэдделла и, возможно, зарождение рифта между Австралией и Антарктидой [24].

Несколько менее значительным по масштабам распространения является перерыв в середине позднего мела (см. рис. 5, 6). Верхнесантонские — нижнекампанские отложения отсутствуют в 14 из 26 скважин, вскрывших верхнемеловой разрез. Они расположены главным образом в северной части изученного региона в пределах Северо-Западной котловины (скв. 303, 304), на поднятии Шатского и в его окрестностях (скв. 49, 50, 51, 306, 307) и на поднятии Хесса (скв. 465, 466). В южной части региона осадки этого интервала не встречаются в Марианской впадине (скв. 585), на плато Онтонг-Джава (скв. 289), на Центрально-Тихоокеанских горах (скв. 171, 463) и в пределах Центрально-Тихоокеанской котловины на поднятии Магеллана (скв. 167). Кроме того, в скв. 170 в Центрально-Тихоокеанской впадине и скв. 315 у восточного подножия хр. Лайн, в которых разрез верхнего мела сложен преимущественно карбонатными отложениями, позднему сантону — раннему кампану отвечают фации растворения, свидетельствующие об усилении процессов химической эрозии и о высоком стоянии уровня карбонатной компенсации.

Наиболее хорошо этот перерыв документирован для относительно мелководных скважин, пробуренных на поднятии Магеллана (скв. 167), Центрально-Тихоокеанских горах (скв. 463, 171) и поднятии Хесса (скв. 465, 466). В первых двух скважинах его длительность ограничена сантоном — ранним кампаном, в остальных — поздним сантоном — средним кампаном.

Хотя позднесантонский — раннекампанский перерыв, отмеченный в большинстве районов северо-западной части Тихого океана, присутствует также в отдельных скважинах в Индийском и Атлантическом океанах, он, вероятно, имеет региональный характер.

В настоящее время широко распространена точка зрения, что в меловое время Мировой океан был равномерно и хорошо прогретым, со слабо выраженным широтным и вертикальным температурным градиентом и по этой причине характеризовался вялой поверхностной и придонной циркуляцией. Это мнение основано, в частности, на широком развитии в мелу специфических фаций черных глинистых сланцев в Атлантическом и Индийском океанах и осадков, обогащенных органическим веществом, в Тихом океане, накопление которых могло происходить в условиях слабого перемешивания водных масс. Вместе с тем наличие в верхнемеловых отложениях северо-западного сектора Тихого океана двух стратиграфических перерывов, один из которых имеет отчетливо выраженный субглобальный характер, приводит к выводу, что к представлениям о вялости океанской циркуляции в позднемеловое время следует, вероятно, относиться критически.

Палеонтологические и изотопные исследования также свидетельствуют о том, что меловой период является временем довольно значительных колебаний температуры поверхностных и придонных вод. По некоторым данным [9, 10], в северной и южной частях Тихого океана на рубеж раннего и позднего мела и сантонский век приходится начало похолодания, которое могло привести к некоторой интенсификации поверхностной и придонной циркуляции и активизации процессов эрозии, растворения карбонатных осадков и переотложения. Кроме того, в последние годы появились новые свидетельства существования в меловое время ледников в приполярных областях Земли [5, 17], что также указывает на сложную климатическую и океанологическую историю мелового периода.

Одновременно нельзя исключить, что широкое распространение сантон-кампанского перерыва в северо-западном секторе Тихого океана и его приуроченность главным образом к относительно мелководным районам могут быть связаны с разрывом отложений в мелководных условиях.

В кайнозой процессы донной эрозии в данном регионе значительно активизировались. Это особенно заметно в его северной части, где в большинстве скважин из разрезов кайнозойских осадков выпадают длительные стратиграфические интервалы. История кайнозойских перерывов неразрывно связана с прогрессирующим общепланетарным похолоданием, начав-

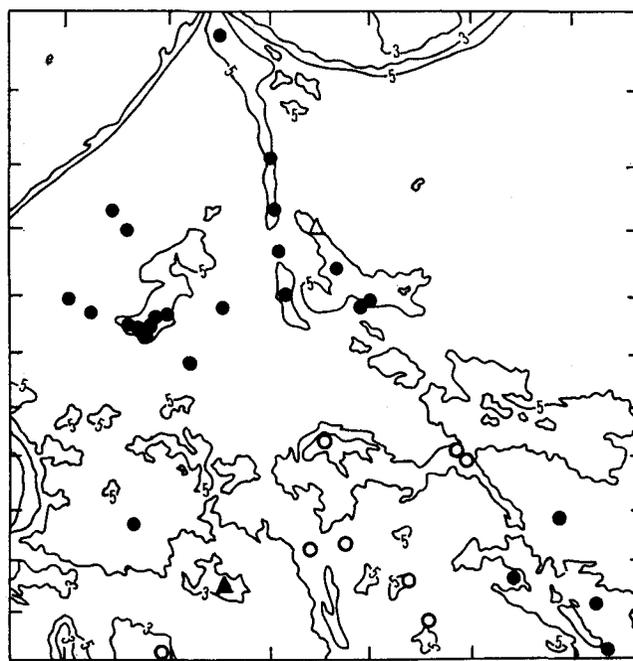
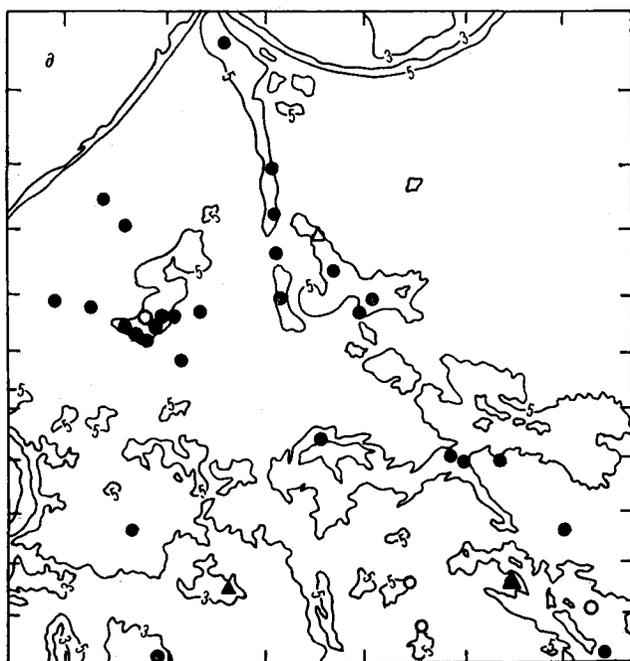
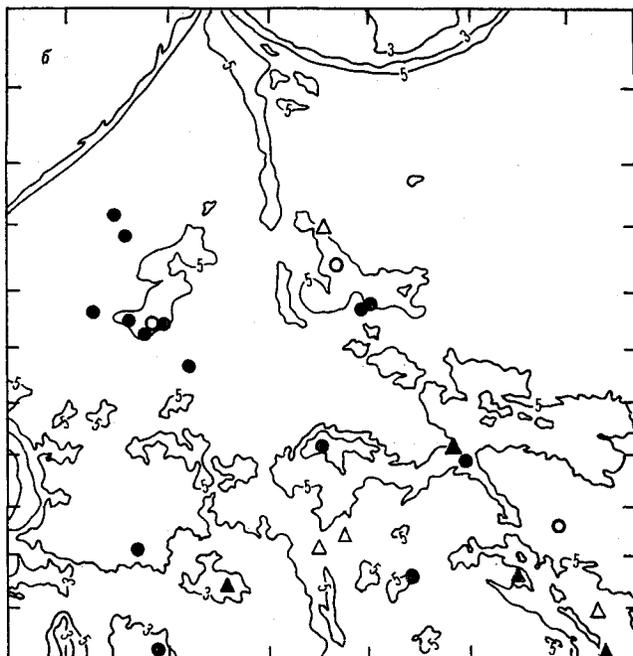
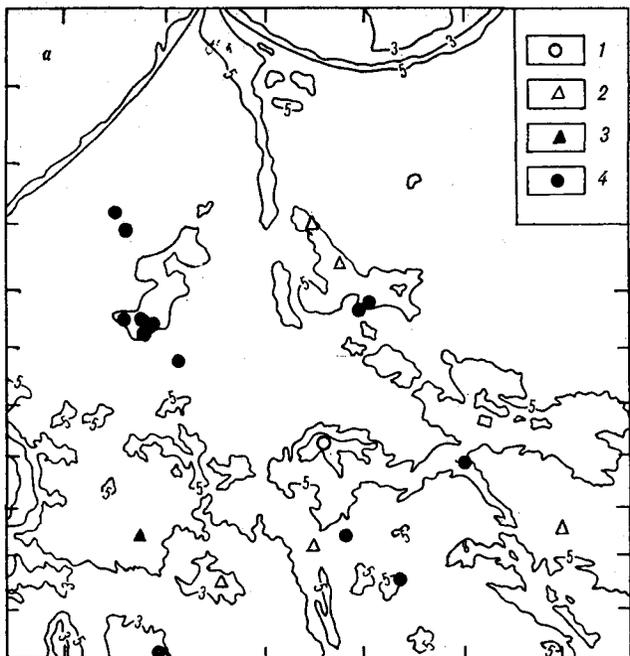


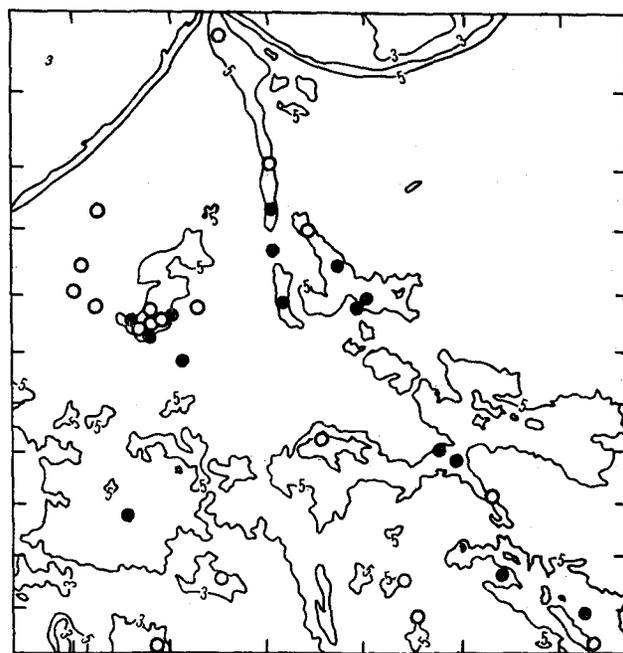
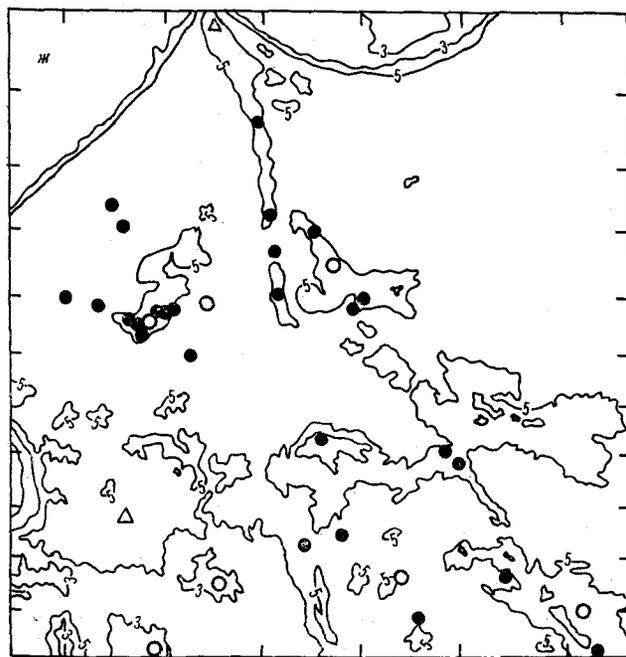
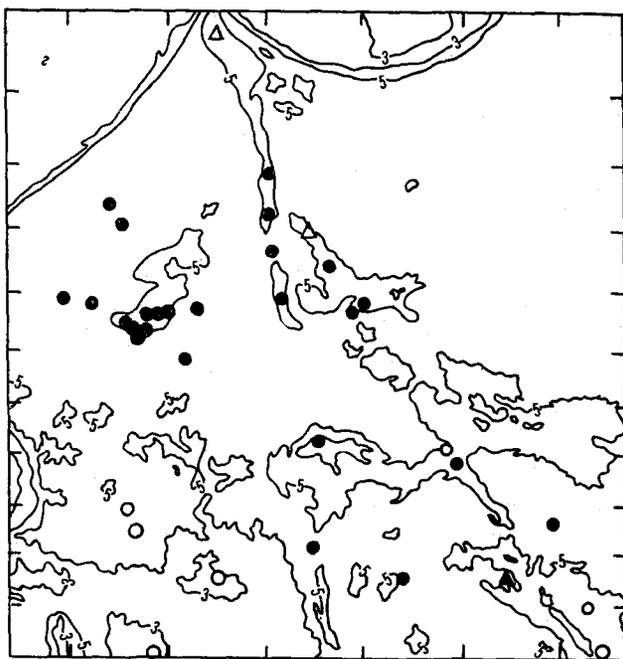
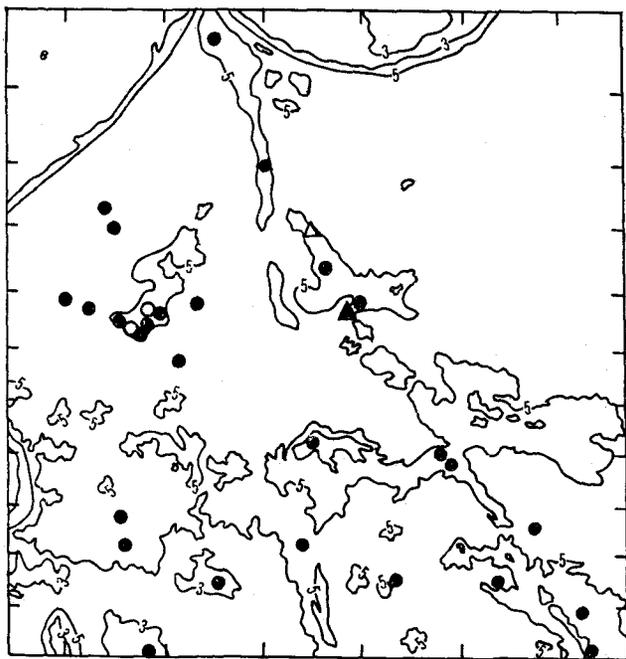
Рис. 5. Распространение эрозионных процессов в северо-западной части Тихого океана.

а — сеноман — турон; б — поздний сантон — ранний кампан; в — ранний палеоцен; г — средний эоцен; д — рубеж эоцена и олигоцена; е — рубеж олигоцена и раннего миоцена; ж — рубеж среднего и позднего миоцена; з — рубеж миоцена и плиоцена. 1 — непрерывный разрез; 2 — конденсированный разрез (фаши растворения); 3 — непрерывный разрез с перетолжением; 4 — стратиграфический перерыв.

шимся в самом конце позднего мела и сопровождавшимся формированием вначале высокогорных ледников, а затем мощного ледового покрова в Антарктиде.

Кайнозойские перерывы, их временная и географическая приуроченность для отдельных океанов (по регионам) и Мирового океана в

целом и их возможные причины были проанализированы Т. Муром с соавторами [20] по материалам бурения в рейсах 1—31 «Гломар Челленджера». Этими авторами установлено восемь основных периодов усиления донной эрозии в течение кайнозоя, которым отвечают максимумы перерывов в различных частях



Мирового океана. Наиболее значительные перерывы приурочены к границе мезозоя и кайнозоя, к позднему эоцену и среднему — позднему миоцену. Менее масштабными по своему проявлению процессы эрозии были в среднем эоцене, раннем — среднем миоцене и в четвертичное время.

Проведенный нами анализ с учетом данных семи более поздних рейсов в северо-западном секторе Тихого океана позволяет существенно дополнить и уточнить историю кайнозойских перерывов в данном регионе.

Рубеж мела и палеогена ознаменовался развитием интенсивных эрозионных процессов, которые в той или иной мере отразились в разрезе осадочного чехла практически всей северо-западной части Тихого океана, где скважинами была вскрыта граница мезозойских и кайнозойских отложений.

Непрерывный разрез переходных от мела к палеогену карбонатных пелагических осадков с хорошим палеонтологическим контролем вскрыт только на вершинах поднятий Шатского на глубине 2675 м (скв. 577) и 2689 м

(скв. 47) и Хесса на глубине 2161 м (скв. 465). В этих районах непосредственно на верхнемаастрихтских наннопланктонных илах (зона *Abathomphalus mayaroensis*) согласно, без каких-либо изменений в литологии, залегают аналогичные осадки, в которых устанавливается вся последовательность фораминиферовых зон тропической — субтропической шкалы от зоны *Globigerina eugubina* (базальная часть дания) до зоны *Globorotalia formosa formosa* (средняя часть нижнего эоцена) в скв. 577 [13], зоны *Hantkenina aragonensis* s. l. (базальные слои среднего эоцена) в скв. 47 и верхнепалеоценовой зоны *Globorotalia velascoensis* в скв. 465 [1]. Заслуживает внимания присутствие в разрезе палеоценовых отложений (скв. 465) переотложенных мелководных бентосных фораминифер [26], что может указывать на нестабильность условий осадконакопления в палеоценовое время в этом районе. В скв. 464 (глубина 4637 м), у северного окончания поднятия Хесса, граница мела и палеогена проходит внутри толщи монотонных пелагических глин мощностью около 50 м позднемелового (турон) — раннемиоценового возраста, лишенных каких-либо органических остатков. Расчетные скорости осадконакопления для этого длительного периода очень велики и составляют 0,6 м/млн лет. Хотя эти скорости аккумуляции сопоставимы с теми, которые в настоящее время свойственны абиссальным красным глинам, стратиграфические перерывы, в том числе и на рубеже мезозоя и кайнозоя, в этом разрезе вполне допустимы [13].

Продолжительность перерыва в разрезе осадков на рубеже мела и палеогена колеблется в значительных пределах. В большинстве скважин, пробуренных вдоль восточного и центрального профилей, где этот перерыв хорошо документирован, он охватывает самый конец маастрихта и практически весь палеоцен, а иногда и ранний — средний эоцен, т. е. интервал времени 20 млн лет. На западном профиле его продолжительность меньше и составляет около 10 млн лет, а в некоторых районах (Марианская впадина, скв. 199, 585; поднятие Шатского, скв. 305) — около 5 млн лет. Эрозионные процессы в раннем кайнозое наиболее интенсивными были, вероятно, в раннем палеоцене и среднем эоцене (см. рис 5, в, г), несколько затухая в позднем палеоцене и раннем эоцене, о чем свидетельствуют фрагменты разрезов осадков этого возраста, встреченные в ряде скважин на всех трех профилях.

Перерыв в основании кайнозойского разреза является самым ярким эрозионным событием в истории формирования осадочного чехла Мирового океана, следы которого установлены глубоководным бурением повсеместно.

К границе мела и палеогена приурочены многие другие глобальные события, например, массовое вымирание морских и наземных организмов, падение температуры поверхностных и придонных вод, резкое повышение уровня карбонатной компенсации, аномальное повышение в пограничных слоях содержания некоторых элементов, в частности иридия и элементарного углерода. Эти и другие события давно являются предметом пристального внимания исследователей, и, независимо от различий во взглядах на их природу, общепланетарный характер стоящих за ними причин не ставится под сомнение.

Следующим важным рубежом в кайнозое, на котором имело место усиление процессов эрозии в северо-западной части тихоокеанской литосферной плиты, является граница эоцена и олигоцена. С наибольшей достоверностью перерыв на этом рубеже устанавливается на восточном профиле, где он охватывает вторую половину позднего эоцена и начало раннего олигоцена (см. рис. 3). Из 12 пробуренных вдоль восточного профиля скважин в семи он датирован в рамках относительно узкого временного интервала. На центральном профиле перерыв на рубеже эоцена и олигоцена уверенно фиксируется в трех из десяти скважин. В пяти скважинах осадки позднего эоцена — раннего олигоцена отсутствуют, но точная датировка перерыва затруднена в связи с тем, что из разрезов выпадают отложения широкого стратиграфического диапазона. Еще более сложное положение с датировкой этого перерыва в западной части региона, где в разрезах почти всех скважин отсутствуют осадки среднего — позднего эоцена, олигоцена, раннего, а часто и среднего, миоцена.

Анализ площадного распространения эоцен-олигоценового перерыва показывает, что осадки этого периода в северо-западной части Тихого океана отсутствуют практически повсеместно (см. рис. 5, г). Лишь в самой южной части региона на больших глубинах процессы эрозии, вероятно, отличались меньшей интенсивностью. В глубоководных впадинах Марианской (скв. 462), Центрально-Тихоокеанской (скв. 65, 165, 166, 167) и восточнее хребта Лайн (скв. 315) граница эоцена и олигоцена проходит внутри литологически однородной преимущественно карбонатной толщи осадков, которая, по данным изучения в них планктонных карбонатных и кремневых микроорганизмов, имеет стратиграфически непрерывное строение [1]. При этом следует отметить, что в скв. 165 и 462 непрерывный эоцен-олигоценовый разрез сложен турбидитами с переотложенной синхронной и более древней пелагической и неритической фауной [26]. Это означает, что в районе этих скважин условия осадкона-

копления были нестабильными, хотя собственно эрозионные процессы имели место на небольших глубинах.

Непрерывный разрез эоцен-олигоценых карбонатных отложений вскрыт также скв. 305 (глубина 2903 м) в южной части поднятия Шатского. Присутствие здесь осадков этого возраста в полной стратиграфической последовательности является скорее всего исключением, так как в остальных шести скважинах, пробуренных в пределах поднятия на разных участках в интервале глубин 2616—4487 м, они полностью уничтожены эрозией (или вовсе не отлагались).

Пограничные эоцен-олигоценые осадки, возможно, присутствуют также в составе небольшой нерасчлененной толщи пелагических глин позднемелового — среднемиоценового возраста мощностью 53 м, установленной у северного окончания поднятия Хесса (скв. 464). Однако и перерыва здесь исключить также нельзя, принимая во внимание низкие средние скорости осадконакопления в течение такого длительного отрезка времени (0,6 м/млн лет) и отсутствие верхнеэоценовых — нижнеолигоценых осадков на своде поднятия (скв. 465, 466).

Перерыв на границе эоцена и олигоцена также пользуется субглобальным распространением. По данным Т. Мура с соавторами [20], позднеэоценовый — раннеолигоценый эрозионный максимум имеет три отчетливых пика, которые в разных частях Мирового океана несколько смещены во времени относительно друг друга. Первый из них имеет возраст 44—45 млн лет и в наибольшей степени проявился в западной части Индийского океана, в Северной Атлантике и в Карибском бассейне. Второй, наиболее ярко выраженный, приходится на интервал 42—43 млн лет и широко распространен главным образом в Тихом и Южном океанах. И наконец, третий, с возрастом 38—39 млн лет, наибольшим развитием пользуется в юго-западной части Тихого океана и в Атлантике. Проведенный нами анализ свидетельствует, что в северо-западной части Тихого океана максимум перерывов вблизи границы эоцена и олигоцена приходится на интервал 38—42 млн лет.

Рубеж эоцена и олигоцена ознаменован одной из наиболее значительных в кайнозой океанологических и климатических перестроек, выразившейся в резком планетарном похолодании и падении температуры поверхностных и придонных вод с формированием в глубоководной части океана психросферы [7, 14], понижением уровня карбонатной компенсации [27] и уменьшением видового разнообразия зоо- и фитопланктона [41].

Причиной этих и других событий явилось,

вероятно, начало формирования после появления высокоширотных проливов между Австралией и Антарктидой и, возможно, между Южной Америкой и Антарктическим полуостровом циркумантарктического течения. Последнее привело к термической изоляции и оледенению антарктического материка, возрастанию широтного и вертикального температурных градиентов и в итоге к перестройке системы циркуляции поверхностных и придонных водных масс и ее интенсификации.

После некоторого ослабления в середине олигоцена эрозионная деятельность вновь активизировалась в позднем олигоцене — раннем миоцене, захватив главным образом северную и юго-восточную часть изученного региона (см. рис. 5, б). Осадки этого возрастного интервала сохранились в непрерывной последовательности только в пределах Центрально-Тихоокеанской впадины (скв. 166—170), а также, возможно, на северном окончании поднятия Хесса (скв. 464) и Императорского хребта (скв. 192), где они представлены палеонтологически плохо охарактеризованными пелагическими глинами. Согласно характеру граница олигоцена и миоцена имеет, вероятно, также и в скв. 171, пробуренной на глубине 2290 м в седловине между восточной и западной вершинами гайота Хорайзон, где она проходит внутри неопробованного 9-метрового интервала между позднеолигоценовой зоной *Globigerina ciperoensis* и раннемиоценовой зоной *Globigerinita dissimilis* [1]. Таким образом, пропущенный интервал скорее всего соответствует базальной зоне миоцена *Globigerinoides primordius-Globorotalia kugleri*, и переход от верхнеолигоценых отложений к нижнемиоценовым постепенный.

Аналогичная ситуация наблюдается также в скв. 313 (Центрально-Тихоокеанские горы, глубина 3484 м), где осадки кровли олигоцена (наннопланктонная зона *Sphenolithus ciperoensis*) и базальной части среднего миоцена (наннопланктонная зона *Sphenolithus heteromorphus*) разделены неопробованным интервалом приблизительно в 30 м [19]. Расчетная скорость осадконакопления для раннего миоцена должна составлять, таким образом, около 3 см/тыс. лет, т. е. равна скорости накопления более молодых, среднемиоценовых — плейстоценовых отложений. Принимая во внимание эти расчеты, можно предполагать наличие здесь стратиграфически непрерывного олигоцен-миоценового разреза.

Вместе с тем наличие в среднемиоценовых и верхнеолигоценых осадках переотложенных более древних органических остатков свидетельствует о повышенной гидродинамической активности в это время в близлежащих районах.

Точная датировка перерыва на рубеже олигоцена и миоцена в большинстве скважин региона часто невозможна по тем же причинам, что и для предыдущего эрозионного события. В тех же скважинах, где этот перерыв документирован с наибольшей достоверностью (315, 316, 164 восточнее хр. Лайн и 305 на поднятии Шатского), он охватывает поздний олигоцен — начало раннего миоцена. В ряде скважин граница олигоцена и миоцена приходится на длительный стратиграфический перерыв, и время начала эрозионных процессов чаще всего неизвестно. Затухание эрозии устанавливается по верхней границе стратиграфического перерыва и по возобновлению процессов осадконакопления. В некоторых районах затухание процессов эрозии произошло либо в начале раннего миоцена (скв. 168/169), либо в средней его части (скв. 433), либо в самом конце раннего миоцена (скв. 576).

Эрозионная деятельность в позднем олигоцене — раннем миоцене по интенсивности и масштабу проявления, вероятно, уступала более древним кайнозойским эрозионным событиям. Этому временному интервалу отвечает затухание эрозионных процессов в большинстве районов Мирового океана, за исключением восточной и юго-западной частей Тихого и западной части Индийского океанов, где перерывы на границе олигоцена и миоцена широко развиты [20]. Географическая приуроченность этого перерыва главным образом к Тихому океану обусловлена, вероятно, дальнейшей эволюцией системы придонной циркуляции в тихоокеанском бассейне после закрытия восточной части Тетиса, раскрытия Тасманова моря и становления циркумантарктического течения.

Интенсификация эрозионных процессов имела место также и во второй половине среднего — начале позднего миоцена. Осадки этого временного интервала встречены главным образом в глубоководных впадинах приэкваториальной части региона (скв. 167, 199, 200/202, 315, 462) и в пределах вершинной части поднятия Онтонг-Джава (скв. 289). В северной части региона они установлены в отдельных скважинах на поднятии Шатского (скв. 305) и к востоку от него (скв. 576) и на поднятии Хесса (скв. 310). В остальных районах пограничные средне-верхнемиоценовые осадки отсутствуют.

Перерыв вблизи границы среднего и верхнего миоцена широко распространен также во всех океанических бассейнах, за исключением Индийского, где площадь его распространения несколько сокращается по сравнению с предшествующим раннемиоценовым перерывом [20]. Усиление эрозии в конце среднего миоцена обусловлено глобальным похолоданием, которое

синхронно скачкообразному увеличению объема льда в Антарктиде, о чем свидетельствуют палеотемпературные измерения, палеонтологические данные и появление в осадках высоких широт материала ледового разноса [8, 15].

Процессы эрозии несколько активизировались, вероятно, также в конце миоцена и продолжались в начале плиоцена. При этом они имели локальный характер и в наибольшей степени проявились в восточной части региона, где в большинстве скважин, пробуренных главным образом в пределах вершинных и склоновых частей подводных поднятий на промежуточных глубинах от 1310 до 4152 м, верхнемиоценовые — нижнеплиоценовые осадки размыты (см. рис. 5, е). Осадки этого возраста отсутствуют также в отдельных скважинах в районе поднятия Шатского (скв. 49, 50, 306) и в Марианской глубоководной впадине (скв. 199). В большинстве скважин граница миоцена и плиоцена имеет согласный характер либо проходит внутри неопробованного интервала (скв. 168/169, 585).

В Мировом океане позднемиоценовый — раннеплиоценовый перерыв также имеет ограниченное распространение. Географически он приурочен главным образом к центральному району Северной Пацифики, включая восточную часть изученного региона [20], и к Южному океану [3]. По времени он совпадает и генетически непосредственно связан со значительным похолоданием в конце миоцена, которое привело к росту объема льда в Антарктиде и падению уровня Мирового океана. Это похолодание установлено геологическими и геохимическими исследованиями [8, 12].

В плиоцене происходит постепенное затухание процессов эрозии, начавшееся на большей части региона еще в позднем миоцене. Плиоценовые осадки согласно перекрываются плейстоценом практически повсеместно, за исключением южной вершинной части Императорского хребта (скв. 308, 430, 432), южного склона поднятия Шатского (скв. 49, 50, 306) и абиссальной равнины к юго-востоку от последнего (скв. 307), где они уничтожены эрозией. В некоторых глубоководных скважинах южной части региона (скв. 314, 168/169, 585) взаимоотношение плиоценовых и плейстоценовых осадков неизвестно, так как последние отделены от более древних отложений неопробованным интервалом.

Плейстоценовые осадки, как правило, в полном объеме вскрыты подавляющим большинством скважин, пробуренных в северо-западной части Тихого океана, свидетельствуя о преобладании пелагического осадконакопления над эрозионными процессами.

На затухание эрозии в позднеплиоценовое — четвертичное время в данном регионе обраща-

ли внимание также Т. Мур с соавторами [24], которые одновременно отмечали некоторое ее усиление в различных районах Мирового океана в позднем плиоцене, совпадающее с началом оледенения в северном полушарии.

Таким образом, в позднемезозойской — кайнозойской истории геологического развития северо-западной части Тихого океана происходила неоднократная смена режимов осадконакопления и эрозии. Эрозионный режим в отдельные периоды либо устанавливался в этом регионе повсеместно как на подводных поднятиях, так и в глубоководных впадинах, либо проявлялся локально в ограниченном интервале глубин, в то время как на большей части региона продолжалось осадконакопление.

Наиболее значительное усиление эрозионных процессов происходило: 1) в позднем сенома-

не — раннем туроне, 2) в позднем сантоне — раннем кампане, 3) на рубеже мела и палеогена, 4) в первой половине среднего эоцена, 5) на рубеже эоцена и олигоцена, 6) в конце олигоцена — начале раннего миоцена, 7) в конце среднего — начале позднего миоцена, 8) на рубеже миоцена и плиоцена.

В целом в позднемезозойской — кайнозойской истории геологического развития северо-западной части Тихого океана наблюдается возрастание активности эрозионных процессов во времени. Наибольшей интенсивности они достигли в кайнозое. История кайнозойских перерывов неразрывно связана с прогрессирующим похолоданием, сопровождавшимся формированием мощного ледового покрова в Антарктиде, и эволюцией системы циркуляции водных масс в океане.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Крашенинников В. А. Стратиграфия палеогена северо-западной части Тихого океана.— М.: Наука, 1982.
2. Крашенинников В. А., Басов И. А. Стратиграфия мела Южного океана.— М.: Наука, 1985.
3. Крашенинников В. А., Басов И. А. Стратиграфия кайнозоя Южного океана.— М.: Наука, 1986.
4. Barker P. F., Dalziel I. W. D. et al. Evolution of the Southwestern Atlantic Ocean Basin: results of Leg 36, Deep Sea Drilling Project // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— Washington: US Govern. Print. Office, 1977.— V. 36.
5. Barron E. J., Hay W. W., Kauffman E. G. Cretaceous climate // *Geology*.— 1984.— V. 12, N 6.
6. Basov I. A., Ciesielski P. F. et al. Biostratigraphic and paleontologic synthesis: Deep Sea Drilling Project Leg 71, Falkland Plateau and Argentine Basin // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— Washington: US Govern. Print. Office, 1983.— V. 74, Pt 1.
7. Benson R. H. The origin of the psychrosphere as recorded in changes of deep-sea ostracode assemblages // *Lethaia*.— 1975.— V. 8.
8. Ciesielski P. F., Ledbetter M. T., Ellwood B. B. The development of Antarctic glaciation and the Neogene paleoenvironment of the Maurice Ewing Bank // *Mar. Geol.*— 1982.— V. 46.
9. Coplen T. B., Schlanger S. O. Oxygen and carbon isotope studies of carbonate sediments from Site 167, Magellan Rise, Leg 17 // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— Washington: US Govern. Print. Office, 1973.— V. 17.
10. Douglas R. G., Savin S. M. Oxygen and carbon isotope analysis of Cretaceous and Tertiary foraminifers from central Pacific // *Ibid.*, 1973.— V. 17.
11. Haq B. U. Paleogene paleoceanography: Early Cenozoic oceans revisited // *Oceanol. acta.*— 1981.— N SP.
12. Hodder D. A., Elmstrom K. M., Kennett J. P. Latest Miocene benthic  $\delta^{18}O$  changes global ice volume, sealevel and the "Messinian salinity crisis" // *Nature*.— 1986.— V. 320, N 6061.
13. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— Washington: US Govern. Print. Office, 1985.— V. 86.
14. Kennett J. P., Shackleton N. J. Oxygen isotopic evidence for the development of the psychrosphere 38 Myr ago // *Nature*.— 1976.— V. 260.
15. Kennett J. P., Keller G., Srinivasan M. S. Miocene planktonic foraminiferal biogeography and paleoceanographic development of the Indo-Pacific region // *Geol. Soc. Am. Mem.*— 1985.— N 163.
16. Luyendyk B. P., Davies T. A. Results of DSDP Leg 26 and geologic history of the southern Indian Ocean // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— Washington: US Govern. Print. Office, 1974.— V. 26.
17. Matthews R. K., Poore R. Z. Tertiary  $\delta^{18}O$  record and glacioeustatic sea-level fluctuation // *Geology*.— 1980.— V. 8.
18. Melguen M. Facies evolution, carbonate dissolution cycles in sediments from the eastern south Atlantic (DSDP Leg 40) since the Early Cretaceous // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— Washington: US Govern. Print. Office, 1978.— V. 40.
19. Moberly R., Larson R. L. Mesozoic magnetic anomalies, oceanic plateaus, and seamount chains in the Northwestern Pacific Ocean // *Ibid.*, 1975.— V. 32.
20. Moore T. C. Jr., van Andel T. H., Sancetta C., Pisas N. Cenozoic hiatuses in pelagic sediments // *Micropaleontology*.— 1978.— V. 24, N 2.
21. Pimm A. C., Hayes D. E. General synthesis // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— Washington: US Govern. Print. Office, 1972.— V. 14.
22. Roberts D. G., Montadert L. Margin paleoenvironments of the northeast Atlantic // *Ibid.*, 1979.— V. 48.
23. Robinson P. T., Thayer P. A. et al. Lithology of Mesozoic and Cenozoic sediments of the eastern Indian Ocean, Leg 27, Deep Sea Drilling Project // *Ibid.*, 1974.— V. 27.
24. Sliter W. V. Cretaceous foraminifers from Southwestern Atlantic Ocean, Leg 36, Deep Sea Drilling Project // *Ibid.*, 1977.— V. 36.
25. Supko P. R., Perch-Nielsen K. General synthesis of Central and South Atlantic drilling results, Leg 39, Deep Sea Drilling Project // *Ibid.*, 1978.— V. 39.
26. Thiede J., Boersma A. et al. Reworked fossils in Mesozoic and Cenozoic pelagic Central Pacific Ocean sediments, Deep Sea Drilling Project Sites 463, 464, 465 and 466, Leg 62 // *Ibid.*, 1981.— V. 62.
27. Van Andel T. H., Thiede J. et al. Depositional history of the South Atlantic Ocean during the last 125 million years // *J. Geol.*— 1977.— V. 85, N 6.

УДК 551.3.051.5 : 551.77(265.58)

Г. Л. Кириллова

## ПЕРЕРЫВЫ И НЕСОГЛАСИЯ В РАЗРЕЗЕ ДНА ФИЛИППИНСКОГО МОРЯ И ПРИЛЕГАЮЩИХ ОСТРОВОВ

Анализ перерывов и несогласий в Филиппиноморском регионе проведен по данным скважин судна «Гломар Челленджер» и разрезам окружающих островов. Проведено сравнение со шкалой глобальных циклов относительных изменений уровня моря П. Вейла разного порядка. Зафиксировано проявление в регионе трех крупнейших импульсов тектонической и пяти

импульсов вулканической активности. Сделан вывод, что формирование несогласий в регионе обусловлено сложным сочетанием тектонических, вулканических процессов и глобальных эвстатических колебаний уровня моря, связанных в отдельные периоды и с следствиями.

### ВВЕДЕНИЕ

В последнее десятилетие, после длительного перерыва интерес к изучению несогласий снова возрос. Ранее пристальное внимание к изучению несогласий было обусловлено широким распространением концепции о глобальной синхронности тектонических движений. Когда же эта концепция для ряда районов не подтвердилась, интерес к названному предмету резко упал. Лишь отдельные ученые-энтузиасты продолжали настаивать на чрезвычайной важности несогласий и ограниченных ими геологических тел [7, 33].

В Советском Союзе много внимания изучению несогласий, их типов уделяли А. А. Богданов, М. А. Усов, П. Н. Кропоткин, В. Е. Хаин и др. Некоторые итоги усилий в изучении несогласий раннего периода подведены в терминологическом справочнике «Общая стратиграфия» [4]. История развития концепции выделения стратиграфических единиц, ограниченных несогласиями, за рубежом изложена в недавней публикации А. Сальвадора [30], председателя Международной подкомиссии стратиграфической классификации.

Новый этап в развитии этой концепции следует связать, видимо, прежде всего с именами Ки Хонг Чанга, П. Р. Вейла, Р. М. Митчема. В 1973 г. Ки Хонг Чанг обратился в Международную подкомиссию по стратиграфической классификации с предложением выделить ограниченные несогласиями геологические тела в самостоятельную категорию наряду с лито-, био-, магнито- и хроностратиграфическими подразделениями и обозначить их соответствующими терминами. Несколько позже он оуб-

ликовал свои представления и предложил для стратиграфических единиц, ограниченных несогласиями, термины «синтем» и «интертем» [15]. К этому же времени относится становление «сейсмической стратиграфии», интенсивно развивавшейся при освоении шельфов новейшими методами сейсморазведки, основные единицы которой — осадочные системы (комплексы) — ограничены поверхностями несогласия и эквивалентными им согласными поверхностями [2].

Все эти работы стимулировали возобновление интереса к стратиграфическим единицам, ограниченным несогласиями, и содействовали созыву в 1981 г. Международной подкомиссии по стратиграфической классификации, где была признана целесообразность выделения единиц, ограниченных несогласиями, в определенных условиях и определенных целях. Чаще всего таким образом выражаются орогенические события, границы эпейрогенических циклов, фазы эвстатических колебаний уровня моря. После последующего четырехлетнего обсуждения, обмена мнениями были выработаны рекомендации по выделению и использованию таких единиц. Новый Северо-Американский стратиграфический кодекс ввел стратиграфическую единицу, ограниченную несогласиями, под названием «аллостратиграфическая единица». Она является «... картируемым стратиформным телом осадочной породы, которое определяется и идентифицируется на основе ограничивающих его перерывов» [31, с. 233]. Таким образом, единственным диагностическим признаком представляется наличие перерывов вне зависимости от того, являются ли они результатом тектонических событий, эпейрогенических эпизодов, эвстатических изменений уровня моря или любой их комбинации. Описанию природы, по-

ложения, географического распространения перерывов должно уделяться главное внимание наряду с обычной методикой выделения стратиграфических единиц, предусмотренных Международным стратиграфическим справочником [10].

Основная единица, ограниченная несогласием, названа синтемом. По мере надобности синтем может быть подразделен на субсинтемы, а несколько синтемов объединены в суперсинтем. В ходе обсуждения терминологии было высказано много предложений, тем не менее выяснилось, что сильная формализация номенклатуры и жесткая иерархия нецелесообразны. Однако всегда полезно иметь в виду более крупные и более мелкие подразделения по сравнению с изучаемой единицей [5], тем более, что уже появляются разночтения в толковании термина синтем. К. Чанг [15] предложил в пределах континентов назвать синтемом стратиграфическое подразделение (включая интрузии), которое по стратиграфическому диапазону сравнимо с одной или более глобальных системами, границы его обычно диахронны. При морских сейсмостратиграфических исследованиях нередко объем синтема не выходит за пределы подотдела, границы его часто синхронны [8].

Многoletний опыт изучения несогласий показывает, что их следует анализировать по крайней мере с трех точек зрения: угол несогласия (угловое, параллельное), время стратиграфического перерыва и площадное распространение (региональное, локальное).

## МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Дно Филиппинского моря в результате международного сотрудничества американских, японских и советских исследователей является одним из наиболее изученных. В Филиппинском регионе проведено пять рейсов бурового судна «Гломар Челленджер» [19, 20, 22—24], пробурено 28 скважин, выполнен значительный объем геофизических исследований, опробования драгами и поршневыми трубками. Ряд скважин целенаправленно пробурен вдоль 18° с. ш., что позволило получить полный профиль от о. Лусон до Марианского желоба и далее до Магеллановых гор в Тихом океане (рис. 1).

При обобщении литолого-стратиграфических материалов по указанному профилю с упором на изучение перерывов и несогласий, установленных в скважинах, представилось целесообразным для сравнительного тектонического анализа выделить литолого-стратиграфические комплексы (или латеральные ряды формаций), ограниченные нередко несогласиями [6]. По-

скольку способ выделения их не везде соответствует требованиям Международной подкомиссии по стратиграфической классификации [10], в ранг синтемов их возводить преждевременно, тем не менее проведенные исследования могут рассматриваться как шаг в этом направлении.

Сложность в том, что петрографический состав рассматриваемого разреза весьма разнороден и фиксация перерывов нередко весьма затруднительна. Несогласия четко фиксируются обычно в карбонатных разрезах, хорошо палеонтологически охарактеризованных, где по отсутствию тех или иных фаунистических зон устанавливается и длительность перерывов. В других разрезах границы, соответствующие несогласиям, проводятся по смене литологического состава, которая в принципе невозможна без какой-либо перестройки. Наибольшие трудности для расчленения и тем более наблюдения несогласий представляют глинистые толщи и из-за бедности ископаемыми остатками, и вследствие низкой скорости седиментации, а соответственно и небольших мощностей.

Следующим этапом было выяснение природы того или иного несогласия, его географического распространения. Представилось целесообразным начать с глобально прослеженных П. Вейлом [2] крупных несогласий (рис. 2), соответствующих границам циклов второго (суперциклам) и третьего порядка, которых для кайнозоя выделено 5 и 25 соответственно [2]. Выяснялись наличие таких несогласий и характер их проявления в регионе, связь с тектоническими, вулканическими и другими возможными событиями в Филиппинском регионе и на прилегающих островах.

## НЕСОГЛАСИЯ В КАЙНОЗОЙСКОМ РАЗРЕЗЕ ФИЛИППИНОМОРСКОГО РЕГИОНА И ОКРУЖАЮЩИХ ОСТРОВАХ

Достоверных сведений о *предпозднепалеоценовом* глобальном несогласии нет. По периферии Филиппинского моря палеоценовые отложения известны предположительно в согласном залегании в пределах пояса Симанто Японских островов [3, 9]. На Филиппинах палеоцен от верхнего мела отделен несогласием [11]. Кроме того, палеоценовые глины предполагаются в основании разреза скв. 294/295 [20].

*Предсреднеэоценовое* несогласие установлено в северо-западной части Филиппинского моря в пределах плато Амами, хребтов Дайто и Оки-Дайто [27], где в позднюю стадию раннего эоцена имели место тектонические движения, приведшие к погружению хребтов и формированию среднеэоценовых нуммулитовых известняков. В скв. 445, пробуренной в небольшой впадине на хр. Дайто, в основании среднеэоценового разреза вскрыты конгломераты, содержащие



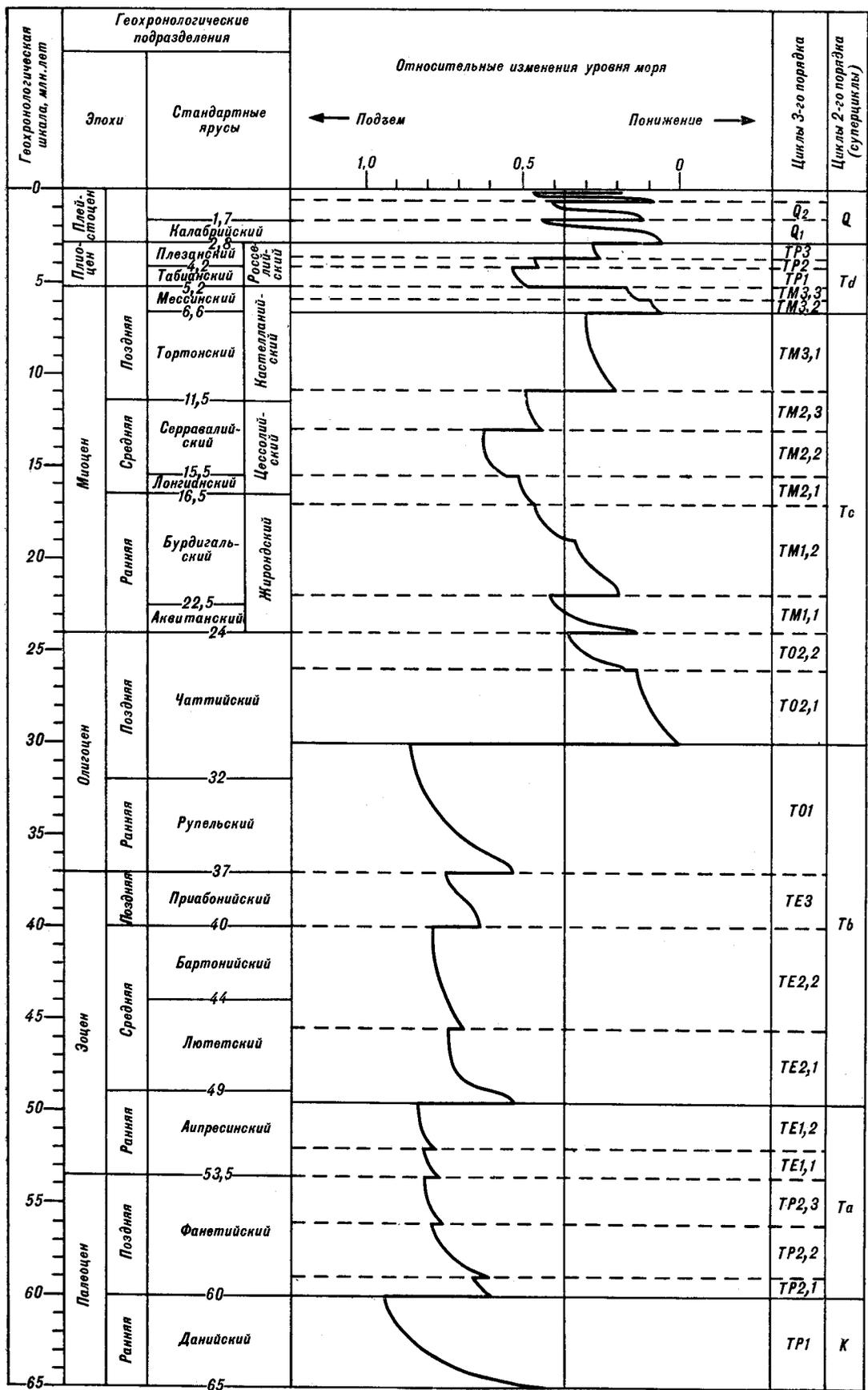


Рис. 2. Глобальные циклы относительного изменения уровня моря в течение кайнозоя [2].

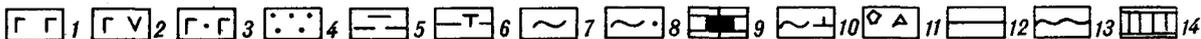
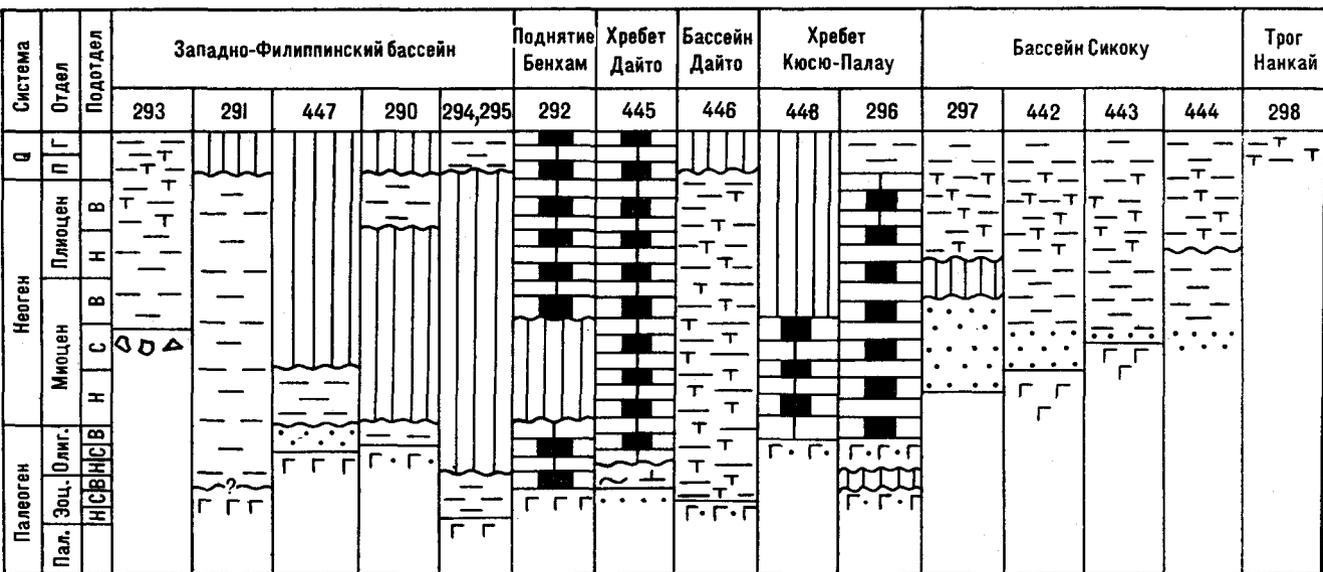


Рис. 3. Строение разреза и несогласия в скважинах бурового судна «Гломар Челленджер» в западной части Филиппинского моря.

1—11 — формации: 1 — базальтовая, 2 — базальтово-андезитовая, 3 — базальтово-вулканокластическая, 4 — вулканокластическая, 5 — глинистая, 6 — вулканокластическая турбидитная, 7 — кремнистая, 8 — кремнисто-карбонатно-вулканокластическая, 9 — карбонатная, 10 — кремнисто-карбонатная, 11 — брекчиево-конгломератовая; 12 — согласное, 13 — несогласное залегание; 14 — перерыв в осадконакоплении.

пуммулиты, перемещенные с близлежащих хребтов (рис. 3).

Начало формирования карбонатного чехла в позднем эоцене на поднятии Бенхам (скв. 292), по-видимому, связано с глобальным предпозднеэоценовым циклом повышения уровня моря третьего порядка ТЕЗ [2]. В Западно-Филиппинском бассейне на этом рубеже происходит смена базальтов вулканокластическими брекчиями (скв. 447), а в бассейне Дайто (скв. 446) начинается турбидитная седиментация. По результатам исследований на о. Лусон [31], верхнеэоценовые известняки формации Акситеро залегают на неровной поверхности вулканических брекчий, пиллоу базальтов офиолитовой серии Замбалес. Взаимоотношение их недостаточно ясно, поэтому одни исследователи предполагают непрерывный разрез [31], другие — длительный перерыв [18].

Можно предполагать предпозднеэоценовое несогласие и в пределах Марианской островной системы. В скв. 459 на толеитовых базальтах залегают верхнеэоценовые аргиллиты и кремни, отделенные полуметровым слоем глины трения. В скв. 460 средневерхнеэоценовые отложения подстилаются конгломератами неизвестного возраста. Следует отметить также, что на островах Гуам и Сайпан известный разрез начинается с позднеэоценовых вулканитов, а несколько севернее, на о. Хахаджима, известны среднеэоценовые андезиты и туфы, на

которых с несогласием залегают позднеэоценовые известняки [18].

Предолигоценовое глобальное несогласие, отражающее цикличность третьего порядка, проявлено вполне отчетливо. В скв. 459 наблюдается перерыв (2 млн лет) на границе эоцена и олигоцена. На островах Сайпан и Тинан выпадает из разреза весь олигоцен. Что касается западных окраин Филиппинского моря, то угловое несогласие в интервале поздний эоцен — ранний олигоцен фиксируется в западных районах островов Лусона и Минданао [11], где в это время внедрялись штоки диоритов и кварцевых диоритов. В Западно-Филиппинской котловине к указанному рубежу, возможно, приурочена активизация вулканизма (скв. 447, 290), а в скв. 294, 295 с этого времени фиксируется длительный перерыв. Перерыв наблюдается также на хр. Дайто (скв. 445), где карбонатно-кремнистые отложения сменяются мощным карбонатным чехлом, и в скв. 296, где в основании вулканокластического разреза по отношению  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  определен возраст в 47,5 млн лет [20], а по фораминиферам выше по разрезу — 30 млн лет, т. е. перерыв между средним и ранним олигоценом составил около 16 млн лет.

В южной части Филиппинского моря, на о. Палау, тоже отмечается непродолжительный перерыв между эоценом и олигоценом.

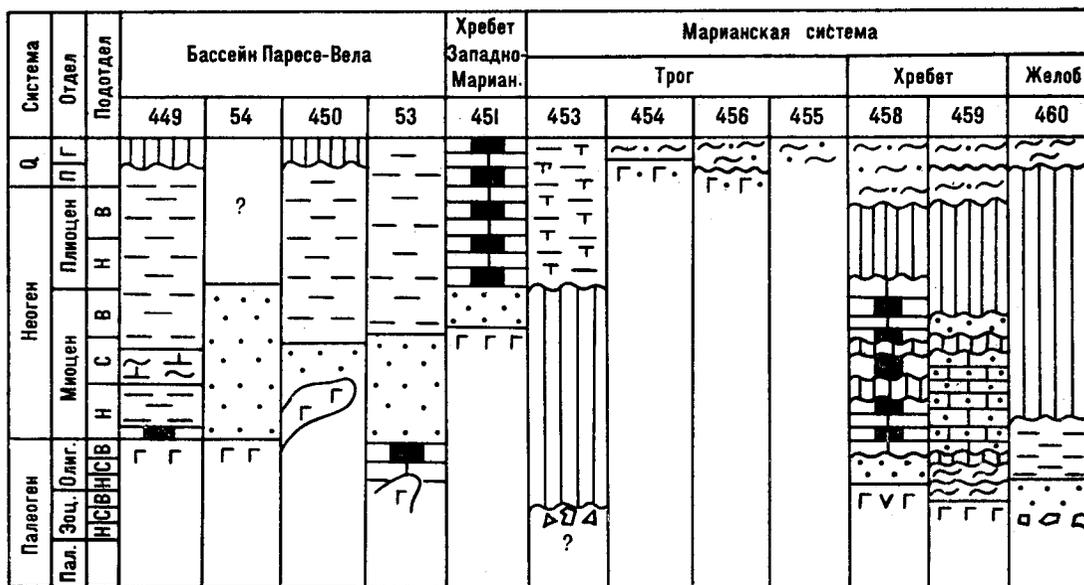


Рис. 4. Строение разреза и несогласия в скважинах бурового судна «Гломар Челленджер» в восточной части Филиппинского моря. Усл. обозн. см. на рис. 3.

Предсреднеолигоценовое глобальное несогласие в той или иной мере проявилось во многих разрезах (см. рис. 3, 4). Наиболее четко оно фиксируется в пределах Марианской дуги (скв. 458, 459), где перерыв продолжался 1,5—4,5 млн лет. После перерыва характер седиментации резко изменился: в скв. 458 вулканокластические отложения сменились карбонатными, а в скв. 459 кремнистые образования глинисто-карбонатными турбидитными. На хр. Кюсю-Палау этому рубежу соответствует смена вулканокластической формации карбонатной (скв. 448, 296). В Западно-Филиппинской котловине в скв. 290 вулканокластическая формация на рассматриваемом рубеже сменяется глинистой, а в скв. 447 базальтовая формация замещается вулканокластической.

Цикл Т0 2.2 в верхах позднего олигоцена [2] по имеющимся данным пока не выделяется, но предмиоценовое глобальное несогласие в цикле третьего порядка выделяется вполне четко.

Несогласия на рубеже олигоцена и миоцена в Западно-Филиппинском бассейне (скв. 447, 290), на поднятии Бенхам (скв. 292) и смена вулканокластической формации глинистой (скв. 449) и вулканокластической (скв. 54) в бассейне Паресе-Вела, карбонатной на о. Кита-Дайто [27] связаны с определенными стадиями развития островных дуг, знаменуя прекращение вулканизма и начало формирования глинистого или карбонатного чехла. На о. Лусон описан небольшой перерыв [31] продолжительностью 1—2 млн лет между верхним олигоценом (формация Акситеро) и нижним миоценом (формация Морионс). Примечательно, что формация Морионс включает три слоя конгломе-

ратов мощностью 50—100 м, галька которых сложена породами допозднеоценовой офиолитовой ассоциации Замбалес, что может свидетельствовать о кратковременных предраннеоценовых поднятиях.

Возможно, региональные вулканические и тектонические процессы сочетались с глобальным циклом изменения уровня моря 3-го порядка, проявившимся на границе олигоцена и миоцена [2].

В Юго-Западной Японии (зона Симанто), включая прилегающую глубоководную террасу, описано региональное несогласие в нижнем миоцене [28]. Предполагается, что верхне-нижнемиоценовые флишеподобные отложения в результате проявления ранней фазы движений Такатихо или поздней фазы Симанто были дислоцированы, имело место региональное поднятие, после чего турбидитная седиментация возобновилась, в результате сформировались нижне-среднемиоценовые флишеподобные образования, залегающие на нижележащих с угловым несогласием [9].

Глобальное среднемиоценовое (чаще середина среднего миоцена) несогласие, широко проявившееся в зоне сочленения Восточной Азии и Тихого океана и соответствующее глобальному циклу 3-го порядка, фиксируется довольно четко по краям Филиппинского региона. В Юго-Западной Японии в раннем-среднем миоцене [28] имели место интрузивная деятельность (граниты Осуми, Кумано), метаморфизм и складчатые дислокации, в результате депонирование седиментации на глубоководной террасе сместился к северу. Среднемиоценовые и более молодые отложения залегают на более древних

с угловым несогласием [9]. Длительный перерыв фиксируется на о. Окинава между формой Яэма и группой Симадзире [28], а также в Западно-Филиппинском бассейне (скв. 290, 292, 447) и в пределах Марианской дуги (скв. 458, 459). Существенных изменений в типе разреза в скв. 292, 458, 459 не наблюдается, но на о. Гуам с середины среднего миоцена вулканиты сменяются карбонатным разрезом [18]. Кроме того, детальными структурными исследованиями на островах Гуам и Сайпан [26] установлено, что досреднемиоценовые структуры ориентированы преимущественно в северо-восточном направлении, в среднемиоценовой формации Умэйтак преобладает меридиональная ориентировка, а постсреднемиоценовые карбонатные формации залегают практически горизонтально, угол падения слоев не превышает 5°.

На Филиппинском архипелаге со среднемиоценовыми движениями связывают формирование современных субмеридиональных антиклиналей и разделяющих их впадин [11]. Дальнейшее осадконакопление продолжалось только во впадинах и грабенах, верхнемиоценовые конгломераты, в частности, описываются как моласса, в том числе и в скв. 451, где вулканогенная ритмично построенная моласса [23] представлена чередованием туфов пелитовой и псаммитовой размерности с вулканокластическими брекчиями и конгломератами мощностью 5—10 м. О предшествовавших поднятиях свидетельствует обилие мелководных фораминифер, обломков пелеципод, гастропод, фрагменты кораллов, мшанок, иглы ежей. Слои падают под углом 20—40°, в породах отмечаются нормальные сбросы со смещением до 15 см. Как видно из текста и рис. 3, 4, продолжительность и характер проявления среднемиоценового несогласия различны. Передко межрегиональное среднемиоценовое несогласие сливается с глобальным и границами циклов 3-го порядка на рубеже *раннего-среднего миоцена*, в *середине среднего* и на рубеже *среднего-позднего миоцена*. Последнее несогласие нашло наиболее четкое отражение в восточной части бассейна Паресе-Вела в смене вулканокластической формации глинистой пелагической в скв. 53, 450.

*Предмессинское* несогласие в основании 4-го глобального цикла 2-го порядка отмечается четко по западной окраине рассматриваемого региона. Оно фиксируется на о. Кюсю, Какэгава, в акватории Юго-Западной Японии прослежено по данным сейсморазведки, привязанным к скважинам нефтяных компаний [28]. На островах Рюкю и на Восточном Тайване мессинская трансгрессия проявлена повсеместно, но длительность предмессинского перерыва различна. В частности, на островах Окинава и Мияко аналоги мессинских слоев залегают на

палеозойском (пермском?) гранитно-метаморфическом фундаменте [18]. Еще южнее это несогласие предположительно выделяется в долине р. Кагаян о. Лусон (в верхах позднего миоцена) и на о. Палау, фиксируя перерыв с раннего олигоцена до верхов позднего миоцена [18].

Из двух глобальных несогласий, отражающих границы циклов 3-го порядка в *раннем плиоцене*, детальность исследований позволяет проследить лишь одно примерно на рубеже миоцена и плиоцена. Эта граница установлена сейсмопрофилированием во всех трогах, разделяющих островные дуги в северной части Филиппинского моря [16, 17]. В бассейне Сикоку в скв. 297 и 444 фиксируется несогласие (см. рис. 3), причем в скв. 297 довольно длительное, охватывающее весь поздний миоцен. Плиоценовые осадки сложены турбидитами и гемипелагическими глинами дистальных частей турбидитных потоков [22], что может свидетельствовать о том, что трог Нанкай как седиментационная ловушка в то время еще не существовал и осадки поступали с Азиатского континента, Японских островов, хребтов Кюсю-Палау и Иводжима.

На Западно-Марианском хребте на границе миоцена и плиоцена вулканокластическая формация сменяется карбонатной (скв. 451), а в близлежащем к востоку небольшом приразломном трого с плиоцена фиксируется турбидитная седиментация (скв. 453), снос предполагается с Марианской дуги, где в это время начался новый этап вулканизма. Видимо, турбидиты маркируют начало формирования Марианского трога.

На Марианской дуге в рассматриваемый отрезок времени, по данным разрезов островов Гуам и Сайпан, происходила непрерывная седиментация, на о. Тинан в районе скв. 459, 460 продолжался перерыв в седиментации, начавшийся в позднем и раннем миоцене соответственно, в районе скв. 458 этот перерыв начался в нижнем плиоцене (см. рис. 4).

*Предпозднеплиоценовое* несогласие, соответствующее границе глобального цикла 3-го порядка, отмечается по периферии Филиппинского моря. На юге Сикоку это несогласие фиксируется в основании формации Нобори [28], повсеместно оно проявлено на островах Рюкю [18], но на островах Лусон и Тайвань оно не отмечается, хотя тектонические движения в это время происходили, свидетельством чему является смена в скв. 293 пелагической седиментации турбидитной вулканокластической [20]. Предполагается, что турбидиты поступали в подводный каньон, который продолжал долину р. Кагаян. Кроме того, после длительного перерыва началось накопление алевритовых глин в рай-

оне скв. 290 в Западно-Филиппинском бассейне (см. рис. 3).

На восточной окраине Филиппинского моря на всех Марианских островах отмечается пред-позднеплиоценовое несогласие в основании карбонатной формации Мариана. В районе скв. 458, 459 на восточном склоне Марианского хребта после длительного перерыва началось накопление кремнисто-карбонатно-вулканокластической формации (см. рис. 4).

Глобальное *предплейстоценовое* несогласие, отражающее цикличность 2-го порядка, широко проявлено в Филиппинском море. В северной части моря оно четко наблюдается на хребтах [16, 17], в то время как в таких прогибах как Сикоку обычно согласное залегание на границе плиоцена и плейстоцена, но турбидитная седиментация сменилась глинистой пелагической (скв. 297, 442—444). В северной части хр. Кюсю-Палау карбонатная седиментация также сменилась глинистой пелагической (скв. 296), что свидетельствует о региональных погружениях (см. рис. 3). Турбидиты сместились в трог Нанкай (скв. 298). На этом рубеже отмечается изменение минерального состава глинистого вещества в северной части моря. Вместо доминировавшего ранее монтмориллонита наблюдается гидрослюдистый комплекс, свидетельствующий, по мнению специалистов, о включении в систему седиментогенеза нового источника — выносов рек Китая, дренирующих лессы. На юго-восточной океанической окраине Японии повсеместно фиксируется, по сейсморазведочным данным, заверенным нефтяной скважиной [28], несогласие между плиоценом и плейстоценом. Установлено, что депозит седиментации сместился на север. Далее это несогласие прослежено на островах Рюкю и, по сейсморазведочным данным, в желобе Окинава [13], где его проявление связывается с хисасской фазой тектонической активности, проявившейся на о. Кюсю. На востоке о. Тайвань и на о. Лусон выше рассматриваемого несогласия накопилась мощная толща неморских конгломератов [18]. В южной части Филиппинского моря несогласие между плиоценом и плейстоценом описано на о. Яп [18]. В восточной части моря каких-либо свидетельств такого несогласия не известно.

Внутри плейстоцена на глобальной шкале (см. рис. 2) выделяются еще два несогласия на границах циклов 3-го порядка. Уровень исследований в Филиппинском море позволяет выделить лишь одно из них.

На юго-восточном континентальном склоне Японии описан среднеплейстоцен-голоценовый сейсмокомплекс [28], который прослежен до глубоководного желоба Нанкай, где он слагает аккреционную призму и значительно дислоцирован. На островах Рюкю несогласие внутри

плейстоцена прослежено повсеместно [18] и усилено проявлением вулканической активности в конце плейстоцена [13]. На о. Тайвань с запада и востока, на о. Лусон, а также на островах Палау, Яп отмечено несогласие в основании позднесплейстоценовых глубоководных террас [18].

На Марианских островах и на о. Хахаджима на этом же уровне фиксируется несогласие в основании пляжевых и аллювиальных отложений. В скв. 456 и 459 отмечается перерыв между ранним и поздним плейстоценом (см. рис. 4). К этому же рубежу приурочено некоторое ослабление вулканической деятельности в пределах Марианской островной дуги и соответственно уменьшение скорости седиментации до 0,8 кг/см<sup>2</sup> в млн лет [24].

### НЕСОГЛАСИЯ В КАИНОЗОЙСКОМ РАЗРЕЗЕ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

В западной части Тихого океана пробурено довольно много скважин с судна «Гломар Челленджер». При этом выявлен обширный ареал, где палеоген и неоген отсутствуют, и еще более обширный ареал, где отсутствует только палеоген (рис. 5). Меловые и юрские кремни несогласно перекрываются пелагическими глинами. В скв. 48—50, 196, 306, 307 эти глины четвертичные. Севернее и южнее глины обычно миоценовые. Сведения о домиоценовых осадках, обнаруженных в скв. 59 (палеоцен — эоцен)

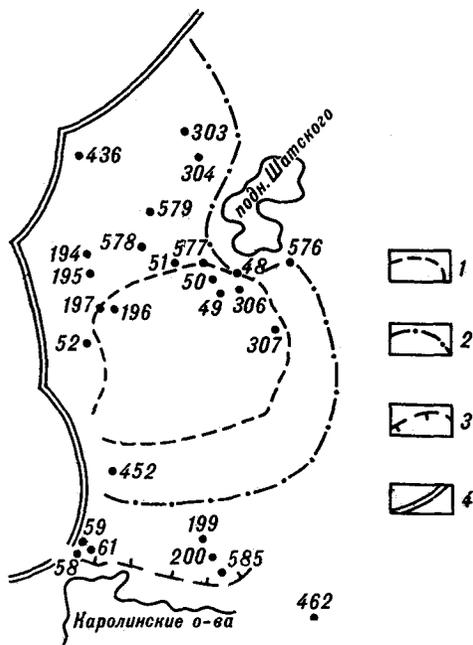


Рис. 5. Ареалы распространения перерывов различного возрастного диапазона в западной части Тихого океана, по [24] с дополнениями.

1—3 — контуры областей распространения перерывов: 1 — мел-четвертичного, 2 — мел-неогенового, 3 — эоцен-олигоценного (миоценового); 4 — контур глубоководных желобов.

и скв. 436 (эоцен?), считаются недостаточно достоверными [24]. Предполагается, что это или переотложенные, или сильно конденсированные слои.

В скв. 58, 452 присутствуют тонкие слои хорошо сортированного песка, содержащего клас- тический материал, в том числе и мелководно- го происхождения, позволяющий говорить о размыве мезозойских пород, расположенных вблизи скважин [24].

Кажется парадоксом, что в глубоком океан- ском бассейне наблюдается такой длительный перерыв. Изучавшие эту проблему исследова- тели предполагают, что прошлые горизонталь- ные и вертикальные движения Тихоокеанской плиты [25] и донные течения [32] обеспечили, видимо, некий баланс между эрозией, неотло- жением и скоростями аккумуляции осадков.

Здесь уместно, по-видимому, рассмотреть и ситуацию на Тихоокеанском побережье Японии. По данным бурения с судна «Гломар Челленд- жер», в скв. 439 [21] на верхнемеловых аргил- литах залегают верхнемиоценовые конгломераты, содержащие гальку дацитов и аргиллитов. В других скважинах рейса 56-57 вскрыты лишь неоген-четвертичные осадки и судя по коррелированному сейсмическому профилю [21] восточнее скв. 439 до Японского желоба палеогено- вых осадков не обнаружено. Предполагается, что там находился массив Оясио, который погрузился лишь в позднем миоцене [24].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, корреляция перерывов и несогласий в Филиппинском регионе и на прилегающих островах с глобальной шкалой относительных изменений уровня показала, что лишь немногие глобальные несогласия не нашли адекватного отражения в региональных разрезах, последнее особенно касается несогласий, ограничивающих циклы 3-го порядка. По-ви-

димому, это связано с недостаточной деятель- ностью расчленения разреза.

Проведенный анализ материалов показывает, что несогласия в регионе обычно формируются в результате сложного сочетания эвстатиче- ских колебаний уровня моря, тектонических и вулканических процессов.

Несогласия, ограничивающие глобальные циклы 2-го порядка, по времени приблизи- тельно совпадают с главными фазами тектони- ческих движений, проявившихся в Восточной Азии: Ньншанскими или Идзуми в мелу — эоцене [29], Такатихо или Симаңто в позднем олигоцене — среднем миоцене [1, 9], Тайвань- скими в плиоцене — раннем плейстоцене [1, 29].

Вулканизм был практически непрерывен в исследованном регионе, то несколько затухая, то усиливаясь в разных районах и в разное время (см. рис. 4, 5). Проведенный по данным глубоководного бурения анализ вулканической активности [12, 24] выявил пять импульсов наибольшей интенсивности вулканизма в сред- нем эоцене — раннем олигоцене, короткий им- пульс на рубеже олигоцена — раннего миоцена, в раннем-среднем миоцене, короткий импульс в середине позднего миоцена и в плиоцене — плейстоцене. Эти импульсы в какой-то мере коррелируются с отдельными глобальными циклами относительных изменений уровня моря 3-го порядка.

Часть глобальных несогласий, нашедших отражение в Филиппинском регионе, связа- на с оледенениями. По результатам рейса 113 судна «Джойдес Резолюшен» [14] установлено сильное похолодание в раннем олигоцене в Восточной Антарктике и в среднем миоцене в Западной Антарктике, соответственно ледовый покров в Восточной Атлантике образовался в среднем миоцене, а в Западной Атлантике — в позднем миоцене. Оледенение отмечалось так- же в плейстоцене [2], что обусловило соответст- вующее изменение уровня моря.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бик Чинг-Чанг. Остров Тайвань // Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса.— М.: Мир, 1977.
2. Вейл П. Р., Митчем Р. М. мл., Томпсон С. Глобальные циклы относительных изменений уровня моря // Сейсмическая стратиграфия.— М.: Мир, 1982.— Т. 1.
3. Геологическое развитие Японских островов.— М.: Мир, 1968.
4. Кириллова Г. Л. Согласно и несогласно залега- ние // Общая стратиграфия (терминологический справочник).— Хабаровск: ИГиГ ДВНЦ АН СССР, 1979.
5. Кириллова Г. Л. Некоторые методологические аспекты изучения слоевых ассоциаций на континентах и в океанах // Тихоокеан. геология.— 1984.— № 2.
6. Кириллова Г. Л. Разрез вулканогенно-осадочного чехла дна Филиппинского моря вдоль 18° с.ш. // Там же.— 1985.— № 1.
7. Крумбейн В. К., Слосс Л. Л. Стратиграфия и осадкообразование.— М.: Гостехиздат, 1960.
8. Куделькин В. В., Савицкий В. О. и др. Структура и эволюция осадочного чехла присахалинского обрамления Южно-Охотской котловины // Тихоокеан. геология.— 1986.— № 4.
9. Мацумото Д., Кимура Т. Юго-Западная Япония // Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса.— М.: Мир, 1977.
10. Международный стратиграфический справочник.— М.: Мир, 1978.
11. Ратленд Р., Уолтер М. Филиппинский архипелаг // Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса.— М.: Мир, 1977.

12. Хейс Д. Окраинные моря Юго-Восточной Азии: их геофизические характеристики и структура // История и происхождение окраинных и внутренних морей. Тр. 27-го МГК. Симпозиум S 06.2.3.— М.: Наука, 1984.— Т. 6, ч. 2.
  13. Цзинь Сянлун, Юй Пучжи. Структура желоба Окинава и его эволюция // Чжунго кэсюэ.— 1987.— № 2.
  14. *Burker P. F., Kennitt J. P. et al.* Preliminary results of ODP Leg 113 of Joides-Resolution in the Weddell Sea: history of the Antarctic glaciation // *C. r. Acad. sci.*— 1988.— V. 306, sec. 11, N 1.
  15. *Chang K. H.* Unconformity-bounded stratigraphic units // *Geol. Soc. Amer. Bull.*— 1975.— V. 86.
  16. *Geological* map of the Northern Ogasawara arc. 1:1 000 000 // Geological survey of Japan, 1982.
  17. *Geological* map of the Southern Ogasawara and Northern Mariana arcs. 1:1 000 000 // Geological survey of Japan, 1982.
  18. *Ingle J. C., Jr.* Summary of late paleogene-neogene insular stratigraphy, paleobathymetry and correlations, Philippine sea and sea of Japan region // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— Washington: US Govern. Print. Office, 1975.— V. 31.
  19. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.*— Washington: US Govern. Print. Office, 1971.— V. 6.
  20. *Ibid.*, 1975.— V. 31.
  21. *Ibid.*, 1980.— V. 56, 57, pt 1, 2.
  22. *Ibid.*, 1980.— V. 58.
  23. *Ibid.*, 1981.— V. 59.
  24. *Ibid.*, 1982.— V. 60.
  25. *Lancelot Y., Larson R. L.* Sedimentary and tectonic evolution of the Northwestern Pacific // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— Washington: US Govern. Print. Office, 1975.— V. 72.
  26. *McCabe R., Uyeda S.* Hypothetical model for bending of the Mariana arc // The tectonic and geological evolution of southeast Asian seas and islands.— Washington (D. C.), 1983.— Pt 2.
  27. *Misawa Y., Aoki H., Kuroki S.* Results of seismic reflection profilings and dredge works around the Daito ridge group Region // Geology of the Northern Philippine Sea. Geol. results of the GDP Cruises of Japan.— Tokyo: Tokai Univ. Press, 1925.
  28. *Okuda Y.* Late Cenozoic Evolution of the Fore-arc Basins off Southwest Japan // *Ibid.*— Tokyo: Tokai Univ. Press, 1985.
  29. *Ren Jishun (Jen Chi-shun), Jiang Chunfa et al.* Geotectonic Evolution of China.— Beijing: Science Press, 1987.
  30. *Salvador A.* Unconformity-bounded stratigraphic units // *Geol. Soc. Amer. Bull.*— 1987.— V. 98.
  31. *Schweller W. J., Karig D. E., Backman S. B.* Original setting and emplacement history of the Zambales ophiolites, Luzon, Philippines from stratigraphic evidence // The tectonic and geological evolution of southeast Asian seas and islands. Pt. 2.— Washington (D. C.), 1983.
  32. *Van Andel Tj. H., Ross G. R., Moore T. C., Jr.* Pacific Cenozoic hiatuses and erosion // *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1975.
  33. *Weller H. E.* Stratigraphic principles and practice.— New York: Harper and Brothers, 1960.
-

Ю. С. Брегштейн

## МАГНИТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ БАЗАЛЬТОИДОВ КАК ИНДИКАТОРЫ ОБСТАНОВОК ВУЛКАНИЗМА

(на примере северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса)

Рассмотрены магнитные характеристики и дана типизация термомагнитных кривых вулканитов основного состава в зависимости от режима кристаллизации и вторичного окисления. Отмечена тесная связь магнитных свойств базальтоидов с обстановкой (субаквальной или субаэральной), в которой происходило

В данной статье предпринята попытка нетрадиционного использования некоторых магнитных характеристик базальтоидов с целью интерпретации палеогеографических условий вулканизма в пределах отдельных тектонических структур северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.

Используемый в арсенале магнитных методов исследований горных пород термомагнитный анализ, как известно, позволяет в зависимости от модификаций и аппаратурных особенностей получить представление о фазовом составе (в частности, о температуре Кюри  $T_c$ ), концентрации и структурном состоянии ферримагнитных минералов [3, 4, 13]. Эти данные коррелируют с другими магнитными параметрами, определяемыми «безнагревным» способом (естественной остаточной намагниченностью  $I_n$ , магнитной восприимчивостью  $\chi$ , намагниченностью насыщения  $I_s$ , остаточной намагниченностью насыщения  $I_{rs}$ , коэрцитивной силой  $H_c$ , остаточной коэрцитивной силой  $H'_{cs}$  и др.), а также различными петрологическими характеристиками. Их совместная интерпретация позволяет опосредованно оценить физико-химические условия образования и последующих превращений ферримагнитных минералов горных пород [11].

Как представляется, указанными задачами возможности метода далеко не исчерпываются. В этой связи рассмотрим выявляемую термомагнитным анализом эволюцию состава и вторичных изменений этих минералов при окислении в более широком аспекте — в зависимости от палеогеографических условий и тектонической обстановки формирования соответствующих вулканических комплексов.

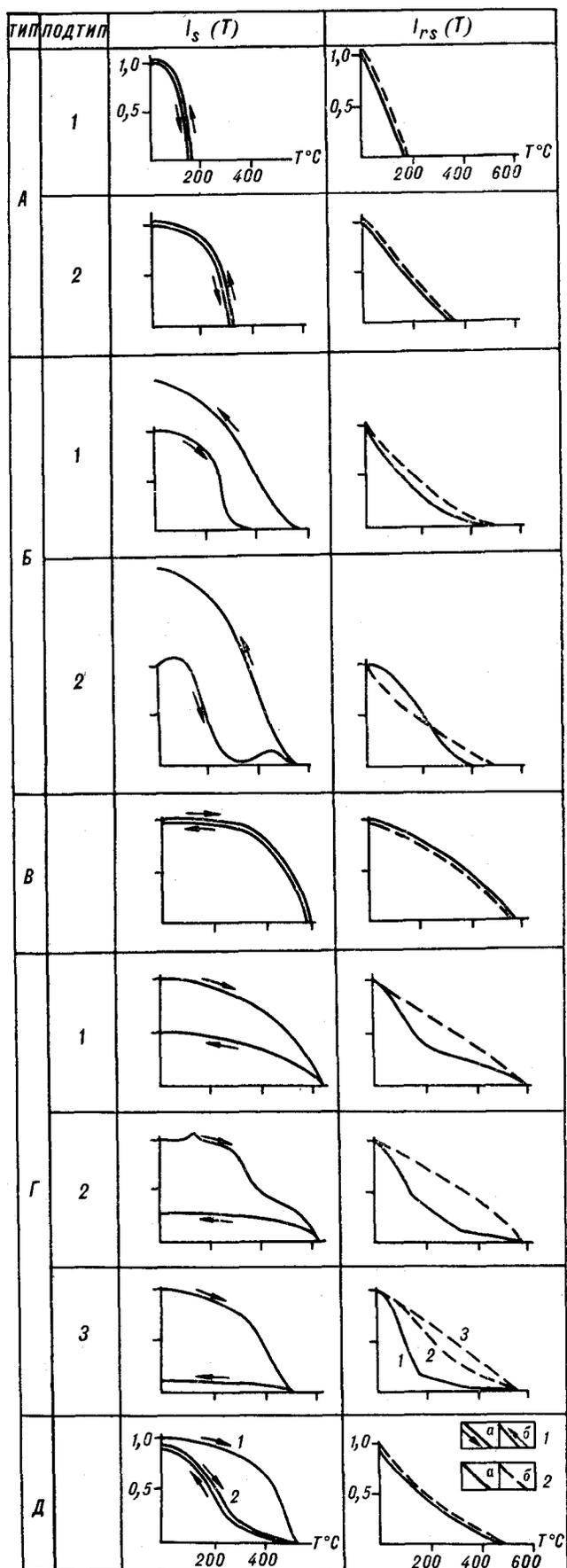
Техническая суть термомагнитного анализа заключается в изучении температурного изме-

злияние и последующее остывание лав. На примере различных районов Тихоокеанского подвижного пояса показана информативность термомагнитных характеристик магматических пород при анализе геотектонических условий и палеогеографической обстановки вулканизма.

нения индуктивной ( $I_i$ ,  $I_s$ ) либо остаточной ( $I_r$ ,  $I_{rs}$ ) намагниченности, искусственно созданных для минералов и горных пород в постоянном магнитном поле величиной в несколько тысяч эрстед и более. Полученные графически (в интегральной либо дифференциальной форме) термомагнитные кривые отражают различные особенности состава и структуры ферримагнитных минералов — как возникшие в момент (и в определенных условиях) кристаллизации магматического расплава, так и приобретенные в дальнейшем на протяжении всей геологической жизни горной породы. Иначе говоря, форма термомагнитных кривых опосредованно через состав отражает  $P-T-fO_2$ -режим в периферическом магматическом очаге (его последнее перед извержением равновесное состояние), а также условия (среду, интенсивность и длительность) окисления лав после излияния на поверхность.

В процессе лабораторного терморазмагничивания в зависимости от первоначального (возникшего при кристаллизации) состава и степени изменения последующими геологическими процессами («состояния» к моменту эксперимента) в ферримагнитных минералах горных пород вследствие дополнительного окисления при нагреве на воздухе происходят различные фазовые превращения [33]. Они выражаются в определенном характере (направленности и «темпе») изменений магнитного момента (намагниченности) в зависимости от температуры, которые фиксируют особенности состава, степень эндогенного («внутрикамерного») и вторичного поверхностного окисления магматических горных пород в природных условиях.

В результате многочисленных исследований [14, 32, 36 и др.] к настоящему времени созданы основы теории и предложены, если и не



совсем строгие, то достаточно наглядные и обоснованные механизмы различных видов окисления ферромагнитных минералов в природных условиях. Выделены два основных типа окисления — однофазное (чаще всего низкотемпературное) и гетерофазное (высокотемпературное). Первое протекает при температурах от нескольких десятков до первых сотен градусов. Для второго характерны более высокие температуры. Диагностика указанных видов окисления, а также его интенсивности наряду с привлечением данных рентгеноструктурного и микрорентгеноспектрального анализов осуществляется на основе оптико-минералогического изучения особенностей состава и структуры ферромагнитных фаз, количественной оценки изменения отдельных магнитных параметров ( $I_s$ ,  $I_{rs}$ ,  $H_c$ ,  $H'_{cs}$  и др.) до и после нагрева, а также путем качественного анализа формы кривых термомагнитного анализа, в частности изучения изменения параметров  $I_s$  и  $I_{rs}$  в зависимости от температуры в лабораторных условиях. Как показывает практика термомагнитных исследований, эти данные могут быть весьма информативны.

Известен ряд классификаций морфологических типов термоквивых, отражающих различные составы, виды и степени окисления ферромагнитных минералов горных пород для отдельных регионов и природных условий [2, 11, 17, 22 и др.]. Совместный анализ большого количества термомагнитных кривых  $I_s(T)$  и  $I_{rs}(T)$ , полученных автором при изучении многих тысяч образцов континентальных, островных и океанических вулканитов, собранных на обширной территории от Байкала до побережья Америки, а также широкое использование литературных данных, как представляется, дают достаточно объективный материал для обобщения и позволяют свести все термомагнитные кривые к пяти основным наиболее контрастным по форме и температурам Кюри разновидностям (рис. 1). Предлагаемая типизация основана на комплексной оценке формы термоквивых, учитывающей также интенсивность и характер изменения параметров  $I_s$ ,  $I_{rs}$ ,  $H_c$  и  $H'_{cs}$  при нагреве.

Первый тип (А) представлен безгистерезисной (обратимой) формой (кривая охлаждения практически совпадает с кривой нагрева). Значения магнитных параметров образцов после нагрева на воздухе до  $600^\circ\text{C}$  практически не изменяются. Такие термомагнитные кривые ха-

Рис. 1. Основные формы кривых температурного размагничивания.

1 — термомагнитные кривые  $I_s(T)$ : нагрев (а), охлаждение (б), 2 — термомагнитные кривые  $I_{rs}(T)$ : первый (а), повторные (б) нагревы. Цифры на кривых обозначают последовательность нагревов. Первоначальные значения  $I_{rs}$  перед каждым нагревом приняты за единицу.

рактены для сохранившихся неокисленными и относительно гомогенными титаномагнетитов, обычно с достаточно высоким содержанием мннала ульвошпинели ( $x = 0,3-0,7$ ). Измеренные температуры Кюри ( $100-400^\circ\text{C}$ ) совпадают с расчетными по данным микрорентгено-спектрального и рентгеноструктурного анализов. Этот тип разделен на две группы. Первый подтип ( $T_c = 100-200^\circ\text{C}$ ) наиболее показателен для первичных титаномагнетитов молодых неизмененных кайнозойских базальтоидов рифтовых зон континентов и океанов. Состав этих ферримагнитных минералов в наибольшей степени отвечает глубинным мантийным магматическим очагам. Такой же безгистерезисный тип термомагнитных кривых (подтип А-2), характеризующий титаномагнетиты с более высокими значениями температур Кюри ( $200-400^\circ\text{C}$ ), обычен для основных и средних вулканитов современных островодужных областей, где лавы изливались в четвертичное и историческое время из менее глубинных промежуточных (периферийных) магматических камер.

Второй тип термокривых (В) с положительным температурным гистерезисом (кривая охлаждения идет выше и «правее» кривой нагрева) свойствен базальтоидам, содержащим катиондефицитные титаномагнетиты (титаномаггемиты) с достаточно высокой степенью «исходного» окисленного состояния, приобретенного в природной обстановке при относительно невысоких температурах окружающей среды (обычно ниже  $300^\circ\text{C}$ ). Измеренные температуры Кюри таких пород чаще всего колеблются от  $200$  до  $400^\circ\text{C}$  и существенно отличаются от расчетных. После нагрева в лабораторных условиях величины параметров  $I_s$  и  $I_r$ , значительно (часто в несколько раз) увеличиваются, а магнитная жесткость (значение параметров  $H_c$  и  $H'_c$ ) соответственно уменьшается. Это происходит вследствие инверсии однофазного катиондефицитного ферримагнетика в многофазную систему, состоящую из богатой железом шпинели (по составу близкой магнетиту) и ромбоэдрических фаз, богатых титаном. Термомагнитные кривые подтипов В-1 и В-2 отражают относительно низкую и более высокую степени окисления, которые часто ассоциируют соответственно с крупными (многодоменными) и мелкими, близкими к однодоменным, скелетными и дендровидными зернами ферримагнитных минералов. Тип В термомагнитных кривых наиболее часто упоминается при характеристике океанических подушечных лав, испытавших низкотемпературное однофазное вторичное окисление в водной среде.

Третий тип (В), как и первый, безгистерезисный, характеризует низкотитанистые ферримагнитные минералы вулканитов, подверг-

нувшихся в природных условиях (в процессе излияния и охлаждения лав) высокотемпературному (от  $400-500^\circ\text{C}$  и выше) вторичному окислению, вследствие которого образовалась гетерофазная система минералов, состоящая из сетки ильменитовых ламмелей и магнетитовой матрицы с температурой Кюри, близкой стехиометричному магнетиту ( $578^\circ\text{C}$ ). По форме термомагнитных кривых и стабильности магнитных параметров при нагревах ферримагнетитики, дающие типы А и В, схожи, но отличаются величинами  $T_c$  и отражают различные составы, условия образования и первоначальные (до лабораторного нагрева) «состояния». Термомагнитные кривые типа В типичны для относительно хорошо раскристаллизованных представителей экструживно-эффузивных фаций вулканитов (долеритов, долеритобазальтов, диабазов), формировавшихся в субаэральных условиях и испытавших высокотемпературное окисление на суше.

Термомагнитные кривые четвертого типа (Г) с «отрицательным» температурным гистерезисом (кривая охлаждения идет ниже и «левее» кривой нагрева) фиксируют присутствие маггемитизированного катиондефицитного магнетита  $\text{Fe}_{8/3}^+ \square_{1/3} \text{O}_4^{2-}$ , где индекс  $\square$  означает вакансии катионов в кристаллической решетке. Эта ферромагнитная фаза является своеобразным «твердым раствором» магнетита  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  и маггемита  $\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$  (магнетитом, частично замещенным маггемитом) и характеризует определенную стадию (состояние) окисления одного из членов «гомологического» ряда ульвошпинель — титаномагнетит — магнетит — гематит. По данным [23 и др.], маггемит состоит из твердого раствора двух фаз — собственно  $\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$  с упорядоченным распределением вакансий и гидрогенного феррита предельного состава  $\text{HFe}_5\text{O}_8$ , стабилизирующего первую фазу. Предполагаются [14] две разновидности процесса маггемитизации магнетита: непосредственное формирование маггемита в виде самостоятельной, химически и магнитно-нестабильной минеральной фазы, дискретно замещающей участки магнетитовой матрицы, и образование катиондефицитного магнетита (иногда с  $T_c$  более  $580^\circ\text{C}$ ) по всему зерну. Наблюдаемое уменьшение значений  $I_s$  и  $I_r$  после лабораторного нагрева образцов, содержащих ферримагнитные минералы этого типа, обусловлено переходом в температурном интервале  $300-400^\circ\text{C}$  и выше основной части маггемита в слабомагнитный гематит ( $\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3 \rightarrow \alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), вследствие чего суммарная намагниченность исходных ферромагнитных зерен существенно уменьшается [13]. Обычно величина магнитного момента насыщения после нагрева до  $600^\circ\text{C}$  составляет десятые доли первоначальной величины. Основные характеристики магнитной

жесткости чаще всего также уменьшаются, однако в случае большой первоначальной концентрации маггемита в крупных («мягких») многодоменных зернах значения параметров  $H_c$  и  $H'_{cs}$  могут возрастать. Это происходит, во всей видимости, вследствие уменьшения эффективного размера ферромагнитных ячеек при разбирении зерна густой сеткой червеобразных прожилок гематита, заместившего маггемит после нагрева.

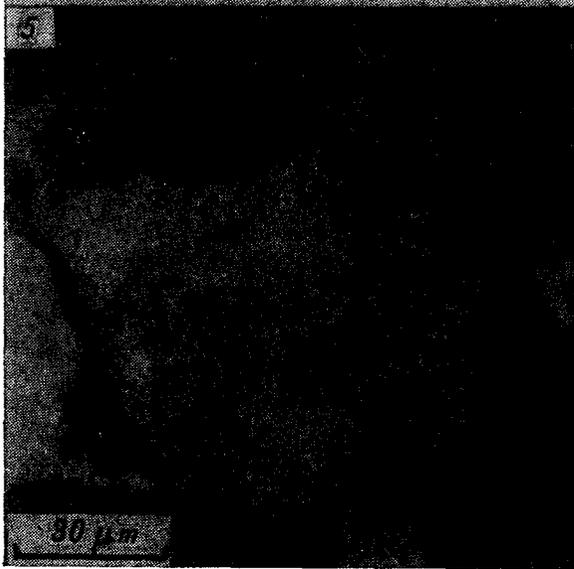
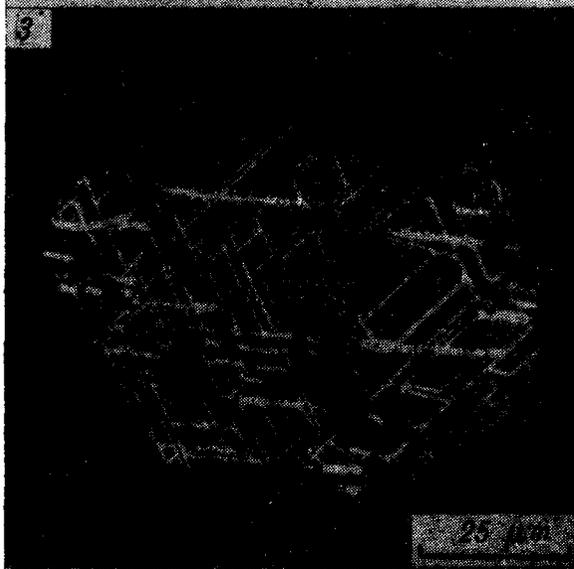
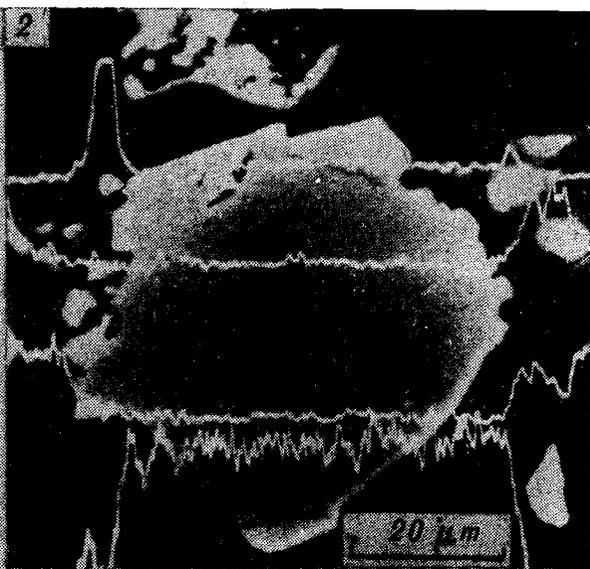
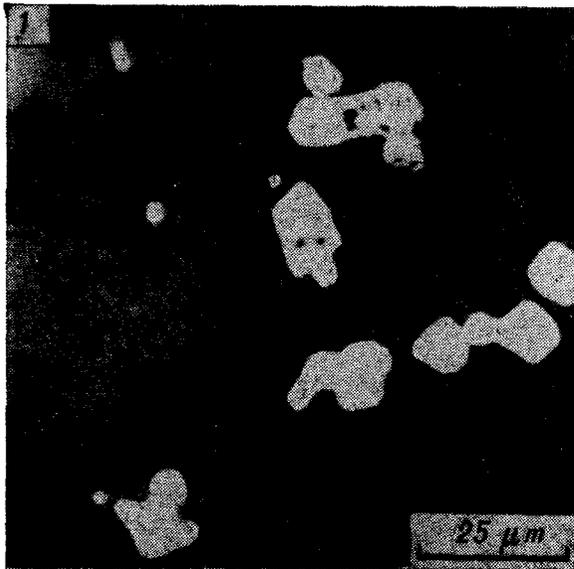
Терромагнитные кривые типа  $I'$  разделены на три различающиеся морфологически подтипа, значение  $I_s$  после нагрева у которых уменьшается от первого к третьему. Особенностью первого из них является «плавная» форма термоквивных нагрева и охлаждения, а также наличие на кривых  $I_{rs}(T)$  лишь одного перегиба при  $150^\circ\text{C}$ . Отличительной чертой терромагнитных кривых  $I_{rs}(T)$  второго подтипа является их двухступенчатая форма (перегибы при  $150$  и  $350^\circ\text{C}$ ), а также увеличение магнитного момента при температуре около  $150^\circ\text{C}$ , выражающееся в появлении на кривых  $I_s(T)$  характерного небольшого пика (особенно в малых магнитных полях). Для первого и второго подтипов часты сравнительно высокие значения отношения  $I_{rs}/I_s$  (до  $0,3$  и выше), что может свидетельствовать о близком к однодоменному размеру или о «псевдооднодоменном» эффективном размере зерен ферромагнитных минералов. Повторная кривая  $I_{rs}$  выпуклая. Терромагнитные кривые третьего подтипа обычны для вулканитов, содержащих магнетиты с крупнозернистыми «многодоменными» обособлениями маггемита, высокие концентрации которого обуславливают резкое снижение магнитного момента насыщения ниже температуры Кюри магнетита вследствие перехода в широком диапазоне температур маггемита в гематит. При повторном нагреве терромагнитные кривые  $I_{rs}(T)$  сохраняют слабовогнутую форму ввиду того, что переход  $\gamma - \alpha$  фаз (при одной и той же скорости нагрева) происходит не сразу и медленнее, чем у ферромагнетиков, дающих термоквивные подтипов  $I-1$  и  $I-2$ .

Таким образом, указанные выше разновидности форм терромагнитных кривых типа  $I$  характеризуют ферромагнитные минералы с разной интенсивностью маггемитизации, эффективным размером зерен, а также переменным количеством микропримесей (в том числе воды), стабилизирующих магнитное состояние, — т. е. в целом определяются общей кинетикой окисления. Этот тип кривых наиболее присущ разнообразным по составу вулканическим породам, претерпевшим низкотемпературное окисление в обстановке гипергенного выветривания [18], в частности, когда последнее накладывается на высокотемпературное окисление.

Терромагнитные кривые пятого типа ( $D$ ), характеризующиеся наличием температурного гистерезиса и внешне отчасти подобные по форме термоквивным типа  $I$ , отличаются от последних вогнутой формой кривой охлаждения. Они обусловлены титаномагнетитом с температурой Кюри порядка  $450-550^\circ\text{C}$ , которая после цикла нагрев — охлаждение уменьшается. Магнитный момент насыщения после нагрева при этом обычно слабо падает. Для титаномагнетитов изучавшихся островодужных базальтоидов он составляет  $0,80-0,85$  первоначальной величины. У маггемитизированных магнетитов значения этого параметра, как правило, уменьшаются после нагрева значительно (в  $2-3$  раза), кривая охлаждения  $I_s(T)$  — выпуклая, а значения параметра  $T_c$  не опускаются ниже магнетитового. Указанные особенности изменения магнитных характеристик титаномагнетитов, дающих терромагнитные кривые типа  $D$ , как установлено [16], обусловлены гомогенизацией при лабораторном нагреве на воздухе сощественствующих очень тонких ильменитовых ламмелей и низкотитанистой матрицы, что приводит к образованию более однородного и титанистого магнетита (титаномагнетита). Тип  $D$  термоквивных дают вулканиты, содержащие первоначально гетерофазно окисленные в относительно низкотемпературных условиях титаномагнетиты, которые впоследствии подверглись дополнительному нагреву.

Следует упомянуть о так называемом «парамагнитном» типе термоквивных  $I_s(T)$ , имеющих вогнутую, близкую к гиперболической, форму. Они фиксируют парамагнитное (суперпарамагнитное) состояние присутствующих в породе частиц. Здесь не рассмотрены «промежуточные» формы терромагнитных кривых  $I_s(T)$ , имеющих несколько перегибов, обусловленных неоднородным составом и размером зерен ферромагнетиков и различной степенью их окисления (в частности, вследствие вторичных прогревов в природных условиях). Минералогические особенности структуры ферромагнитных минералов, дающих терромагнитные кривые некоторых из описанных выше типов, иллюстрируются на рис. 2.

Учитывая отмеченные выше обобщенные характеристики термоквивных, отражающие особенности режима кристаллизации и окисления титаномагнетитов в базальтовых породах, можно, как представляется, использовать данные терромагнитного анализа не только для диагностики фазового состава ферромагнитных минералов с магнитно-минералогических позиций, но и в аспекте интерпретации палеогеографических и тектонических условий вулканизма как такового и, в частности, применительно к отдельным регионам северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Дей-



ствительно, проведенное автором изучение магнитных свойств континентальных базальтоидных ассоциаций Сихотэ-Алиня, Приамурья, Курил, Сахалина, Камчатки, а также пород, драгированных в пределах различных структур (желобов, поднятий, рифтов) Мирового океана и в акваториях (в том числе на шельфе) окраинных морей, показывает, что наблюдаемые сочетания магнитных параметров и их изменений, в том числе формы термомагнитных кривых, могут явиться дополнительным критерием диагностики палеогеографических обстановок прошлого.

В этом плане совершенно однозначной представляется интерпретация условий базальтового вулканизма, продукты которого дают термокривые типа А. Для лав, содержащих титаномагнетиты с наиболее низкими значениями  $T_c$  (100—150 °С), — это активные молодые рифты суши и океана. Вулканыты с однородными титаномагнетитами со значениями  $T_c = 200—400$  °С, соответствующие менее глубинным периферическим магматическим очагам (камерам), типичны для современных островных дуг [41].

Вместе с тем автором обнаружено, что многие титаномагнетиты базальтоидов современной суши обладают магнитными свойствами и составом, подобными титаномагнетитам «типичных» океанических базальтов, характеризуются близкими магнитными параметрами, а также идентичными формами термомагнитных кривых типа В. Такие породы изучены во многих континентальных районах юга Дальнего Востока (в частности, Приморья и Приамурья). Они представлены шаровыми лавами, гиадокластитам и нормальными лавовыми потоками неогенового и более древнего возраста, часто чередующимися с песчано-галечниковыми отложениями. Анализ геологической обстановки показывает, что излияния подобных эффузивов происходили в водной среде сравнительно неглубоких озерно-речных и прибрежно-морских водоемов. В условиях быстрой закалки в зонах контакта потока жидкой лавы с водой формировались тонкодисперсные фазы магнитных (суперпарамагнитных) минералов, которые в дальнейшем особенно легко (вследствие малого размера частиц) подвергались низкотемпературному окислению, механизм и природа которого детально изучены на примере пиллоулав океанских базальтов [24, 30 и др.].

Представляется, что наблюдаемое подобие

магнитных свойств и форм термомагнитных кривых (тип В) многих вулканитов (преимущественно базальтоидов) суши и океана отражает прежде всего сходные условия кристаллизации ферромагнитных минералов вулканических пород и последующего их длительного низкотемпературного окисления в субаквальной обстановке. Последний процесс мог иметь место как после подводных извержений лав на дне морей и океанов, так и после погружения изливавшихся на суше жидких лав в воду сравнительно мелких лагуно-озерно-речных водоемов. Аналогичный режим кристаллизации и окисления в ряде случаев, вероятно, мог создаваться и на отдельных участках суши, вследствие изменения уровня водной поверхности при периодических его колебаниях, а также в случае проникновения воды по трещинам в застывающую лаву при подпруживании ею водотоков палеорек и озер. Сходство петрологических и петрофизических характеристик и формы термомагнитных кривых многих залегающих на песчано-галечниковых отложениях лавовых потоков нынешней суши, а также древних и современных океанских подушечных лав, отмечались ранее [5]. Главными действующими факторами здесь являлись водная среда и время, а также сравнительно высокая «первоначальная» титанистость, однородность и тонкозернистость титаномагнетитов. В физическом аспекте их влияние на магнитные характеристики исследовано достаточно полно [6, 21, 22, 26, 28, 29, 35 и др.].

Таким образом, этот вид окисления базальтоидов, отражающийся в соответствующей форме термомагнитных кривых (тип В), обусловлен прежде всего специфическими физико-химическими условиями длительного подводного выветривания, которые создаются в определенных палеогеографических обстановках субаквального вулканизма независимо от места обнаружения его продуктов в настоящее время — в океане или на суше.

Как показали результаты исследований магнитных свойств вулканитов, подобный тип (В) термомагнитных кривых обычен как для базальтоидов, драгированных на океанских склонах желобов (Курило-Камчатского, Волкано, Идзу-Бонинского) и ряда других морфоструктур Тихого океана и окраинных морей, так и для многих континентальных базальтов. Сюда, в частности, относятся базальты и андезитобазальты Борисовского и Шкотовского плато

Рис. 2. Микрофотографии зерен ферромагнитных минералов вулканитов, характеризующихся термомагнитными кривыми различных типов.

1 — однородный титаномагнетит (тип А), базальт (Камчатка); 2 — однородный малотитанистый магнетит (тип, промежуточный между А и В), андезитобазальт (о. Беринга); 3 — магнетит, подверженный высокотемпературному гетерофазному окислению (тип В), андезит (о. Кунашир); 4 — скелетный кристалл титаномагнетита, подверженного слабому низкотемпературному окислению (тип, промежуточный между А и В), базальт (Юго-Западное Приморье); 5 — титаномагнетит (тип В), щелочной андезитобазальт (побережье Татарского пролива вблизи г. Советская Гавань); 6 — магнетитизированный магнетит (тип Г), доэрит (подводный хр. Оки-Дайто, Филиппинское море).

(Приморье), а также Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, нередко образовавшиеся в условиях чередования субвулканических и лагунно-морских (или озерно-речных) фаций. С другой стороны, среди базальтоидов, изученных автором с островной суши, а также драгированных с островного склона Курило-Камчатского желоба, ряда подводных вулканов в тыловой части Курильской островной дуги и островных склонов других желобов, совсем не встречено разновидностей титаномагнетитов, претерпевших подводное низкотемпературное окисление и дающих при термомагнитном анализе соответствующие магнитные характеристики и формы термомагнитных кривых. Здесь статистически преобладают термокривые типа *A*, реже *B*, *D*, *G*, но не *B*. На основании этого можно, в частности, полагать, что островная часть Курило-Камчатского желоба и доколль островной дуги ранее были более приподняты, а многие из ныне подводных вулканов были сушей, окруженной мелководными лагунами.

Результаты изучения магматических пород, характеризующихся термомагнитными кривыми типа *G*, также указывают на значительное влияние на магнитные параметры вторичного низкотемпературного окисления, которое, однако, могло протекать в иных физико-географических условиях и захватывать ферромагнитные минералы другого «генезиса», нежели титаномагнетиты субаквального облика. Магнетитизированные магнетиты широко распространены в составе вулканитов и субвулканических интрузивов, сформировавшихся в субаэральной обстановке, которая сохранилась до настоящего времени, в частности, в окраинно-континентальных и островодужных вулканических поясах. Продукты магматической деятельности в пределах этих геоструктур за период с позднего мела до настоящего времени претерпели различные вторичные изменения, а ферромагнитные минералы прошли последовательно стадии от высокотемпературного (при кристаллизации и остывании на воздухе) до низкотемпературного (при магнетитизации) окисления в обстановке поверхностного выветривания (гипергенеза). Последний процесс, будучи наложенным, в силу менявшихся во времени и пространстве разнородных экзогенных факторов является достаточно избирательным, но повсеместно распространенным. Особенно интенсивно он проявлен в выветрелых хорошо раскристаллизованных эффузивных и субвулканических породах интрузивного облика, которые в настоящее время либо в геологическом прошлом были выведены на поверхность суши. Именно ферромагнитные минералы таких пород дают термомагнитные кривые типа *G*, которые отражают присутствие магнетитизи-

рованного магнетита (смеси магнетита и маггемита). Последний образует участки микроскопических пятнистых и червеобразных пленок и прорастаний, развивающихся на гидратированных микроплоскостях и в микротрещинах магнетитовой матрицы каждого отдельного зерна. Роль и механизм воздействия воды (влаги) при низкотемпературном окислении магнетита, по всей видимости, аналогичны описанным выше при характеристике этого явления для титаномагнетита. Представляется, что обязательным, но, вероятно, не достаточным условием образования маггемита в магматических породах является их хотя бы относительно кратковременное (в геологическом масштабе времени) выветривание в зоне гипергенеза на поверхности суши. В целом маггемитизация — процесс комплексный, перманентный, пространственно широко распространенный, однако геохимически недостаточно изученный.

Исследование разнообразных вулканических комплексов Дальнего Востока показывает, что субаэральная маггемитизация захватывает магматические породы различного состава (от базальтов до липаритов) и широкого возрастного диапазона (палеозой — квартал). Термомагнитные кривые типа *G* в равной степени характеризуют, к примеру, многие плиоцен-четвертичные базальтоиды Курил и палеогеновые андезиты кузнецовской свиты Приморья, позднемеловые андезитобазальты больбинской свиты Нижнего Приамурья и липариты приморской серии Восточного Сихотэ-Алиня, палеозойские риодациты и диабазы Юго-Западного Приморья и т. д.

Вместе с тем в результате проведенных автором исследований магматических пород, драгированных в северо-западной части Тихого океана (4-й и 7-й рейсы НИС «Академик Александр Виноградов», 4-й, 5-й и другие рейсы НИС «Вулканолог»), а также на основе анализа других данных по магнитным свойствам пород, пробуренных либо драгированных в акваториях океана и окраинных морей с достаточно больших (свыше 2—3 км) глубин [17, 25, 27, 31, 34 и др.], во многих случаях обнаружилась сходная картина. Оказалось, что многие из этих пород характеризуются термомагнитными кривыми, близкими типам *B* и *G*, а их магнитные параметры подобны параметрам вулканитов, сформировавшихся в обстановке, близкой режиму континентального магматизма и подвергшихся низкотемпературному окислению в условиях субаэрального гипергенеза.

Указанные изверженные породы обычно представлены хорошо раскристаллизованными разностями, слагающими покровы, силлы и экстрезии базальтов, диоритов, трахитов, диабазов. Возраст их, как правило, древнее тре-

тичного. Они встречаются в своеобразной геологической обстановке в пределах различных подводных возвышенностей на дне океана и морей. Геоморфологически эти поднятия часто выражаются в виде подводных хребтов, плато, валов, отдельных гор и могут иметь различную геологическую природу, представляя собой разновозрастные погруженные блоки континентальной коры, древние островные дуги либо вулканические плато и т. п. Сюда можно отнести поднятия Хесса, Шатского в северо-западной части Тихого океана; многие плато и хребты в Филиппинском море; подводные горы в районе Императорского хребта, к северу от Гавайского архипелага; многие ныне глубоководные участки дна Японского и Охотского морей, а также другие аналогичные объекты, для магматических пород которых характерны термомагнитные кривые типа  $\Gamma$ .

Подобные факты дают основания предположить, что причиной проявления магнетизации и признаков наложения низкотемпературного окисления на высокотемпературное в ферримагнитных минералах пород, находящихся в настоящее время на значительных глубинах морского и океанского дна, во многих случаях является их образование и (либо) достаточно длительное пребывание в предшествовавшие геологические периоды в субаэральной обстановке в условиях гипергенеза. В пользу этого представления — о возможном первоначальном формировании многих вулканических пород на суше и последующем погружении отдельных ее частей на глубину до нескольких километров — свидетельствуют также многочисленные общегеологические признаки, в том числе современное положение и морфология многих подводных поднятий, частое распространение пористых шлаковидных разностей базальтоидов на больших глубинах и т. п.

Имеется много свидетельств о значительном погружении в кайнозой больших участков ранее образовавшейся суши, представляющих ныне обособленные морфоструктуры океанического или морского дна [7, 8, 10, 19, 20 и др.]. Наиболее древние и крупные из них, сложенные юрско-меловыми эффузивными покровами и субвулканическими телами, рассматриваются иногда даже как целые погруженные «трапповые провинции» [12]. В ферримагнитных минералах магматических пород, слагающих все эти структуры, всегда достаточно отчетливо прослеживаются признаки высокотемпературного окисления и (либо) наложения на него низкотемпературного окисления. Обычно породы, содержащие магнетизированные магнетиты и катиондефицитные титаномагнетиты (термомагнитные кривые типа  $\Gamma$  и  $B$  соответственно), встречаются раздельно, в пределах обособленных участков разреза (дна), харак-

теризуя разновозрастные комплексы либо определенные геотектонические блоки (уровни) с присущими только им условиями низкотемпературного окисления, продукты которого отражают различный исходный состав и структуру зерен ферримагнитных минералов.

Проявления подводной позднекайнозойской магматической деятельности, связанные с новейшим рифтогенезом либо приуроченные к локальным очаговым вулканическим постройкам центрального типа, усложняют и затушевывают общую «статистическую» картину наблюдаемых при термомагнитном анализе составов ферримагнитных минералов базальтоидов морского дна. Это происходит вследствие пространственного совмещения разнородных по возрасту, типу и степени окисления магматических комплексов. Молодые вулканические породы, формировавшиеся в зонах подновлявшихся разломов различного генезиса в пределах более древних, ныне погруженных геоблоков, характеризуют иные глубинные уровни последнего равновесного состояния окисленных лав.

Таким образом, наблюдаемый в настоящее время состав ферримагнитных минералов базальтоидов, зависящий как от первоначального соотношения окислов Fe и Ti в расплаве, так и от режима  $T - f_{O_2}$  при кристаллизации и застывании магмы, во многом будет также определяться особенностями их последующего окисления и вторичными постмагматическими изменениями. Они в значительной степени будут зависеть от палеогеографических и геоморфологических условий вулканизма. Сюда, в частности, относятся такие факторы, как глубина (высота) излияния лав относительно уровня водной поверхности, соответствовавшего времени вулканизма, климатические условия, а также интенсивность и длительность над- или подводного выветривания (окисления) ферримагнитных минералов вулканитов.

История вторичного окисления природных ферримагнетиков в целом может быть достаточно сложной, особенно в обстановке, переходной от субаэральной к субаквальной. Это, в частности, типично для условий мелководного фреатического вулканизма, а также при наложении различных режимов (видов) окисления вулканитов (вследствие дополнительного прогрева гидротермами, перекрывающими лавами и т. п.). В последнем случае ферримагнитные минералы магматических пород могут претерпевать сложные превращения, давая «промежуточные» формы термомагнитных кривых. Поэтому в зависимости от пространственного совмещения по латерали и разрезу разновозрастных и разнофациальных вулканических комплексов, их тектонической предыстории, а также современного подводного рельефа со-

став ферримагнитных минералов базальтоидов, извлекаемых при драгировании на смежных участках морского дна, может оказаться достаточно разнообразным [9].

В работе [22] вариации составов титаномагнетитов и переходы форм термомагнитных кривых рассматриваются как следствие гидротермального изменения. При этом интенсивность последнего связывается с глубиной захоронения лавовых потоков и соответствующей зональностью метасоматических фаций от цеолитовой до эпидот-зеленосланцевой.

Исследование «многослойных» пачек лавовых потоков кайнозойских базальтоидов суши (Приамурья, Приамурья, Сахалина и Курил), дающих термомагнитные кривые типа  $T$ , а также имеющиеся данные по магматическим породам из пробуренных на океаническом дне скважин, не показывают определенной тенденции изменения характера окисления (вариаций значений параметров  $T_c$ ,  $I_s$ ,  $H_c$ ,  $H'_c$  и типов термомагнитных кривых) в зависимости от глубины захоронения лав в пределах разновозрастных толщ. В каждом отдельном разрезе эти изменения в конечном итоге определяются местными вариациями, часто достаточно дискретными для пород определенного возрастного диапазона и места локализации. При этом, если в настоящее время в континентальных условиях магнетиты и маггемитизированные магнетиты (термокривые типов  $B$  и  $\Gamma$ ), в том числе катиондефицитные магнетиты с  $T_c > 580^\circ\text{C}$ , встречаются среди выветрелых вулканитов самого различного возраста (от палеозойского до четвертичного), то на дне современных океанов и морей они обнаружены практически только в магматических породах древнее эоцена — олигоцена. Последним, на наш взгляд, подчеркивается тот факт, что ферримагнитные минералы этих пород сохранили те магнитные свойства, которые они приобрели до погружения соответствующих участков суши. В свою очередь, более молодые (неогеновые и четвертичные) эффузивы, не имеющие указанных особенностей и характеризующиеся термомагнитными кривыми типа  $A$  и  $B$ , очевидно, формировались в подводных условиях или, по крайней мере, под влиянием водной среды.

Можно предположить, что в целом последовательная «эволюция» форм термомагнитных кривых, отражающих различные типы и стадии окисления, в первом приближении может осуществляться по схеме, изображенной на рис. 3. При этом, вероятно, нельзя полностью исключать и вариант последовательного («сквозного») развития низкотемпературного окисления — от титаномагнетита через титаномаггемит до магнетита с последующей маггемитизацией последнего.

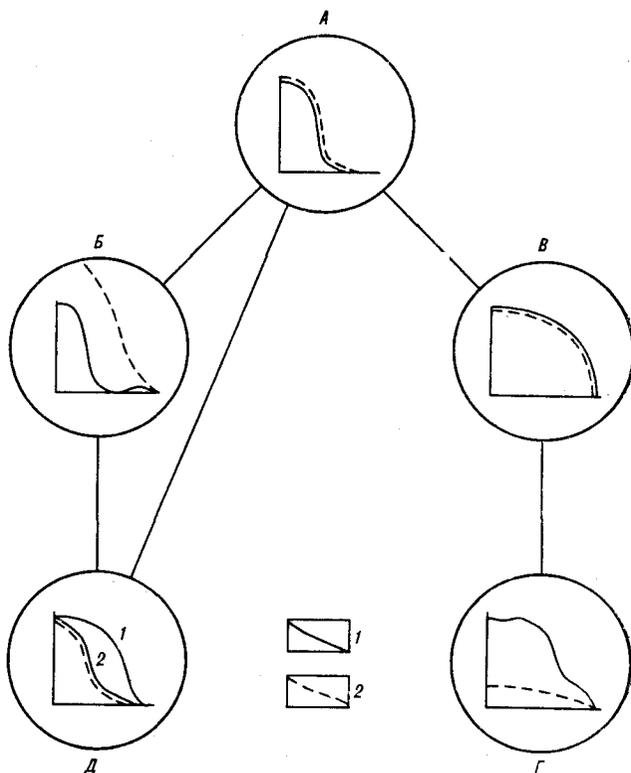


Рис. 3. Схема возможного последовательного развития отдельных видов окисления ферримагнитных минералов вулканитов и их отражение в типовых термомагнитных кривых  $I_s(T)$ .

АВД — субаквальный тренд окисления: АВ — низкотемпературное однофазное окисление в водной среде; АД — низкотемпературное гетерофазное окисление (вторичный прогрев либо в зонах циркуляции постмагматических гидротерм, либо вследствие последующих лавовых излияний); АВГ — субаэральный тренд окисления: АВ — высокотемпературное гетерофазное окисление на суше; ВГ — низкотемпературное однофазное окисление при выветривании в зоне гипергенеза. Термомагнитные кривые нагрева (1) и охлаждения (2); цифры на кривых обозначают последовательность нагревов.

В настоящее время имеются многочисленные сведения, подтверждаемые нашими данными, о том, что в вулканитах древнее меловых, особенно гидротермально измененных, титаномагнетиты, за редким исключением, не сохраняются [15]. Все они вследствие длительного окисления «распадаются» на близкую по составу к стехиометрическому магнетиту матрицу и ильменитовые ламеллы, давая термокривые типа  $B$ . Вместе с тем породы океанического дна с характерными термокривыми типа  $\Gamma$  и переходными от типа  $B$  к типу  $\Gamma$  с  $T_c = 580^\circ\text{C}$  наблюдаются не часто, преимущественно в полнокристаллических породах и в достаточно специфических по режиму рН обстановках. Очевидно, что прямая связь между постмагматическими гидротермальными процессами и образованием непосредственно маггемита по магнетиту отсутствует. По имеющимся многочисленным результатам термомагнитного анализа вулканических пород из различных ре-

гионов мира можно сделать вывод, что поздние остаточные высокотемпературные флюиды и газы, взаимодействующие, как и морская вода, с магматическими породами, окисляя ферримагнитные минералы, повышают их температуру Кюри обычно не более чем до 400—500 °С, давая термомагнитные кривые типа *Б*, *Д*, *В*, но практически никогда — типа *Г*. Температура Кюри около 500 °С ( $\pm 25$  °С) является той среднестатистической «границей», ниже которой ферримагнитные минералы соответствующих составов не могут давать термокривые типа *Г*, а выше нее — кривые типа *Б*. Термокривые типа *Д* исследованных автором образцов показывали первоначальное значение параметра *T<sub>c</sub>* около 530 °С, которое после нагрева до 600 °С снижалось на 75—100 °С.

Интересно, что среди пробуренных и драгированных к настоящему времени на морском дне интрузивных магматических пород (габбро, гарцбургитов и т. п.), в отличие от их «континентальных» аналогов, также не встречено разновидностей, дающих термомагнитные кривые типа *Г*. Ферримагнитные минералы этих пород представлены тонкозернистыми, близкими по размерам к однодоменным, зернами стехиометрического вторичного магнетита — продукта серпентинизации. В зависимости от интенсивности проявления последней термомагнитные кривые могут иметь облик от парамагнитного до приближающегося к типу *В*. Имеющиеся многочисленные данные позволяют вполне объективно отличать изменения состава ферримагнитных минералов, происходящие в захороненных лавах при воздействии на них постмагматических растворов, от их изменений при высокотемпературном гетерофазном окислении и последующем низкотемпературном однофазном окислении в обстановке гипергенного выветривания. В целом весьма показательная и статистически хорошо проявляемая приурочен-

ность вулканитов, характеризующихся термомагнитными кривыми соответствующих достаточно контрастных типов, к определенным геологическим обстановкам говорит сама за себя.

Таким образом, подобно обоснованию представления относительно общности тектонических и палеогеографических (субаквальных) условий формирования всех вулканических пород, содержащих титаномагнетиты, дающие термомагнитные кривые типа *Б*, приходим к аналогичному выводу о сходстве и длительной сохранности в прошлом субаэральных условий вулканизма, в частности обстановки поверхностного выветривания, для магматических пород, содержащих магнетиты, характеризующиеся термокривыми типа *Г* и *В* независимо от того, где они в настоящее время находятся — на суше или на морских глубинах.

Гетерогенная и полихронная природа дна Мирового океана, окраинных морей и их континентального обрамления в настоящее время не вызывает сомнений. На основе изложенных предпосылок и результатов, дающих независимые петромагнитные критерии оценки условий кристаллизации и вторичного окисления вулканитов на суше или в водной среде, при учете общегеологических, петрологических и геохимических факторов в дальнейшем возможна более объективная и однозначная интерпретация палеогеографической обстановки и мезокайнозойской истории развития целого ряда геотектонических структур, в том числе в пределах северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.

Автор выражает благодарность Г. П. Авдейко, Б. И. Васильеву, В. А. Рашидову за представленный для исследований каменный материал, а также признательность Д. М. Печерскому за ценные советы и замечания при подготовке статьи.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Брегштейн Ю. С. Петромагнетизм позднемиоценовых — кайнозойских вулканитов юга Дальнего Востока СССР // Геодинамические исследования. № 10. Геофизические поля окраинных морей и их геологическая природа. — М.: МГК АН СССР, 1987.
2. Брегштейн Ю. С., Белозеров Г. П. и др. Термомагнитные характеристики некоторых магматических пород юга Дальнего Востока // Исследования геомагнитного поля и палеомагнетизма. — Киев: Наук. думка, 1983.
3. Бураков К. С. Термомагнетометр // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. — 1977. — № 5.
4. Буров В. В., Ясонов П. Г. Введение в дифференциальный термомагнитный анализ горных пород. — Казань: Изд-во Казанского ун-та, 1979.
5. Валеев К. А., Печерский Д. М. Магнитные свойства подушечных лав карамалыташской свиты (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. — 1981. — № 6.
6. Гапеев А. К., Печерский Д. М., Шаронова З. В. Магнитно-минералогическое изучение изменений титаномагнетитов океанских базальтов // Там же. — 1981. — № 10.
7. Геология океана. Геологическая история океана. — М.: Наука, 1980.
8. Леонтьев О. К., Лукьянова С. А., Медведев В. С. Вертикальные движения земной коры в пределах ложа Тихого океана по данным геоморфологического анализа // Океанология. — 1974. — Т. 14, вып. 6.
9. Линькова Т. И., Кашинец Г. Л. и др. Магнитные характеристики пород в разрезе океанической коры разлома Хизен // Там же. — 1982. — Т. 22, вып. 3.
10. Литвин В. М. Роль горизонтальных и вертикальных тектонических движений в формировании рельефа дна океанов // Геоморфология и тектоника дна океанов. — М.: Наука, 1985.
11. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. — М.: Наука, 1975.

12. Макаренко Г. Ф. Базальтовые поля Земли.— М.: Недра, 1978.
13. Нагата Т. Магнетизм горных пород.— М.: Мир, 1965.
14. Нгуен Тхи Ким Тхоа. Кристаллизационная и химическая остаточные намагниченности магнетита: Дис. ... докт. физ.-мат.— М.: ИФЗ АН СССР, 1985.
15. Нгуен Тхи Ким Тхоа, Печерский Д. М. О природе магнетита в базальтах // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли.— 1982.— № 11.
16. Печерский Д. М., Тихонов Л. В., Золотарев Б. П. Магнетизм и палеомагнетизм базальтов Калифорнийского залива (рейс 65 «Гломара Челленджера») // Там же.— 1981.— № 9.
17. Печников В. С. Магнитоминералогический анализ изверженных пород северо-западной части Тихого океана // Палеомагнетизм и проблемы стратиграфической корреляции.— Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1985.
18. Писакин Б. Н., Прияткин А. А. Гипергенез и магнитные свойства горных пород // Сов. геология.— 1979.— № 8.
19. Родников А. Г., Сики Ц. Геодинамические процессы на границе Евразии и Тихого океана // Будущее науки. Вып. 19.— М.: Знание, 1986.
20. Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана.— М.: Наука, 1972.
21. Физико-химические основы теории метаморфогенного рудообразования.— Киев: Наук. думка, 1985.
22. Ade-Hall J. M., Khan M. A. et al. A detailed opaque petrological and magnetic investigation of single tertiary lava flow from Skye Scotland // Geophys. J. Roy. Astron. Soc.— 1968.— V. 16, N 4.
23. Aharoni A., Frei E. H., Schieber M. Some properties of  $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$  obtained by hydrogen reduction of  $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$  // J. Phys. and Chem. Solids.— 1962.— V. 23.
24. Butler R. F., Banerjee S. K., Stout J. H. Magnetic properties of oceanic pillow basalts: evidence from Macquarie Island // Geophys. J. Roy. Astron. Soc.— 1976.— V. 47.
25. Hall J. M., Ryall P. J. C. Rock magnetism of basement rocks, leg 37 // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— Washington: US Govern. Print. Office, 1977.— V. 37.
26. Humphris S. E., Thompson G. Hydrothermal alteration of oceanic basalts by sea water // Geochim. et cosmochim. acta.— 1978.— V. 42.
27. Kono M. Magnetic properties of DSDP leg 55 basalts // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— Washington: US Govern. Print. Office, 1980.— V. 55.
28. Moore J. G. Water content of basalt erupted on the ocean floor // Contrib. Miner. and Petrol.— 1970.— V. 28.
29. Nishitani T., Kono M. Grain size effect on the low-temperature oxidation of titanomagnetite // Journ. of Geophys.— 1982.— V. 50.
30. Ozima M., Larson E. E. Low and high-temperature oxidation of titanomagnetite in relation to irreversible changes in the magnetic properties of submarine basalts // J. Geophys.— 1970.— V. 75, N 5.
31. Petersen N., Bleil U., Eisenach P. Rock- and paleomagnetism of leg. 43 basalts // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— Washington: US Govern. Print. Office, 1977.— V. 43.
32. Readman P. W., O'Reilly W. Oxidation processes in titanomagnetites // Z. Geophys.— 1971.— B. 37.
33. Ryall P. J. C., Hall J. M. Laboratory alteration of titanomagnetites in submarine pillow lavas // Canad. J. Earth Sci.— 1979.— V. 6.
34. Sayre W. Preliminary report on the aptian and albian limestones and trachites from the mid-Pacific mountains and Hess rise // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— Washington: US Govern. Print. Office, 1980.— V. 62.
35. Seyfried W. E., Bischoff J. L. Low temperature basalt alteration by seawater: an experimental study at 70°C—150°C // Geochim. et cosmochim. acta.— 1979.— V. 43.
36. Shcherbakov V. P. On the theory of low-temperature oxidation of titanomagnetite grains // Phys. of the Earth and Planet. Inter.— 1982.— V. 30.

ИТИГ ДВО АН СССР  
Хабаровск

Поступила в редакцию  
23 апреля 1987 г.

УДК 551.243.4(571.63)

Л. А. Изосов, Н. Г. Мельников

## О ЧЕШУЙЧАТО-ПОКРОВНЫХ СТРУКТУРАХ ЗАПАДНОГО ПРИМОРЬЯ \*

В западном обрамлении Ханкайского массива выделены регионы с чешуйчато-покровным строением, которое обусловлено латеральным сокращением фундамента. В Западно-Приморской зоне установлена мощная зона надвигов, ограничивающая крупный Гродековский гранитный массив. Последний, судя по геофизическим данным, имеет небольшую вертикальную мощность и, вероятно, представляет собой кристаллический покров. Его корневой частью, скорее всего, яв-

Главной тектонической структурой Западного Приморья является позднебайкальский Ханкайский массив — осколок Северо-Восточного выступа Китайской платформы [6, 11, 14]. Ханкайскому массиву, вероятно, принадлежат Арсеньевская и Находкинская зоны [6, 11], представляющие его активизированные в палеозое и мезозое краевые части. Эту жесткую структуру обрамляют две складчатые области: с запада — герцинская Лаоэлин-Гродековская (Тумангано-Суйфунская), в состав которой входит Западно-Приморская зона [6], и с востока — мезозойская Сихотэ-Алинская [6, 11], заложенные на раздробленной континентальной коре [14].

В. К. Ключев, составивший в 1981 г. схему глубинного строения Приморья по геофизическим данным, выделяет на ней два типа кристаллического фундамента: «гранитоидный» (ханкайский) и «габброидный». В. П. Макаров в 1985 г. высказал предположение, основанное на данных ГСЗ, об идентичности физических свойств пород фундамента Сихотэ-Алинской складчатой области и древних метаморфических и интрузивных образований Ханкайского массива. Эта точка зрения, которую поддерживают и авторы, восходит к известным представлениям А. М. Смирнова [14], считавшего, что Сихотэ-Алинская геосинклинальная система имеет в основании сиалический субстрат.

С юга к северо-восточному выступу Китайской платформы примыкает Сино-Корейский щит, образующий с ним прямой угол. Сочленение названных геоструктур происходит по разломам шовного типа: Западно-Приморско-

му, Арсеньевскому [6] и Северо-Яньцзинскому (по М. Г. Органову). В обрамлении Ханкайского массива развился Западно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс [15].

Изложенные представления следует дополнить фундаментальными разработками Н. А. Беляевского и Ю. Я. Громова [3], которые, к сожалению, еще не получили достаточного развития: 1) сиалический фундамент Сихотэ-Алиня простирается вглубь Японского моря, 2) Южное Приморье к юго-западу от г. Уссурийска тяготеет к Сино-Корейскому щиту, 3) в позднем палеозое \* были созданы Сихотэ-Алинская геосинклиналь, Уссури-Ханкайский массив \*\* и срединный массив Японского моря.

Как видим, генеральные тектонические линии Западного Приморья — это швы, отделяющие Сихотэ-Алинскую складчатую область от Северо-Восточного выступа Китайской платформы и Сино-Корейского щита: северо-восточный Арсеньевский и широтный Северо-Яньцзинский.

Докайнозойское сооружение Западного Приморья состоит из двух этажей. Нижний представляет позднебайкальский, участками дорифейский, кристаллический фундамент блокового строения [11, 14]. В пределах верхнего этажа выделяются [11]: 1) наложенные на Ханкайский массив образования структур активизации и замещающий их по простиранию чехол (нижний силур — мел), 2) мезозойды Сихотэ-Алинской зоны.

Главные разломы в Западном Приморье и соседних регионах КНР и КНДР обычно рас-

\* По мнению авторов, в раннем силуре.

\*\* Так называли авторы Ханкайский массив.

\* Печатается в дискуссионном порядке.

смагивались [4, 6 и др.] в ранге структурных швов, а среди широко развитых в верхнем этаже дизъюнктивов выделялись многочисленные надвиги, падающие преимущественно в восточных румбах [4, 6].

Шовные структуры, вероятно, тоже имеют надвиговую природу и юго-восточное падение. Так, И. И. Берсенев [6] предполагал, что по Западно-Приморскому структурному шву «...краевая часть Ханкайского массива надвинута на Западно-Приморскую зону» (с. 597). Западный Сихотэ-Алинский шов с приуроченными к нему интрузиями раннемеловых гранитоидов сопровождается полями роговиков. При этом они значительно шире к юго-востоку от разлома, что указывает на юго-восточное падение шва. По данным ВЭЗ, Синегорский разлом, входящий в систему Западного Сихотэ-Алинского шва, наклонен на юго-восток под углом 60°. Арсеньевский шов представляет собой крупный надвиг, падающий на юго-восток под углом 40—60°, и сопровождается складками волочения [6]. В более поздней работе И. И. Берсенев и др. [4] классифицируют Арсеньевский разлом как шарьяж с офиолитами. И. И. Берсенев полагал, что по нему палеозойские толщи надвинуты на мезозой. Что касается Центрального шва, то большинством исследователей признается его сдвиговая природа, хотя Н. А. Беляевский и Ю. Я. Громов [14], выделившие этот разлом, считали его надвигом с западным падением. Однако данная структура сейчас относится к Центральному Приморью, и о ней особый разговор.

В последние годы получили распространение представления о чешуйчато-покровном строении Сихотэ-Алиня [9—11]. В процессе среднемасштабного геологического изучения площадей Юго-Западного Приморья (1979—1982 гг.) Л. А. Изосовым получен фактический материал, который при рассмотрении его в комплексе с известными данными указывает на то, что надвиговые и шарьяжные дислокации определили основные черты тектоники и Западно-Приморской зоны, а возможно, и всей Лаоэлин-Гродековской складчатой области.

Приведенная в статье схема чешуйчатых и покровных структур (см. рисунок) в значительной мере дополняет и уточняет схему структурно-формационного районирования Приморья, составленную авторами ранее [10], хотя и является сугубо специальной. Основные ее отличия от последней таковы: 1. В схеме использованы материалы М. Г. Органова по зарубежной части Лаоэлин-Гродековской складчатой области. 2. В пределах Западно-Приморской зоны показан Зарубинский региональный разлом, выделенный И. И. Берсене-

вым и др. [4] по геолого-геофизическим данным. 3. Конфигурация Западно-Приморского разлома уточнена Л. А. Изосовым по материалам среднемасштабной геологической съемки, результатам дешифрирования мелкомасштабных космофотоснимков и по данным гравизразведки. 4. На схеме не показан Меридиональный разлом, не оказывающий существенного влияния на формирование чешуйчатых и покровных структур. 5. Юго-западный отрезок Арсеньевского разлома ранее был отрицан предположительно. На предлагаемой схеме эта структура проведена по серии линейментов северо-восточного простирания, отдешифрованных на мелкомасштабных космофотоснимках, и по линейной гравитационной аномалии. 6. На широте г. Артем показан разлом шовного типа, выделяющийся в первую очередь по серии мощных линейных зон градиентов гравитационного поля (В. П. Макаров). По мнению Л. А. Изосова, он является восточным продолжением Северо-Яньцзинского структурного шва, отделяющего Сино-Корейский щит от Северо-Восточного выступа Китайской платформы (по М. Г. Органову). 7. В связи с изменением на схеме конфигурации Арсеньевского разлома и выделением Северо-Яньцзинского шва на территории Приморья часть Ханкайского массива, относимая к Арсеньевской подзоне [11], выделилась в самостоятельный блок, а территория, расположенная к югу от Северо-Яньцзинского шва, отошла к области докембрийской складчатости. В связи с этим следует отметить следующее. Ю. Н. Олейник [12] приблизительно в этом же районе выделял Южно-Приморскую зону, где показал докембрийские складчатые комплексы. По представлениям авторов, блок, расположенный к северу от Северо-Яньцзинского шва, является активизированной и опущенной в позднем мелу частью Ханкайского массива.

Одной из главнейших структур, определяющих тектонику Западного Приморья, является Западно-Приморский разлом, по которому, как отмечалось, предполагались крупные надвиговые перемещения. В настоящее время надвиговая природа этого разлома не вызывает сомнений.

В полосе пос. Пограничный — с. Николо-Львовск закартирован мощный надвиг, входящий в систему Западно-Приморского шва, по которому нижнесилурийская кордонкинская свита надвинута на нижневерхнепермскую респетниковскую и опрокинута на запад. При этом оба стратона образуют чешуйчатые структуры. На правом берегу р. Фадеевка зона надвига наблюдается в канавах и естественных обнажениях пород. В силурийских и пермских породах здесь развиты многочислен-

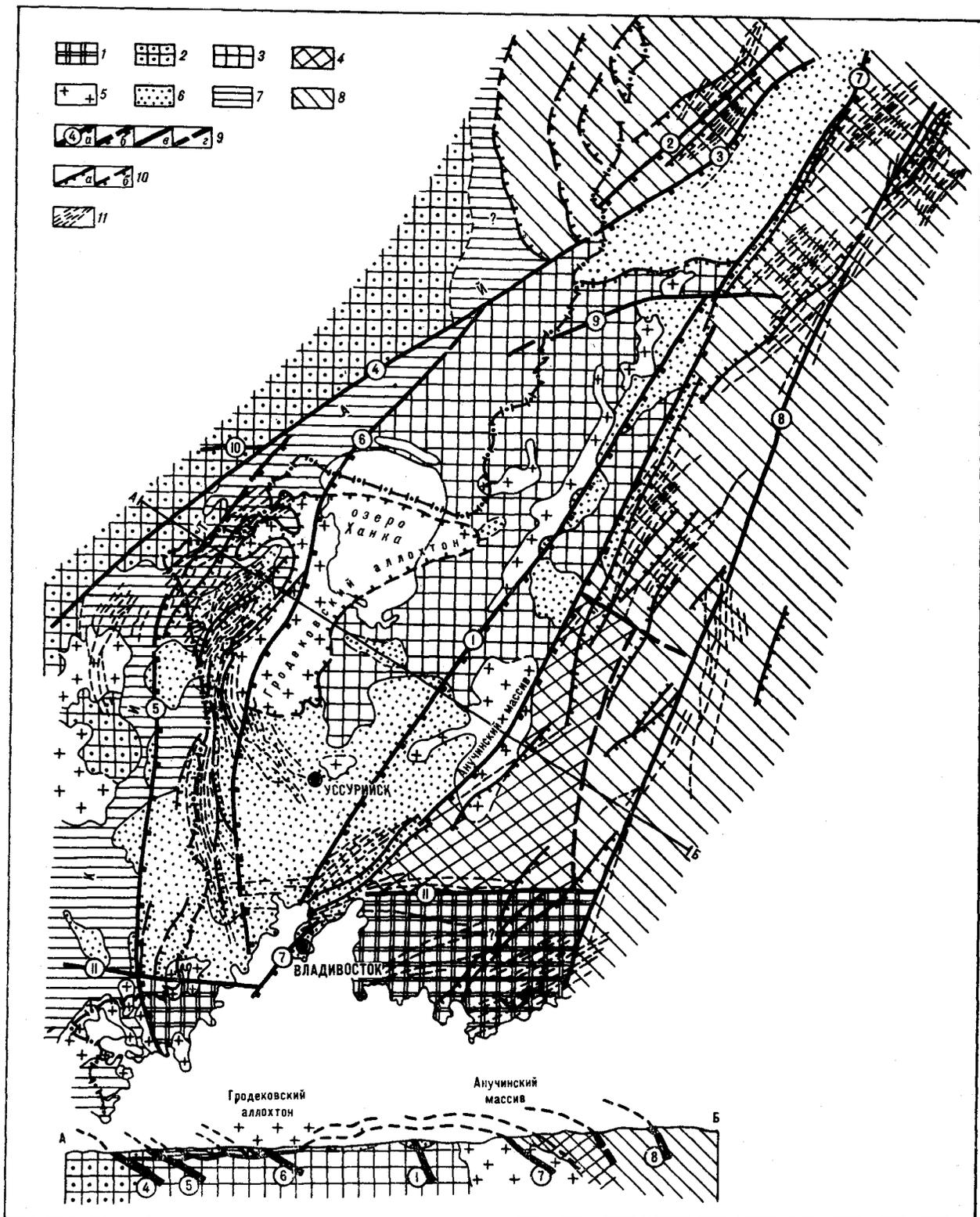


Схема чешуйчатых и покровных структур Западного Приморья.

1 — Сино-Корейский щит; 2 — Кентэйский массив; 3 — Ханкайский массив; 4 — активизированный в позднем мелу блок Ханкайского массива; 5 — ордовикские (?) гранитоиды; 6 — вулканиты Западно-Сихотэ-Алинского пояса; 7 — герциниды (?) Лаоэлин-Гродековской складчатой области; 8 — мезозойды Сихотэ-Алинской складчатой области; 9 — структурные швы, установленные (а) и предполагаемые (б), и региональные разломы фундамента, установленные (а) и предполагаемые (б); Западный Сихотэ-Алинский (1), Улитковский (2), Алчанский (3), Мулинский (4), Зарубинский (5), Западно-Приморский (6), Арсеньевский (7), Центральный (8), Дальнереченский (9), Синкайский (10), Северо-Яньцзянский (11); 10 — взбросо-надвиги, установленные и предполагаемые; II — зоны чешуйчатого строения, отцифрованные на мелкомасштабных космических снимках. (На геологическом разрезе вертикальный масштаб в 2 раза крупнее горизонтального.)

вые зоны милонитизации, дробления и тектонического разлинования, во всех случаях падающие на северо-восток (аз. падения  $60^\circ$ , угол падения  $20-60^\circ$ ). Непосредственно на контакте силура и перми установлена мощная (30 м) зона милонитов, вмещающая дайки интенсивно рассланцованных диоритов позднепермского (?) возраста (азимут падения  $60^\circ$ , угол падения  $60-80^\circ$ ). Характерно и то, что в сланцах кордонкинской свиты здесь широко представлены тонколистоватые текстуры. Далее к югу — на правом берегу р. Раздольная — зона надвига бронируется миоценовыми базальтами, образующими Борисовское плато, и вновь выходит на поверхность в эрозионных окнах лишь в верховьях р. Амба, где по ней контактируют все та же кордонкинская и верхнепермская барабашская свиты. Таким образом, данная структура прослеживается на расстояние около 140 км.

Кроме описанного крупного дизъюнктива, Западно-Приморский шов фиксируется на поверхности серией довольно протяженных взбросо-надвигов и мелких разломов и сопряженными с ними узкими, часто опрокинутыми на запад, складками в нижне-верхнепермских отложениях. Даже у брахиантиклиналей, сложенных верхнепермской барабашской свитой, отмечаются опрокинутые залегания крыльев с падением пластов на юго-восток под углом  $40-85^\circ$  [6].

На мелкомасштабных космических снимках Западно-Приморский шов выглядит как гигантская сигмоида, прослеживающаяся от западного побережья оз. Ханка на севере до зал. Славянский на юге. В пределах его северной половины Л. И. Грабко и Л. А. Изосовым независимо друг от друга отдешифрованы дугообразные зоны чешуйчатого строения, выпуклые на запад и северо-запад (см. рисунок). Подобные структуры характерны не только для Западно-Приморской зоны, но и для прилегающих с запада к ней территорий КНР и КНДР. Там они выражены в виде хребтов Мулинвоцзилин, Лаоэлин, Чжангуанцзилин, Ваньдашань и др.

Далее рассмотрим другие районы Западного Приморья, где установлены чешуйчатые структуры.

Очень ярко черты чешуйчатого строения проявлены в расположенной к востоку от Западно-Приморской зоны южной части Арсеньевской зоны [11]. Так, западное крыло Муравьевского антиклинория (асимметричной коробчатой структуры, сложенной пермскими и триасовыми образованиями) осложнено надвигами и опрокинуто на северо-запад [6]. Для этого района типичны также протяженные (до 80 км) надвиги, падающие на юго-восток, с амплитудой горизонтального переме-

щения до 10 км. По некоторым из них на нижний мел надвинут триас, а в зоне Партизанского разлома — палеозой [6].

В северо-западном складчатом обрамлении Ханкайского массива — в пределах Бикинского синклиория [11] — в поле распространения мощных мезозойских толщ широко представлены надвиги, наклоненные на юго-восток [4, 6]. Наиболее крупный из них Улитковский надвиг сопровождается системами узких, опрокинутых на северо-запад, складок с преобладающим падением крыльев  $20-70^\circ$ . Приуроченные к нему выходы эффузивных и субвулканических фаций раннемеловых офиолитов, судя по результатам интерпретации гравитационных и магнитных аномалий (А. М. Петрищевский), связаны на глубине с крупным приразломным интрузивом габброидов серповидной формы вертикальной мощностью 6—9 км. Он наклонен на юго-восток и его глубокая плутоническая часть более крутая ( $60-70^\circ$ ), чем субвулканическая, залегающая полого ( $20-30^\circ$ ) согласно с мезозойскими толщами. В качестве района, в котором чешуйчатые структуры могут быть намечены предположительно, следует указать на условно выделенную в прибрежной части Западного Приморья зону Северо-Яньцзиньского шва (см. рисунок), прослеживающуюся в КНР, по данным М. Г. Органова, более чем на 1000 км вдоль северной границы Сино-Корейского щита. Вдоль нее Л. А. Изосовым на мелкомасштабных космофотоснимках, а О. Г. Старовым на крупномасштабных аэрофотоснимках отдешифрованы серии чешуй, наклоненных, вероятно, на север. Ранее отмечалось, что этот линеймент выражен зоной сгущения гравитационных ступеней, которая здесь резко меняет простирание — от северо-восточного до широтного. Аналогичный разворот совершает и линия главного водораздела горной страны Сихотэ-Алинь (6, см. рисунок). Такое резкое изменение характера ориентировки линейных геофизических и геоморфологических аномалий свидетельствует, очевидно, о структурной и вещественной обособленности рассматриваемого блока, относимого ранее [11] к Находкинской подзоне Ханкайского массива.

По мнению Л. А. Изосова, которое основывается на представлениях Н. А. Беляевского и Ю. Я. Громова [3], Сино-Корейский шит продолжается на восток вплоть до Центрального разлома (см. рисунок). Выступающие здесь архейско-нижнепротерозойские сланцы, гнейсы и амфиболиты, по-видимому, представляют собой остатки интенсивно переработанного разновозрастными тектономагматическими процессами докембрийского платформенного основания. Таким образом, намечен-

ные нами чешуйчатые структуры в данном случае развились, вероятно, вдоль северной активизированной части Сино-Корейского щита.

Итак, существование в Западном Приморье чешуйчато-надвиговых структур в основном не вызывает сомнений. Они выделялись в разные годы многими исследователями и находят подтверждение в материалах последних лет. Тектонические же покровы здесь выделяются впервые. Для обоснования этих специфических образований приведем данные, свидетельствующие об аллохтонном залегании крупного Гродековского гранитного массива, который относится к ордовикскому (?) интрузивному комплексу [41].

Интрузив обнажается в западной части Ханкайского массива, где вдоль его границы прослеживается система надвигов Западно-Приморского шва (см. выше). В пределах самой интрузии, у ее западной дугообразной границы, Ю. Б. Евлановым и другими исследователями установлены параллельные ей мощные (до 2 км) зоны разгнейсования и надвигообразования, наклоненные на восток. Значит, западный фланг Гродековского интрузива имеет чешуйчатое строение и, как справедливо полагает И. И. Берсенев [6], краевая часть Ханкайского массива надвинута на складчатые сооружения Западно-Приморской зоны. Таким образом, надвиговые перемещения были направлены с востока на запад. Для того чтобы оценить величину этих перемещений, следует обратить внимание прежде всего на морфологию Гродековского массива. А она довольно необычна. Ранее считалось, что образования шмаковского интрузивного комплекса, в состав которого входят и гродековские граниты, относятся к батолитовой формации [6]. В самом деле, эти интрузии на поверхности обладают значительными размерами (см. рисунок). Однако, по данным В. П. Макарова, произшедшего в 1985 г. количественную интерпретацию гравитационного поля Приморья, Гродековский массив имеет незначительную вертикальную мощность (не более 1 км, а вероятнее — 0,5 км) и субгоризонтальное залегание. Таким образом, он представляет собой пластину, не имеющую корней, расположенную в тыловой зоне системы надвигов, т. е. находится в аллохтонном залегании. Поскольку движение чешуи происходило с востока на запад, корневую зону тектонического покрова следует искать в восточном направлении. Наиболее вероятно, что ею является Анучинский батолит шмаковского комплекса [6], который по тем же расчетным данным В. П. Макарова прослеживается на глубину до 7 км. В этом случае амплитуда перемещения Гродековского кристаллического покрова составляет около 140 км.

Следует отметить, что Гродековский массив плохо обнажен, поэтому сведения о его внутреннем строении немногочисленны. Судя по геофизическим данным, он неоднороден — на фоне обширной положительной аномалии силы тяжести выделяются зоны отрицательного гравитационного поля. Возможно, они связаны с выходом на поверхность или неглубоким залеганием более древних пород (автохтона). В таком плане могут быть рассмотрены небольшие поля нижнепротерозойской татьяновской свиты и верхнекембрийской (?) толщи риолитов и их туфов, которые считались ранее ксенолитами. Часть гнейсов, относимых к татьяновской свите, а также разгнейсованные риолиты, встречающиеся в верхнекембрийской (?) толще, могли быть образованы за счет вторичного разогрева. Ведь известно, что с шарьяжеобразованием часто связана волна регионального метаморфизма [4], причем установлена [5] большая способность вовлекаться в процессы повторного магматизма древних метаморфических пород по сравнению с молодым чехлом.

В данном случае надвиговые деформации захватывают верхнюю часть фундамента Ханкайского массива. Вместе с кристаллическими породами в Западно-Приморскую зону, на наш взгляд, были перемещены кордонкинская, решетниковская (поспеловская) и бзр-башская свиты, наблюдающиеся во фронте шарьяжа. Две последние широко распространены в восточном обрамлении Ханкайского массива, а аналогами кордонкинской свиты там могут считаться реттиховская и (частично) даубихезская свиты, условно относимые ранее к ордовику — силуру [6]. Подтверждением изложенному служит также тот факт, что западная ветвь Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, сложенная в интервале пос. Пограничный — пос. Турий Рог вулканическими покровами, соизмерима с четко выделяющимся на геологической карте отрезком восточной ветви (с. Анучино — с. Бельцово), где вскрываются в основном корневые фации, представленные кольцевыми магматическими комплексами. В итоге можно полагать, что место «зарождения» тектонических покровов находится в пределах Арсеньевской зоны и связано с деятельностью одноименного структурного шва, который на поверхности выражен зоной шарьяжей и надвигов, наклоненных на юго-восток [4, 6]. Как показал Ю. А. Косыгин [8], приуроченность надвигов к границам структурно-фациальных зон, выраженных глубинными разломами, — явление закономерное. Вдоль них происходит преобразование вертикальных движений блоков фундамента (на глубине) в горизонтальные (в верхнем структурном этаже).

Крупные горизонтальные перемещения масс, по-видимому, имели место и в северной части Западного Приморья. Так, развитые в пределах Бикинского синклинория [11] мощные мезозойские толщи, образующие чешуйчато-складчатые комплексы, по своим формационным особенностям аналогичны геосинклинальным отложениям, слагающим рудный узел Восток-2. В связи с этим можно высказать предположение о том, что мезозойды северо-западного обрамления Ханкайского массива представляют собой тектонический покров, перемещенный из Сихотэ-Алинского синклинория [11].

Вероятно, ведущим процессом, определившим главные особенности геологии Приморья, является «дрейф» мегаблоков в переходной зоне (Азиатский континент — Тихий океан) с востока на запад (устное сообщение И. И. Берсенева). В свое время Б. А. Иванов [7] подчеркивал, что в Япономорском районе в мезозое происходило мощное движение масс от Тихого океана к континенту. Оно-то и послужило причиной возникновения срывов между различными горизонтами земной коры. При этом, на наш взгляд, за счет разницы скоростей перемещения Ханкайского массива и Прибрежной антиклинальной зоны происходило их сближение и веерообразное выжимание отложений из центральной части Сихотэ-Алинского синклинория, скальвание и рассредоточенное шарьяжеобразование в верхних структурных уровнях Ханкайского массива, а также скупивание перед их фронтом вулканогенно-осадочных толщ.

Надвиго- и шарьяжеобразование и тектоническое скупивание проявлялось, по-видимому, пульсационно — начиная с конца перми, продолжалось в течение всего мезозоя и отражало фазы складчатости в Сихотэ-Алине [6, 11]. Горизонтальные перемещения тектонических покровов продолжались и в более позднее время. На это указывают развитые в тыловой зоне Гродековского аллохтона обширные кайпозойские депрессии, которые фиксируют таким образом зону растяжения. Но начало наиболее интенсивных горизонтальных движений, несомненно, приходится на мезозой. Документированным свидетельством их служат широко распространенные в Сихотэ-Алине верхнеюрско-берриасские (и берриас-валанжинские) олистостромы [9—11], которые, как известно, накапливаются при формировании шарьяжей. Следствие таково: в Западно-Приморской зоне верхнепермские толщи в общем дислоцированы сильнее, чем мезозойские, залегающие практически плащеобразно. (Хотя А. Ф. Крамчаниным отмечались случаи, когда мезозойские слои поставлены на «голову», образуют изоклиналильные опрокинутые склад-

ки и перемещены по надвигам.) В целом же стиль тектоники при переходе от палеозоя к мезозою здесь не меняется. Показательно и то, что в нижнесилурийско-верхнепермском вулканогенно-осадочном разрезе нет сколько-нибудь значительных угловых несогласий. По наблюдениям Л. А. Изосова, для этих отложений и их аналогов в восточном обрамлении Ханкайского массива характерна прерывистая складчатость. Так, даубихезская свита, которая обычно образует широкие пологие складки или залегают субгоризонтально, по данным В. А. Бажанова, составляет единую серию с интенсивно дислоцированной реттиховской свитой и иногда вместе с ней опрокинута. То же самое можно сказать о структурах, сложенных верхнепермскими отложениями.

Изложенное не позволяет нам рассматривать пликвативные структуры Западного Приморья как герциниды. Эти дисгармоничные складчатые комплексы, скорее всего, являются образованиями структур активизации или чехла [11], шарьированными из восточной части Ханкайского массива. Что же касается Лаоэлин-Гродековской геосинклинальной зоны, то ее образования, по мнению авторов, представляют собой серию разновеликих аллохтонов со сложными, еще не расшифрованными взаимоотношениями.

По-видимому, тектонические покровы сформировались в результате пульсационного пододвигания Северо-Восточного выступа Китайской платформы, Прибрежной антиклинальной зоны и Сино-Корейского щита под Сихотэ-Алинскую геосинклинальную систему и ее «задавливания».

Итак, в Западном Приморье намечены регионы с чешуйчато-покровным строением, обусловленным латеральным сокращением кристаллического фундамента. Шарьяжи и чешуи, образованные вулканогенно-осадочными толщами, могут быть классифицированы как «покровы чехла», а гранитоидами — как «покровы основания» [13]. При формировании последних горизонтальные движения были наиболее мощными, а перемещения кристаллических масс — наиболее значительными. Такие перемещения происходили по структурным швам, в особенности по Арсеньевскому.

Изложенные представления в некоторых аспектах являются проблемными. Однако наиболее важные из высказанных тезисов должны уже сейчас учитываться при тектонических и металлогенических построениях. Так, следует иметь в виду следующее: 1. Западный фланг Вознесенского рудного района [6], вероятно, перекрыт Гродековским кристаллическим покровом. Действительно, по данным Р. Г. Кулинича, восточная часть Гродековского массива представляет собой пластинкооб-

разное тело мощностью в несколько сотен метров, под которое прослеживаются гравитационные максимумы, связанные с рудоносными структурами. 2. Улитковский шарьяж, вмещающий Лермонтовское месторождение

вольфрама, возможно, в какой-то мере играл роль экрана в процессе рудообразования. 3. Не исключено, что Гродековский аллохтон частично бронирует угленосные толщи Липовецкого месторождения.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Ажгирей Г. Д. Шарьяжи в геосинклинальных поясах.— М.: Наука, 1977.
2. Беляевский Н. А., Громов Ю. Я. Центральный Сихотэ-Алинский структурный шов // Докл. АН СССР.— 1955.— Т. 103, № 1.
3. Беляевский Н. А., Громов Ю. Я. Палеозойский этап геологического развития Сихотэ-Алиня и Южного Приморья // Сов. геология.— 1962.— № 7.
4. Берсенев И. И., Кулинич Р. Г. и др. Области мезозойской складчатости (Приморье) // Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР.— М.: Наука, 1977.
5. Гансер А. Геология Гималаев.— М.: Мир, 1967.
6. Геология СССР. Приморский край.— М.: Недра, 1969.— Т. 32, ч. 1.
7. Иванов Б. А. Возможные причины и общий характер мезозойских и кайнозойских деформаций в районе Японского моря // Информ. сб. ПГУ.— Владивосток, 1971.— № 7.
8. Косыгин Ю. А. Центральный Румынский кристаллический массив и шовная структура Восточных Карпат Румынии // Геология и геофизика.— 1962.— № 2.
9. Мазарович А. О. Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое и раннем мезозое.— М.: Наука, 1985.
10. Мельников Н. Г., Голозубов В. В. Олистостромовые толщи и конседиментационные тектонические покровы в Сихотэ-Алине // Геотектоника.— 1980.— № 4.
11. Мельников Н. Г., Изосов Л. А. Структурно-формационное районирование Приморья (докайнозойские структуры) // Тихоокеан. геология.— 1984.— № 1.
12. Олейник Ю. Н. Тектоническое районирование Приморского края // Там же.— 1983.— № 1.
13. Руженцев С. В. Особенности структуры и механизм образования сорванных покровов.— М.: Наука, 1974.
14. Смирнов А. М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963.
15. Федчин Ф. Г., Изосов Л. А. и др. Западно-Сихотэ-Алинский пояс // Вулканические пояса Востока Азии.— М.: Наука, 1984.

ПГО Приморгеология  
Владивосток

Поступила в редакцию  
9 февраля 1987 г.

УДК 551.243.4(571.63)

*В. А. Бажанов, И. И. Берсенева***К ВОПРОСУ О ШАРЬЯЖАХ НА ХАНКАЙСКОМ МАССИВЕ**

Критически рассмотрены основные положения вышеприведенной статьи Л. А. Изосова и Н. Г. Мельникова «О чешуйчато-покровных структурах Западного Приморья», сделан вывод о необоснованности выделе-

В результате крупномасштабных геологосъемочных работ последних десятилетий установлено широкое развитие чешуйчато-покровных структур в палеозойских и мезозойских геосинклинально-складчатых комплексах Сихотэ-Алиня [4, 7, 8, 11], однако вопрос о механизме и амплитудах перемещения аллохтонных тел (пластин), о положении их корневых частей в большинстве случаев остается остро дискуссионным. В данном номере журнала опубликована статья Л. А. Изосова и Н. Г. Мельникова, в которой авторы пытаются доказать, что подобные структуры имеют место и в пределах Ханкайского среднего массива.

Основная идея рассматриваемой статьи состоит в том, что самый крупный в Приморье Гродековский гранитный массив, расположенный в юго-западной части Ханкайского массива, представляет собой не батолит, а вместе с силурийскими и пермскими геосинклинальными образованиями Западно-Приморской (Лаоелин-Гродековской) зоны составляет громадный тектонический покров, перемещенный из юго-восточной части Ханкайского массива. Аллохтонную природу, по мнению Л. А. Изосова и Н. Г. Мельникова, имеет также Бикинская структурно-формационная зона, обрамляющая Ханкайский массив с северо-запада.

В основу представления о покровном характере Гродековского массива положены неопубликованные расчеты В. П. Макарова по результатам гравиметрических съемок. О том же, что геологическая интерпретация геофизических материалов даже на самом современном уровне весьма неоднозначна, хорошо известно хотя бы на примере Кольской сверхглубокой скважины. В данном случае неоднородные дифференцированные геофизические поля, интерпретируемые Л. А. Изосовым и Н. Г. Мельниковым (вслед за В. П. Макаровым и Р. Г. Кулиничем) как неглубоко (0,5—

ния Гродековского тектонического покрова и предположения об аллохтонном характере Бикинской структурно-формационной зоны.

1,0 км) залегающие докембрийский или нижнекембрийский комплексы, также могут трактоваться по-разному. Положительные гравитационные аномалии могут быть вызваны крупными ксенолитами вмещающих пород, в большом количестве установленными даже на закрытой и очень слабо изученной поверхности. Они могут быть вызваны и значительно более сложным, чем на поверхности, строением глубинных частей самой интрузии. Не исключено также, что Гродековский массив, как и многие крупные интрузии Сихотэ-Алиня, имеет не батолитовую, а плитообразную форму, но связанную с условиями его формирования на месте, а не с шарьяжеобразованием. Таким образом, ссылка на геофизические материалы не может быть решающей для обоснования столь сложных и важных в практическом отношении структурных построений. Как же обстоит дело с геологическими материалами для обоснования высказанной гипотезы?

В качестве одного из доказательств широкого развития надвигов в Западном Приморье и, в частности, надвиговой природы Западно-Приморского структурного шва Л. А. Изосов и Н. Г. Мельников приводят наблюдавшиеся ими в силурийских и пермских толщах Западно-Приморской зоны «...многочисленные зоны милонитизации, дробления и тектонического разлинзования, во всех случаях падающие на северо-восток (аз. падения  $60^\circ$ , угол падения  $20-60^\circ$ )». Если эти непротяженные зоны и являются надвигами, то по их элементам нетрудно видеть, что движения по ним происходили с северо-востока на юго-запад (а не с юго-востока на северо-запад) и связаны они, по-видимому со сдвиговыми перемещениями по Западно-Приморскому разлому на одном из этапов его развития. Предполагавшееся И. И. Берсеневым надвигание на Западно-Приморскую зону западного края Ханкайского среднего массива [3] в резуль-

тате давления на него со стороны Сихотэ-Алинской складчатой системы в эпохи сжатия вполне возможно, однако даже малоамплитудные перемещения такого плана документально пока не установлены.

Авторы предполагают, что часть гнейсов и кристаллических сланцев, всегда рассматривавшихся как ксенолиты докембрийских пород в Гродековском гранитном массиве, образовались при динамометаморфизме в процессе шарьяжеобразования, однако никаких, в частности петрохимических, доказательств различной природы гнейсов не приводят.

Корневой зоной гипотетического Гродековского аллохтона Л. А. Изосов и Н. Г. Мельников считают Анучинский батолит, идентичность пород которого с Гродековским они полагают почему-то само собой разумеющейся. Тектонический покров при этом варианте должен был переместиться с юго-востока на северо-запад на 140 км, не имея в подошве никаких пластичных пород типа серпентинизированных гипербазитов или флишвидных комплексов, являющихся одним из необходимых условий образования шарьяжей [10]. Практически невозможно представить себе и механизм перемещения громадного покрова (более 7 тыс. км<sup>2</sup>) с одного края континентального массива на другой. С позиций плитной тектоники его могла толкать напоздающая с востока, со стороны глубоководной впадины, океаническая плита, но при этом она неизбежно должна была перекрыть Ханкайский массив восточнее тыловой зоны предполагаемого аллохтона и отделяющий его от океанической впадины краевой прогиб. В действительности же ничего похожего не наблюдается.

В северо-западном обрамлении Анучинского плутона, соответствующем по построениям Л. А. Изосова и Н. Г. Мельникова фронтальной части Гродековского аллохтона, т. е. Западно-Приморской зоне, расположен Синегорский рудный район, не имеющий ничего общего с Западно-Приморской зоной ни по геологическому строению, ни по металлогении. Здесь широко развиты мощные нижне- и среднекембрийские карбонатные и терригенные толщи, перекрытые предположительно силурийской пестроцветной молассой, средневерхнедевонская толща кварцевых и аркозовых песчаников, нижнедевонские и нижне-среднекаменноугольные кислые субщелочные (кальевые) вулканы [5, 9]. Западнее Гродековского массива не установлено даже признаков всех этих формаций [9].

Кордонкинская свита Западно-Приморской зоны, по мнению авторов, не что иное, как перемещенные из корневой зоны реттихов-

ская и частично даубихезская свиты. Эти отложения вполне могут коррелироваться по возрасту [6, 9], но полная их идентификация вызывает по меньшей мере недоумение. Достаточно сказать, что широко развитые в даубихезской и меньшие в реттиховской свите грубообломочные отложения имеют преимущественно аркозовый или карбонатно-аркозовый состав, а в кордонкинской свите — это псефитовые и псефо-псаммитовые туфы и тефроиды основного состава, слагающие до 40 % ее объема [6] и совершенно чуждые каким-либо терригенным или вулканогенным толщам юго-восточного обрамления Ханкайского массива.

Решетниковская (поспеловская) свита в районе Алуцинского массива вообще не установлена, а одновозрастные риолит-андезитовой барабашской свите верхнепермские отложения представлены карбонатно-терригенной (без вулканитов) угодинзинской свитой.

Сходство в геологическом строении и металлогении Бикинской зоны и Дальнинского блока Центрально-Сихотэ-Алинской зоны, в частности рудных узлов Лермонтовского и Восток-2, несомненно, однако последнее также не дает оснований для утверждения, «...что мезозойды северо-западного обрамления Ханкайского массива — это тектонический покров, перемещенный из Сихотэ-Алинского синклиория». Развиваясь параллельно в сходных режимах, зоны Бикинская и Центрально-Сихотэ-Алинская или Главный антиклинорий Сихотэ-Алиния (а не Сихотэ-Алинский синклиорий, в который авторы ошибочно включают Дальнинский блок), имеют вместе с тем и существенные различия. Для Бикинской зоны весьма характерна берриасская вулканогенно-кремнисто-терригенная култухинская свита, в верхах которой значительная роль принадлежит субщелочным базальтоидам, излившимся вдоль Улиткинского разлома. В Дальнинском блоке аналогичная по стратиграфическому положению толща имеет чисто терригенный состав. Карбонатные породы в этой зоне (блоке) известны только в виде протяженных горизонтов с верхнепермскими фораминиферами во вмещающей рудный узел Восток-2 толще. В Бикинской же зоне они установлены в виде либо многочисленных глыб с карбон-пермской фауной, либо горизонтов и линз с норийскими конодонтами в кремнистой триасово-юрской толще. В аналогичной по возрасту кремнистой толще Дальнинского блока известняки не установлены.

Все изложенное позволяет сделать вывод, что представления Л. А. Изосова и Н. Г. Мельникова о развитии в пределах Ханкайского

массива и его обрамления громадных крупно-амплитудных шарьяжей ошибочны. Более того, есть все основания утверждать, что надвиговые дислокации в этом регионе с широким развитием гнейсово-купольных и брахиморфных структур играют явно подчиненную роль. Они, несомненно, имеют место вдоль Арсеньевского разлома, отделяющего краевые (пригеосинклинальные) прогибы от собственно Сихотэ-Алинской геосинклинально-складчатой системы [3], однако уверенно установленная амплитуда надвигов и здесь не превышает 3—5 км (по надвиганию палеозойских кремнисто-спилитовых и габброидных пластин на мелководные триасовые отложения Алчанского и Арсеньевского краевых прогибов).

Статья Л. А. Изосова и Н. Г. Мельникова содержит также ряд других необоснованных утверждений и неточных формулировок. Приведем некоторые из них.

1. На широте г. Артема (см. рисунок) выделен Северо-Яньцзинский разлом шовного типа, отделяющий южную часть Сихотэ-Алиня, которая отнесена авторами к Сино-Корейскому щиту. Для обоснования приводятся ссылки на неопубликованные работы М. Г. Органова и В. П. Макарова. Ошибочность такого вывода очевидна для любого специалиста, знакомого с геологией Сино-Корейского щита и южной части Сихотэ-Алиня. Ссылка на статью Н. А. Беляевского и Ю. Я. Громова 1962 г. вряд ли уместна, поскольку с того времени в районе проведены многочисленные более детальные геологические и геофизические исследования, обобщенные в ряде публикаций [3, 9]. В междуречьях Партизанской и Киевки эта так называемая шовная структура рассекает не только позднепалеозойские и мезозойские структуры, но и поля более древних Сергеевских габброидов. Сихотэ-Алинские вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения позднего палеозоя — мезозоя продолжают на юг до самого берега Японского моря [7, 9], а слагающие Сергеевский выступ [9] предположительно протерозойские габброиды и габбро-амфиболиты прослеживаются далеко на север в виде блоков (пластин) среди геосинклинальных толщ Сихотэ-Алиня и в подошве субплатформенных верхнепермско-мезозойских отложений Украинской подзоны.

2. Авторы утверждают, что олистостромы накапливаются при формировании шарьяжей. Между тем в этом случае обычно образуется цветной меланж, ничего общего не имеющий с мезозойскими олистостромовыми толщами Приморья, которые явились, по-видимому, результатом подводных обвалов и оползней, развивающихся на крутых склонах

[10]. Последние представляют собой морфоструктуры материковых и островных склонов.

3. Авторы сослались на устное сообщение И. И. Берсенева о перемещении мегаблоков в переходной зоне с востока на запад, хотя по этому вопросу имеется несколько публикаций [1, 2].

4. Л. А. Изосов и Н. Г. Мельников не склонны рассматривать плекативные структуры Западного Приморья, в том числе и собственно Западно-Приморской зоны, как проявление герцинского тектогенеза, хотя и пишут, что в этой зоне «...верхнепермские толщи, в общем, дислоцированы сильнее, чем мезозойские, залегающие практически плащеобразно». Непонятно, с чем связывают они внедрение многочисленных позднепермских преимущественно гранитоидных интрузий Западно-Приморской зоны (кстати, практически не установленных в районе предполагаемых корней так называемого Гродековского аллохтона).

Рассматриваемая работа завершается далеко идущими выводами или предположениями. Главный из них состоит в том, что гипотетическим Гродековским аллохтоном перекрыта западная часть Вознесенского рудного района. К уже приведенным возражениям против подобной трактовки добавим, что рудоносные формации этого района не перекрыты, а прорваны и интенсивно метаморфизованы гранитами краевой части Гродековского массива, и тем не менее у нас также не вызывает сомнения необходимость изучения этой территории как мелким поисково-картировочным бурением, так и глубокими скважинами для установления природы геофизических аномалий. Это диктуется тем, что с большинством из выявленных на поверхности ксенолитов вмещающих пород связаны проявления и мелкие скарновые месторождения различных металлов.

Вывод об экранирующей роли предполагаемого Улитковского покрова совершенно непонятен. Вольфрамовая минерализация этого района тесно и повсеместно связана с раннемеловыми гранитоидными интрузиями и вмещающими их карбонатсодержащими толщами, слагающими в совокупности практически весь предполагаемый покров, и совершенно неясно, как он (покров) может экранировать оруденение.

Третий вывод о возможном частичном бронировании Гродековским аллохтоном готеривальских угленосных толщ Липовецкого месторождения противоречит однозначно установленному факту плащеобразного залегания угленосных отложений северного фланга Раздольненского каменноугольного бассейна на

коре выветривания Гродековских гранитов. Предполагаемое авторами движение этого массива с юго-востока на северо-запад даже теоретически не может вызвать наползания

гранитных пластин на перекрывающие его южную часть нижнемеловые угленосные отложения.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Берсенева И. И. О надвиговых и сдвиговых структурах южной части Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР.— 1964.— Т. 158, № 4.
2. Берсенева И. И. Как образовалось Японское море? // Природа.— 1972.— № 12.
3. Геология СССР. Приморский край. Геологическое описание.— М.: Недра, 1969.— Т. 32, ч. 1.
4. Голозубов В. В., Мельников Н. Г. Тектоника геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алиня.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986.
5. Изосов Л. А. Палеозойские формации и геологическое развитие Юго-Западного Синегорья (Приморье). Дис. ... канд. геол.— Владивосток: ПГО Приморгеология, 1981.
6. Изосов Л. А., Кандауров А. Т., Гомохов А. С. К стратиграфии силура Приморья // Новые данные по стратиграфии приморского сектора Япономорского региона.— Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1986.
7. Мазарович А. О. Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое и раннем мезозое.— М.: Наука, 1985.
8. Мельников Н. Г., Голозубов В. В. Олистостромовые толщи и конседиментационные тектонические покровы в Сихотэ-Алине // Геотектоника.— 1980.— № 4.
9. Назаренко Л. Ф., Бажанов В. А. Геология Приморского края. Стратиграфия.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987.— Ч. 1.
10. Хаин В. Е. Общая геотектоника.— М.: Недра, 1973.
11. Юшманов Ю. П. Конседиментационные тектонические покровы Прибрежной зоны Восточного Сихотэ-Алиня на примере Дальнегорского рудного района // Тихоокеан. геология.— 1986.— № 3.

ПГО Приморгеология, ТОИ ДВО АН СССР  
Владивосток

Поступила в редакцию  
16 февраля 1988 г.

УДК 553.98 : 55(571.66)

Ю. В. Мотовилов

**К ВОПРОСУ О НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ТОЛЩАХ КОЛПАКОВСКОГО ПРОГИБА ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ**

В связи с открытием на Камчатке месторождений газа и газоконденсата на Кшукской, Нижне-Квакчикской и Средне-Кунжикской площадях геофизические работы и глубокое бурение сосредоточены в наиболее перспективном Колпаковском прогибе, в пределах которого ПГО Сахалингеология, пробурено 18 поисковых и две параметрические скважины. Полученные био-

Нефтегазопоисковые работы на Камчатке проводятся ПГО Сахалингеология с 1980 г. В связи с открытием месторождений газа и газоконденсата на Нижне-Квакчикской, Кшукской и Средне-Кунжикской площадях геофизические работы и глубокое бурение сосредоточены в наиболее перспективном Колпаковском прогибе (рис. 1). Здесь пробурено 18 поисковых и две параметрические скважины, комплексное изучение которых позволило уточнить стратиграфию кайнозойских отложений прогиба.

Разрез параметрической скв. 1 Кшукской площади включает палеогеновую толщу, представленную двумя пачками (инт. 2540—3707 м), и неогеновые толщи, соответствующие следующим горизонтам Точилинского опорного разреза: кулувенскому (инт. 2190—2540 м), ильинско-какертскому (инт. 1720—2190 м), этолонскому (инт. 1365—1720 м), эрмановско-энемтенскому (инт. 89—1365 м). Толщи, выделенные в скважине, прослеживаются в разрезах всех скважин на перечисленных выше площадях (рис. 2).

В разрезе палеогеновых отложений выделяются две пачки: нижняя — существенно алевролитовая (инт. 3110—3707 м) и верхняя — алевролитово-песчаная (инт. 2540—3110 м).

Нижняя пачка представлена алевропелитовыми народами, среди которых преобладают серые плотные алевролитовые и алевролитистые туфоаргиллиты. Встречаются галька изверженных пород, обугленный растительный детрит. Для нижней части разреза пачки характерны трещины, выполненные крупнокристаллическим кальцитом или незаполненные, а также интенсивная карбонатизация пород в виде неправильных выделений кальцита и сидерита. В породах пачки (инт. 2974—3625 м) В. П. Тузовым выделен

стратиграфические, литологические и каротажные данные в комплексе с данными сейсморазведки позволили уточнить стратиграфическую привязку нефтегазоносных комплексов, определить направления нефтегазопоисковых работ и осуществить локальный прогноз перспективных на нефть и газ объектов.

комплекс моллюсков, позволяющий сопоставить эти отложения с формацией Поронай в Японии. Наиболее четко эта часть разреза выражена в скв. 6 (инт. 2638—2653 м) на Кшукской площади, где вскрыт более песчаный разрез.

Верхняя пачка палеогеновых образований, с которой связаны основные газоносные пласты (инт. 2540—3110 м, эта часть разреза ошибочно относилась к утхолокской свите), представлена чередованием алевролитов и песчаников. Алевролиты от мелко- до крупнозернистых, плохо сортированные, с примесью гравийного материала. Микроструктуры в алевролитах мас-



Рис. 1. Обзорная схема работ.

Площади: 1 — Нижне-Квакчикская (скв. 1—5), 2 — Кшукская (скв. 1, 4, 6, 9), 3 — Северо-Кшукская (скв. 1, 2), 4 — Средне-Кунжикская (скв. 1).

сивные или слойчатые, что придает им на отдельных участках полосчатость. Цементирующая масса пород полиминеральная, основу (до 60 %) составляют цеолиты, которые выполняют поры между обломками. На отдельных участках проявляется интенсивная карбонатизация (инт. 2847—2854 м). В кровле толщи (инт. 2540—2610 м) породы представлены слабокремнистыми аргиллитами с прослоями псаммитового туффита. Аргиллиты серые, плотные, линзовидно-слойчатые, с включениями в виде прысков и гнезд песчаного и гравийного материала.

Верхняя пачка в отличие от нижней лучше охарактеризована органическими остатками. Максимальная мощность ее вскрыта на Кшукской и Средне-Кунжикской площадях. В южном направлении мощность палеогеновой толщи уменьшается за счет пичней относительно глинистой пачки. В разрезе скважин Нижне-Квакчикской площади нижняя пачка отсутствует, а мощность верхней значительно сокращается. В строении этой части разреза, помимо песчаников и алевролитов, принимают участие углистые аргиллиты, карбонатные конкреции, линзы гравелитов, туфо-песчаники, туфоалевролиты, единичные тонкие прослои пепловых туффов. Для пород характерны частые изменения текстур и структур в слое, знаки ряби, включения растительных остатков, ходов илоедов. В алевролито-глинистых породах отмечается наличие тонкого растительного детрита, рассеянного в виде тончайшей пыли, что обуславливает их темный цвет.

В отложениях описываемой толщи в разрезе скв. 4 на Нижне-Квакчикской площади (инт. 2602—2608 м) Л. И. Митрофановой обнаружен комплекс фораминифер эоценового возраста. По данным И. И. Яковлевой, в этой скважине (инт. 2353—2591 м), а также в разрезах скважин 1 (инт. 2615—2622 м), 2 (инт. 2513—2746 м) и 3 (инт. 2404—2696 м) на Нижне-Квакчикской площади; в разрезах скважин 9 (инт. 2511—2755 м) на Кшукской площади; 1 (инт. 2991—3500 м), 2 (инт. 3003—3518 м) на Северо-Кшукской площади; 2 (инт. 2244—2509 м) на Половинной площади установлен комплекс палинофлоры, соответствующий по систематическому и количественному составу комплексу, выделенному В. А. Федоровой по разрезам рек Снатол и Морошечная из отложений ковачинского горизонта [6].

Здесь необходимо обратить внимание на тот факт, что продуктивный горизонт отложений описываемого уровня не имеет ничего общего с утхолокской свитой [4]. Вероятно, это уровень части тигильской толщи по Л. В. Криштофович [2].

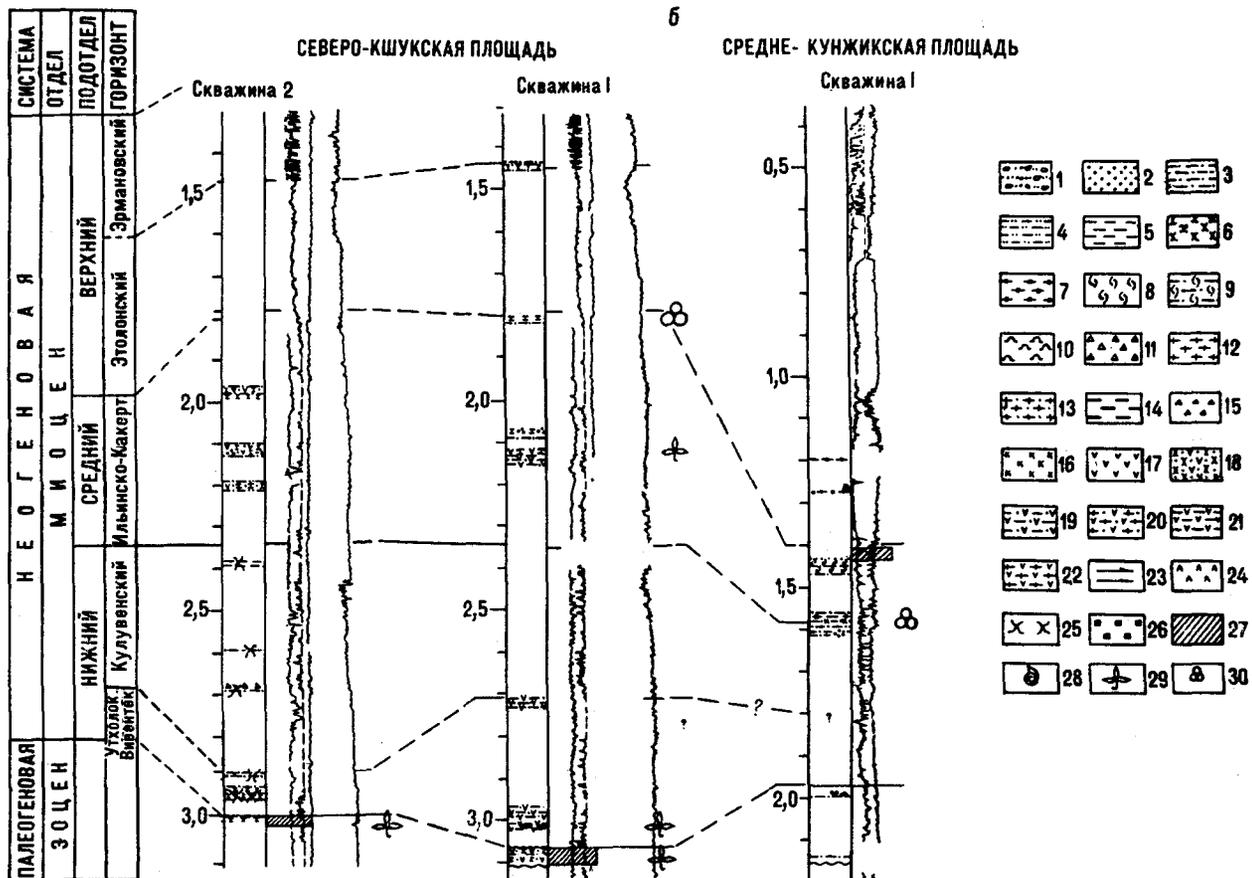
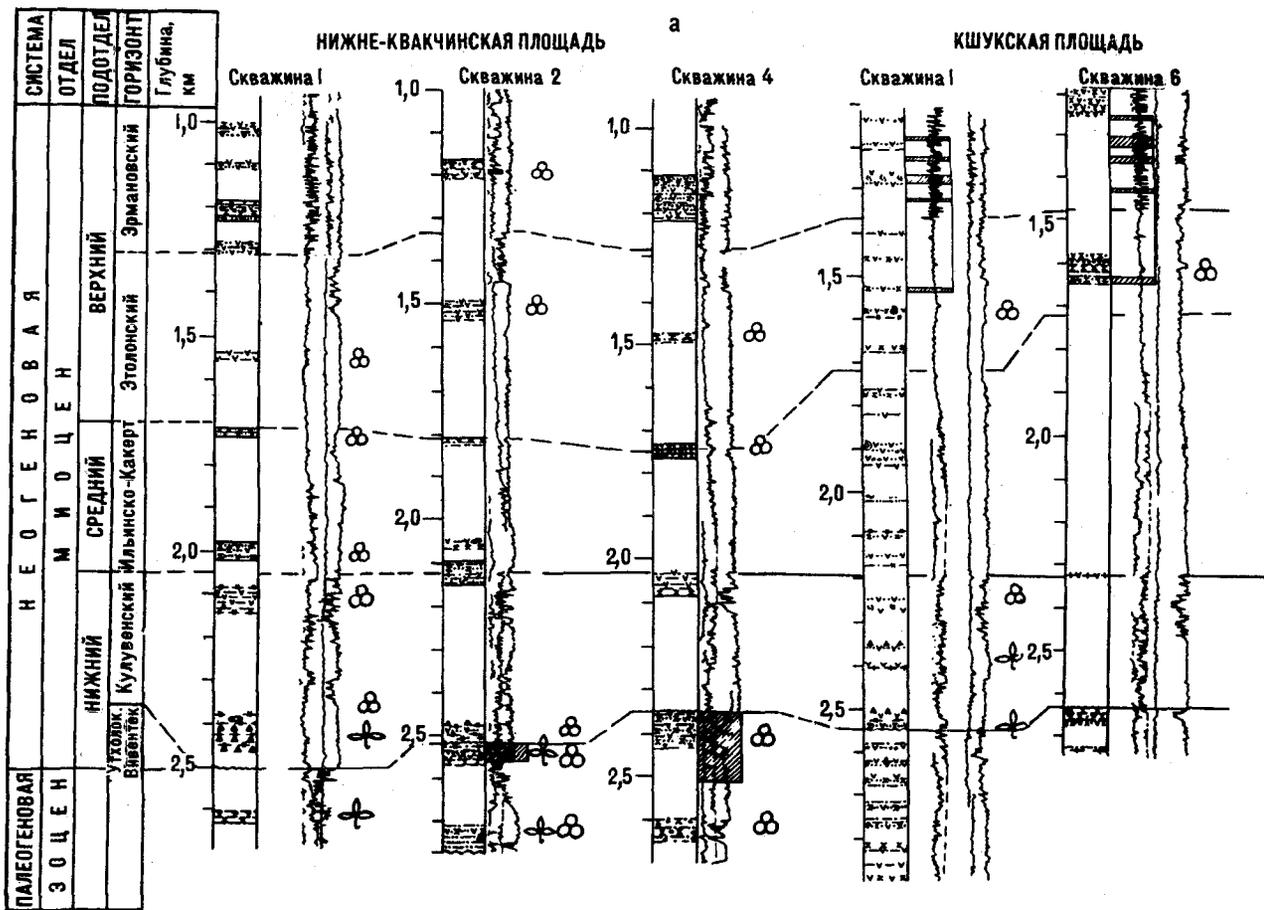
По распределению мощностей, литологическим, текстурным особенностям и данным па-

леонтологии можно судить о разнообразии фациальных обстановок в бассейне эоценового времени. По-видимому, это прибрежные фации с изрезанной береговой линией, обуславливающей сложное распределение осадков с образованием различных аккумулятивных форм типа косых пересыпей, баров, с отчленением лагун и приморских озер. В разрезах скважин 1—5 на Нижне-Квакчикской площади, скважин 1, 4, 6, 9 на Кшукской площади на отложения эоценового времени ложится толща, соответствующая по времени образования кулувенскому горизонту (см. рис. 2). Данные палеонтологии, литологического описания керна и сейсморазведочных временных разрезов свидетельствуют о перерыве в воямпольской серии Колпаковского прогиба. В пределах прогиба мощность толщи, соответствующей кулувенскому времени осадкообразования, к югу от Кшукской площади не изменяется; увеличение ее происходит в северном направлении (Северо-Кшукская площадь). На Северо-Кшукской площади присутствуют отложения утхолокско-вивентекского (?) горизонта. Еще в 1939 г. И. Б. Плешаков писал, что в Южно-Тигильском районе на отложениях тигильской и ковачинской толщ несогласно залегают отложения воямпольской свиты [3].

В основании толщи, относимой к кулувенскому горизонту, залегают пачка (инт. 2515—2540 м, Кшукская скв. 1) часто переслаивания псаммитовых туффитов и песчанисты плохо сортированных туфоаргиллитов с прослоями опокovidных силицитов; последние содержат 30 % терригенного материала алевролитовой размерности. Текстуры пород массивные, с едва намечающейся градиационной слоистостью. Выше разрез наращивается пачкой (инт. 2265—2525 м) опокovidных туфогенных силицитов с прослоями слабокремнистых туфоалевролитов. Венчает толщу пачка туффитов псаммо-алевролитовой размерности мощностью 70 м, являющаяся региональной покрывкой для залежей углеводородов.

В этой толще в разрезах скважин 1 (инт. 2017—2386 м), 2 (инт. 2471—2474 м) на Нижне-Квакчикской площади Л. И. Митрофановой выделен комплекс фораминифер, сходный с комплексом в кулувенской свите Точилинского опорного разреза, выделенным М. Я. Серовой [5]. В разрезах скважин 2 (инт. 2471—2474 м) на Нижне-Квакчикской площади, 1 (инт. 2062—2129 м) и 9 (инт. 2202—2210 м) на Кшукской площади обнаружены спорово-пыльцевые спектры, аналогичные палинокомплексу, описанному Г. М. Братцевой из отложений кулувенской свиты Точилинского разреза [1].

Ильинско-какертская толща (инт. 1720—2190 м) в разрезе Кшукской скв. 1 перекрывает туфогенно-кремнистую толщу. Она представлена переслаиванием пачек псаммитовых



- |  |  |  |
|--|--|--|
|  |  |  |
|  |  |  |
|  |  |  |
|  |  |  |
|  |  |  |
|  |  |  |
|  |  |  |
|  |  |  |
|  |  |  |
|  |  |  |

туффи́тов и туфоалевролитов с прослоями туффи́тоалевролитов. Туффи́т от алевролитового до псаммитового, серый с зеленоватым оттенком, с обилием растительного детрита. Туфоалевролиты светло-серые, серые, иногда с кремоватым оттенком, плотные, крепкие. Верхняя часть толщи имеет более «пестрый» состав, для нее характерно присутствие пропластков пепловых туфов. Повсеместно по разрезу в породах отмечены включения сульфидов. Мощность толщи составляет 470 м, по площади наблюдается ее уменьшение к югу от прогиба до 280 м (скв. 3 на Нижне-Квакчической площади) и возрастание к северу до 580 м (скв. 2 на Северо-Кшукской площади).

В разрезе Кшукской параметрической скв. 1 (инт. 1561—1752 м) выделен комплекс фораминифер, соответствующий описанному М. Я. Серовой из какертских отложений Точилинского разреза. Аналогичный комплекс прослежен Л. И. Митрофановой в разрезах скв. 1 (инт. 1492—1755 м) на Нижне-Квакчической площади, скв. 1 (инт. 1799—1831 м) на Северо-Кшукской площади.

Ильинско-какертская толща прослеживается в разрезе скв. 1 на Средне-Куужикской площади в инт. 1390—1580 м и является здесь промышленно-газоносной.

В скв. 1 на Кшукской площади в инт. 1350—1720 м выделена этолонская толща туфоалевролитов с прослоями туфопесчаников и редкими маломощными прослойками и линзами опок. Туфопесчаники темно-табачного цвета, мелкозернистые, в отдельных случаях обогащены галькой и гравием. Текстура массивная, реже пятнистая за счет неравномерного распределения цементирующего материала, гальки и гравия. Туфоалевролиты серые, с кремовым оттенком, слабокремнистые, с пятнистой слоистой текстурой за счет включений псаммитового и гравийного материала. Мощность толщи 370 м, на север отмечается незначительное ее уменьшение.

Комплексы фораминифер, выделенные в этой толще, отмечены в разрезах скважин 1 (инт. 1588—1604 м), 2 (инт. 1500—1515 м) на Нижне-Квакчической площади; 5 (инт. 1549—1564 м), 6 (инт. 1626—1650 м), 7 (инт. 1500—1700 м) на Кшукской площади; 1 (инт. 800—830 м) на Средне-Куужикской площади. По мнению Л. И. Митрофановой, они сходны по систематическому составу с комплексом фораминифер,

выделенным М. Я. Серовой из отложений этолонского горизонта Точилинского разреза [5]. Комплекс палинофлоры, выделенный в отложениях этой толщи, имеет более широкий стратиграфический диапазон и соответствует верхней части какертского, этолонскому и нижней части эрмановского горизонта [1]. Сходный комплекс палинофлоры обнаружен И. И. Яковлевой в разрезах скважин 2 (инт. 1202—1515? м) и 4 (инт. 1492—1506 м) на Нижне-Квакчической площади.

Описываемая толща уверенно выделяется на основании сопоставления стандартного каротажа и данных палеонтологии.

Вышележащая в разрезе толща энемтенско-эрмановских отложений выделена в инт. 89—1350 м в Кшукской параметрической скважине. Она венчает разрез кайнозоя. По каротажной диаграмме выделяются две пачки. Для нижней пачки (инт. 820—1350 м) характерно неравномерное чередование псаммитовых туффи́тов, туфоалевролитов и аргиллитов. В разрезе присутствуют прослой бурого угля и линзы туфоопок. Туфы и туффиты серые, слабоцементированные, разнозернистые, нередко карбонатизированные. Туфоалевролиты темно-серые, массивные, слоистые, с хорошей сортировкой. Аргиллиты массивные, кремнистые, в верхней части пачки часто переходят в уплотненные глины.

Верхняя пачка (инт. 89—820 м) представлена неравномерным чередованием песчаников и глин с прослоями бурого угля.

К отложениям этолонского и эрмановского горизонтов приурочены залежи газа, открытые на Кшукской площади (см. рис. 2).

Рассмотрение результатов литологического и биостратиграфического исследования в комплексе с данными каротажа скважин позволяет сделать следующие выводы о приуроченности залежей УВ к определенным стратиграфическим уровням (см. рис. 2).

1. В разрезе кайнозойских отложений Колпаковского прогиба установлены три промышленно-газоносных комплексы.

Эоценовый газоносный комплекс (снатольский и ковачинский горизонты). Продуктивный горизонт, вскрытый в эоценовых отложениях, прослеживается в разрезах скважин 2 (инт. 2519—2560 м), 3 (инт. 2395—2541 м), 4 (инт. 2351—2510 м) на Нижне-Квакчической площади; 10 (инт. 2395—2437 м) на Кшукской площади.

Рис. 2. Схема корреляции кайнозойских отложений Колпаковского прогиба. а — Нижне-Квакчическая, Кшукская площади, б — Северо-Кшукская, Средне-Куужикская площади.

1 — конгломераты; 2 — гравелиты; 3 — алевролиты; 4 — алевролиты песчанистые; 5 — аргиллиты; 6 — песчаники; 7 — аргиллиты кремнистые; 8 — опок; 9 — опок алевролитовые; 10 — диатомиты; 11 — опоконидные силлициты; 12 — аргиллиты глинисто-кремнистые; 13 — алевролиты глинисто-кремнистые; 14 — угли; 15 — гнезда песчаного материала; 16 — карбонатность; 17 — туфы; 18 — туфопесчаники; 19 — туфоалевролиты; 20 — туфоалевролиты кремнисто-глинистые; 21 — туфоаргиллиты; 22 — туфоаргиллиты кремнисто-глинистые; 23 — растительный детрит; 24 — андезиты; 25 — трещиноватость; 26 — сульфиды; 27 — продуктивные горизонты; 28 — фауна; 29 — палинофлора; 30 — фораминиферы.

щади. В этих же отложениях выявлены непромышленные притоки газа в скважинах 1 (инт. 2980—3100 м) и 2 (инт. 2980—3010 м) Северо-Кшукской площади. Продуктивный горизонт, выделенный на Нижне-Квакчикской площади, ошибочно относившийся к утхолокской свите, на основании данных биостратиграфического анализа (исследования комплексов фораминифер, моллюсков, палинофлоры) датируется эоценом (снатольско-ковачинское время).

*Среднемиоценовый* газonosный комплекс (ильинский и какертский горизонты). Продуктивный горизонт, приуроченный к этому комплексу, вскрыт в скв. 1 на Средне-Куужикской площади в инт. 1405—1432 м.

*Верхнемиоценовый* газonosный комплекс (этолонский и эрмановский горизонты). Продуктивные пласты вскрыты на Кшукской площади в скважинах 1 (инт. 1174—1533 м), 2 (инт. 1177—1333 м), 3 (инт. 1158—1324 м), 4 (инт. 1143—1516 м), 5 (инт. 1188—1570 м),

6 (инт. 1256—1643 м), 7 (инт. 1191—1559 м), 8 (инт. 1194—1560 м), 9 (инт. 1196—1567 м).

2. Отложения воямпольской серии с размытом залегают на нижележащих породах снатольско-ковачинского горизонта. На Нижне-Квакчикской и Кшукской площадях воямпольская серия представлена в объеме кулувенского горизонта, а на Северо-Кшукской площади, вероятно, в объеме утхолокско-вивентекского (?) и кулувенского горизонтов.

3. Установленные особенности геологического строения Колпаковского прогиба помогут обоснованно определить направления нефтегазопоисковых работ на стадии локального прогноза.

Автор выражает благодарность сотрудникам стратиграфической партии ПГО Сахалингеология Р. В. Данченко, Л. И. Митрофановой, В. П. Тузову, И. И. Яковлевой, палеонтологические и литологические данные которых использованы в работе.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Братцева Г. М. Палинологическая характеристика неогеновых отложений Камчатки // Палинология СССР.— М.: Наука, 1980.
2. Криштофович Л. В. Стратиграфия и фауна Тигильской толщи западного побережья Камчатки/Тр. ВНИГРИ.— Л.; М., 1947.— Вып. 23.
3. Плешаков И. Б. Третичные отложения Утхолокского района Западной Камчатки/Тр. НГРИ.— Л.; М.— 1939.— Вып. 123.

4. Решения II Межведомственного стратиграфического совещания по мелу, палеогену и неогену Корякского нагорья, Камчатки и Сахалина.— Петропавловск-Камчатский, 1974.
5. Серова М. Я. Стратиграфия и фораминиферы неогена Камчатки.— М.: Наука, 1978.
6. Федорова В. А. Палинологическая характеристика палеогеновых отложений Западной Камчатки (разрезы по рекам Снатол, Морошечная).— Л.: ВНИГРИ, 1981.

ПГО Сахалингеология  
Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию  
31 августа 1987 г.

В. М. Шевченко

**МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ГИПЕРСТЕНОВОЙ СЕРИИ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СССР И СВЯЗЬ С НИМИ ОРУДЕНЕНИЯ**

Два магматических комплекса, развитые в различных тектонических структурах Северо-Востока СССР (Омолонский массив и Иньяли-Дебинский синклинорий Яно-Колымской складчатой области), относятся к щелочно-земельной гиперстеновой серии, производ-

ной высокоглиноземистой базальтовой магмы. Возраст комплексов определяется как позднемеловой. С комплексами парагенетически связаны золоторудные образования.

Гиперстеновые серии, описанные впервые Х. Куно (1964 г.) в Японии, отнесены к известково-щелочным сериям, источником которых предполагалась высокоглиноземистая базальтовая магма.

На Северо-Востоке СССР гиперстеновая серия выделена и описана М. Л. Гельманом [2, 3], который рассматривает ее как крупную таксономическую единицу надформационного характера в пределах внешней зоны Охотско-Чукотского пояса и Верхояно-Колымского региона. М. Л. Гельман [3] отмечает следующие характерные особенности гиперстеновой серии Северо-Востока СССР: 1 — ассоциации пород могут быть разновозрастными и относиться к вулканоплутоническим; 2 — породы серии характеризуются повышенным содержанием калия.

Статья посвящена описанию двух магматических комплексов, представленных мелкими интрузивными телами, состав которых колеблется от габбро, габбро-диоритов до гранит-порфиров и риолитов. Комплексы расположены в разных геологических структурах (один — в Яно-Колымской складчатой области, другой — на Омолонском срединном массиве, рис. 1), но многочисленные признаки, приводимые ниже, позволяют отнести оба комплекса не только к одной серии, но и к единому процессу позднемезозойской тектономагматической активизации Северо-Востока Азии.

Остановимся на характеристике комплексов. **Комплекс руч. Золотистого на Омолонском массиве.** Развит на западной окраине массива, на севере Долоннанской впадины, в бассейне руч. Золотистого, притока р. Визуальной [10]. Среди аргиллитов, алевролитов и полимиктовых песчаников триаса и юры обнажаются многочисленные силлы и дайки, редко штоки и лакколиты габбро-диоритов, диоритов, диоритовых порфиров, тоналит-порфиров, гранит-

порфиров, фельзориолитов и камптонитов. Резко преобладают разнообразные диоритовые порфиры, образующие среди горизонтально залегающих терригенных отложений триаса и юры многоярусные пластовые интрузии мощностью 0,5—10—15 м и протяженностью 50—100 м, редко первые километры. Судя по многочисленным пересечениям различных по составу даек, комплекс руч. Золотистого представляет единый гомодромный ряд: габбро-диориты → диориты, диоритовые порфиры, кварцевые диориты → тоналиты, тоналит-пор-

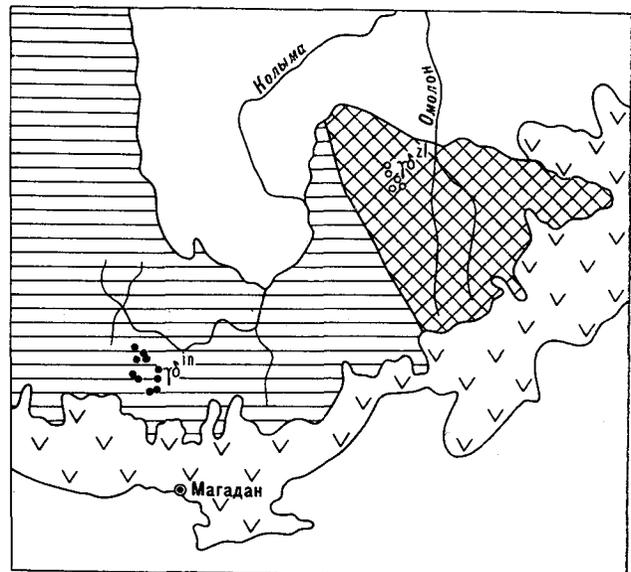


Рис. 1. Схема размещения двух магматических комплексов гиперстеновой серии на Северо-Востоке СССР. 1 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 2 — Верхояно-Колымская складчатая область; 3 — Омолонский срединный массив; 4 — штоки иньяканского комплекса; 5 — силлы, редко штоки комплекса Золотистого.

## Минеральные парагенезисы изверженных пород комплекса Золотистого

Номер образца	Горные породы и их парагенезисы	Минералы и их кристаллооптические свойства					Биотит (Би)
		Плагиоклаз (Пл)	Каликатро-вый полевой шпат (Орт)	Ортопи-роксен (РП)	Клинопро-ксен (МП)	Роговая обманка (Рог)	
528а, б, г, 526, 33	Габбро-диориты-монциты. Пл <sub>38-48</sub> (60) + РП (2) + МП (5) + Рог <sub>38</sub> (3) + Кв (1,0) + Би (1,2) ± Орт <sub>90</sub> + Ак (1,8)	Зональный № 39—38	Ортоклаз (Орт = 90, Ал = 10)	+	Бесцветный, cNg = 37—40°, 2V = +57—60°	Зеленовато-бурая по Ng, бледно-бурая по Np, cNg = 17°, 2V = -64°, f = 38%	
22д, 32, 32а, б, ж, 33н, 17а и др.	Диоритовый порфирит. Вкрапленники: Пл <sub>30-38</sub> (20,4) + Рог <sub>32</sub> (18,4). Основная масса: (61,5) Пл + Рог + Би ± Кв	Зональный № 30—78		+	+	Зеленовато-бурая. Формула абсорбции Ng ≥ Np ≥ Np, cNg = 6—18°, 2V = -64°, 78°, f = 32%	
23а, 20, 23, 23-3, 22б	Тоналит-порфир. Вкрапленники: Пл <sub>44-58</sub> (36,7) + Рог <sub>35</sub> (5,6). Основная масса: Пл <sub>38-62</sub> (27,7) + Орт <sub>90</sub> (8,0) + Кв (22)	Во вкрапленниках — зональный № 44—58; в основной массе — зональные таблички № 38—52	Ортоклаз (Орт: Альб = 90:10)	+	+	Буровато-зеленая по Ng и бледно-зеленый по Np. cNg = 13—24°, 2V = -64°, 78°, f = 35%	
22д, в, 38е	Гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры. Вкрапленники: Плу (16) + Рог (5) + Кв (2). Основная масса: Кв + Орт + Пл. Основная масса (77) — кварц-полевощатовая — прокварцована, хлоритизирована, муколитизирована и карбонатизирована	Таблицы 3—5 мм в длину № 10—13		—	—	Буровато-зеленая, длинно столбчатая. cNg = 17—20°, 2V = -72°, f = 45%	Бурые мелкие пластинки в основной массе

Примечание. Цифры в скобках — средние модалные содержания, цифры в подложке — железистость цветных минералов и основность плагиоклаза.

фиры, кварцевые монциты, гранодиориты → гранит-порфиры, фельзориолиты. Все образования этого ряда пересекаются многочисленными дайками камптонитов. Характерной особенностью пород комплекса являются атакситовые, пятнистые и полосчатые текстуры; во всех разновидностях, исключая гранит-порфиры и фельзориолиты, в виде единичных зерен наблюдаются гиперстен и моноклинный пироксен; резко преобладает идиоморфная длинностолбчатая роговая обманка, некоторые фенокристаллы которой достигают 1—3,5 см в длину. Количественно-минеральный состав пород комплекса и кристаллооптические свойства породообразующих минералов приведены в табл. 1, из которой видно, что для пород описываемой серии характерен парагенезис гиперстена и моноклинного пироксена с роговой обманкой, рекуррентно-зональным плагиоклазом, состав которого колеблется от 40 до 85 % анортита, и беспертитовым высоким ортоклазом. В небольшом количестве в породах содержится красновато-бурый битойт, в кислых разновидностях — значительное количество кварца. Основными минералами пород комплекса являются плагиоклаз и роговая обманка. Химические составы роговых обманок (табл. 2) из габбро-диорита, диоритовых порфиритов и тоналит-порфира очень близки и представлены рядом высокоглиноземистых магнезиальных амфиболов, ближе всего по классификации У. А. Дира и др. [5] стоящих к гадингситу.

Ассоциация высокоглиноземистой, недосыщенной кремнием роговой обманки с основным плагиоклазом и пироксеном получена Т. Х. Грином и А. Е. Рингвудом [4] из расплава высокоглиноземистых кварцевых толеитов с доступом воды при давлении 9—10 кбар.

Валовые химические составы пород комплекса (см. табл. 2) соответствуют щелочноземельным сериям. На диаграммах АРМ и SiO<sub>2</sub> — 100 MgO

FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O тренд дифференциации комплекса совпадает с полями гиперстеновой серии Сано Японии [6] (рис. 2, 3), отличаясь несколько пониженным содержанием

## Химические составы изверженных пород и минералов комплекса Золотистого

Компоненты, коэффициент	Названия и номера проб пород													
	Габбро-диорит 528		Диоритовые порфириды				Гранодиорит-порфир 23а		Лампрофиры				Габбро-тоналит	
			22		32									
	Составы													
	Валовый	Роговая обманка	Валовый	Роговая обманка	Валовый	Роговая обманка	Валовый	Роговая обманка	Валовый	Роговая обманка	Валовый	Роговая обманка	Валовый	Роговая обманка
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO <sub>2</sub>	49,34	42,4	57,87	39,40	52,43	40,58	68,53	44,62	39,75	38,74	47,26	41,68	49,85	59,06
TiO <sub>2</sub>	1,15	2,29	0,55	2,40	0,90	2,08	0,20	1,60	4,20	4,01	1,40	2,20	1,15	0,56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,31	14,06	19,88	14,23	17,90	14,61	16,15	12,01	13,56	12,31	16,47	13,54	17,56	18,74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,71	2,77	0,86	4,27	1,07	2,36	0,32	5,33	5,27	3,65	1,06	1,64	3,82	1,89
FeO	8,03	10,46	4,65	11,21	7,45	9,84	1,44	7,82	9,55	9,92	6,54	9,09	5,78	2,79
MnO	0,16	0,26	0,16	0,36	0,20	0,19	0,03	0,23	0,16	0,17	0,23	0,17	0,20	0,14
MgO	4,70	11,98	1,45	10,57	4,35	14,10	1,05	12,91	8,50	13,35	7,75	13,68	9,88	1,29
CaO	9,99	11,08	5,84	11,45	8,31	11,03	3,37	10,55	10,74	11,25	11,12	12,31	99,8	6,18
Na <sub>2</sub> O	3,25	2,31	4,37	2,12	3,22	2,25	4,74	1,98	2,36	2,20	2,40	2,02	3,22	4,18
K <sub>2</sub> O	1,23	0,82	1,76	0,92	1,15	0,74	1,52	0,82	1,68	0,75	1,80	1,02	1,17	1,82
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,37	0,23	0,25	0,21	0,29	0,06	0,08	0,18	1,50	0,82	0,29	0,15	0,40	0,30
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,51	1,64	1,67	2,27	2,15	1,62	1,05	1,59	2,14	2,21	1,80	2,00	2,01	1,70
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Сл.	—	0,07	—	0,10	—	0,10	—	0,16	Не обн.	0,07	—	0,07	0,08
CO <sub>2</sub>	—	—	0,70	—	0,79	Не обн.	1,14	—	0,30	»	1,93	—	0,3	1,05
F	—	0,26	—	0,20	—	0,11	—	0,27	—	0,16	—	0,08	—	—
Сумма	99,76	100,22	100,08	99,61	100,31	99,57	99,72	99,91	99,81	99,74	100,37	99,58	100,27	99,72
П. п. п.	0,80	0,83	2,05	1,28	2,56	0,66	2,36	0,84	1,47	0,80	2,66	1,12	1,84	2,80
С поправкой на F		100,11		99,53		99,52		99,80		99,67		99,55		
f(%)	54	38	69	45	52	32	46	35	48	36	35	30	53	66
Si		5,96		6,25		5,90		5,90		5,65		6,10		
Ti		0,21		0,28		0,33		0,16		0,44		0,24		
Al <sup>IV</sup>		2,04		1,75		2,10		1,88		2,12		1,90		
Al <sup>VI</sup>		0,31		0,90		0,50		—		—		0,42		
Fe <sup>3+</sup>		0,29		0,50		0,25		0,53		0,40		0,18		
Fe <sup>2+</sup>		1,24		1,43		1,20		0,86		1,21		1,11		
Mn		0,03		0,05		0,03		0,02		0,02		3,00		
Mg		2,51		2,50		3,10		2,55		2,95		0,02		
Ca		1,67		1,92		1,73		1,49		1,77		3,00		
Na		0,90		0,65		0,32		0,51		0,62		1,92		
K		0,15		0,19		0,07		0,14		0,07		0,19		
OH <sup>-</sup>		1,53		1,89		1,57		1,41		1,67		1,86		
F		0,12		0,09		0,05		0,11		0,07		0,03		
A	34		50		50		78		21		28		34	64
F	36		28		21		10		39		26		35	24
M	30		12		29		12		40		46		31	12

Примечание. Порядковые номера таблицы соответствуют образцам: 1, 2 — обр. 528; 3, 4 — обр. 22д; 5, 6 — обр. 32; 7, 8 — обр. 23а; 9, 10 — обр. 11а; 11, 12 — обр. 70ж; 13 — обр. 526вг; 14 — обр. 526-6ж. Пробы проанализированы в ЦЛ СВНГО. Аналитики Х. Х. Базиев, И. С. Рябова. А — (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O), F — (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO), M — MgO.

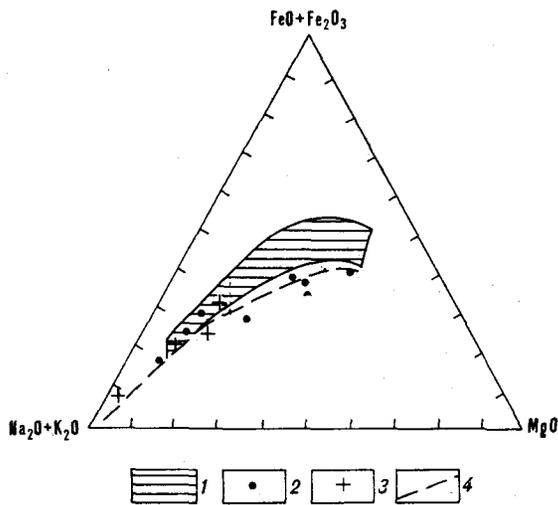


Рис. 2. Известково-щелочные серии с низкой концентрацией железа.

1 — гиперстеновая серия, Сано (Х. Куно, 1964 г.); 2 — комплекс Золотистого (Омолонский массив); 3 — комплекс Бургагы-Школьного (Иньяли-Дебинский синклиниорий Яно-Колымской складчатой области); 4 — тренд гиперстеновой серии, представленный комплексами Золотистого и Бургагы-Школьного на Северо-Востоке СССР.

железа. Однако анализ железистости пород и состава акцессорного магнетита (см. табл. 2) показывает постоянно высокий кислородный потенциал и стабильное парциальное давление кислорода [7], что, в свою очередь, определяется высоким содержанием в магме воды. Вероятно, этим обусловлена исключительно интенсивная поствагматическая гидротермальная деятельность. Большая часть диоритовых порфиритов подверглась низкотемпературной пропилитизации. В породах комплекса широко проявлены метасоматические альбит, хлорит, карбонат, лейкоксен, серицит. Метасоматоз проявляется в связи с последующими тектоническими смещениями и пересечением диоритов и диоритовых порфиритов более поздними магматическими дифференциатами — тоналитами и гранит-порфирами. С гранит-порфирами и фельзориолитами парагенетически связаны золоторудные кварцевые жилы. Взаимоотношение минералов, наблюдаемое в шлифах, и последовательность их выделения: альбит + хлорит + карбонат + пирит → серицит + кварц → адуляр + гематит — позволяют говорить о стадийности метасоматических процессов. Ранняя щелочная стадия сменяется стадией кислотного выщелачивания более сильных оснований и частичного окварцевания, сопровождающейся понижением активности кислорода. Последняя стадия протекает с повышением щелочности и кислородного потенциала (адуляр + гематит). Установлено, что гидротермальные образования генетически связаны с рядом габбро-диорит → диорит, диоритовый порфирит → тоналит-пор-

фир → гранит-порфир, риолит, так как камптониты, прорывающие все интрузивные проявления комплекса, прорывают также и кварцевые жилы.

**Иньяканский комплекс** (комплекс Бургагы-Школьного). Распространен в бассейне р. Тенгке, в Иньяли-Дебинском синклиниории Яно-Колымской складчатой области. К комплексу относятся штоки Иньяканские, Буралкитские, Мираж, Шайтан, Бургагы-Школьный. Буралкитские штоки прорывают и метаморфизуют нараулийскую и хольчанскую свиты позднего мела. Несмотря на малый размер (обычно первые квадратные километры) штоки имеют сложный состав: первая интрузивная фаза — габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, диоритовые порфириты, лампрофиры. Вторая фаза — тоналиты, гранодиориты, адамеллиты, граниты, сопровождаемые субфазой аплитов, изредка пегматитов, третья — многочисленные дайки гранит-порфиров фельзориолитов.

Выделение фаз в массивах описываемого комплекса всегда неоднозначно, за исключением кислых продуктов дифференциации. Неоднозначность эта связана с проявлением атакситовых текстур — пятнистости, полосчатости, когда отдельные округлой формы кумулаты принимаются за ксенолиты ранних фаз. И все-таки достаточно четкие включения диоритовых порфиритов в двупироксен-роговообманково-биотитовом тоналите массива Бургагы-Школьного позволяют говорить о фазах «диорит → тоналит». Состав и текстурно-структурные особенности пород комплекса рассмотрены на примере массива Бургагы-Школьного и его окруже-

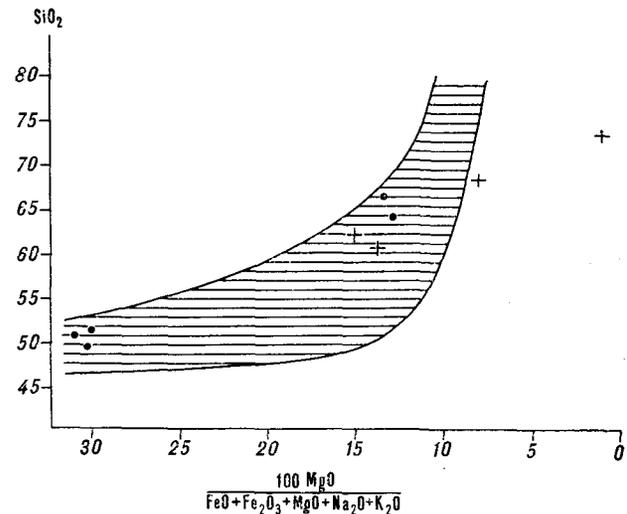


Рис. 3. Зависимость содержания  $\text{SiO}_2$  от коэффициента затвердевания  $\frac{100 \text{MgO}}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$  (Х. Куно, 1964 г.). Усл. обозн. те же, что к рис. 2.

## Минеральные парагенезисы пород массива Бургагы-Школьного

Номер образца	Горные породы	Минералы и их кристаллические характеристики					Биотит (Би)
		Плагиоклаз (Пл)	Калинагровый полевой шпат (Орт)	Ортопироксен (РП)	Клинопироксен (МП)	Роговая обманка (Рог)	
14, 12, 13г, 13в	Двуспироксен-биотит-рогообманковые кварцевые диориты Пл <sub>91-55</sub> + РП + МП + Рог + Би <sub>42</sub> + Кв	№ 31 <sub>кр</sub> —55-яд зональный			В пл. 13в — изумрудно-зеленый	Слабо-зеленая с голубоватым оттенком, cNg = 12°, -2V = 76°, Nm = 1,670 ± активолит, f = 55 %	Бурий с зеленоватым оттенком, Ng = Nm = 1,638 ± ± 0,002, f = 42 %
9а	Диорит с жидкой камптонита Пл <sub>91-55</sub> + РП <sub>1с</sub> + МП <sub>+2V=51°</sub> + Рг <sub>-2V=79°</sub>	№ 31 <sub>кр</sub> —55-яд зональный			Слабо-розоватый, cNg = 44°, +2V = 51°	Ярко-бурая, cNg = 11—12°, -2V = 79°	
4, 4б, 4в, 17в, 15б, 13б, 10г	Двуспироксен-рогообманковобитовые тоналиты Пл <sub>25-62</sub> + Гип <sub>40</sub> + МП <sub>+2V=68°</sub> + Рог <sub>42</sub> + Би <sub>42</sub> + Орт <sub>90</sub> + Кв	№ 25 <sub>кр</sub> —62-яд рекуррентно-зональный	Высокий ортоклаз ⊥ 001: Nm = 0—2°, -2V = 51, 60, 61, 63, 65°, Орт — 90, Альб — 10 %	Гиперстен, -2V = 59,5°, f = 40 %	Бесцветный, cNg = 44°, +2V = 62°	Зеленовато-бурая cNg = 14°, -2V = 72°, Nm = 1,670 ± 0,003, f = 42 %	Бурий со слабо-зеленоватым оттенком, Nm = 1,636 ± 0,002, f = 42 %
10, 13в	Гранодиориты Пл <sub>26-68</sub> + Гип + МП + Рог + Би <sub>70</sub> + Орт <sub>90</sub>	№ 25 <sub>кр</sub> —68-яд рекуррентно-зональный	Высокий ортоклаз ⊥ 001: Nm = 0—2°, -2V = 61, 63°	Единичные зерна	Зеленовато-бурая по Ng, серовато-зеленая по Nm, зеленоватая по Np, cNg = 11°, -2V = 80°	Темно-бурий, Ng = Nm = 1,670 ± ± 0,003, f = 70 %	
13в	Адамеллиты Пл <sub>25-45</sub> + Би <sub>70</sub> + Орт <sub>90</sub> + Кв ± Рог	№ 25—45 зональный	Высокий ортоклаз ⊥ 001: Nm = 0—2°		Изумрудно-зеленая по Ng, cNg = 11°, -2V = 63°	Темно-бурий, Ng = Nm = 1,670 ± ± 0,003, f = 70 %	
8а, 12а, 17а, 18	Гранит — порфиры Пл <sub>8</sub> + Би <sub>хл</sub> + Орт <sub>90</sub> + Кв	№ 8	⊥ 001: Nm = 0—2°, -2V = 65°				Ng = Np = 1,636 ± ± 0,002, f = 42 %

ния. Породы первой интрузивной фазы комплекса представлены мелко- и среднезернистыми порфиридовидными, атакситовыми двупироксен-биотит-роговообманковыми диоритами, диоритовыми порфиритами, лампрофирами. Породы второй интрузивной фазы — тоналиты, гранодиориты, адамеллиты — среднезернистые, также атакситовые. Роговообманковые диоритовые порфириты, переходящие в роговообманковые лампрофиры, слагают множество даек и силлов в окружении массива Бургагы-Школьного. Они прорываются, как и сам массив, многочисленными в этом районе дайками розовых и белесых гранит-порфиров и фельзориолитов. Гранит-порфиры прорываются, в свою очередь, дайками оливиновых базальтов.

Минеральные парагенезисы всех разновидностей пород комплекса, а также кристаллооптические свойства породообразующих минералов приведены в табл. 3, химические составы пород и минералов — в табл. 4. Отметим, что породы мелкозернистые до среднезернистых, порфиридовидные и порфировые. Структуры — гипидиоморфно-зернистые, пойкилитовые, монцититовые; в кислых породах микрогранитовая и фельзитовая структура основной массы.

Среди характерных признаков минеральных парагенезисов комплекса выделяются следующие: 1. Во всех породах от габбро-диорита до адамеллита включительно содержится сложн-зональный плагиоклаз, состав которого колеблется от 25 до 68% анортита. 2. Гиперстен, роговая обманка и биотит тоналитов обладают примерно одинаковой железистостью (40—42%). 3. Все гранитоиды комплекса содержат оптически гомогенный ортоклаз. 4. Характерным является повышенная глиноземистость комплекса при общем щелочно-земельном характере магм. В нормативных составах изученных пород отмечается корунд. 5. Установленный в тоналитах (главной интрузивной фации) массива Бургагы-Школьного парагенезис  $Pl_{25-68} + Gr_{40} + Or_{42} + Bi_{42} + МП + Орт + Кв$  (по И. А. Тарарину [9]) характерен для приповерхностных гранитоидов, в которых кроме биотита обычны безводные темноцветные минералы (оливин, гиперстен, кордиерит, андалузит, гранат). Образование гиперстеновых гранитоидов возможно при низком парциальном давлении воды (повышенной температуре). В них гиперстен ассоциирует с андезином № 35—45 до лабрадора № 55.

Биотит и роговая обманка из гранодиорита, для которых были определены химические составы (см. табл. 4, обр. 10б, 10р), на диаграмме фазового равновесия Л. Л. Перчука [8] попадают на изотерму 700°, что подтверждает высокие температуры кристаллизации гранитоидов массива.

Рассмотренные нами комплексы — Золотистый и Иняканский, при некоторых различиях обладают многими чертами сходства.

К числу различий относятся следующие:

1. Роговые обманки тоналитов массива Бургагы-Школьного принадлежат к обыкновенным роговым обманкам. Роговая обманка из всех разновидностей пород ряда дифференциации в бассейне руч. Золотистого относится к высокоглиноземистым амфиболам типа гастингсит.
2. В породах дифференцированного ряда габбро-диорит → диорит → гранит-порфир массива Бургагы-Школьного содержится значительное количество биотита, концентрация которого возрастает в кислых дериватах комплекса, в то время как биотиту в породах руч. Золотистого принадлежит незначительная роль даже в гранит-порфирах и риолитах. Наконец, гранит-порфиры Бургагы-Школьного массива прорываются дайками оливиновых базальтов, в то время как все породы дифференцированного ряда и гидротермальные образования в бас-

Таблица 4

Химический состав пород и минералов массива Бургагы-Школьного

Окислы, коэффициент	Номер образца						
	Тоналит		Гранит-порфир	Базальт	Гранодиорит	Роговая обманка	Биотит
	4	4а	12а	20	10	10р	10б
SiO <sub>2</sub>	62,81	62,55	73,88	49,60	68,35	44,56	35,50
TiO <sub>2</sub>	0,70	0,62	0,03	1,57	0,34	3,14	3,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,24	17,02	14,34	15,89	15,87	6,56	14,11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,45	1,28	0,44	1,11	0,36	4,41	5,90
FeO	7,19	4,27	0,83	7,80	3,72	20,84	21,56
MnO	0,08	0,07	0,02	0,15	0,06	0,70	0,30
MgO	1,88	1,64	0,11	7,88	0,72	8,36	6,37
CaO	4,95	4,64	0,93	8,36	2,96	6,91	0,69
Na <sub>2</sub> O	3,37	3,10	3,98	2,69	3,54	0,85	0,25
K <sub>2</sub> O	2,40	2,32	3,99	0,60	3,05	0,95	8,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,20	0,02	0,23	0,11	0,15	0,21
H <sub>2</sub> O	0,10	0,14	0,16	0,15	0,07	0,3	0,21
H <sub>2</sub> O+	5,15	1,66	0,62	2,63	0,73	2,37	3,54
CO <sub>2</sub>	3,69	0,57	0,52	0,68	0,05	—	—
С у м м а	99,64	100,07	100,08	99,56	99,90	99,93	99,89
П. п. п.	0,37	1,89	1,42	2,82	0,51	0,36	1,65
A	52	36	91	24	71		
F	33	55	8	30	22		
M	15	9	1	46	7		

Примечание. Кристаллохимическая формула роговой обманки (10р):  $(Ca_{1,08}Na_{0,24}K_{0,18})_{1,50}(Mg_{1,82}Fe_{2,55}Fe_{0,49}Mn_{0,08}Ti_{0,02})_{4,96}(Si_{6,54}Al_{1,14}Ti_{0,32})_{8,0}(OH)_2O_{22}$ ;  $f = 63\%$ ; Кристаллохимическая формула биотита (10б):  $(K_{0,83}Na_{0,04}Ca_{0,06})_{0,93}(Mg_{0,72}Fe_{1,45}Fe_{1,36}Mn_{0,02}Ti_{0,20}Al_{0,21})_{2,96}(Si_{2,87}Al_{1,13})_{4,00}[(OH)_{1,90}O_{0,10}]_{2,00}O_{10}$ ;  $f = 71\%$ . Пробы проанализированы в ЦЛ СВНГО. Аналитики Т. П. Попова, В. Н. Медникова.

сейне руч. Золотистого прорываются многочисленными дайками камптонитов. Среди однотипных свойств комплексов следует отметить следующие: 1. Дифференцированный ряд: габбро-диорит → диорит, кварцевый диорит, диоритовый порфирит, лампрофир (спессартит) → тоналит, тоналит-порфир, гранодиорит, адамеллит → аплит, пегматит → гранит-порфир, фельзориолит. 2. Появление вместе с моноклинным пироксеном гиперстена во всех породах, включая тоналиты и гранодиориты. 3. Высококальциевый плагиоклаз, ассоциирующий с высоким ортоклазом (ортоклаз 90 %, альбит 10 %), в породах от габбро-диорита до гранодиорита включительно. 4. В породах кислого состава — гранит-порфирах, фельзориолитах — плагиоклаз представлен альбитом и альбит-олигоклазом (№ 8, 13), ассоциирующим также с высоким ортоклазом. 5. Сочетание в пределах небольших интрузий разнообразной гаммы пород — от габбро-диоритов до лейкократовых гранитов. 6. Широкое развитие в породах атакситовых текстур. 7. Резкое преобладание в комплексе диоритов, диоритовых порфиритов, переходящих в роговообманковые лампрофиры. 8. При общем щелочно-земельном характере магм, формирующих комплексы, отмечается повышенная глиноземистость (в составе пород постоянен нормативный корунд). 9. Широко проявившаяся в комплексах постмагматическая пропилитизация с образованием кварцевых, кварц-адуляровых жил с золотосеребряным оруденением.

В заключение отметим, что описываемые комплексы по своим петрологическим особен-

ностям отчетливо близки золотоносной интрузивной диоритовой формации, описанной Ю. А. Билибиным [1], считавшим, что «...малые диоритовые интрузии с сопровождающим их специфическим золотым оруденением с удивительным постоянством прослеживаются по всей территории СССР, начиная от Урала и вплоть до Приморья, сохраняя при этом свои характерные петрологические и металлогенические особенности в магматических циклах различного возраста (каледонском, варисском, киммерийском)». Это может служить достаточным основанием для выделения их в самостоятельную геологическую группу пород, определяемую как диоритовая (постбатолитовая) интрузивная формация.

Однако останавливаясь на происхождении малых диоритовых интрузий, Ю. А. Билибин все же предполагал их происхождение из тех же очагов, что и гранитоидные батолиты.

Современные петрологические экспериментальные исследования показывают, что гиперстеновые серии, к которым относятся описанные комплексы, образуются при фракционировании высокоглиноземистых базальтовых магм, генерирующихся на границе земной коры и верхней мантии (10 кбар). Высокое содержание воды в магме (интенсивность постмагматической альбитизации и прокварцевания), возможно, связано с контаминацией магмой сиалического материала [6]. Таким образом, и магматические очаги, и рудообразующие флюиды, вероятно, связаны с верхними горизонтами мантии.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Билибин Ю. А. О некоторых чертах металлогении золота // Зап. ВМО. Вторая серия.— 1947.— Ч. 76, вып. 1.
2. Гельман М. Л. Мезозойские петрографические провинции и магматические формации на Северо-Востоке СССР (в сравнении с южной частью Дальнего Востока и с западом Северной Америки) // Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока.— Владивосток, 1973.
3. Гельман М. Л. Некоторые особенности магматизма Верхояно-Кольмского региона // Магматизм складчатых и платформенных регионов СССР.— Л.: Недра, 1981.
4. Грин Т. Х., Рингвуд А. Е. Происхождение серий изверженных щелочно-земельных пород // Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований.— Л.: Недра, 1970.
5. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы.— М.: Мир, 1965.— Т. 2.
6. Куно Х. Серии изверженных пород // Химия Земной коры.— М.: Наука, 1964.— Т. 2.
7. Осборн Е. Ф. Экспериментальное исследование давления кислорода, содержания воды и порядка кристаллизации базальтов и андезитов // Там же.
8. Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов.— М.: Наука, 1970.
9. Тарарин И. А. Минеральные фации гранитоидов малой и средней глубинности Дальнего Востока.— М.: Наука, 1971.
10. Шевченко В. М. Магматические формации и связь с ними оруденения в бассейне р. Рассохи (Омолонский массив) // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР.— Магадан, 1978.— Вып. 24.

УДК 550.837(571.6)

Ф. Г. Корчагин, Ю. В. Талтыкин

## ГЛУБИННАЯ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГОНЖИНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Используя данные МТЗ, построена геоэлектрическая модель Гонжинского рудного района и прилегающих территорий. Ее анализ совместно с данными о строении, сейсмичности и СВДЗК показал, что геоэлектрические особенности района находят свое отражение в механических и вещественных характеристиках зем-

ной коры. Физическая модель Гонжинского рудного района может быть представлена высокоомным, низкоплотностным, высоковязким штокообразным телом сиалического состава, погруженным в мантию и находящимся среди низковязких тел фемического состава.

Гонжинский рудный район приурочен к периферийной части одноименного выступа кристаллического фундамента Буреинского массива. Методом МТЗ была изучена значительно более обширная территория, относящаяся как к Алдано-Становому, так и к Амурскому геоблоку, разделенным Амуро-Охотской геосинклинально-складчатой системой (ГСС). Геологоструктурная схема, взятая с упрощением из работы [10], показана на рис. 1.

Алдано-Становой геоблок представлен на рассматриваемой территории Становой складчатой областью. Здесь выделяются нижнеархейский комплекс пород, сложенный преимущественно ультраосновными кристаллическими сланцами, гнейсами, кварцитами, интрузиями ультраосновного состава, и Становой, состоящий из различных гнейсов, кристаллических сланцев, амфиболитов, интрузий диоритов и гранитов. Джелтулакским, Уликанским, Сугджарским и другими разломами область разбита на блоки, каждый из которых сложен полностью одним из комплексов пород. Разломы выражены мощными зонами бластомилонитизированных пород, протягивающимися на десятки и сотни километров [12].

Амурский геоблок в рассматриваемом районе представлен Буреинским массивом, фундамент которого вскрыт в Гонжинском выступе. Это в основном архейские гнейсы и кристаллические сланцы, пронизанные интрузиями кислого состава. К северной окраине массива приурочены Ольдойский и Гагский палеозойские прогибы, на которых унаследованно развиваются Верхнеамурский и Деспский мезозойский прогибы. Сложены они осадочными образованиями средневерхнепалеозойского возраста и терригенно-флишовой формацией мезозойского возраста. Северной границей Буреинско-

го массива является Южно-Тукурингский разлом, к которому приурочены Уруша-Олдойская, Верхнеурканская и Среднезейская впадины. Гонжинский выступ облекает Умлекано-Огоджипский вулканический пояс — крупнейшая магматогенная структура Буреинского массива [12].

В Амуро-Охотской ГСС развиты осадочные образования (сланцы, филлиты, алевролиты, песчаники) палеозойско-мезозойского возраста. Для нее характерно надвиго-складчатое строение с широким развитием крупных разломов, разделяющих ГСС на отдельные геологические блоки. Ограничена Амуро-Охотская ГСС с севера и юга соответственно Северо-Тукурингским и Южно-Тукурингским глубинными разломами [12].

В Амуро-Охотской ГСС развиты осадочные образования (сланцы, филлиты, алевролиты, песчаники) палеозойско-мезозойского возраста. Для нее характерно надвиго-складчатое строение с широким развитием крупных разломов, разделяющих ГСС на отдельные геологические блоки. Ограничена Амуро-Охотская ГСС с севера и юга соответственно Северо-Тукурингским и Южно-Тукурингским глубинными разломами [12].

Глубинное строение района изучено слабо. Единственный профиль МОВЗ [2], пройденный вдоль Амуро-Якутской магистрали, пересекает в меридиональном направлении западную часть рассматриваемой территории. По полученным на этом профиле сейсмическим данным, мощность земной коры Алдано-Станового блока составляет 37—41, Амурского — 36—40 км. Особенностью глубинного строения обоих геоблоков в пределах рассматриваемой территории является наличие горизонта, лежащего на 4 км выше границы М. Он выявлен по обменным волнам большей интенсивности, чем от подошвы земной коры. При этом граница М в пределах Амурского геоблока получена по менее достоверным материалам, чем в пределах Алдано-Станового геоблока. Амуро-Охотская ГСС на этом профиле выделяется как зона глубинного разлома. При приближении к нему со стороны Амурского геоблока глубинные границы опускаются, а со стороны Алдано-Станового — поднимаются, т. е. в целом эта

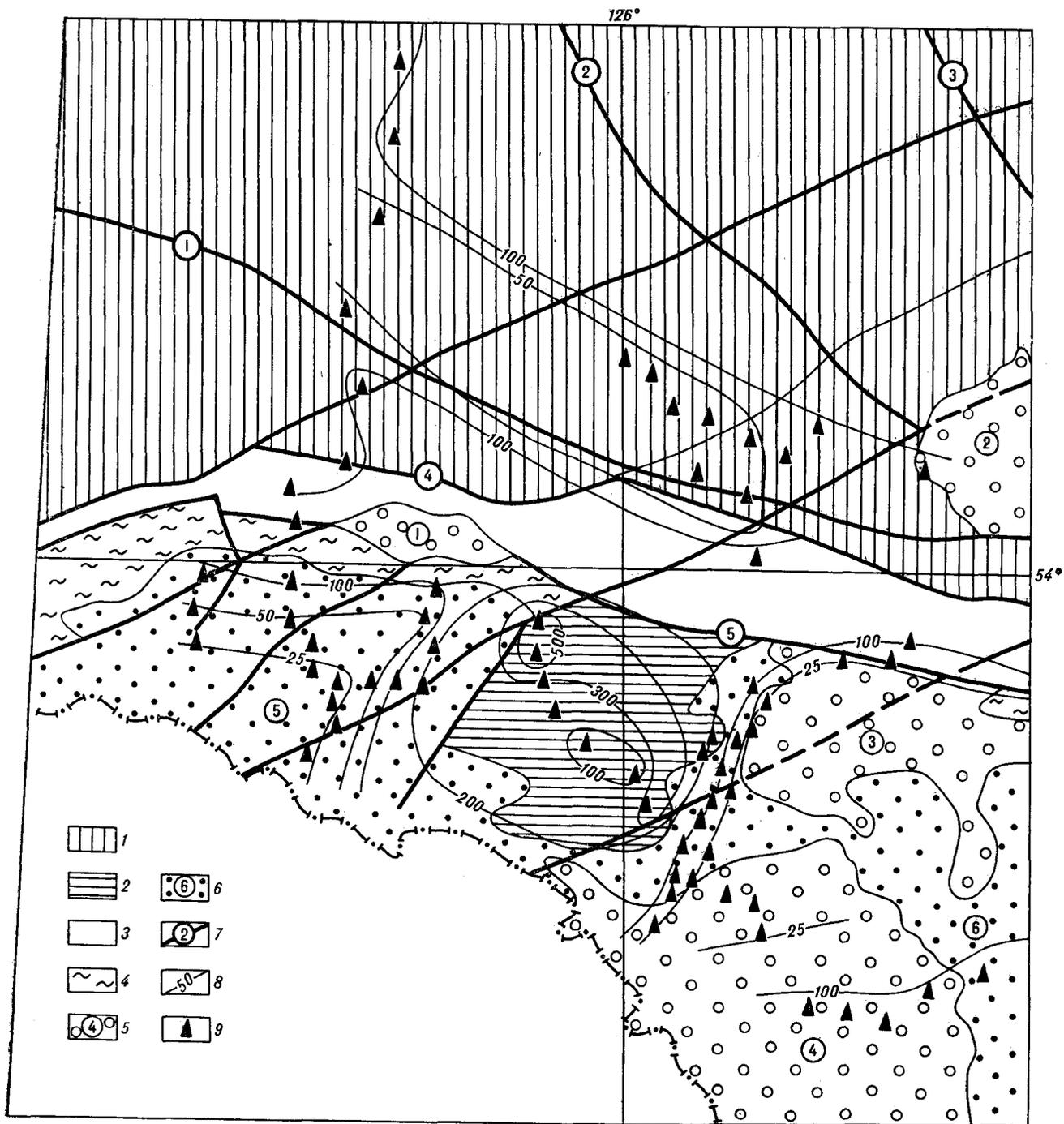


Рис. 1. Геолого-структурная схема Верхнеамурского района.

1 — Становая складчатая система; 2 — Гонжинский выступ Буреинского массива; 3 — Амуро-Охотская геосинклиналильно-складчатая система; 4 — средне-позднепалеозойские прогибы; 5 — верхнемеловые впадины: 1 — Верхнеурканская, 2 — Верхнезейская, 3 — Среднезейская, 4 — Амуро-Зейская; 6 — мезозойские прогибы: 5 — Верхнеамурский, 6 — Делский; 7 — разломы: 1 — Джелтулакский, 2 — Унахинский, 3 — Сугдзарский, 4 — Северо-Тукурингский, 5 — Южно-Тукурингский; 8 — изолинии сопротивления земной коры в Ом-м; 9 — пункты МТЗ.

зона представляется взбросом с поднятым северным крылом.

Уменьшенные значения мощности земной коры Амурского геоблока по сравнению с Алдано-Становым получены и Пурингом с соавторами [8]. Но значения мощности у них не-

сколько занижены по сравнению с данными МОВЗ. Гонжинский выступ, согласно [8], по мощности земной коры не выделяется.

В работе [7] по материалам МТЗ в Становой складчатой области выделено два высокопроводящих горизонта. Кровля первого расположена

на глубине 10—25, а второго — 100—120 км. Вторая зона интерпретируется как астеносферный слой.

Ниже рассмотрим результаты магнитотеллурических зондирований, проведенных на данной территории Институтом тектоники и геофизики ДВО АН СССР с 1979 по 1984 г.

### ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА

Схема расположения точек МТЗ показана на рис. 1. Из-за физико-географических особенностей региона МТЗ проводились в основном в пределах Алдано-Станового и Амурского геоблоков, и только пять зондирований было отработано в Амуро-Охотской ГСС. Полученные результаты позволяют провести первое обобщение и построить геоэлектрическую модель района.

Рассмотрение исходных кривых МТЗ [9, 10] не позволяет выбрать для количественных построений наименее искаженные материалы. Полярные диаграммы имеют сложный вид, максимальные оси полярных диаграмм основных импедансов ориентированы преимущественно в субмеридиональном направлении. Учитывая, что геологическое строение района крайне неоднородно, для дальнейших построений были использованы эффективные кривые.

Поскольку почти все эффективные кривые, полученные на площади работ, несущественно отличаются по форме (проведение районирования на основе конформности затруднено), то пришлось воспользоваться схемой значений сопротивлений эффективных кривых (см. рис. 1). С учетом геолого-структурного районирования выделены четыре зоны: I — Гонжинского выступа, II — Верхнеамурского прогиба, III — Амуро-Зейской впадины, IV — Становой области и Амуро-Охотской ГСС.

Отметим некоторые особенности приведенной схемы. В Становой зоне средний уровень  $\rho_a$  более или менее выдержан. Уменьшение значений на некоторых пунктах МТЗ, возможно, связано с влиянием разлома. В Гонжинской зоне наблюдается увеличение сопротивления при движении к центру выступа. В зоне Верхнеамурского прогиба отмечается уменьшение сопротивления при движении на юго-запад. В зоне Амуро-Зейской и Среднезейской впадин на фоне небольших значений наблюдается повышение сопротивления в районе профиля пос. Сиваки — пос. Аян.

Для зон были построены средние кривые (рис. 2) как среднегеометрические из эффективных кривых, а также средняя кривая для всего района работ (распределение сопротивлений на одном периоде в зонах во всем районе близко к логарифмически-нормальному).

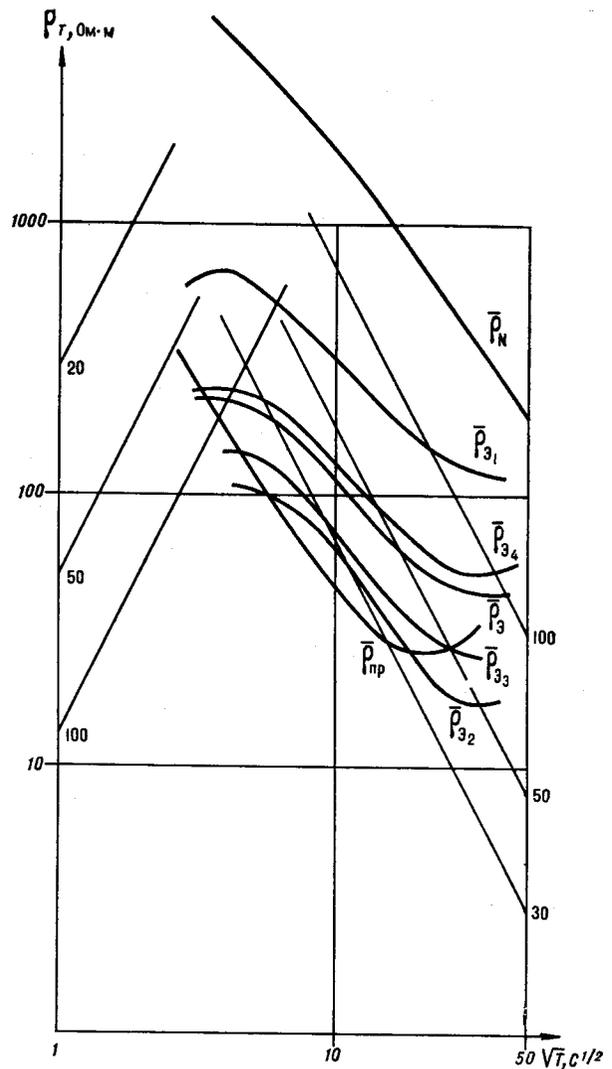


Рис. 2. Средние кривые по зонам ( $\bar{\rho}_{a_1}, \bar{\rho}_{a_2}, \bar{\rho}_{a_3}, \bar{\rho}_{a_4}$ ), средняя кривая по району работ  $\bar{\rho}_a$ , нормальная кривая  $\bar{\rho}_N$  и средняя кривая для Прибайкалья  $\bar{\rho}_{\text{пр}}$ .

Для этих кривых были подобраны многослойные разрезы на ЭВМ (12—15 слоев), что позволило построить графики зависимости сопротивлений от глубины (рис. 3). На рис. 2 показаны также кривая  $\bar{\rho}_{\text{пр}}$  для Прибайкалья [1], полученная осреднением большого количества кривых, и нормальная кривая  $\bar{\rho}_N$ , соответствующая «холодному» разрезу докембрийских платформ [3].

Средние кривые для Верхнего Приамурья лежат ниже нормальной кривой, но выше «горячей» кривой для Прибайкалья, при этом по сравнению с  $\bar{\rho}_{\text{пр}}$  минимумы, соответствующие подошве проводящей зоны, расположены в области более высоких периодов. Это может указывать на то, что проводящая зона находится глубже, но имеет проводимость, близкую к про-

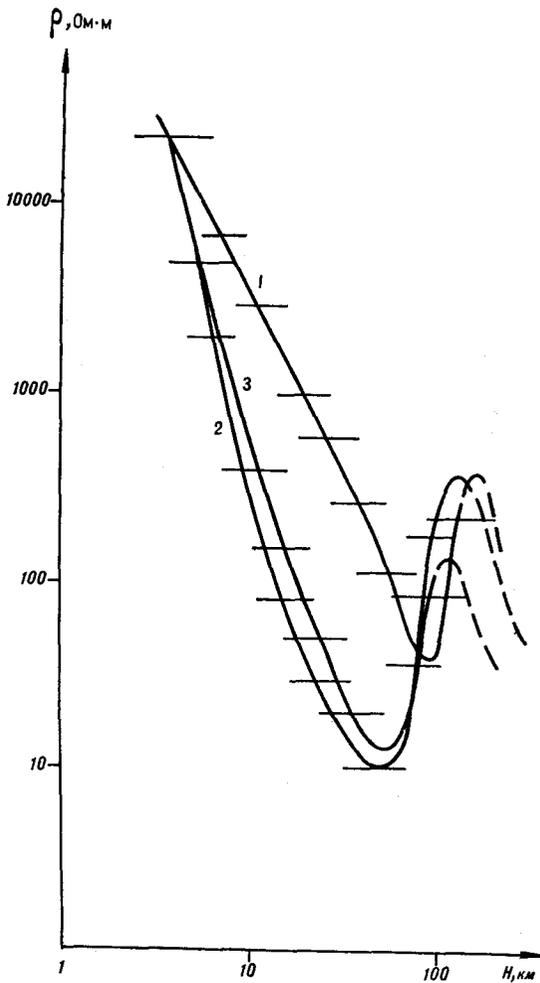


Рис. 3. График изменения удельного сопротивления пород с глубиной для Гонжинской зоны (1); Верхнеамурского, Деспского прогибов, Среднезейской и Амуро-Зейской впадин (2); Становой СС и Амуро-Охотской ГСС (3).

проводимости низкоомного слоя в Прибайкалье. Так, правые восходящие ветви  $\rho_{пр}$  и  $\rho_s$  (средняя кривая для Верхнего Приамурья) лежат практически на одной линии. Общий же разрез является более «холодным». Глубина до проводящей зоны по  $\rho_s$  оценивается в 35—45 км,  $S_2$  — в 3000—4000 См. К сожалению, отсутствие измерений в диапазоне периодов больше одного часа не позволяет определить параметры астеносферы. По  $\bar{\rho}_s$  возможно существование проводящей зоны на глубинах более 100 км. По кривым  $\rho_{a_1}$  и  $\rho_{a_2}$  эта глубина должна превышать 150 км. Самая длинная кривая МТЗ ( $\sqrt{T} = 3 \div 65$ ), построенная в Становой зоне, свидетельствует об отсутствии резкого уменьшения сопротивления до глубины 150 км. Результаты моделирования свидетельствуют о том, что выделить проводящий слой

на глубине 100—150 км с продольной суммарной проводимостью меньше 10 000 См в Верхнем Приамурье будет затруднительно из-за экранирующего влияния верхней проводящей зоны. Поэтому на данном этапе вопрос о существовании астеносферы в Верхнем Приамурье остается открытым.

Взаимное расположение средних кривых и их конформность позволяют предположить действие региональных гальванических эффектов (обтекания Гонжинского выступа и концентрации во впадинах). Кривая  $\rho_{a_1}$  над выступом с малым  $S_1$  завышена относительно  $\bar{\rho}_s$ , а  $\rho_{a_2}$  и  $\rho_{a_3}$  для впадины занижены. Основным приемом выявления подобных искажений является построение карт  $\rho_{yx}/\rho_{xy}$ . При этом вдоль одной оси указанное соотношение больше 1, вдоль другой — меньше. В нашем случае основная часть МТЗ имеет максимальную  $\rho_{yx}$  кривую, т. е. для выступа и впадин отношение  $\rho_{yx}/\rho_{xy}$  вдоль осей  $x$  и  $y$  будет в основном больше 1. Этот же факт свидетельствует о том, что влияние регионального эффекта  $S$  при переходе от выступа к впадине не является, очевидно, определяющим. Вероятно, сами блоки земной коры различных зон имеют значительно разную электропроводность. Локальные же эффекты при движении от точки к точке, очевидно, играют существенную роль. Поэтому, не зная детальной картины распределения  $S_1$ , приходится пользоваться эффективными кривыми.

Необходимо отметить, что хотя мы и попытались свести к минимуму действие искажающих факторов в зонах, нормальной кривой для района следует считать  $\bar{\rho}_s$  (полученную осреднением свыше  $50\rho_s$ ). Искажающее влияние трехмерных неоднородностей только начало изучаться, и, пользуясь двумерными и самыми простыми трехмерными моделями в геологически сложном районе, возможно выделение ложных структур.

Для построения глубинного разреза района на ЭВМ был рассчитан ряд теоретических моделей. Анализ теоретических кривых позволяет сделать вывод, что в районе работ кривые МТЗ могут быть в значительной мере искажены неоднородностями осадочного чехла, на фоне которых проявляются лишь значительные изменения глубинного строения. Поэтому построенный на основании численного моделирования геоэлектрический разрез по профилю пос. Нагорный — г. Сковородино — г. Магадан — пос. Аяк (рис. 4), проходящий через основные структурные элементы района, отражает самые общие особенности строения территории. Они следующие.

На основании полученных материалов можно выделить зону пониженного сопротивления

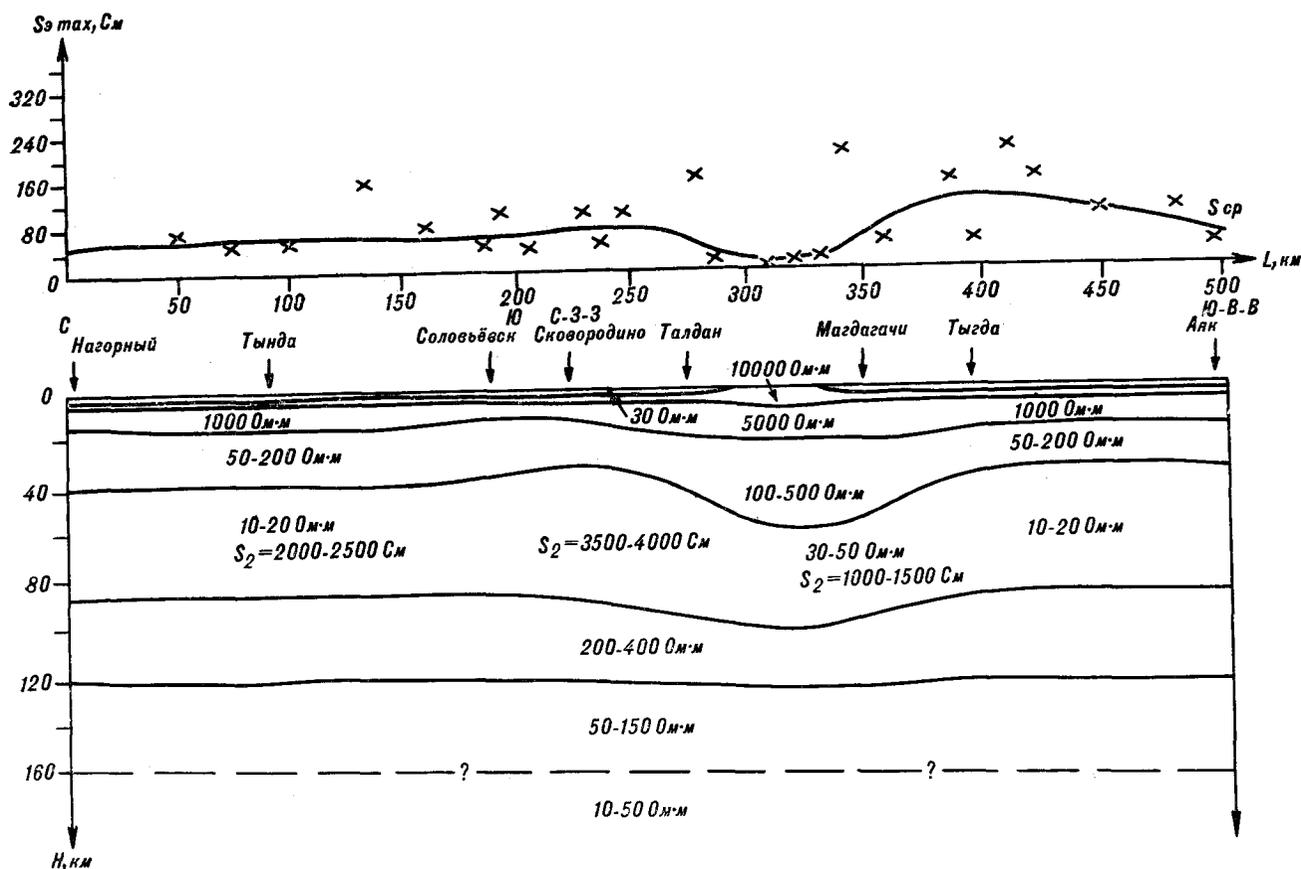


Рис. 4. Геоэлектрический разрез по профилю пос. Нагорный — г. Сковородино — пос. Тында — пос. Аяк.  $S_{ср}$  — усредненный график продольной суммарной проводимости 1-го слоя (построен по левым ветвям кривых  $\rho_0$ ).

в литосфере. Глубина до нее, а также мощность и суммарная продольная проводимость могут являться предметом дискуссии, поскольку эти параметры определены по усредненным кривым. Наиболее вероятная глубина до этой зоны 40 км,  $S \sim 2000 \div 2500$  См. Изменение глубины до проводника в различных зонах менее достоверный факт, так как усреднялось в зонах по 10—20 кривых  $\rho_0$ . К тому же, как уже отмечалось, влияние искажающих эффектов на положение кривых полностью не может быть выясненным.

Полученные материалы позволяют наиболее уверенно выделить один высокопроводящий горизонт с  $\rho \sim 5-15$  Ом·м. Глубина до кровли проводящей зоны, вероятно, различна в пределах отдельных тектонических зон и составляет 35—45 км в пределах Становой области и Амуро-Охотской ГСС, 50—60 км под Гонжинским выступом, 25—35 км под Верхнеамурским прогибом и 20—30 км в пределах Амуро-Зейской и Среднезейской впадин.

Анализ теоретических моделей не позволяет убедительно ответить на вопрос о наличии проводящего горизонта с кровлей, расположенной

на глубинах в 100—150 км, хотя и не отрицает его наличия.

Пониженным сопротивлением ( $\rho_0$  40—100 Ом·м) обладают самые верхние горизонты разреза, мощность которого составляет 2—5 км. Между этими двумя горизонтами располагается высокоомный слой с  $\rho_0 \sim 2000 \div 3000$  Ом·м.

#### АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как видно из вышеприведенных материалов, по глубинным геоэлектрическим свойствам район исследований весьма неоднороден. При этом районирование по геоэлектрическим свойствам удовлетворительно соответствует структурному районированию (см. рис. 1, 4). Последнее свидетельствует о том, что земная кора в пределах каждой структуры характеризуется не только определенным физико-химическим состоянием, но и, возможно, вещественным составом. С этой точки зрения проанализируем имеющиеся материалы.

Алдано-Становой геоблок на рассматриваемой территории в геоэлектрическом отношении

относительно однороден. Выделенные на схеме  $\rho_0$  (см. рис. 1) две узкие зоны, где сопротивляемость меняются от 100 до 50 Ом · м, соответствуют Желтулакскому и Гилуейскому разломам. Последний хорошо устанавливается по неотектоническим данным. Здесь повышение проводимости, вероятно, связано с проницаемостью зон разломов. О вещественном составе земной коры этого района сказать что-либо сложно. Отметим, что по латерали он, вероятно, существенно однороден. Кровля высокопроводящего горизонта располагается в интервале глубин 35—45 км, что достаточно хорошо соответствует положению границы М, определенному по данным МОВЗ (37—41 км). В этой части Становой складчатой системы не устанавливается разуплотнение земной коры и верхней мантии [6], а также в целом для нее характерно осушение земной коры [4]. Указанные факты заставляют считать, что повышенная электропроводность здесь вызвана базификацией низов земной коры и верхней мантии. Падение сопротивления при этом, вероятно, вызывается образованием на глубине надкритических растворов, приводящих к увеличению проводимости пород без существенных гравитационных и сейсмических эффектов. Не исключено, что выделяемая методом МОВЗ интенсивная граница обмена, расположенная на 3—4 км выше поверхности М [2], является верхней границей уплотненной базификацией коры.

Амурский геоблок на рассматриваемой территории в геоэлектрическом отношении неоднороден. Здесь выделяются два низкоомных блока, Верхнеамурская депрессия и Среднезейская впадина, разделенные высокоомным Гонжинским выступом. Границам между ними соответствуют высокоградиентные зоны  $\rho_0$ . Необходимо отметить, что к градиентным зонам приурочены меловые эффузивные образования Умлекано-Огоджинского вулканического пояса, а также известные рудопроявления [13]. Как известно, кислые породы по сравнению с основными характеризуются пониженной электропроводностью [14]. Исходя из этих соображений можно сделать предположение, что земная кора Верхнеамурского и Среднезейского блоков характеризуется повышенной основностью по сравнению с Гонжинским выступом. Внутреннее строение Гонжинского выступа неоднородно. Наиболее высокоомная зона соответствует выходу на дневную поверхность архейских пород. Возможно, они и распространяются до глубин 20—30 км. Кроме того, выделяются две аномалии, имеющие сопротивление более 300 и менее 100 Ом · м, природа которых неясна.

Положение кровли высокопроводящего горизонта здесь также различно и меняется от 20—30 км в пределах Среднезейского блока до

50—60 км в пределах Гонжинского. Кровля этого горизонта, определенная для Верхнеамурского блока, располагается выше, чем граница М. Вероятно, она соответствует зоне интенсивного обмена, расположенной, по данным МОВЗ [2], выше поверхности М. Весь рассматриваемый район в настоящее время поднимается со скоростью, не превышающей 1 см/год [4]. При этом Гонжинский выступ в СВДЗК не отличается от прилегающих впадин. Сказанное заставляет считать, что в низах земной коры и верхах мантии Верхнеамурского прогиба и Среднезейской впадины идет процесс разуплотнения вещества. Более глубокое положение кровли высокопроводящего горизонта под Гонжинским выступом и его значительно меньшая проводимость свидетельствуют о том, что подобного процесса здесь нет.

Амуро-Охотская ГСС в геоэлектрическом отношении изучена недостаточно. Однако приведенные на рис. 1 данные о распределении  $\rho_0$  позволяют высказать предположение о том, что ее проводимость несколько выше, чем в Становой области.

Определенный интерес представляет вопрос об общем физическом состоянии земной коры исследуемого района. В целом, как показано в работе [5], земная кора района испытывает субгоризонтальное сжатие с направлением вектора сжатия по азимуту 20—30°. Сжатие вызвано сближением Алдано-Станового и Амурского геоблоков с одновременным левосторонним сдвигом по Амуро-Охотской ГСС. Все землетрясения в районе коровые, и, судя по механизму очага некоторых из них, вызваны вышеупомянутой деформацией. В региональном плане район находится в сравнительно однородном поле напряжений, поэтому можно считать, что плотность эпицентров землетрясений в какой-то мере отражает вязкость земной коры, т. е. чем вязкость выше, тем эпицентров должно быть больше.

На рис. 5 показана схема распределения эпицентров землетрясений в районе. Схема построена за период 1978—1984 гг. по данным Каталога землетрясений Дальнего Востока, выпускаемого ИМГиГ и ИВ ДВО АН СССР. Как видим, наибольшее количество землетрясений расположено в Алдано-Становом геоблоке, особенно в его западной половине, Гонжинском выступе и восточной части Амуро-Охотской ГСС. В пределах Верхнеамурского и среднезейского блоков устанавливаются только отдельные толчки с  $K < 9$ . При сопоставлении рис. 5 с рис. 1 видно, что зоны крупных разломов, особенно участки их пересечения, наиболее активны в сейсмическом отношении. Наблюдаемая картина позволяет сделать вывод о том, что хрупкость, а следовательно, и вязкость земной коры Гонжинского выступа и Алдано-

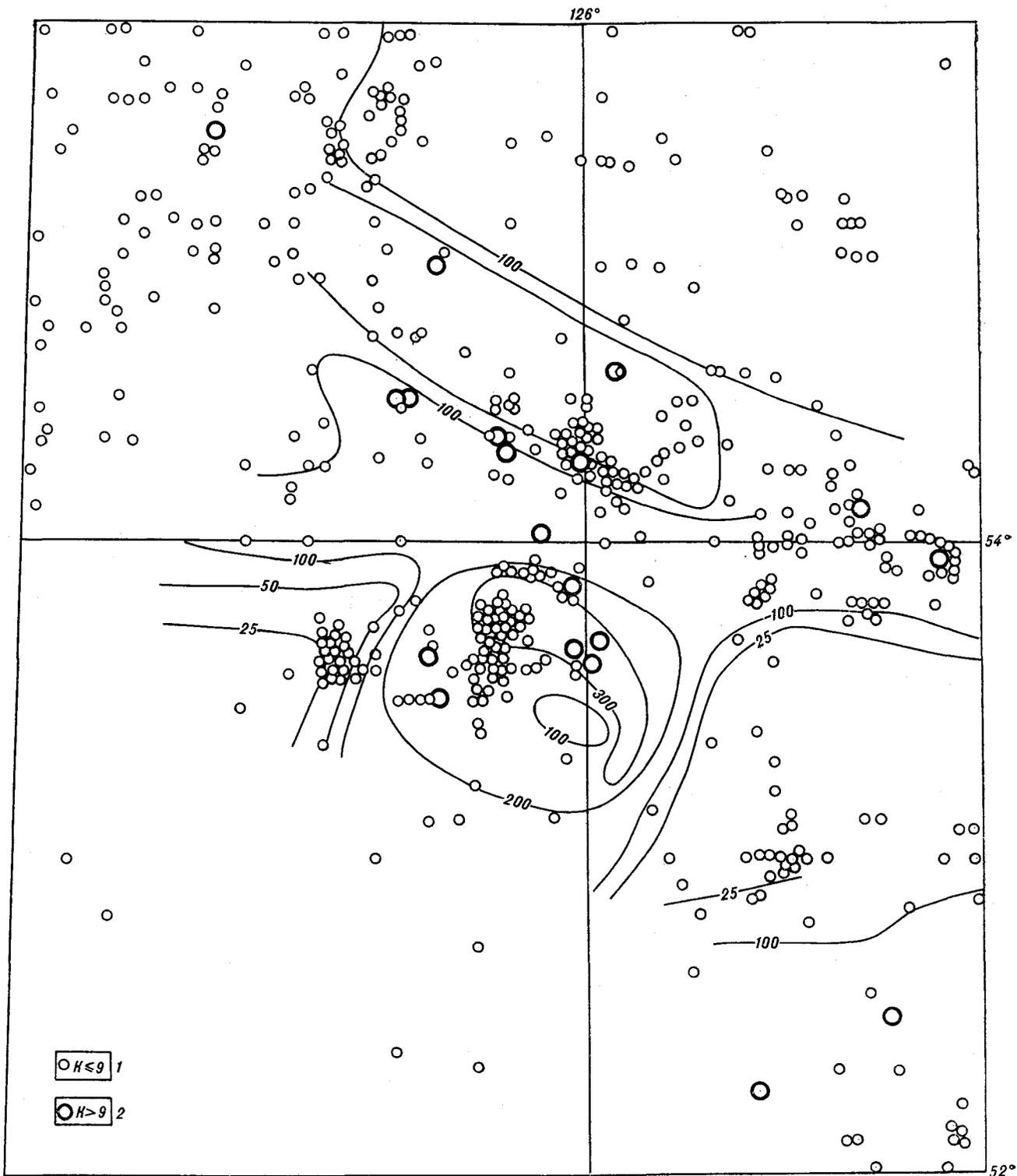


Рис. 5. Схема эпицентров землетрясений Верхнеамурского района.

Станового геоблока выше, чем Верхнеамурского и Среднезейского.

Обращает на себя внимание и отсутствие землетрясений, приуроченных к границе Гонжинского выступа с впадинами (группа зем-

трясений в западной градиентной зоне приурочена к пересечению последней разломом). Этот факт указывает на то, что выступ не смещается относительно впадин, т. е. не происходит изостатического всплывания. Об этом же свиде-

тельствуют и данные СВДЗК [4]. Следовательно, данный район в изостатическом отношении скомпенсирован, причем глубина компенсации Гонжинского выступа должна быть значительно больше, чем прилегающих впадин. Этот вывод служит дополнительным подтверждением большой мощности Гонжинского блока по сравнению с последними.

В заключение кратко сформулируем основные выводы. 1. Основные структуры района отличаются по геоэлектрическим характеристикам: положению кровли высокопроводящего горизонта и эффективным сопротивлением земной коры. 2. В геоэлектрическом отношении Гонжинский рудный район выглядит как градиентная зона  $\rho_z$ , расположенная между высокоомным (Гонжинский выступ) и окружающими его низкоомными блоками. 3. Геоэлек-

трические особенности района находят свое отражение в механических и вещественных характеристиках земной коры. Так, Гонжинский выступ по отношению к окружающим структурам является более вязким блоком, сложенным породами преимущественно (по сравнению с окружающими телами) сиалического состава. 4. Физическая модель Гонжинского рудного района на данном этапе исследований может быть представлена высокоомным, низкоплотным, высоковязким штокообразным телом сиалического состава, погруженным глубоко в мантию и находящимся среди высокоплотных и низковязких тел фемического состава. В контактовой зоне тел различных физических и петрографических свойств расположены магматогенные образования. К этой же зоне приурочено и оруденение.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бердичевский М. Н. Опыт построения модели литосферы Прибайкалья // Всесоюзная школа-семинар по электромагнитным зондированиям. Тез. докл. Мукачево 1978.— Киев: Наук. думка, 1978.
2. Булин Н. К., Афанасьева Н. А. и др. Глубинный разрез юго-востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления по сейсмологическим данным // Сов. геология.— 1972.— № 10.
3. Ваньян Л. Л., Шиловский П. П. Глубинная электропроводность океанов и континентов.— М.: Наука, 1983.
4. Корчагин Ф. Г., Золотарская С. Б. и др. К вопросу о современной геодинамике Приамурья // Тихоокеан. геология.— 1988.— № 2.
5. Корчагин Ф. Г., Ставров В. Н., Туезов И. К. Блоковое строение и геодинамика района Зейского водохранилища // Там же.— 1985.— № 6.
6. Малышев Ю. Ф., Романовский Н. П. Плотностные инверсии как показатель формирования тектономагматических систем Дальнего Востока // Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.
7. Письменный А. М., Алакиши А. М. Строение земной коры западных частей Алданского щита и Становой складчатой системы // Тихоокеан. геология.— 1984.— № 5.
8. Пуринг В. В., Дитмар Г. В. и др. Об использовании особенностей глубинного строения земной коры для металлогенического анализа и тектонического районирования (Дальний Восток) // Геология и геофизика.— 1976.— № 9.
9. Талтыкин Ю. В. Магнитотеллурические исследования при изучении глубинного строения Верхнеамурского рудного района // Докл. АН СССР.— 1983.— Т. 269, № 4.
10. Талтыкин Ю. В., Каплуи В. Б. и др. Предварительные результаты магнитотеллурических исследований в Становой области // Тихоокеан. геология.— 1986.— № 5.
11. Тектоническая карта Дальнего Востока и сопредельных районов м-ба 1:2 000 000/Ю. А. Косыгин, Л. М. Парфенов.— Л.: ВСЕГЕИ, 1982.
12. Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии.— М.: Наука, 1979.
13. Туезов И. К., Бакулин Ю. И. и др. Глубинные геофизические исследования Комсомольского и Верхнеамурского рудных районов // Тихоокеан. геология.— 1983.— № 4.
14. Физические свойства горных пород и полезные ископаемые (петрофизика). Справочник геофизика.— М.: Наука, 1976.

ИТИГ ДВО АН СССР  
Хабаровск

Поступила в редакцию  
18 декабря 1987 г.

*Н. П. Романовский, В. Г. Гурович, М. И. Копылов*

## КОМПЛЕКСНЫЕ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В КОМСОМОЛЬСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ

Рассматриваются результаты комплексного петрофизического анализа Комсомольского рудного района

Глубинные геолого-геофизические исследования и металлогенические построения в рудных районах требуют все большего привлечения петрофизических данных. Комсомольский рудный район в петрофизическом отношении изучался многократно: в разные периоды, различными организациями и исполнителями, на породном и рудно-формационном уровнях, с широко варьирующим комплексом физических параметров. До сих пор все эти обширные, но разнородные материалы не систематизированы. Целью настоящего исследования является комплексный анализ петрофизических особенностей геологических образований района и смежных территорий, применительно к разным глубинам геологического разреза.

Комсомольский рудный район обычно рассматривается как одноименный (или Мяо-Чанский) блок, являющийся краевой юго-восточной частью более крупного Баджалского блока. Отличительная особенность обеих структур — их интенсивная гранитизация в позднем мезозое, обусловившая резко неоднородное строение региона по латерали и вертикали. Рудный район в целом представляет собой прогиб ССВ ориентировки, выполненный юрско-меловыми терригенными и позднемеловыми вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями, которые широко интродуцированы магматическими телами кислого, среднего и реже основного состава. На флангах района эти породы перекрыты неогеновыми платобазальтами и рыхлыми отложениями современных депрессий.

Структура рудного района во многом определяется так называемым Силинским выступом, центральная часть которого соответствует одноименному гранитоидному массиву, а глубина заложения оценивается в 30 км [2]. Внутри этой положительной структуры преобладают породы диоритового, во внешней его части — гранодиоритового, по обрамлению — гра-

нитового состава. По морфометрическим данным, Силинский выступ окаймляется кольцевой структурой, трассирующей серией купольных сооружений разного размера и различной глубины заложения: Чалбинской и Амутской морфоструктурами (глубина заложения 12—13 км), Курмиджинской (8—9 км), Мяо-Чанской (5—6 км), Надежной (2—3 км).

Петрофизические характеристики геологических образований от триаса до позднего кайнозоя рассматриваются не только в пределах собственно рудного района (около 1 тыс. км<sup>2</sup>), но и на сопредельной территории (6,5 тыс. км<sup>2</sup>). Систематизированные по свитам и комплексам данные о плотности и магнитной восприимчивости приведены в таблице. Сведения о них, полученные при изучении более 11 тыс. образцов, близки породно-формационным характеристикам аналогичных образований других районов юга Дальнего Востока.

Информация об удельном электрическом сопротивлении базируется главным образом на результатах параметрических измерений в скважинах и штольнях: за счет влияния трещиноватости и обводненности массивов горных пород величины этого показателя нередко оказываются заниженными в 2—5 раз по отношению к значениям характеристик, полученных при изучении воздушно-сухих образцов [5]. Скорость распространения продольных волн исследовалась на ограниченном (около 1 тыс.) количестве образцов. Наиболее высокими значениями скорости характеризуются вулканиты амутской свиты (6,2—6,5 км/с), наименьшими — высокопористые покровные базальты (3,5—3,8 км/с). Интрузивные породы в зависимости от их состава характеризуются различными скоростями продольных волн: граниты 5,0—6,0, гранодиориты 5,7—6,0, диориты 5,7—6,2 км/с. У осадочных пород юрского возраста этот показатель изменяется от 5,1 до 5,9 км/с, составляя в среднем 5,5—5,6 км/с.

**Петрофизическая характеристика геологических образований Комсомольского рудного района и сопредельных территорий**

Название свиты, толщи, комплекса	Возраст (индекс)	Вещественный состав свиты, толщи, комплекса	Физическая характеристика	
			$\sigma$ , г/см <sup>3</sup>	$\kappa$ , $1,3 \cdot 10^{-5}$ , СИ
<i>Вулканические зоны бассейнов рек Амут и Силинка</i>				
Мяочанский комплекс	$\gamma_3 K_2m$	Граниты, гранит-порфиры	$42 \frac{2,47}{2,67} 2,60$	$42 \frac{0}{360} 30$
	$\gamma_6_2 K_2m$	Гранодиориты, кварцевые диориты, монцониты	$20 \frac{2,56}{2,79} 2,66$	$20 \frac{0}{300} 30$
	$\delta_1 K_2m$	Диориты	$73 \frac{2,68}{2,82} 2,76$	$188 \frac{10}{700} 68$
Амутская свита	$K_2 am$	Андезиты, их туфы, туффиты, туфопесчаники, липариты	$3489 \frac{1,92}{2,77} 2,66$	$3489 \frac{0}{500} 45$
	$\delta л K_2 am$	Субвулканические диоритовые порфиры	$100 \frac{2,60}{2,83} 2,75$	$117 \frac{0}{280} 47$
Холдаминская свита	$K_2 hl$	Конгломераты, песчаники, туфопесчаники, аргиллиты, липариты, дациты, их туфы, туффиты	$1884 \frac{2,24}{2,70} 2,59$	$1884 \frac{2}{29} 9$
<i>Баджало-Горинское звено Сихотэ-Алинской ГСС</i>				
<i>Горинская СФЗ</i>				
Пиванская свита	$K_1 pv$	Конгломераты, гравелиты, песчаники, глинистые сланцы	$301 \frac{2,35}{2,70} 2,57$	$303 \frac{0}{295} 5$
Пионерская свита	$K_1 pn$	Алевролиты, аргиллиты, песчаники	$1182 \frac{2,33}{2,68} 2,59$	$1190 \frac{0}{17} 10$
Горинская свита	$K_1 gr$	Алевролиты, глинистые сланцы, песчаники, кремнистые породы, спилиты, известняки	$864 \frac{2,31}{2,70} 2,58$	$849 \frac{0}{140} 15$
Падалинская свита	$J_3 pd$	Алевролиты, песчаники, кремнистые и кремнисто-глинистые породы, гравелиты, конгломераты	$605 \frac{2,46}{2,75} 2,61$	$605 \frac{0}{33} 15$
Силинская свита	$J_3 sl$	Песчаники, алевролиты, гравелиты, кремнистые породы, конгломераты	$415 \frac{2,37}{2,76} 2,60$	$415 \frac{0}{180} 7$
Ульбинская свита	$J_2 ul$	Алевролиты, песчаники, глинистые сланцы, кремнисто-глинистые и кремнистые породы, седиментационные брекчии, спилиты	$557 \frac{2,41}{2,90} 2,60$	$557 \frac{0}{80} 10$
Хурбинская свита	$J_2 hr$	Песчаники, алевролиты, кремнистые породы, гравелиты, спилиты	$246 \frac{2,42}{2,70} 2,61$	$246 \frac{0}{25} 8$
	$J_1$	Песчаники, гравелиты, алевролиты, седиментационные брекчии, конгломераты, кремнистые и кремнисто-глинистые породы, туфы силицифицированные	$278 \frac{2,38}{2,99} 2,60$	$279 \frac{0}{290} 10$
Бассейн р. Кур	$T_3 n$	Песчаники, алевролиты, кремнистые породы, седиментационные брекчии, конгломераты, спилиты, туфы силицифицированные	$546 \frac{2,38}{2,89} 2,65$	$546 \frac{0}{230} 12$
	$T_3 k$	Песчаники, алевролиты, кремнистые породы, спилиты, конгломераты, седиментационные брекчии	$366 \frac{2,46}{2,73} 2,62$	$366 \frac{0}{838} 15$
	$\beta N_2 - Q_1$	Базальты	$276 \frac{1,83}{2,83} 2,75$	$276 \frac{10}{1290} 337$

Примечание. В числителе минимальное значение параметра, в знаменателе — максимальное, справа от дроби — среднее значение, перед дробью — количество определений. Всего определений:  $\sigma$  — 11 178,  $\kappa$  — 11 352.

Общая пористость неизменных геологических образований района невысока: наименьшая у осадочных пород и амутских андезитов (2—2,5%), наибольшая у кайнотипных базальтов (до 12%).

В пределах рудных полей указанные характеристики за счет влияния мощных зон околорудно-измененных пород и собственно рудных тел существенно варьируют. Для рудных тел специфично повышение плотности (2,7—

3,3 г/см<sup>3</sup>), поляризуемости (10—30% в рудах при первых процентах в неизменных вмещающих породах), в ряде случаев — магнитных параметров (влияние пирротиновой минерализации), при одновременном понижении удельного электрического сопротивления (до 10—1000 Ом·м). Околорудно-измененные породы отличаются резко дифференцированными физическими характеристиками, величина которых определяется типом вещественных

преобразований. К примеру, процессы окварцевания и эпидотизации повышают значения скорости до 6,5—6,7 км/с, удельного электрического сопротивления до 20—50 тыс. Ом·м; процессы же серицитизации, пропицитизации и т. п. понижают скорость до 3,5—3,7 км/с, а удельное электрическое сопротивление до 500—1000 Ом·м.

Приведенные данные свидетельствуют о значительной дифференциации геологических образований Комсомольского района и сопредельных территорий в петрофизическом отношении, а следовательно, о возможности существенного повышения разрешающей способности комплексных геолого-геофизических исследований при изучении глубинного строения района и выяснении динамики развития Комсомольской рудно-магматической системы, во-первых, и при поисках новых рудных объектов и прогнозной оценке верхних этажей рудоносной территории — во-вторых.

На уровне современного эрозионного среза площадь рудного района достаточно уверенно обособляется в поле плотности областью стабильных значений 2,60—2,62 г/см<sup>3</sup> (с локальным повышением до 2,66—2,68 г/см<sup>3</sup> над Амутской мульдой и Сидлинским массивом) по сравнению с резко дифференцированным полем над высокоплотными платобазальтами и низкоплотными отложениями современных депрессий по обрамлению рудоносной площади. В поле магнитной восприимчивости рудный район характеризуется общим «спокойным» понижением значений параметра до  $10-50 \times 1,3 \cdot 10^{-5}$  СИ при существенном повышении значений и неустойчивости распределения локальных аномалий по обрамлению района; Амутско-Сидлинский участок так же, как и в поле плотности, отмечается локальным повышением магнитной восприимчивости до значений  $70-150 \cdot 1,3 \cdot 10^{-5}$  СИ.

Комсомольскому району отвечает локальный гравитационный минимум с экстремумом, близким центральной части рудоносного блока, что позволяет предполагать разуплотнение пород на глубоких горизонтах. По сейсмическим данным, рассматриваемая территория характеризуется слоисто-блоковым строением. На разрезе ГСЗ [3] выделен ряд блоков, где понижение скорости продольных волн в пределах соответствующих участков «гранитного», «базальтового» слоев и верхней мантии достигает 0,3—0,7 км/с. Используя известные корреляционные зависимости между скоростью и плотностью, можно прогнозировать, что разуплотнение пород в таких низкоскоростных блоках составит величину, близкую 0,1—0,2 г/см<sup>3</sup>. Суммарная оценка зафиксированного на разрезе соотношения разуплотненных и неразуплотненных участков земной коры приводит к выводу об

общем дефиците плотности в блоке под Комсомольским рудным районом порядка 0,05—0,06 г/см<sup>3</sup> до глубины 40—50 км. Независимо, путем сейсмогравитационного моделирования, Л. И. Брянский и В. А. Бормотов [1] пришли к выводу о наличии под Комсомольским районом аналогичного по размерам разуплотненного блока со средним дефицитом плотности 0,05 г/см<sup>3</sup>, распространяющимся до глубин порядка 48—50 км. Верхняя (4—8 км) часть блока в последнем случае разуплотнена на 0,15 г/см<sup>3</sup>.

По данным магнитотеллурических зондирований устанавливается трехслойный геоэлектрический разрез Комсомольского района [4]. Верхний низкоомный горизонт отвечает образованиям осадочного чехла, средний высокоомный — консолидированной коре и самым верхам мантии, нижний проводящий — астеносферному или субастеносферному слою. Кровля нижнего проводящего слоя прослеживается на глубинах от 40 до 60 км. На этих же уровнях литосферы методом МОВЗ отмечается обращение фаз сейсмических волн. Корреляция зон инверсий скорости, повышенной электропроводности и пониженной плотности позволяет предполагать наличие на глубинах 40—60 км линз (участков) частичного плавления вещества, соответствующих здесь приближению астеносферного слоя к дневной поверхности по сравнению с геологическими структурами, располагающимися к западу и востоку от Комсомольского рудного района.

Таким образом, представляется, что общая схема развития Комсомольской рудно-магматической системы может рассматриваться следующим образом. Магматическая дифференциация вещества, возникавшая в субастеносферном слое верхней мантии под воздействием активизированного в позднем мезозое теплового потока, эволюционировала как в пространстве (снизу вверх с формированием промежуточных магматических очагов), так и во времени (от позднего мезозоя до настоящего времени). Эти этапы тектономагматической активности характеризуются соотношением позднемезозойских рудоносных гранитоидов и последующего оруденения, наличием послерудных даек, излияниями вулканитов среднего — кислого состава в позднем мелу, базальтов — в неогене, а на современном этапе — опосредованно геофизическими, морфометрическими и неотектоническими данными.

Если сделанные оценки [2, 4] верны, то глубины максимальной генерации энергии, существенных и фазовых преобразований могут фиксировать первичные очаги в мантии (40—60 км), зоны плавления андезитовой магмы вблизи границы М (30 км), очаги дифференциации гранитной магмы (10—15 км), очаги

гранитового батолитообразования (5—9 км).  
Наименее глубинные (менее 2—3 км) физические неоднородности в таком случае оказывали

основное влияние на формирование собственно структуры рудных полей Комсомольского района.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Брянский Л. И., Бормогов В. А. Гравитационная модель глубинного строения Комсомольского рудного района // Тихоокеан. геология.— 1986.— № 1.
2. Критерии и методика комплексной оценки рудных районов/Н. П. Романовский.— М.: Недра, 1982.
3. Поганьев С. В., Спирина Е. Е. и др. Результаты глубинного сейсмозондирования в Хабаровском крае // Сов. геология.— 1979.— № 3.
4. Тузов И. К., Бакулин Ю. И. и др. Глубинные геофизические исследования Комсомольского и Верхнеамурского рудных районов // Тихоокеан. геология.— 1983.— № 4.
5. Физические свойства горных пород Дальнего Востока: (Справочник).— Владивосток: ДВО АН СССР, 1987.

ИТиГ ДВО АН СССР, ПГО Дальгеология  
Хабаровск

Поступила в редакцию  
15 февраля 1988 г.

УДК 550.83(017+053) : 681.3(571.6)

*П. П. Лойгер, Л. П. Карсаков, Ю. Ф. Малышев***СВЯЗЬ МАГМАТОГЕННЫХ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИХ СТРУКТУР  
С ГЛУБИННЫМ СТРОЕНИЕМ ЗАПАДНОГО ПРИОХОТЬЯ**

Ставится задача проследить связь глубинного строения юго-западного замыкания Охотско-Чукотского пояса, восстанавливаемого по геофизическим данным, с выделяемыми по данным крупномасштабной геофизики и геологических исследований магматогенными рудоконтролирующими структурами. Детально описываются геологическое строение рассматриваемого района и отражение этого строения в геофизических (аномальном гравитационном и магнитном) полях. Описана методика построения количественных моделей глубин-

ного строения при отсутствии опорной сейсмической информации. На основе этой методики построены количественные модели глубинного строения района в среднем и крупном масштабах. Установлен характер связи между более глубинными структурами, выделяемыми по данным среднемасштабного моделирования, и близповерхностными, находящими отражение в аномальных геофизических полях при крупномасштабных исследованиях.

**ВВЕДЕНИЕ**

В металлогении Западного Приохотья важнейшее значение имеет оруденение, приуроченное к вулканоплутоническим ассоциациям Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В качестве источника рудного вещества рассматриваются прежде всего гранитоидные интрузии позднемелового джугджурского комплекса. Плотность гранитоидов в целом ниже плотности вмещающих пород, поэтому тела их, являющиеся рудоконтролирующими структурами, отмечаются локальными минимумами силы тяжести. Кроме локальных минимумов в рассматриваемом районе существуют также крупные минимумы силы тяжести регионального характера, например Джангинский минимум (рис. 1). Связь между локальными рудоконтролирующими структурами (с соответствующими им гравитационными минимумами) и региональными минимумами, характеризующими глубинную структуру района, явно не просматривается. Для раскрытия этой связи нами проведено моделирование глубинного строения территории, показанной на рис. 1, до глубины 15—20 и 3—4 км, названное в соответствии с масштабом геофизических съемок, материалы которых использованы при расчетах средне- и крупномасштабным геолого-геофизическим моделированием.

**СРЕДНЕМАСШТАБНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ**

Рассматриваемый район принадлежит юго-восточной окраине Алдано-Стапового геоблока [4], интенсивно активизированного в мезозое.

Главными структурными элементами региона являются Алданский массив и Становая складчатая система, на которые наложены структуры Предджугджурской и Удской вулканических зон. На юго-востоке площади известны фрагменты Аяно-Шевлинского перикратонного прогиба. Становая система отделена зоной глубинного разлома от палеозойско-мезозойских сооружений Монголо-Охотской области, расположенной к юго-востоку.

Алданский массив занимает северо-западную часть территории и сложен на данной площади неизменными и слабоизменными аортозитами Джугджурского массива и метаморфизованными в гранулитовой фации породами нижнего архея. Становая складчатая система отделена от массива одноименным разломом. В пределах площади развития аортозитов этот разлом фиксирует северную границу распространения диафористических изменений.

Разрывные нарушения играют важную роль в структуре района, они разнообразны по ориентировке, глубинности, кинематике и возрасту заложения. Наиболее четко проявленные позднемезозойские разрывы выражены зонами катаклаза, дробления и милонитизации шириной первые десятки, реже до 100 м, а также гидротермально измененными породами и формами рельефа. Проявлены они как самостоятельно, так и унаследованно и имеют диагональную и ортогональную ориентировку. Размещение магматических образований контролируется главным образом подновленными разломами северо-восточного простирания.

Наиболее характерной особенностью гравиметрического поля территории является Джангинский региональный гравитационный минимум. Он располагается в юго-восточной, краевой части Алдано-Станового геоблока и примыкает к узлу сочленения интенсивных региональных гравитационных ступеней: Южно-Становой, являющейся южной геофизической границей геоблока, и Пограничной, разделяющей два крупнейших геоблока Востока Азии: континентальный и переходный [9]. Пограничная гравитационная ступень фиксирует на рассматриваемой территории положение Джугджурского глубинного разлома.

Аномальное магнитное поле более изменчиво. Повышенным уровнем и наибольшей дифференцированностью поля отмечаются выходы на поверхность позднемеловых гранитоидов и комагматических им вулканитов. Исследуемая площадь находится на стыке областей с различным распределением глубинных намагниченных и гравитирующих масс: конформным друг другу в континентальном геоблоке и дисконформным в переходном [7].

Как и для большей части территории Дальнего Востока, создание модели глубинного строения этого района осложняется отсутствием изученности его традиционно опорными для геофизического моделирования сейсмическими методами. Поэтому для построения модели глубинного строения района Джангинского минимума была применена методика, разработанная П. П. Лойтером [5]. Согласно этой методике структурная модель начального приближения строилась с помощью магнитоспектральных разрезов. Магнитное поле, заданное по профилю, обрабатывается в скользящем окне. Для каждого положения окна вычисляется средняя глубина особых точек источников, отвечающих магнитному полю в этом окне. Продвигая скользящее окно по всему профилю, получаем статистическое облако отметок глубин эффективных источников, соответствующих определенному классу аномалий. При увеличении размеров окна в рассмотрение включаются более обширные аномалии, дающие большие глубины эффективных источников. Тем самым достигается эффект зондирования. Для вычисления средних глубин в пределах окна используется пространственный спектр Фурье магнитного поля [5, 10]. Результат магнитно-спектрального зондирования в графической форме представляется дискретным распределением глубинных отметок в виде статистического облака ниже линии профиля. Для такого изображения принято название «магнитно-спектральный разрез».

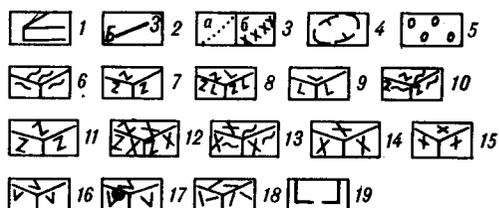
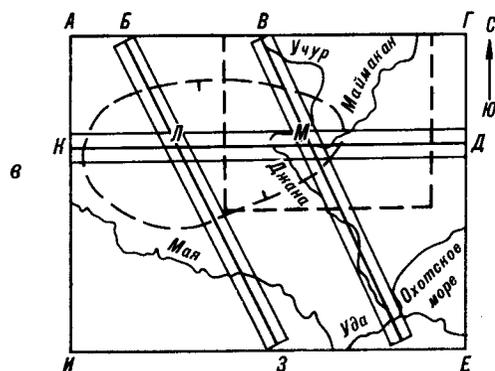
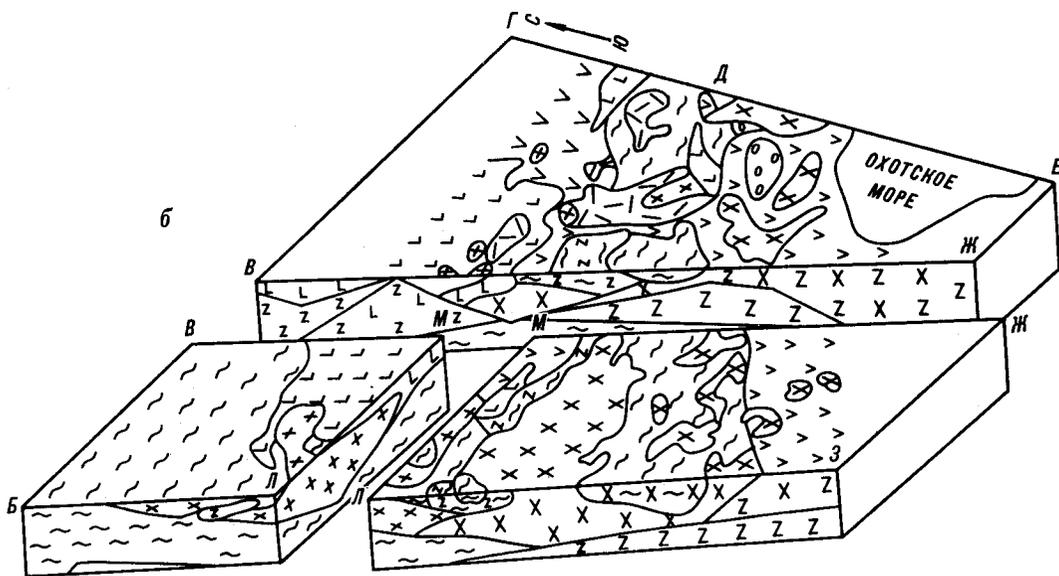
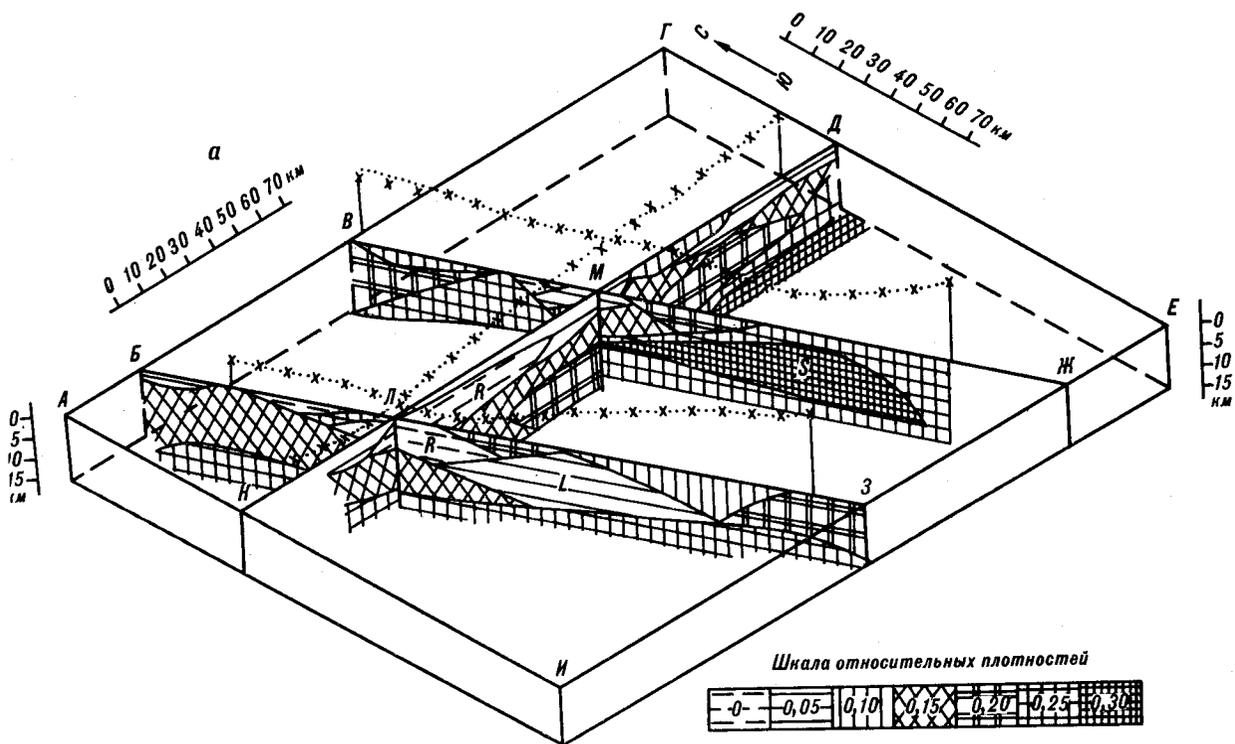
Для расчетов был выбран ряд профилей, пересекающих в различных направлениях Джангинский минимум (см. рис. 1, е). Вдоль

каждого из профилей проложено по одному дополнительному: справа и слева на расстоянии 10 км. Это сделано для учета трехмерных неоднородностей, пересекаемых разрезом. Построенные для параллельных профилей магнитно-спектральные разрезы накладывались друг на друга. В результате для каждого тройного профиля фиксируется система структурных уровней, соответствующих областям повышенной концентрации верхних кромок эквивалентных источников магнитного поля однополюсного типа.

Из опыта работы с магнитно-спектральными разрезами установлено, что рельеф формирующих их областей повышенной концентрации эффективных магнитных источников хорошо коррелируется с аномалиями силы тяжести. Так как конечной целью исследования зоны Джангинского минимума было создание плотностной модели, то на магнитно-спектральном разрезе выделялись именно такие, хорошо коррелирующиеся с гравитационным полем, области. В результате вдоль каждого тройного профиля на основании магнитно-спектрального разреза отстраивалась система многоугольных двумерных блоков, ограниченных линиями выбранных уровней.

По всем системам блоков подобрано распределение плотностей, дающее максимальное приближение рассчитанного гравитационного поля к заданному. При этом из аномального поля удалялась постоянная составляющая, общая для всех профилей. В качестве эталонного гравитационного аномального поля на тройном профиле принималось среднее арифметическое значение аномалий по всем трем профилям. При переходе к трехмерной модели в качестве дополнительного ограничения при подборе служило условие совпадения избыточных плотностей на общих участках разрезов в зонах пересечения профилей. Следует отметить тот факт, что границы выделенных на магнитно-спектральных разрезах блоков довольно легко увязываются друг с другом на этих пересечениях. В результате подбора плотностей блоков и их взаимной увязки по всем профилям удалось построить объемную схему распределения плотностей изученной территории до глубин первых десятков километров (см. рис. 1).

Дадим описание построенной плотностной модели. Ее главной особенностью является присутствие мощного (до 12 км) линзовидного тела  $R$  повышенной плотности на пересечении профилей  $B - З$  и  $K - Д$  (см. рис. 1, а). Судя по сечениям этого тела, можно предположить, что максимальной мощности оно достигает на юго-восток от точки  $L$  на схеме. На плотностных разрезах, построенных по диагональным профилям  $B - З$  и  $B - Ж$ , отчетливо видно юго-восточное падение разуплотненного тела с



постепенным нарастанием плотности с глубиной. В районе точки *L* пересечения профилей тело *R* выходит на поверхность. Здесь же, на геологической карте (см. рис. 1, б), фиксируются выходы джугджурских гранитоидов. Поэтому можно предположить, что таков же состав тела *R*. Падение сложного тела *RL* в сторону глубинного Джугджурского разлома позволяет ставить вопрос о генетической связи между этими двумя структурами.

Расположенным в юго-восточной части профилей *B—З* и *B—Ж* линзовидным блокам повышенной плотности соответствуют на поверхности крупные выходы позднеюрско-меловых интрузивных тел гранодиоритового состава. Следует отметить изменение аномальных плотностей этих блоков между профилями. В то время как плотность линзовидного блока *RL* на участке *L—З* меньше плотности вмещающих пород, плотность блока *S* на линии *M—Ж* существенно выше таковой вмещающих пород. Кровля блока *S* глубже, чем блока *L*. При этом площади выходов гранитоидов над блоком *L* во много раз превосходят таковые над блоком *S*. Эти особенности хорошо объясняются при допущении, что блок *S* сложен преимущественно габброидами. В этой связи стоит заметить, что отмеченные на плотностном разрезе к югу от профиля *K—Д* выходы мелких блоков повышенной плотности совпадают с участками амфиболитизированных габброидов. На основании изложенных результатов была построена объемная геолого-геофизическая модель района Джангинского гравитационного минимума. Предполагается, что магматические породы исходного базитового состава проникали в северо-западном направлении, создавая в ходе магматической эволюции промежуточные очаги габбро-диоритового, гранодиоритового и затем гранитного состава. Результаты моделирования дают основание считать область Джангинского минимума самостоятельным периферийным очагом гранитоидного магматизма, развивавшимся параллельно расположенной к востоку области Маймакано-Киранского рудного района.

Исходя из падения «гранитоидной интрузии», выделенной на плотностных разрезах, можно предполагать, что общий питающий очаг следует искать к юго-востоку от рассмат-

риваемых территорий. Повышение плотности выделенной «интрузии» с глубиной указывает на возможно базитовый состав предполагаемого источника, в силу чего он не имеет гравитационного минимума. Подводящий канал, вероятно, совпадает с зоной Джугджурского глубинного разлома, отмечаемого полосой высоких градиентов гравитационного поля северо-восточного простирания.

## КРУПНОМАСШТАБНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Для крупномасштабного моделирования выбран Маймакано-Киранский рудный район, расположенный на юго-западном окончании Предджугджурской вулканической зоны (см. рис. 1, в). Район охватывает бассейны верховьев рек Джаны, Кирана, Немуя, впадающих в Охотское море, и Учюра, Маймакана, Кундуми, Нагима и Магея, относящихся к бассейну р. Лены.

В многоярусном строении структурных элементов региона участвуют разнообразные геологические комплексы широкого возрастного диапазона — от архейских до мезозойских включительно. По формационному составу, наличию крупных структурных и стратиграфических несогласий здесь выделяются следующие СФК: нижнеархейский, верхнеархейский, верхнеархейско-нижнепротерозойский, нижнепротерозойский (объединенные в соответствии с задачами данного исследования в раннедокембрийский мегакомплекс), палеозойский СФК и мезозойский мегакомплекс.

Раннедокембрийский мегакомплекс (архей — нижний протерозой) образует кристаллический фундамент всей рассматриваемой территории. Особенностью состава нижнеархейского СФК раннедокембрийского фундамента — гранулит-базитового основания Становой системы — является широкое распространение кристаллических сланцев основного состава (петрохимически близких к толеитам), метагабброидов (майско-джангинский комплекс) и анортозитов (древнеджугджурский комплекс). Им подчинены высокоглиноземистые гнейсы, гранулиты, кварциты, чарнокиты. Ультраматаморфические толщи и габброиды нижнеархейского комплекса метаморфизованы в условиях глубинных и

Рис. 1. Схема глубинного строения района Джангинского гравитационного минимума: а — блок-диаграмма расчетных плотностных разрезов, б — блок-диаграмма интерпретационной геологической модели, в — схема расположения профилей.

1 — пространственные ограничения модельной блок-диаграммы; 2 — линии интерпретационных профилей; 3 — кривые  $\Delta g$ : а — исходная, б — рассчитанная от модели; 4 — контур Джангинского минимума; 5 — палеозойские осадочные породы. Геологические тела докембрийского возраста: 6 — метаморфические породы; 7 — габброиды; 8 — габбро-анортозиты; 9 — анортозиты; 10 — амфиболитизированные габброиды. Геологические тела мезозойского возраста: 11 — габброиды; 12 — габбро-диориты; 13 — малые тела гранодиоритов, насыщающие метаморфические породы; 14 — гранодиориты; 15 — граниты, кварцевые диориты; 16 — вулканы среднего состава позднеюрско-мелового возраста; 17 — вулканы среднего состава позднемелового возраста; 18 — вулканы кислого состава позднемелового возраста; 19 — контур территории крупномасштабного моделирования.

высокотемпературных субфаций гранулитовой фации [1, 2]. Породы комплекса испытали наложенную складчатость, площадной диафрез в пределах Джугджурского блока. В менее измененных участках фрагменты складчатых структур имеют северо-восточное, субширотное простирание. Анортозиты образуют плитообразное тело, погружающееся под углом 40—50° к СЗ. Верхнеархейский СФК развит в Лавлинском блоке, являющемся, по-видимому, северо-восточным флангом Удско-Майского грабена. Метаморфические толщи СФК представлены биотитовыми и роговообманковыми гнейсами и амфиболитами, а магматические породы — плагиогранито-гнейсами. Верхнеархейско-нижнепротерозойские метаморфические толщи завершают разрез раннедокембрийского комплекса.

Палеозойский СФК развит на юго-востоке района, где карбонатно-терригенная толща среднего и позднего девона несогласно залегает на раннедокембрийском фундаменте.

Мезозойский мегакомплекс широко распространен в районе. Он включает две вулканоплутонические ассоциации — позднеюрскую и ранне-поздне меловую, отвечающие, вероятно, двум самостоятельным СФК. Позднеюрский СФК образован позднеюрскими вулканитами андезитовой формации (джелонская и, вероятно, немуйканская свиты) Удской вулканической зоны и, по-видимому, комагматичным им удско-зейским интрузивным комплексом. В базальных горизонтах джелонской свиты присутствуют грубообломочные вулканогенно-осадочные отложения, содержащие ископаемую флору юрского возраста. Вулканиты при общем пониженном содержании щелочей характеризуются натриевостью. Гранитоиды удско-зейского комплекса (диорит-гранодиоритовая формация) образуют крупные пологозалегающие плитообразные тела, характеризующиеся гомодромным типом дифференциации. Мощность плутонов достигает нескольких километров. Гранитоиды соответствуют известково-щелочному ряду нормальной или несколько повышенной щелочности с преобладанием натрия над калием и некоторой перенасыщенностью глиноземом. Позднеюрский СФК перекрыт нижне меловой вулканогенно-осадочной молассой.

Ранне-поздне меловой СФК включает вулканиты магейской, мотаринской, тунумской свит и джугджурский интрузивный комплекс. Некоторые авторы сюда же относят вулканиты среднего состава немуйканской свиты. Нижне меловые вулканиты магейской свиты, представленные туфами, игнимбритами дацитов, андезитодацитов, слагают крайние части вулканических построек. По направлению к центру вулканотектонических структур (ВТС), по данным В. Гурьянова, они сменяются андези-

тами, андезитобазальтами, базальтами верхне меловой мотаринской свиты, далее игниспумитами, игнимбритами, туфами липаритодацитов, дацитов, трахидацитов, трахилипаритодацитов и липаритов верхне меловой тунумской свиты. В центральных частях, как правило, размещены прорывающие тела джугджурских гранитоидов. Среди вулканитов установлены многочисленные субвулканические, экструзивные и жерловые образования, сходные по составу с вулканитами магейской, мотаринской и тунумской свит. Поздне меловой джугджурский комплекс образован в три фазы: 1) диориты, кварцевые диориты, монцодиориты; 2) гранодиориты, кварцевые монцониты, монцодиориты, гранодиорит-порфиры; 3) граниты, гранит-порфиры, аплиты. При общем гомодромном характере магматизма в джугджурском комплексе наблюдаются антидромные направленности.

Вулканотектонические структуры Предджугджурской вулканической зоны при крупномасштабном геологическом картировании (В. Я. Чепыгин, В. Н. Гурьянов) сгруппированы в три системы СВ простирания (рис. 2) — северную (Тумско-Немуйскую), центральную Маймакано-Челасинскую и южную (Киранкано-Нагимскую), которые разломами северо-западного простирания разбиты на блоки площадью от 450 до 1800 км<sup>2</sup>, осложненные, в свою очередь, локальными структурами — впадинами, кальдерами, вулканокупольными, экструзивно-купольными и интрузивно-купольными поднятиями разных порядков.

Тумско-Немуйканская система ВТС заходит на исследованную площадь своим юго-западным окончанием. К югу от нее, отделяясь Стаповым разломом, расположена Маймакано-Челасинская система ВТС, вмещающая основную часть ранне-поздне меловых магматических образований. С востока на запад в ее пределах выделяются Нагимо-Челасинское вулканоплутоинтрузивное поднятие, Авлякано-Нагимский вулканический грабен, Киранкано-Джанинский горст, Джанино-Джангинский грабен. Киранкано-Нагимская система ВТС отделена от предыдущей выступом кристаллического фундамента. На данной территории в ее пределах выделяются Киранкано-Киранская и Верхне нагимская ВТС. Рудный район расположен на северо-восточной окраине территории, описанной в предыдущем параграфе. Все сказанное выше о разломной тектонике сохраняет свою силу. Среди разнообразных поздне мезозойских дизъюнктивов, имеющих диагональную и ортогональную ориентировку, на территории рудного района выделяется Киранканский разлом северо-западного простирания. Он проходит между основными ВТС района. Плоскость сместителя падает к юго-западу под углом 75°. Юго-западное крыло разлома приподнято, что сви-

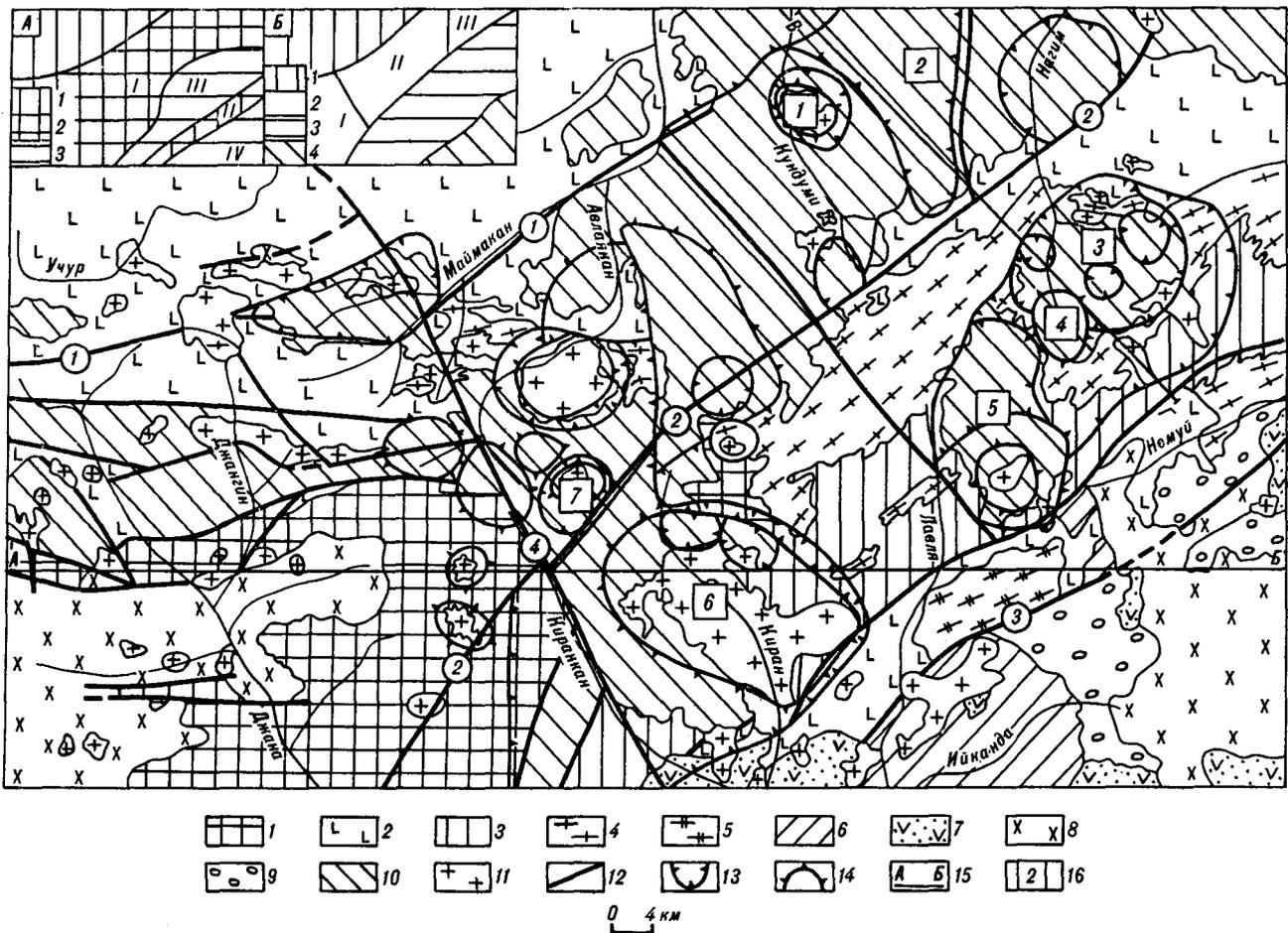


Рис. 2. Геолого-структурная схема Маймакано-Киранского рудного района.

1—4 — раннекембрийский комплекс: 1, 2 — нижнеархейский (чогарский) СФК: 1 — гранулит-сланцевые толщи джанинской серии, 2 — анортозиты древнеджугджурского комплекса, 3, 4 — верхнеархейский (становой) СФК: 3 — амфиболито-гнейсовые толщи удско-майской серии, 4 — гнейсовидные граниты; 5 — граниты верхнеархейского — раннепротерозойского СФК; 6 — палеозойский СФК; 7—10 — мезозойский мегакомплекс: 7 — позднюрские осадочно-вулканогенные отложения джелонской свиты, 8 — гранитоиды удско-зейского интрузивного комплекса, 9 — раннемеловые конгломераты мериконской свиты, 10 — ранне-поздне меловые вулканы, субвулканические тела неразделенные; 11 — гранитоиды джугджурского комплекса; 12 — разломы (цифры в кружках: 1 — Становой, 2 — Ампардак-Челасинский, 3 — Прибрежный, 4 — Киранский); 13, 14 — контуры вулканотектонических структур Преддугджурской вулканической зоны: 13 — отрицательных (депрессии, впадины, просядки, кальдеры), 14 — положительных (вулканокупольные, интрузивно-купольные и другие поднятия); 15 — положение интерпретационных профилей гравитационного моделирования А — Б и В — Г; 16 — вулканотектонические структуры: 1 — Среднекундуминская, 2 — Далинджинская, 3 — Муротанская, 4 — Западнинская, 5 — Арбастах-Лавлинская, 6 — Кирайская, 7 — Киранкано-Джанинская. На врезках: А. Схема блокового строения раннекембрийского кристаллического фундамента: 1 — Алданский мегаблок, 2, 3 — Становая складчатая система: 2 — нижнеархейские блоки фундамента (I — Джугджурский, II — Лавлинский), 3 — верхнеархейские блоки (III — Киранкано-Лавлинский, IV — Прибрежный); Б. Схема главных структурных элементов мезозойского структурного этажа. 1—3 — Преддугджурская вулканическая зона. Система вулканотектонических структур: 1 — Тумско-Немуйканская, 2 — Маймакано-Челасинская (I — Киранкано-Джанинский горст, II — Авляякано-Нагимский вулканический грабен, III — Нагимо-Челасинское вулканотектоническое поднятие), 3 — Киранкано-Нагимская, 4 — Удская вулканическая зона.

детельствует о взбросовой его природе. Разлом хорошо выражен в рельефе, в геологической ситуации и в геофизических полях. Вдоль него вулканы пропилитизированы, содержат кварцевые жилы, отмечается приуроченность золотосеребряной минерализации.

Для мезозойского мегакомплекса весьма характерны дуговые и радиальные разломы, создающие своеобразный структурный каркас ВТС. По характеру движений эти разломы обычно являются сбросами или взбросами. Они связаны с процессами оседания или поднятия вулканотектонических структур. Эти разломы

под крутыми (50—80°) углами падают внутрь ВТС с амплитудой перемещения в сотни метров. В неоген-четвертичное время имели место блоковые перемещения, приведшие к формированию современного рельефа.

В Маймакано-Киранском районе оруденение связано с разными этапами формирования ранне-поздне меловой вулканоплутонической ассоциации. Так, для наиболее раннего оруденения золотого геохимического типа золотосеребряной формации устанавливается связь с мотаринскими вулканитами среднего — основного состава, для медно-порфирового оруденения — связь с

первой фазой джугджурских гранитоидов, для молибденит-кварцевой формации — с лейкогранитами джугджурского комплекса. Эта связь парагенетическая, что подчеркнута структурной позицией оруденения. Все рудные формации позднего мела представляют собой, по-видимому, отдельные стадии в процессе эволюции магматического очага. Рудный процесс эволюционировал от относительно низкотемпературного золотосеребряного вулканогенного к более высокотемпературному редкометалльному плутоногенному со сменой источника рудного вещества от подкорового на раннем этапе рудообразования к коровому на заключительном. Это может быть связано с подъемом геозотерм, с сопряженным с ним перемещением фронта подплавления и образования магматических расплавов за счет коровых образований по вертикали. Эта закономерность прослеживается в гео- и петрохимических особенностях ассоциирующих с ними магматических образований. Пульсационный характер вулканизма в тектонически активной обстановке способствовал взаимодействию исходной магмы с подплавленными вмещающими породами, затрудняя дифференциацию, и привел к формированию контрастной серии вулканитов.

Из изложенных геологических данных вытекает следующее: 1) раннедокембрийский фундамент существенно изменен в мезозое в результате тектономагматических процессов. Подводящими каналами для мезозойского магматизма, вероятно, служили подновленные разломы древнего заложения; 2) рудная минерализация в Маймакано-Киранском рудном районе связана парагенетически с ранне-поздне меловым магматизмом; 3) при общей гомодромной направленности эволюции ранне-поздне мелового магматизма имели место антидромные всплески, что указывает на формирование ВТС в активной тектонической обстановке. Увеличение содержания корового элемента — молибдена в последних фазах джугджурского комплекса свидетельствует о возрастании роли корового вещества в магматических очагах.

Основные структурные элементы Маймакано-Киранского района (см. рис. 2) находят отражение в аномальных геофизических полях. Элементы мезозойского структурного этажа отчетливо отображаются на крупномасштабных аэроадиометрических картах. Здесь выделяются подзоны Предджугджурской вулканической зоны: Тумско-Немуйканская, Маймакано-Челасинская и Киранкано-Нагимская, именуемые системами ВТС; разломы, их разделяющие; блоки и отдельные ВТС. Названные подзоны в виде полосовых крупномасштабных радиоактивных аномалий прослеживаются на юго-запад от Киранского разлома, к западу от которого лишь в Тумско-Немуйской подзоне

имеются аномалии повышенной радиоактивности, но простираение их в подзоне меняется с юго-западного на субширотное в соответствии с геологической картой.

Отмеченная геолого-геофизическая зональность района выражена и на аэромагнитных картах, но менее контрастно. Высокой изменчивостью обладает аномальное магнитное поле Маймакано-Челасинской вулканической системы, обусловленное вулканитами. В Киранкано-Нагимской подзоне повышенной намагниченностью характеризуются Киранканское купольное поднятие и описанная выше кольцевая структура на северо-востоке подзоны, включающая Муротанскую, Арбогастах-Левдинскую, Западническую и ряд других ВТС. Большинство мелких ВТС района (Среднекупидуминская, Киранкано-Джавинская и др.) по магнитометрическим данным выделяется увереннее, чем крупные ВТС. В то же время глубинные разломы региона картируются магнитной съемкой даже хуже, чем аэроадиометрической.

Наибольшей глубинной информативностью среди имеющихся геофизических материалов отличаются аномалии силы тяжести. Они наилучшим образом отражают элементы мезозойского структурного этапа Маймакано-Киранского рудного района.

Предджугджурская и Удская вулканические зоны разделяются достаточно четкими гравитационными ступенями, которые частично совпадают с глубинными разломами (Становым, Ампардак-Челасинским, Прибрежным). Отчетливо картируется в гравитационном поле Киранский глубинный разлом. Внутренняя структура вулканических зон имеет различия. В Маймакано-Челасинской подзоне ориентировка локальных элементов поля северо-восточная, согласная с общим простираением этой системы. В Тумско-Немуйканской подзоне это генеральное направление локальных аномалий преобладает к востоку от Киранканского разлома, а к западу от него оно сменяется на субширотное. Структура Киранкано-Нагимской подзоны характеризуется чередованием крупных максимумов и минимумов силы тяжести, сменяющихся по простираению зоны и расположенных дискордантно к ней в северо-западном направлении. В Удской вулканической зоне ориентировка локальных элементов гравитационного поля преимущественно северо-восточная.

Интересной особенностью локальных гравитационных минимумов, отвечающих мезозойским купольным ВТС, является характерное для многих минимумов смещение их эпицентров к северо-западу относительно выходов гранитоидных тел на поверхность в центральных частях ВТС.

Все измерения физических свойств горных пород по району по состоянию на 1984 г. обоб-

щены Е. Б. Сучилиным. Средние плотности пород, приводимые Е. Б. Сучилиным, близки к изученным по региону в целом [9]. Поэтому они использовались для гравитационного моделирования. При подборе допускались отклонения от среднего не более чем на 0,01—0,02 г/см<sup>3</sup>, что вполне попадает в рамки изменчивости плотностей горных пород рассматриваемой территории.

Вышеизложенные геолого-геофизические данные по Маймакано-Киранскому рудному району позволяют подойти к построению сначала физической, а затем и геологической моделей глубинного строения района.

Для выбора начального приближения с помощью программы магнитного спектрального анализа были обработаны данные крупномасштабной аэромагнитной съемки, снятые по системе трех интерпретационных профилей. В результате по этим профилям получены области повышенной концентрации верхних кромок и центров тяжести магнитных источников. Эти разрезы сопоставлялись с соответствующими участками геологических карт масштаба 1:50 000 и 1:200 000, а также с рисунком локальных гравитационных аномалий.

Это сопоставление позволило наметить начальную схему распределения плотностных неоднородностей вдоль профилей и в их ближних окрестностях. Учет влияния окрестностей осуществлялся по методике, предложенной Н. Л. Маловицкой [6]. На основании этой схемы было задано начальное приближение для решения обратной гравиметрической задачи в классе источников, имеющих форму четырехугольных усеченных пирамид [8]. Плотность элементарных источников принималась постоянной.

Элементарные тела выбирались таким образом, чтобы верхние их кромки, выходящие на поверхность, примерно обрисовывали контуры геологических тел, снятые с геологической карты. Нижние кромки намечались по рисунку сгущения источников на магнитно-спектральном разрезе на основании их корреляции с результатами качественной интерпретации гравиметрических данных. Так, на профиле В—Г (рис. 3) наблюдается постепенное погружение верхних кромок магнитных источников в сторону гравитационного минимума на площади, закрытой кислыми вулканитами с прорывающими их гранитами. Последнее послужило основой для проведения по линии этих кромок нижней границы элементарных источников, моделирующих геологические тела пониженной плотности (кислые вулканиты с  $\sigma = 2,55$  г/см<sup>3</sup>, верхнемеловые гранитоиды с  $\sigma = 2,60$  г/см<sup>3</sup>, верхнепротерозойские — с  $\sigma = 2,65$  г/см<sup>3</sup>). Прямая задача, решенная от трехмерной плотностной модели, составленной по описанной схе-

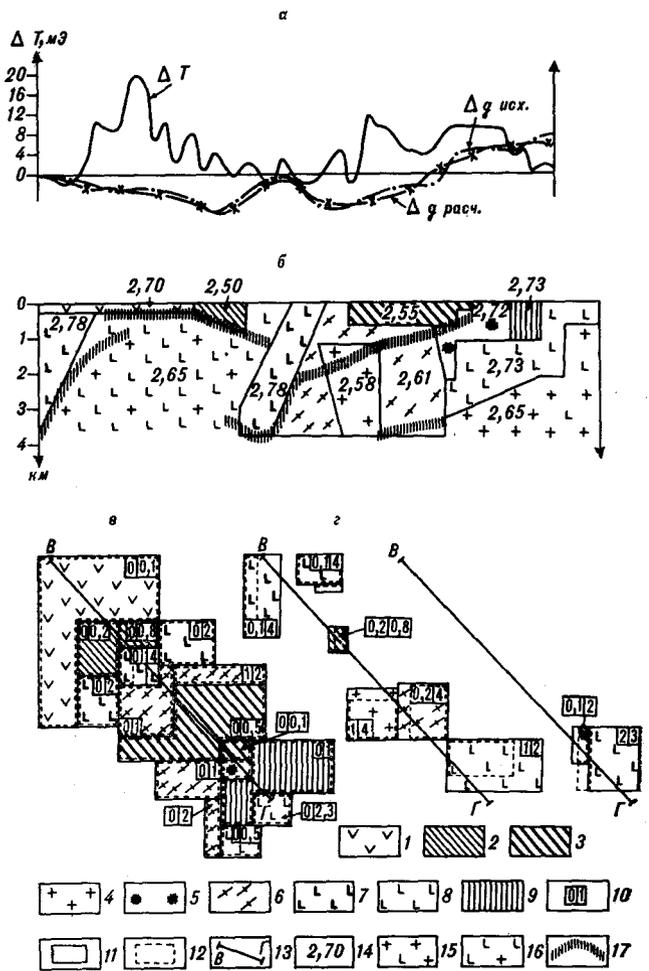


Рис. 3. Гравитационное моделирование по профилю В—Г.

а — графики  $\Delta g$  исходного,  $\Delta g$  расчетного,  $\Delta T$  по профилю В—Г; б — обобщенный плотностный разрез по профилю В—Г; в — план-схема начального варианта плотностной модели по профилю В—Г; г — план-схема добавленных в процессе интерпретации «скрытых» элементов модели по профилю В—Г. Вероятные плотностные заполнения модельных тел и соответствующие им плотностные интервалы: 1 — андезитобазальты мотаринской свиты (2,30—3,00 г/см<sup>3</sup>); 2 — субвулканические породы кислого состава тунумской свиты (2,13—2,71 г/см<sup>3</sup>); 3 — покровные образования кислого состава маягской свиты (2,30—2,75 г/см<sup>3</sup>); 4 — граниты джугджурского комплекса (2,01—2,73 г/см<sup>3</sup>); 5 — диориты джугджурского комплекса (2,43—2,81 г/см<sup>3</sup>); 6 — древнеархейские плагиограниты (2,24—2,89 г/см<sup>3</sup>); 7 — габбро-анортозиты (2,60—2,87 г/см<sup>3</sup>); 8 — анортозиты (2—26—2,84 г/см<sup>3</sup>); 9 — древнеархейские метаморфические породы лавинской серии (2,64—2,90 г/см<sup>3</sup>); 10 — глубины верхних (левая цифра) и нижних (правая цифра) кромок модельных тел в километрах; 11, 12 — контур верхних и нижних кромок модельных тел соответственно; 13 — линия интерпретационного профиля В—Г; 14 — значения плотности модельных тел на разрезе в г/см<sup>3</sup>; 15 — предполагаемые области развития удско-зейских гранитоидов с непереработанными ксенолитами анортозитов; 16 — предполагаемые области развития анортозитов, пронизанных трещинными телами джугджурских гранитоидов; 17 — уровни магнитных кромок, снесенные с магнитно-спектрального разреза.

ме по каждому из профилей, дала результат, существенно отличающийся от наблюдаемой кривой. Последовательно решая прямые задачи, удалось добиться такого распределения тел и плотностей в них, что рассчитанное гравитационное поле в пределах точности не отли-

чалось от заданного. Подбор осуществлялся с удалением постоянного на всем участке линейного фона, обусловленного присутствием здесь интенсивной Пограничной гравитационной ступени.

При подборе выбирались так называемые «активные тела» (АТ). Под ними понимались элементарные источники, параметры которых менялись во время текущего итерационного шага подбора. Остальные источники не менялись, создавая «аномальный фон». В качестве АТ выбирались элементарные источники, наиболее близкие к интерпретационному профилю (т. е. профилю, вдоль которого в текущий момент решалась прямая задача) в областях наибольшего расхождения рассчитанной и исходной кривой. Плотность АТ сохранялась неизменной, а геометрические параметры последовательно изменялись с целью получить наилучшую сходимость исходной и рассчитанной кривых, которая определялась визуально на графике, выдаваемом ЭВМ. По исчерпыванию возможных вариантов параметров АТ осуществлялся переход к другому набору АТ. Таким образом, расхождение кривых постепенно сводилось к заданному уровню.

Результаты подбора изображались в виде плана последовательно вводимых вдоль профиля тел с разноской на разные схемы, подстилающих друг друга «активных тел». Кроме того, по каждому интерпретационному профилю строился сводный плотностной разрез.

Одним из главных результатов гравитационного моделирования было установление того факта, что в пределах изменчивости измеренных плотностей пород локальная составляющая аномального гравитационного поля с точностью до линейного фона объясняется плотностными неоднородностями, расположенными на глубине до 5 км. При этом глубинная структура всего района как бы задается двумя пластинчатыми блоками пород габбро-анортозитового состава, полого ( $15-30^\circ$ ) падающими на северо-запад. Промежуток между этими блоками занят (по крайней мере, до глубины 2—4 км) преимущественно раннекембрийскими гранитоидами. Остальные встречающиеся здесь образования также в основном имеют общую составляющую падения на северо-запад. Исключением из приведенного правила являются покровные вулканические образования, в самом расположении которых, однако, тоже наблюдается тенденция — простирание в северо-восточном направлении, т. е. вкрест генеральному падению смоделированной общей структуры. Впрочем, последний факт установлен не только вследствие гравитационного моделирования, а подтверждается и анализом геологической и аэромагнитной карт совместно с данными аэрогаммаспектрометрии.

Для подбора плотностной модели были выбраны два профиля, проходящие через крупные вулканотектонические структуры (см. рис. 2). Первый  $A-B$  — широтный, проложен через южную часть района и пересекает Киранское интрузивно-купольное поднятие, наиболее крупное из цепочки северо-западного простирания подобных ему положительных ВТС. Второй профиль  $B-G$  северо-западного направления проходит через крупную Суротанскую вулканотектоническую депрессию, находящуюся в юго-восточной части района. Далее к северо-западу профиль пересекает тела раннекембрийских гранитоидов и лантарских габбро-анортозитов, затем проходит через Далинджинскую вулканотектоническую депрессию.

Следует отметить, что повсеместно центры ВТС не совпадают с эпицентрами соответствующих им гравитационных минимумов. Как правило, наблюдается общее смещение минимумов в запад-северо-западном направлении. Это увязывается с отмеченным ранее общим падением структурных элементов в этом же направлении.

Моделирование северо-восточной части площади проводилось по профилю  $B-G$  (см. рис. 3). Магнитно-спектральный разрез позволяет выделить общее падение магнитных кромок в северо-западном направлении от 0 до 1,5—2 км. На трех участках явно выделяются погружения уровней до 3—4 км. В гравитационном поле этим участкам соответствуют локальные максимумы. Поверхностное проявление этих максимумов различное. Крайний северо-западный приходится на площадь, закрытую покровами верхнемеловых андезитобазальтов. Соседний с ним локальный минимум коррелируется с выходами субвулканических образований кислого состава, к которым с юго-востока примыкает полоса габбро-анортозитов Лантарского массива, ассоциирующаяся с центральным гравитационным максимумом. Примерно посередине выхода анортозитов проходит крупный Ампардак-Челасинский разлом северо-восточного простирания.

Гравитационный эффект плотностных аномальных источников, использовавшихся для моделирования вдоль профиля  $A-B$ , на профиле  $B-G$  не превышал 0,5 мГл. Поэтому моделирование на профиле  $B-G$ , как и выбор фоновой плотности, можно было осуществлять независимо от профиля  $A-B$ . Для удобства моделирования значение фоновой плотности было принято равным  $2,65 \text{ г/см}^3$ , что отвечает средней плотности развитых на юго-восточном продолжении окончания профиля удско-зейских гранитоидов.

Результаты моделирования показали, что анортозиты, лежащие к юго-востоку от разлома, имеют повышенную плотность  $2,78 \text{ г/см}^3$ .

и, вероятно, обогащены габброидной составляющей. Примыкающие к анортозитам с юго-востока раннедокембрийские гранитоиды сменяются вдоль по профилю покровными вулканидами кислого состава Муротагской депрессии, прорванными верхнемеловыми гранитоидами. Всею этому участку отвечает на профиле асимметричный гравитационный минимум, плавно выходящий на максимум, соответствующий выходам плотных метаморфических пород ( $\sigma = 2,73 \text{ г/см}^3$ ) лавлинской свиты и следующей за ним по профилю полосы анортозитов северо-восточного простирания. На границе переходного участка от минимума к максимуму расположен выход диоритов джугджурского комплекса. На поверхности он отмечается максимумом аномального магнитного поля, по которому можно оценить северо-западное погружение диоритов. По плотности они практически не отличаются от докембрийских метаморфических пород и анортозитов, поэтому при гравитационном моделировании эти три типа пород составили единый блок.

Гравитационное моделирование рассмотренных максимумов позволило подобрать здесь тела с плотностью 2,78 (для крайнего северо-западного и центрального) и  $2,73 \text{ г/см}^3$  (для юго-восточного). Все три тела полого падают на северо-запад. Сопоставление значений подобранных плотностей с общей геологической ситуацией позволяет предположить, что первые два тела сложены габбро-анортозитами с повышенной габброидной составляющей (из них первое тело — открытое), а третье представлено анортозитами, прорванными диоритами.

Между вторым и третьим анортозитовыми телами до глубины 4 км распространены породы с плотностью  $2,61 \text{ г/см}^3$ . В соответствии с выходами на поверхность можно считать, что это раннедокембрийские плагиограниты. В то же время одного тела с плотностью  $2,61 \text{ г/см}^3$  оказалось недостаточно для моделирования гравитационного минимума. Пришлось ввести расширяющееся кверху тело с плотностью  $2,58 \text{ г/см}^3$ , вероятно, позднемеловых джугджурских гранитоидов. Такое допущение подтверждается выходами таких пород в районе минимума. Вся эта зона на большей части профиля *B — Г* перекрыта кислыми вулканидами с  $\sigma = 2,55 \text{ г/см}^3$ , мощность которых возрастает от 0 до 0,5 км в северо-западном направлении.

Северо-западный участок профиля *B — Г* перекрыт андезитобазальтами мотаринской свиты. Из-за небольшой мощности они не дают существенного эффекта в гравитационном аномальном поле. Зато асимметричная вулканическая структура, прилегающая к анортозитовому телу и до глубины 0,8 км сложенная породами с  $\sigma = 2,50 \text{ г/см}^3$  (вероятно, тунумские

субвулканиды), создает отчетливый локальный минимум силы тяжести.

Пространство по разрезу ниже мотаринских и тунумских вулканидов сложено породами с  $\sigma = 2,65 \text{ г/см}^3$ . По-видимому, это измененные анортозиты, пронизанные сетью трещинных тел верхнемеловых гранитоидов, служивших питающими каналами для перекрывающих тунумских вулканидов. Подобное объяснение основывается на обильном распространении анортозитов в этой части участка и, в частности, на выходе на поверхность анортозитовых пород со схожими плотностями, непосредственно примыкающих к габбро-анортозитовой плите. С другой стороны не намечается какого-либо локального источника для частых здесь тунумских вулканидов. Поэтому вполне возможно, что питание их осуществлялось по рассеянным в теле анортозитов каналам, обусловившим понижение средней плотности вмещающих пород.

Породы с плотностью  $2,65 \text{ г/см}^3$ , подстилающие пологопадающее тело анортозитов в юго-восточной части профиля, по-видимому, соответствуют удско-зейским гранитоидам, обширные выходы которых фиксируются на юго-восточном продолжении окончания профиля. Возможно, в них присутствуют в виде непереработанных ксенолитов остатки вещества анортозитов.

При моделировании структур, расположенных в южной части участка опорным являлся профиль *A — Б* (рис. 4). Анализ магнитного спектрального разреза вдоль него позволил наметить ряд уровней на глубине 0,5 и 1,5 км. Последующее гравитационное моделирование вдоль профиля позволило «оживить» эти уровни, заполнить плотностным и затем вероятным породным содержанием.

Породы фундамента в районе профиля *A — Б* представлены метаморфическими образованиями лавлинской и куманской свит, а также диафторированными габбро-анортозитами. Средняя плотность всех этих комплексов пород близка  $2,74 \text{ г/см}^3$ . Она была принята в качестве «нулевой» — фоновой при подборе модели.

Наиболее контрастная особенность поля на профиле (см. рис. 4): сочетание локального максимума и примыкающего к нему с востока локального минимума. На поверхности максимуму соответствуют выходы амфиболитизированных габброидов, минимуму — вулканиды и верхнемеловые гранитоиды Киранского вулкано-тектонического поднятия. На восточном конце профиля выход раннепротерозойских гранитоидов отмечается слабым гравитационным минимумом на фоне градиентного возрастания поля. При этом, как уже указывалось, эпицентр локального гравитационного минимума смещен

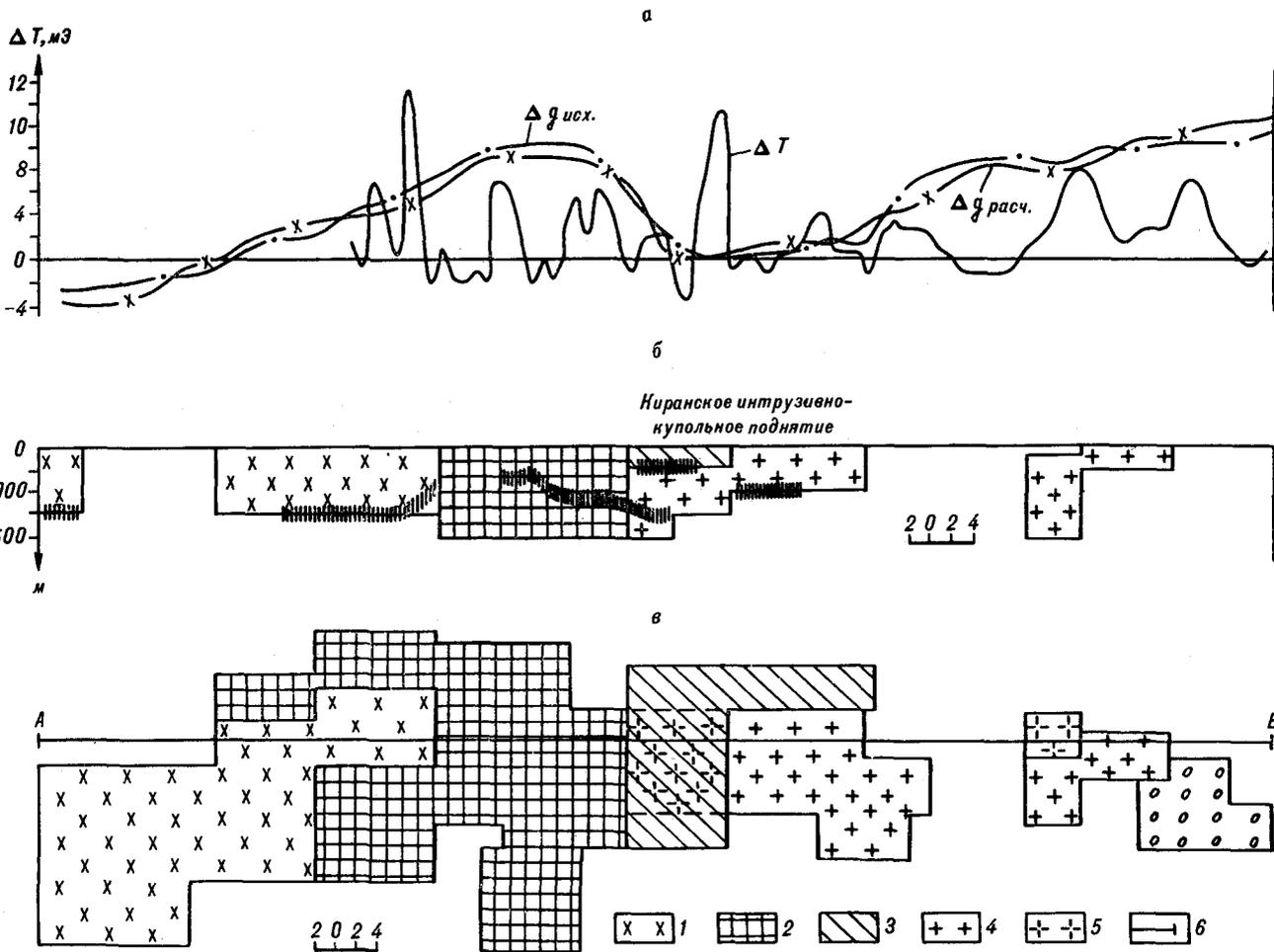


Рис. 4. Гравитационное моделирование по профилю А — В.

а — графики  $\Delta g$  исходного,  $\Delta g$  расчетного,  $\Delta T$  по профилю А — В; б — расчетный плотностной разрез по профилю А — В; в — план-схема расчетной плотностной модели по профилю А — В. Вероятное породное заполнение модельных тел и соответствующие им плотностные интервалы: 1 — удско-зейские гранитоиды ( $2,60-2,71$  г/см<sup>3</sup>); 2 — амфиболитизированные габброиды ( $2,69-3,08$  г/см<sup>3</sup>); 3 — вулканиты кислого состава ( $2,22-2,59$  г/см<sup>3</sup>); 4, 5 — джугджурские гранитоиды ( $2,01-2,72$  г/см<sup>3</sup>); 4 — обнаженные, 5 — скрытые. Незаштрихованные участки соответствуют телам с фоновой плотностью  $2,74$  г/см<sup>3</sup>; 6 — линия профиля А — В. Вертикальной штриховкой показаны на расчетном разрезе уровни магнитных кромок, снесенные с магнитно-спектрального разреза.

к северо-западу от выхода гранитоидов на поверхность. Для моделирования этих аномалий понадобилось: 1) продлить намеченное по геологической и гравиметрической карте тело амфиболитизированных габброидов плотностью  $2,84$  г/см<sup>3</sup> на глубину от  $0,5$  до  $2$  км (в разных блоках); 2) под покровом кислых вулканитов и субвулканических пород ( $\sigma = 2,46$  г/см<sup>3</sup>) мощностью  $0,5$  км смоделировать тело гранитоидов джугджурского комплекса плотностью  $2,57$  г/см<sup>3</sup> (выходящих в юго-восточной части Киранской структуры на поверхность) в виде блока с мощностью, нарастающей в северо-западном направлении от  $0,5$  до  $1,5$  км (при этом контакт с амфиболитизированными габброидами вертикальный); 3) тело раннепротерозойских гранитоидов ( $\sigma = 2,65$  г/см<sup>3</sup>), расположенных в восточной части профиля, оказалось необходимым сделать падающим в северо-западном направлении под диафориро-

ванные габбро-анортозиты с фоновыми значениями плотности, с нарастанием мощности от  $0,2$  км на обнаженном участке до  $1,8$  км в слепом и с глубиной верхней кромки  $0,2$  км.

Таким образом, проведенными исследованиями глубинного строения Маймакано — Киранского района установлено следующее (рис. 5): 1. Большинство вулканотектонических структур отмечается локальными минимумами силы тяжести, при этом наблюдается закономерное смещение эпицентров этих минимумов к западу и северо-западу от соответствующих ВТС. 2. Гравитационное объемное моделирование источников этих аномалий показало, что создаваемые ими аномальные эффекты могут быть обеспечены распространением на глубину до  $4$  км вулканоплутонических ассоциаций, представленных в первую очередь гранитоидами джугджурского комплекса. 3. Положение руденосных гранитоидных интрузий контролируется

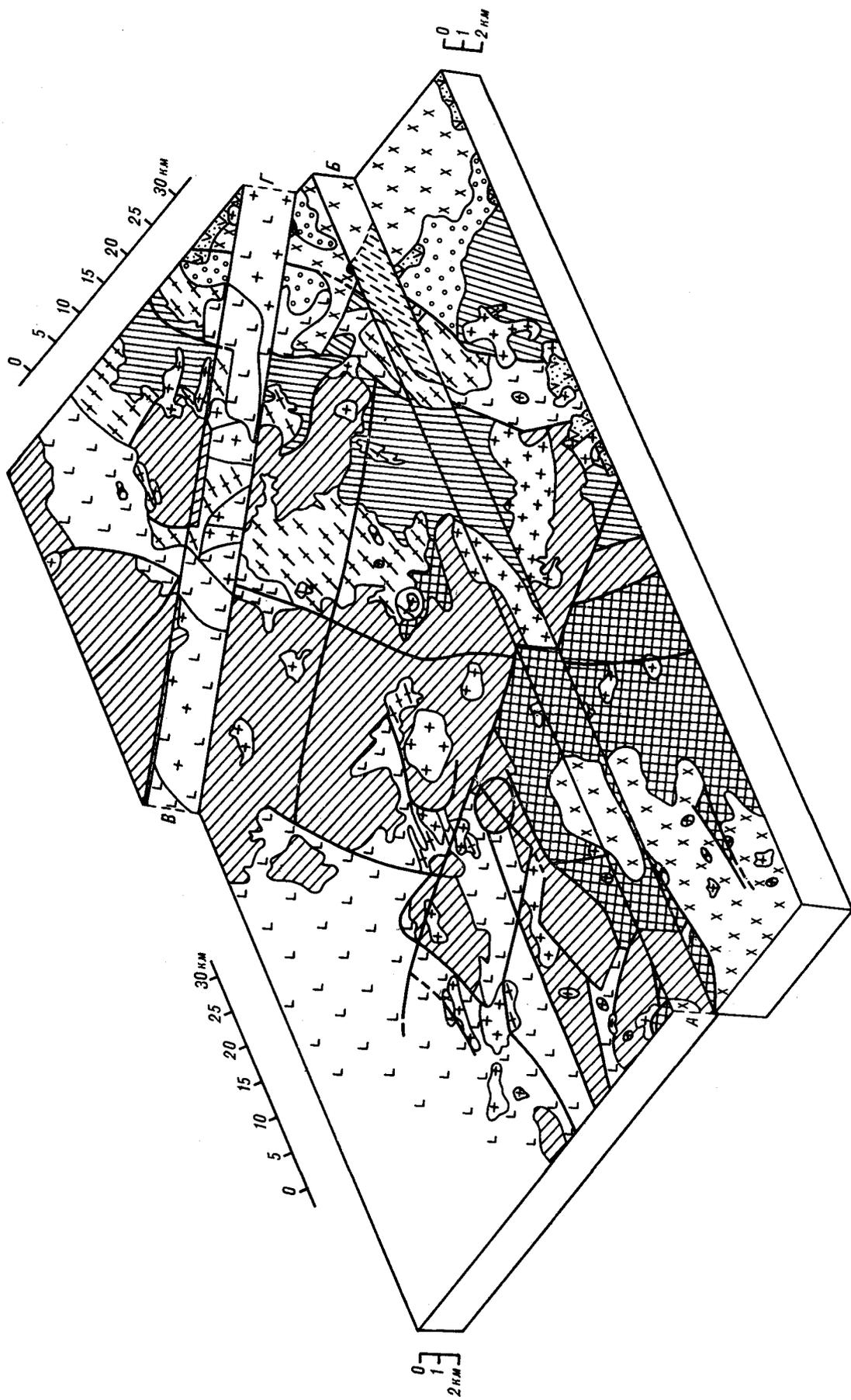


Рис. 5. Блок-диаграмма глубинного строения Маймакано-Киранского рудного района. На вертикальные разрезы блок-диаграммы внесены сечения только тех тел, которые получены в результате геофизического моделирования. Усл. обозн. см. на рис. 2.

структурным каркасом, задаваемым падающими на запад-северо-запад телами габброидов. Последние, вероятно, отмечают общее направление плоскостей смесителей глубинных разломов, которые могли служить подводящими каналами гранитоидной магмы в верхних (до 5 км) горизонтах земной коры.

Итак, сопоставление результатов моделирования прилегающих друг к другу Маймакано-

Киранского рудного района и зоны Джангинского гравитационного минимума показывает существенное различие глубинной ориентировки поверхностных и глубинных структур. Действительно, на всей рассматриваемой территории поверхностные тела падают на запад-северо-запад. В то же время отчетливо просматривается запад-юго-западный наклон крупных зон разуплотнения на больших глубинах.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Карсаков Л. П. Глубинные гранулиты.— М.: Наука, 1978.
2. Карсаков Л. П., Косыгин Ю. А., Малышев Ю. Ф. Модели глубинного строения и эволюции докембрийских блоков Дальнего Востока // Докл. АН СССР.— 1981.— Т. 256, № 1.
3. Карсаков Л. П., Малышев Ю. Ф., Романовский Н. П. Проблемы глубинного строения юго-востока Алданского щита // Районирование геофизических полей и глубинное строение Дальнего Востока.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.
4. Красный Л. И. Геология региона БАМ.— М.: Недра, 1980.
5. Лойгер П. П., Маловицкая Н. Л. Возможности оценки параметров намагниченного тела спектральным методом // Геофизические исследования геологических структур Дальнего Востока.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983.
6. Маловицкая Н. Л. К вопросу об учете трехмерности пространства верхней части разреза при гравитационном моделировании // Глубинное моделирование геологических структур по гравитационным и магнитным данным.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985.
7. Малышев Ю. Ф., Брянский Л. И. и др. Магнитные модели докембрийских блоков Дальнего Востока // Исследование региональных магнитных аномалий платформенных областей.— Киев: Наук. думка, 1984.
8. Старостенко В. И. Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии.— Киев: Наук. думка, 1978.
9. Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока.— М.: Наука, 1984.
10. Spector A., Grant F. S. Statistical models for interpreting aeromagnetic data // Geophysics.— 1971.— V. 35, N 2.

ИТиГ ДВО АН СССР  
Хабаровск

Поступила в редакцию  
10 апреля 1987 г.

---

#### ДИСКУССИЯ

В статье изложена методика построения разномасштабных глубинных геолого-геофизических моделей на основе гравитационного моделирования с использованием результатов интерпретации магнитометрических данных способом логарифмических спектров, разработанным одним из авторов. Реализация методики показана на примере Маймакано-Киранского рудного района. Результаты выполненных исследований оригинальны, интересны своими практическими выводами о связи рудоматических систем с особенностями глубинного строения территории. Заслуживает внимания так-

же форма представления результатов объемного моделирования в виде аксонометрических блок-диаграмм. В качестве недостатка проведенных расчетов следует отметить неиспользование сведений о магнитных свойствах пород, что является погрешностью принятой методики магнитных спектров. Дискуссионна обоснованность идентификации субгоризонтальных магнитоспектральных границ субгоризонтальными плотностными границами. В то же время предложенный авторами подход в условиях отсутствия опорной сейсмической информации представляется конструктивным.

ИТиГ ДВО АН СССР

Ф. И. Манилов

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.837

Н. А. Пальшин

ДОННЫЕ ГЛУБИННЫЕ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИЕ ЗОНДИРОВАНИЯ  
В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Выполнено двух- и трехмерное моделирование с целью учета влияния приповерхностных неоднородностей на результаты донных глубинных магнитотеллурических зондирований (ГМТЗ), проведенных в северо-восточной части Тихого океана. Выделены наименее искаженные компоненты кажущегося сопротивления

ния  $\rho_k$ , интерпретация которых показала близость геоэлектрических разрезов для всего исследуемого региона (от Гавайских островов до Восточно-Тихоокеанского поднятия). Построена единая геоэлектрическая модель региона, указано на наличие анизотропии электропроводности литосферы.

Во второй половине 70-х гг. в северо-восточной части Тихого океана была выполнена серия донных глубинных магнитотеллурических зондирований (ГМТЗ) с помощью созданной в Скрипсовском океанографическом институте аппаратуры [9, 10]. Схема расположения точек приведена на рис. 1. Донные ГМТЗ стали источником принципиально новой информации о глубинном строении верхней мантии океанов. Интерпретация полученных данных, выполненная разными авторами, позволила обнаружить проводящий слой в пределах астеносферы, выделенной по результатам сейсмологических исследований [5, 14, 15]. При интерпретации использовались средние геометрические значения основных компонент тензора импеданса. Однако экспериментальные значения компонент тензора импеданса, полученные в этом регионе, характеризуются существенной анизотропией.

пунктов ROSE-1B и S. F. Rev. были составлены двумерные модели на основании батиметрических данных и априорных сведений о глубинном геоэлектрическом разрезе [1]. Расчеты выполнялись для периодов 2, 4, 8 и 16 ч для двух поляризаций внешнего поля ( $E$ - и  $H$ -поляризации) с помощью программы, основанной на методе конечных элементов [8]. Изучалась зависимость величины искажений от обобщенных параметров:  $T = \int \rho dz$  — поперечного сопротивления и  $S = \int \sigma dz$  — продольной проводимости. Выполненное моделирование позволяло выявить ряд особенностей действия берегового эффекта на электромагнитные поля на дне.

Характер искажений продольной и поперечной (по отношению к береговой черте) компонент кажущегося удельного сопротивления  $\rho_k$  существенно различается, весьма отличен также характер искажений на поверхности и на дне (рис. 2). Искажения продольной компонен-

В связи с этим возникает необходимость учета прежде всего приповерхностных неоднородностей, влияние которых на данные ГМТЗ весьма сильно. Для этого автором было выполнено численное моделирование для двух- и трехмерных моделей приповерхностных неоднородностей, из которых наиболее существенным является береговой эффект.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Согласно разработанной автором методике моделирования искажений электромагнитных полей на дне океана неоднородный приповерхностный слой (примерно 5 км мощностью) заменяется тонкой неоднородной пленкой. Глубинный разрез в первом приближении можно рассматривать как одномерный, где электропроводность зависит лишь от глубины. Для

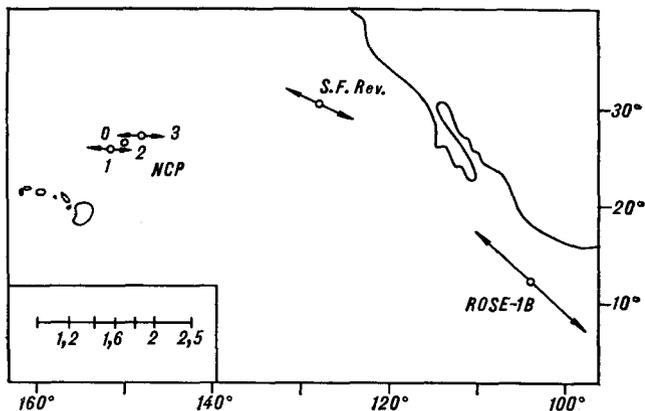


Рис. 1. Схема расположения пунктов донных ГМТЗ. Стрелками показаны направление максимумов импедансных диаграмм на периоде 4 ч и величина параметра  $M = |Z_{max}/Z_{min}|$  (масштаб на врезке).

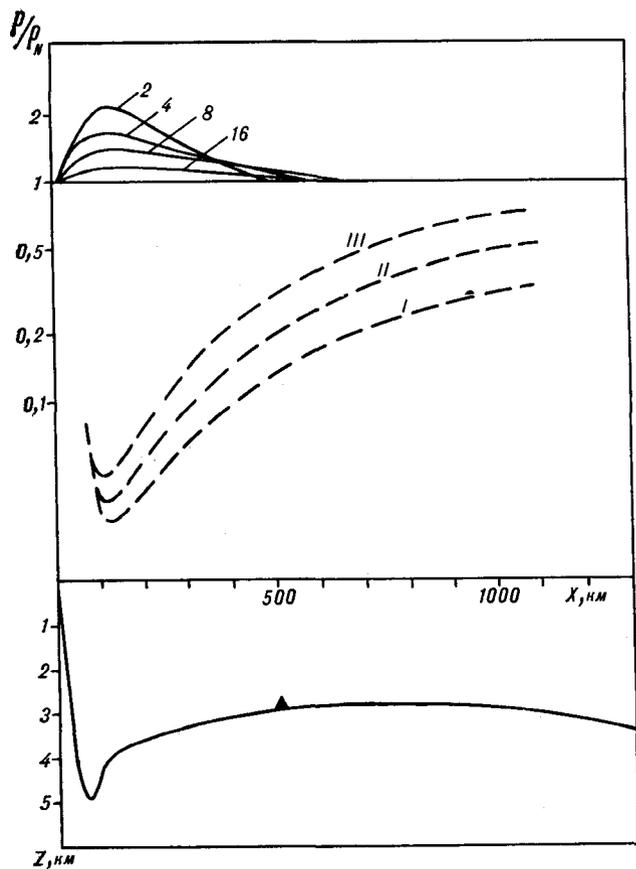


Рис. 2. Результаты численного моделирования для модели ROSE-1B.

Вверху — зависимость искажений кажущегося сопротивления (расчетное кажущееся сопротивление  $\rho$ , нормированное на кажущееся сопротивление одномерного глубинного разреза в океане  $\rho_N$ ) от расстояния от береговой линии  $X$ . Внизу — модель верхнего неоднородного слоя в океане. Проводимость верхнего слоя на континенте составила 500 См. Треугольником показано расположение точки измерения электромагнитных полей. Сплошные линии — искажения кажущегося сопротивления для  $E$ -поляризации внешнего поля; цифры у кривых — период колебаний электромагнитного поля в ч. Пунктирные линии — искажения кажущегося сопротивления для  $H$ -поляризации внешнего поля. Римским цифрам соответствуют глубинные разрезы с различными значениями параметра  $T$  поперечного сопротивления разреза (I —  $2,8 \times 10^8$  Ом·м<sup>2</sup>, II —  $1,4 \times 10^8$  Ом·м<sup>2</sup>, III —  $0,7 \times 10^8$  Ом·м<sup>2</sup>).

ты  $\rho_k$  на дне характеризуются более быстрым, по сравнению с поверхностью, затуханием при удалении от берега. Так, на расстоянии 400 км для модели ROSE-1B и 600 км для модели S. F. Rev. искажения  $\rho_k$  не превышают 10–15 % (т. е. точности определения экспериментальных данных). Изменение параметров  $T$  и  $S$  в достаточно широких пределах слабо влияет на искажения продольной компоненты  $\rho_k$ . Таким образом, продольная компонента  $\rho_k$  в пунктах ROSE-1B и S. F. Rev., расположенных соответственно в 500 и 700 км от берега, практически не искажена приповерхностными неоднородностями.

Искажения поперечной компоненты  $\rho_k$  на дне характеризуются отсутствием частотной зависимости (в отличие от искажений продоль-

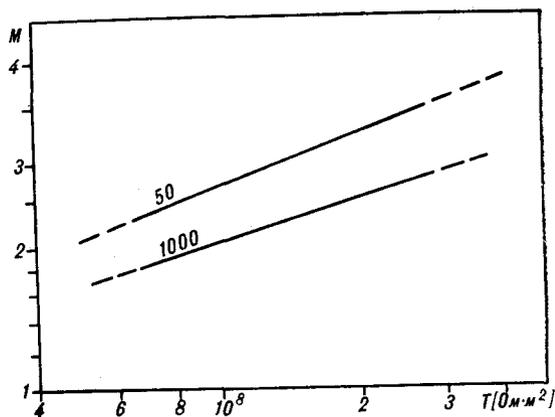


Рис. 3. Зависимость параметра  $M$  от величины параметра  $T$  для пункта ROSE-1B, построенная по результатам численного моделирования. Цифрами показаны значения проводимости верхнего слоя на континенте в См.

ной и поперечной компонент на поверхности), а также сильной зависимостью от параметра  $T$  и отсутствием зависимости от параметра  $S$ . Зависимость искажений поперечной компоненты  $\rho_k$  от поперечного сопротивления  $T$  весьма примечательна. Можно сказать, что искажения  $\rho_k$  для  $H$ -поляризованного поля при заданной модели водной толщи в значительной степени определяются именно поперечным сопротивлением разреза, которое контролирует просачивание электрических токов сквозь верхние высокоомные части разреза.

Существенным параметром модели является величина суммарной проводимости приповерхностного слоя континента. Выбрать ее значение сложно, особенно для пункта S. F. Rev., так как профиль в этой модели пересекает континентальную рифтовую зону со сложно построенным хорошо проводящим разрезом земной коры и верхней мантии [6]. Для модели ROSE-1B был выполнен перебор значений проводимости верхних слоев континента и при предельных значениях 50 и 1000 См построены зависимости параметра  $M = |Z_{\max}/Z_{\min}|$  от поперечного сопротивления разреза  $T$  (рис. 3). Экспериментальное значение параметра  $M$  в пункте ROSE-1B частотно независимо и примерно равно 2,5 [11], что соответствует интервалу значений  $T$   $0,8 \times 10^8$ – $2 \times 10^8$  Ом·м<sup>2</sup>.

Результаты численного моделирования для пунктов NCP описаны в [4]. Эти расчеты, выполненные для трехмерной модели островной гряды, позволили выделить практически неискаженные приповерхностные неоднородности компоненты тензора импеданса.

#### АНАЛИЗ И КОРРЕКЦИЯ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

Для пунктов ROSE-1B и S. F. Rev. опубликованы лишь эффективные значения импедан-

сов [9, 11]. Для пункта NCP-1 опубликованы все компоненты тензора импеданса [7]. Записи вариаций электромагнитных полей, полученные в пункте NCP-3, были обработаны по программе В. Ю. Семенова [4]. Экспериментальные данные характеризуются ограниченным диапазоном периодов от 0,5 ч до суток (вариации с периодами короче 0,5 ч экранируются океанской водной толщей) и существенной средней квадратичной ошибкой. Средняя квадратичная ошибка модуля кажущегося сопротивления достигает 20—40 % для диапазона периодов 0,5—1 ч, затем уменьшается до 10—15 % и менее и снова возрастает с периода примерно 6 ч. Средняя квадратичная ошибка фазы  $\rho_k$  несколько меньше.

При интерпретации GMTЗ необходимым этапом является учет влияния приповерхностных неоднородностей, который может заключаться в коррекции уровня по результатам моделирования (численного или физического) или в коррекции по «стандартной» кривой GMTЗ, к которой должны приближаться экспериментальные данные на периодах, близких к суткам [1]. Значения параметра  $M$  в пунктах ROSE-1B и S. F. Rev., найденные с помощью численного моделирования, частотно независимы, поэтому форма эффективной кривой совпадает с формой как максимальной, так и минимальной кривых. Численное моделирование показало, что для интерпретации следует использовать продольные компоненты, получать которые можно, умножив эффективные

значения на величину параметра  $M$ . Проведенная таким образом коррекция эффективных значений модуля  $\rho_k$  для пункта ROSE-1B показала, что полученные значения модуля  $\rho_k$  хорошо согласуются с глобальной кривой, а для пункта S. F. Rev. лежат на 15—20 % выше. Поэтому значения модуля  $\rho_k$  для пункта S. F. Rev. были скорректированы с помощью глобальной кривой. На рис. 4 приведены скорректированные эффективные значения модуля  $\rho_k$  для пунктов ROSE-1B и S. F. Rev., максимальные значения модуля  $\rho_k$  для пунктов NCP-1 и NCP-3, а также значения фазы  $\rho_k$  для этих пунктов. Следует отметить, что значения фазы  $\rho_k$  не должны искажаться. Для этих значений были вычислены средние кривые (модуля и фазы), которые также приведены на рис. 4.

#### ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Одним из основных результатов выполненного анализа является близкое совпадение скорректированных значений модуля  $\rho_k$  (с учетом средней квадратичной ошибки) для всех рассмотренных пунктов. Как видно из асимптотики, приведенной на рис. 4, имеющиеся данные соответствуют диапазону глубин от 125 до 500 км. Примерно с 300—400 км предполагается сферическая симметрия распределения электропроводности Земли [5]. Таким образом, экспериментальные данные, соответствующие глубинам от 125 до 300 км, свидетельствуют о близости геоэлектрических разрезов и в этом диапазоне глубин для северо-восточной части Тихого океана. Должны быть проведены дополнительные исследования по согласованию полученного результата со сделанным ранее рядом авторов выводом о зависимости параметров проводящего слоя от возраста литосферы [10, 14]. Существенной особенностью анализируемых экспериментальных данных является несоответствие модуля и фазы  $\rho_k$  друг другу. Пересчет модуля в фазу [3] показывает, что значениям модуля (осредненная кривая) для периодов более 6 ч должно соответствовать значение фазы, сильно отличающееся от экспериментальной осредненной фазовой кривой. Значения модуля  $\rho_k$  на периодах соответствующих гармоник суточных вариаций, по всей видимости, являются ненадежными. Осредненные экспериментальные значения модуля  $\rho_k$  для более коротких периодов неплохо соответствуют осредненным экспериментальным значениям фазы и их можно считать достоверными. Таким образом, информация о глубинах от 125 до 300 км является достоверной. На рис. 5 приведена градиентная модель для этих данных. Значения удельного

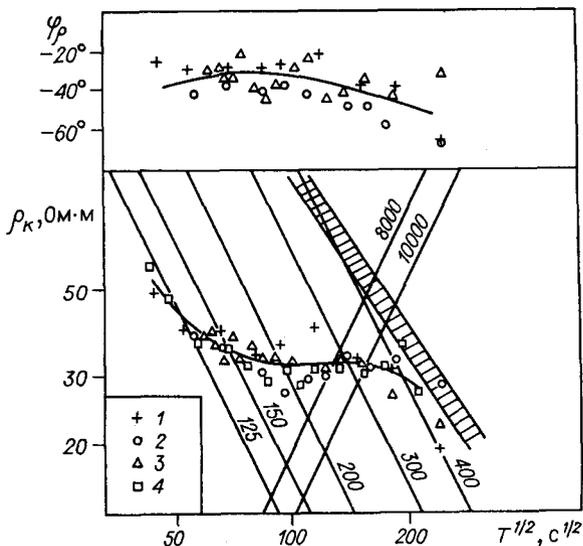


Рис. 4. Значения модуля  $\rho_k$  и фазы  $\phi_\rho$  кажущегося сопротивления для пунктов ROSE-1B (1), S. F. Rev. (2), NCP-1 (3) и NCP-3 (4), по [9—11]. Сплошными линиями показаны средние кривые модуля и фазы кажущегося сопротивления. Цифры у асимптот (показаны тонкими линиями) — значения проводимости  $S$  в См и глубин  $H$  в км. Заштрихована полоса значений «стандартной» кривой GMTЗ.

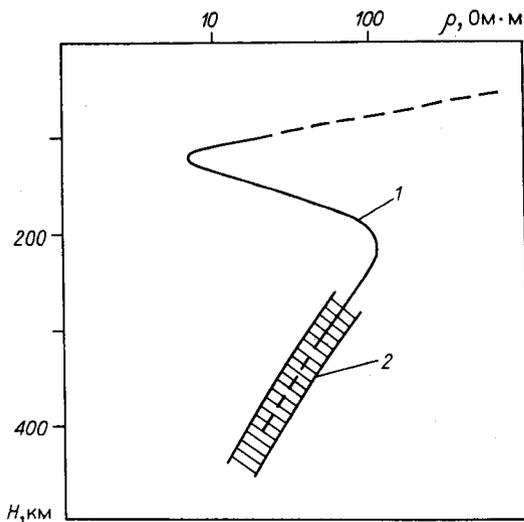


Рис. 5. Распределение удельного электрического сопротивления  $\rho$  верхней мантии северо-восточной части Тихого океана с глубиной  $H$ .

1 — по данным донных GMTЗ; 2 — полоса значений, соответствующая «стандартной» кривой GMTЗ.

сопротивления достигают на глубинах около 120 км минимального значения  $<10 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ . С помощью асимптотических оценок можно также найти примерную величину продольной суммарной проводимости  $S$ , которая лежит в пределах  $8 \times 10^3 - 10^4 \text{ См}$ . Информацию о верхних 100 км из решения одномерной обратной задачи получить нельзя. Однако удалось оценить по береговому эффекту с помощью двумерного моделирования суммарное поперечное сопротивление разреза  $T$ , величина которого оказалась равной около  $10^8 \text{ Ом} \cdot \text{м}^2$ , что меньше значения  $T$ , характерного для стабильных континентальных районов на один-два порядка [2]. Расчеты для одномерных теоретических

моделей и сопоставление их с экспериментальными данными показали, что суммарная продольная проводимость верхних 100 км не может превышать 500 См, т. е. основная величина  $S$  связана с глубинами 100–150 км (см. рис. 5).

Важной особенностью распределения электропроводности в верхней мантии северо-восточной части Тихого океана является отсутствие четко выраженной зависимости параметра  $S$  от возраста литосферы, определяемого по линейным магнитным аномалиям, или от удаления от оси Восточного Тихоокеанского поднятия. Сравнение модели электропроводности со скоростными моделями, построенными по сейсмологическим данным, показывает, что в последних для глубин, больших 100–150 км, различия в скоростях при удалении от оси Восточного Тихоокеанского поднятия также малы [12, 13]. Верхняя часть геоэлектрического разреза характеризуется величиной параметра  $T$ , изменение которого оценить очень сложно.

Одной из возможных причин локализации повышенной проводимости, связываемой обычно с частичным расплавом [5] на глубинах 100–200 км, и низкого значения параметра  $T$  может быть наличие в верхних частях литосферы вертикальных проводящих зон (каналов), которые не влияют на величину продольной суммарной проводимости  $S$ , но заметно уменьшают величину суммарного поперечного сопротивления  $T$ . Изучение анизотропии электропроводности литосферы океанов является сложной проблемой и требует специальных исследований.

В заключение автор считает долгом отметить постоянное внимание и помощь Л. Л. Ваньяна.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бердичевский М. Н., Ваньян Л. Л., Дмитриев В. А. Интерпретация глубинных магнитотеллурических зондирований. 1. Влияние приповерхностных неоднородностей // Физика Земли.— 1986.— № 12.
2. Ваньян Л. Л., Демидова Т. А. и др. О глубинном дипольном зондировании Балтийского щита // Там же.— 1986.— № 8.
3. Ваньян Л. Л., Кауфман А. А., Терезин Е. И. Расчет фазовых кривых частотного зондирования способом трансформации // Прикладная геофизика.— Гостоптехиздат, 1961.— Вып. 30.
4. Ваньян Л. Л., Окулеский Б. А. и др. Океанская астеносфера вблизи Гавайских островов по результатам анализа магнитотеллурических данных // Тихоокеан. геология.— 1988.— № 3.
5. Ваньян Л. Л., Шиловский П. П. Глубинная электропроводность океанов и континентов.— М.: Наука, 1983.
6. Пальшин Н. А. О математической модели донных GMTЗ // Изв. вузов. Геология и разведка.— 1988.— № 6.
7. Chave A. D., Von Herzen R. P. et al. Electromagnetic induction fields in the deep ocean North-East of Hawaii: implications for mantle conductivity and source fields // Geophys. J. Roy. Astron. Soc.— 1981.— N 66.
8. Coggon J. H. Electromagnetic and electrical modelling by the finite element method // Geophysics.— 1971.— V. 36, N 1.
9. Filloux J. H. North Pacific magnetotelluric experiments // J. Geomagn. Geoelectr.— 1980.— Suppl. 1, N 32.
10. Filloux J. H. Magnetotelluric sounding over the north-east Pacific may reveal spatial dependence of depth and conductivity of the asthenosphere // Earth and Planet. Sci.— 1981.— N 46.
11. Filloux J. H. Magnetotelluric experiments over the ROSE area // J. Geophys. Res.— 1982.— V. 87, N B10.
12. Mitchell B. J., Guey-kuen Yu. Surface wave dispersion, regionalized velocity models, and anisotropy of the Pacific crust and upper mantle // Geophys. J. Roy. Astron. Soc.— 1980.— N 63.

13. *Montagner J. P., Jobert N.* Variation with age of the deep structure of the Pacific ocean inferred from very long-period Rayleigh wave dispersion // *Geophys. Res. Lett.*— 1983.— V. 10, N 4.

14. *Oldenburg D. W.* Conductivity structure of oceanic upper mantle beneath the Pacific plate // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*— 1981.— N 65.

15. *Vanyan L. L.* Electrical conductivity of the asthenosphere // *J. Geophys.*— 1984.— N 55.

Институт океанологии АН СССР  
Москва

Поступила в редакцию  
31 сентября 1987 г.

УДК 553.64

М. И. Липкина, М. Ф. Эйберман, О. А. Ткалич

## НАХОДКИ ФОСФОРИТОВ НА ПОДВОДНЫХ ГОРАХ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ТИХОГО ОКЕАНА

В результате ревизии коллекций из 11-го и 15-го рейсов НИС «Каллисто» обнаружены образцы фосфоритов с подводных гор Такуё-Дайити, Рёфу-Дайн, Павловского, Детройт, возвышенности Обручева. Фосфориты подразделены на две группы: четвертичных фосфоритов с *Globorotalia truncatulinoides*, сопровождающихся железомарганцевой минерализацией, и фосфоритов с баритовой и филлипситовой минерализацией неуста-

новленного возраста. Наблюдается цикличность в фосфатном и железомарганцевом минералообразовании, контролируемая активизацией тектонической деятельности. Связь фосфоритов с вулканическими постройками, физико-химическая активность фосфорных растворов, повышенные концентрации барита свидетельствуют в пользу гидротермального происхождения изученных фосфоритов.

На подводных горах в высоких широтах северо-западной части Тихого океана фосфориты стали известны в результате ревизии коллекционного материала 11-го и 15-го рейсов НИС «Каллисто», выполнявшихся в 1979 и 1981 гг. В коллекциях было найдено более двух десятков образцов фосфоритов, большая часть которых описана как кремнистые породы, игнибриды, туфы и туффиты кислого состава [2, 3]. В таблице приведены станции драгирования с фосфоритами, а на рис. 1 показано географическое распространение фосфоритов на подводных горах северо-западной окраины Тихого океана.

По характеру взаимоотношений между фосфатной и сопутствующей минерализацией изученные образцы фосфоритов подразделены на две группы: группу фосфоритов, сопровождающихся железомарганцевой минерализацией, и фосфоритов с баритовой и филлипситовой минерализацией. Первая группа распространена на подводных горах Такуё-Дайити, Рёфу-Дайн, Павловского, южном склоне возвышенности Обручева, вторая — на горе Детройт. Для фосфоритов первой группы характерна своеобразная цикличность в фосфатном и железомарганцевом рудообразовании, повторяющаяся дважды. Цикл начинается отложением фосфатов, затем вследствие тектонических движений происходит разрушение фосфоритов и последующее нарастание на образовавшихся обломках железомарганцевых корок вплоть до возникновения конкреций. Очередное оживление тектонической деятельности приводит к дроблению рудных фосфоритов и конкреций. Обломочный материал повторно цементируется фосфатом,

Фосфориты изучались визуально, в прозрачных шлифах под поляризационным микроскопом и на сканирующем электронном микроскопе. Для уточнения диагностики фосфатов и сопутствующих минералов проводились рентгеновские исследования на приборе ДРОН-2 с использованием монохроматического  $\text{CuK}_\alpha$ -излучения.

Название подводной горы, количество изученных образцов	Номер рейса НИС «Каллисто», год проведения рейса, номер геологической станции	Координаты, глубина моря в м
Такуё-Дайити, 17	11-й рейс, 1979, К-53, К-54	41° с. ш., 146° в. д.*, 2700—3200
Рёфу-Дайн, 2	15-й рейс, 1981, К-128	40° с. ш., 147° в. д., 2000—2200
Павловского, 1	15-й рейс, 1981, К-111	50° с. ш., 162° в. д., 4900—5200
Возвышенность Обручева, 1	15-й рейс, 1981, К-123	51° с. ш., 166° в. д., 2950—3000
Детройт, 3	К-122	51° с. ш., 167° в. д., 1550—1800

\* Координаты вершины горы [3].

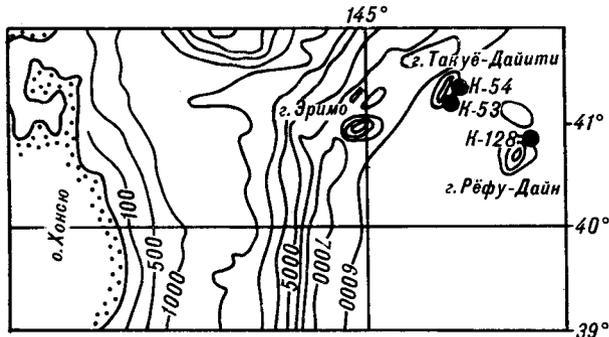
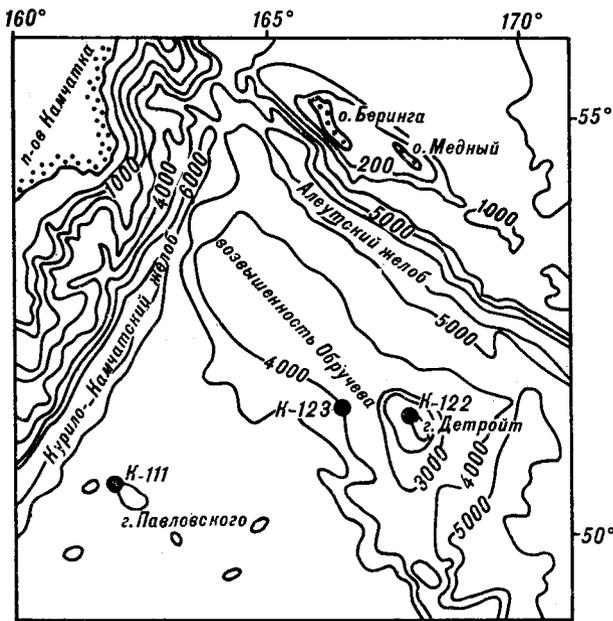


Рис. 1. Схема расположения станций драгирования с фосфоритами на подводных горах северо-западной окраины Тихого океана (заимствована из работ [2, 4]). K-123 — номер станции драгирования.

на который опять нарастают железомарганцевые гидроокислы. Такая цикличность отражена в петрографическом составе и структурно-текстурных особенностях фосфоритов первой группы. Они в своем большинстве сложены пестроокрашенной фосфатной массой со всеми оттенками от светло-бежевого до сургучно-красного и темно-бордового. Фосфориты изобилуют включениями неравномерно сгруженного обломочного материала, основная часть которого имеет местное происхождение. Это сильно пористые гидротермально измененные базальты, их магматические и наложенные вторичные минеральные компоненты (основной плагиоклаз, пироксен, магнетит, филлипсит, агрегаты смектитов), а также большое число обломков железомарганцевых корок, целых и битых конкреций, в ядрах которых наряду с измененными базальтами и их минеральными компонентами нередко угловатые и полуокатанные

обломки светло-желтых плотных фосфоритов (рис. 2, 3). Иными словами, фосфатная минерализация имела место до образования железомарганцевых конкреций, а последние сформировались на обломках фосфоритов, уже испытавших подводный переувлажнение. Кроме местного эдафогенного материала, среди обломочных компонентов встречены пластинки бурого биотита, единичные кристаллы роговой обманки, осколочные зерна водянoproзрачного кварца, свежие кристаллы калиевого полевого шпата, альбит, единичные окатанные зерна эпидот-полевошпатовой породы, окатанные песчинки неопределимых эффузивов. Этот материал составляет в сумме 1—3% по отношению к общему количеству содержащихся в фосфоритах обломочных компонентов и, по-видимому, имеет иной источник. Часть его, вероятно, относится к пирокластике (кварц, калиевый полевой шпат, роговая обманка), доставленной воздушным путем с ближайших островных дуг. Окатанные зерна могли быть занесены на подводные горы в период фосфатонакопления. Из органических остатков в фосфоритах встречаются мелкие зубы рыб, очень редко замещенные фосфатом раковины фораминифер и радиолярий.

Фосфатная масса, сцементировывавшая этот пестрый обломочный материал, сопровождается отложением постфосфатных гидроокислов марганца и железа. Фосфатный цемент активно взаимодействует с обломками, брекчирует их, внедряется по трещинам, втягивая в трещины инородный мелкообломочный материал. При этом обломки приобретают своеобразную ориентировку, как во флюидальном магматическом потоке: они как бы плывут в фосфате. Подобный тип цементации предлагается называть текстурой неоднородного потока. Фосфат

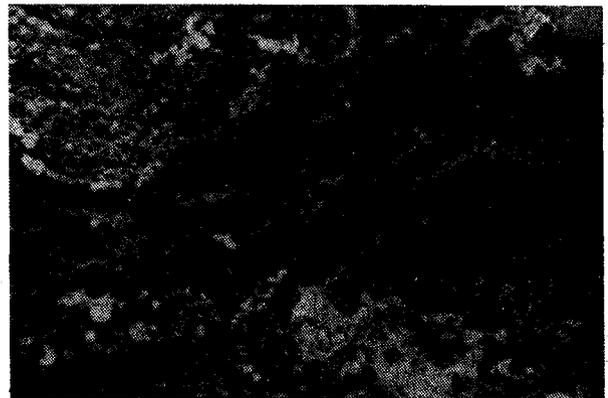


Рис. 2. Обломки гидротермально измененных базальтов (Б) с дендровидными корками железомарганцевых гидроокислов, сцементированные фосфатом (Ф), имеющим текстуру неоднородного потока,  $\times 2$ . Гора Такуэ-Дайити.

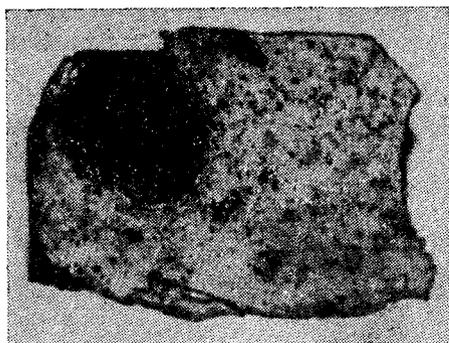


Рис. 3. Железомарганцевая конкреция в фосфорите. Фотография образца в натуральную величину. Гора Павловского.

при своем становлении в ряде случаев дробит и измельчает до пелитового состояния обломки железомарганцевых корок, превращая их в своеобразный пигмент, пятнисто окрашивающий фосфат в темно-бордовый (до черного) цвет. Для описываемых фосфоритов не характерны реакции метасоматического замещения. Лишь местами наблюдается частичное замещение фосфатом вкрапленников темноцветных минералов и превращенного в глину стекловатого базиса измененных базальтов. Полностью замещены фосфатом изредка встречающиеся раковины фораминифер и радиолярий. Фосфат представлен франколитом, ассоциирующим с  $\alpha$ -кварцем, последний установлен в следовых количествах рентгеновским анализом.

Фосфориты первой группы содержат в среднем 26,26 %  $P_2O_5$  (из 12 проб) при колебаниях от 20,43 до 30,96 %. Содержание CaO составляет 23,50—49,79 %. Обращает на себя внимание невысокое содержание фтора — от 0,75 до 1,41 % (в одной пробе — 2,63 %) при довольно устойчивом отношении  $F/P_2O_5$ , составляющем в среднем 0,048. На подводных горах в системе Маркус-Неккер содержание фтора в фосфоритах гораздо выше — 3,11—3,89 %, при отношении  $F/P_2O_5$  в среднем 0,10 [1].

В одном образце фосфорита с Такуё-Дайити среди фосфатизированных планктонных фораминифер О. А. Ткалич удалось определить форму *Globorotalia truncatulinoides*, руководящую для четвертичного времени. Следовательно, возраст фосфатной и сопутствующей железомарганцевой минерализации не может быть древнее плейстоцена. Такие молодые фосфориты на подводных горах северо-западной части Тихого океана встречены впервые. К югу, на ближайших горах Винтерер, Эико, известен меловой возраст фосфоритов [1].

Фосфориты второй группы представлены конгломерато-брекчиями, сложенными пестроокрашенными фосфоритовыми гальками и уг-

ловатыми обломками, величина которых варьирует от 2—3 мм до 4,5 см (рис. 4). Изредка встречаются обломки фосфатизированных туфов базальта, оплавленные кусочки черного базальтового стекла, титаномagnetит, пироксен. В одном образце между обломками фосфоритов зажат сантиметровый кусок ржаво-коричневых гидроокислов железа, переслоенных со смектитами. Гальки и обломки представлены метасоматическими фосфоритами по фораминиферовым и биокластическим известковым осадкам или известнякам. Фосфориты кавернозно-пористые за счет полых камер планктонных фораминифер и неплотного прилегания фосфатизированного детрита, среди которого можно различить мелкие зубы и позвонки рыб. Обломки и гальки сгружены в слабо выраженные слои, перемежающиеся с биокластическим материалом. Вся эта неоднородная обломочная масса послойно сцементирована разноцветным фосфатом: светло-розовым, бежево-коричневым. Цементация неполная, местами между обломками остались щели и камеры, пустые или частично заполненные серым пелитовым илом. Обломочные фосфориты и цементирующая фосфатная масса различаются минеральными парагенезами и химическим составом. Обломочные метасоматические фосфориты характеризуются парагенезом франколита с филлипситом и баритом, распределенными неравномерно. Небольшая насыщенность этими минералами отмечена в местах, изобилующих порами. В порах иногда можно встретить шарообразные выделения бронзово-желтого сульфида. Последовательность кристаллизации минеральных фаз выражается следующим порядком: франколит — филлипсит — барит. Сульфид, по-видимому, кристаллизуется последним. Фосфатная масса, цементирующая обломки фосфоритов и фосфатизированный детрит, сложена франколитом с примесью следовых количеств  $\alpha$ -кварца и не содержит барита и филлипсита.



Рис. 4. Фосфоритовая конгломерато-брекчия,  $\times 6$ . Гора Детройт.

Содержание  $P_2O_5$  в двух проанализированных гальках метасоматических фосфоритов составляет 13,88 и 21,15 % при количестве фтора, равном 1,80 и 2,56 %, и содержании  $BaO$  — 3,23 и 6,33 %. В цементе количество  $P_2O_5$  — 26,39 %, фтора — 1,04,  $BaO$  — 0,04 %.

Для фосфоритов второй группы нет отчетливой связи с железомарганцевой минерализацией. Но для фосфатной минерализации, как и для фосфоритов первой группы, отмечаются два цикла, разобщенных промежутком времени, проявившим себя активизацией тектонической деятельностью. Первый цикл характеризуется образованием метасоматических фосфоритов по фораминиферовым и биокластическим осадкам. Последовавшие затем тектонические движения обусловили разрушение метасоматических фосфоритов, испытавших кроме того местный подводный перемыв с образованием

хорошо окатанных галек. Фосфат второго, более позднего цикла, сцементировал гальки и обломки метасоматических фосфоритов и органический детрит в единый монолит.

Таким образом, формирование фосфоритов на подводных горах не было непрерывным процессом. Установленная цикличность в фосфатонакоплении и сопутствующем железомарганцевом рудообразовании, несомненно, связана с периодической активизацией тектонической деятельности. Фосфатонакопление, по-видимому, является следствием крупных тектонических перестроек, проявивших себя в четвертичное время, скорее всего, в раннем плейстоцене. Постоянное присутствие в фосфоритах гидротермально измененных базальтов, физико-химическая активность фосфорных растворов, повышенные концентрации бария свидетельствуют в пользу гидротермального генезиса изученных фосфоритов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Батурин Г. Н. Фосфориты на дне океанов.— М.: Наука, 1978.
2. Васильев Б. И. Предварительные данные драгирования на подводной возвышенности Обручева (Тихий океан) // Тихоокеан. геология.— 1982.— № 5.

3. Васильев Б. И. Основные черты геологического строения северо-западной части Тихого океана.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985.— Ч. 1.
4. Васильев Б. И. Результаты драгирования некоторых подводных гор на Японском окраинно-океаническом вале // Тихоокеан. геология.— 1986.— № 5.

ТОИ ДВО АН СССР  
Владивосток

Поступила в редакцию  
13 октября 1987 г.

#### ДИСКУССИЯ

Авторы вышеприведенной статьи изучали фосфориты визуально, в шлифах и под электронным микроскопом, но приводят результаты только визуальных исследований. Приведены также отдельные результаты по содержанию некоторых химических элементов, но полные данные химического состава отсутствуют. Авторы стоят на точке зрения «гидротермальности» фосфоритов, апеллируя к ассоциации их с базальтами, повышенному содержанию бария и активности фосфатных растворов, но доказательства генетической связи фосфоритов с базальтами отсутствуют, барий заключен в барите (причем обнаружен только в одной пробе), а гидротермальные фосфатные растворы никем в океане не наблюдались, хотя состав гидротерм исследован детально. В связи с этим хотелось бы обратить внимание читателей на следующее.

1) В ряде опубликованных работ также высказывалось мнение о «гидротермальности» фосфоритов подводных гор на основании одних лишь петрографических данных, а в статье В. П. Стрижова и др. (Океанология.— 1985.— № 1.— С. 117) была попытка доказать это на основании облегченного изотопного состава кислорода; но оказалось, что в заведомо диагенетических шельфовых фосфоритах и костях рыб и морских млекопитающих состав кислорода бывает таким же.

2) Авторы рецензируемой статьи отметили наличие в фосфоритах сульфидного минерала; это было обна-

ружено и раньше (Г. Н. Батурин, В. Т. Дубинчук. Микроструктуры океанских фосфоритов.— М.: Наука, 1979), но генезис сульфидов связывался с точечными восстановительными процессами с участием органического вещества.

3) Ранее обращалось внимание на то, что по своему строению фосфориты подводных гор близки к метасоматическим фосфоритам коры выветривания, в частности к островным («Вещественный состав фосфоритов», Новосибирск, 1979.— С. 65), что относится и к описанным в рассматриваемой статье. Кроме того, в гипергенных фосфоритах о. Рождества имеются обильные марганцевые конкреции с фосфатными ядрами (В. З. Блисковский и др. // Тр. ГИГХС.— 1975.— № 30.— С. 100), что также сближает их с описанными. Фосфатизация островных базальтов — также обычный гипергенный процесс, многократно описанный в литературе.

4) Фосфатизация известняков — широко распространенное в океане явление как на подводных окраинах континентов, так и на подводных горах (включая рассматриваемые в статье). Фосфатизация связана с обычным метасоматическим (диагенетическим) замещением, возможно, при участии микробиологических процессов (Ю. Н. Занин и др. // Геология и геофизика.— 1987.— № 2.— С. 43), поскольку бактерии обладают исключительной способностью концентрировать фосфор из водной среды.

5) Первый этап фосфатизации на подводных горах связан с мелководной обстановкой и высокой биологической продуктивностью (Г. Н. Батурич. Фосфориты на дне океанов.— М.: Наука, 1978), о чем также свидетельствуют обнаруженные авторами рассматриваемой статьи обломки костей рыб. После погружения гор наступает этап Fe—Mn-минерализации, затем вто-

рой этап фосфатизации, связанный, возможно, с вторичным поднятием гор, брекчированием литифицированных осадков и возобновлением мелководного биогенного осадконакопления, сопровождаемого диагенетической фосфатизацией. Для обоснования этой модели, как и для предлагаемой авторами статьи, требуются независимые геологические данные.

ИТГ ДВО АН СССР

Г. Н. Батурич

УДК 549.324.3(265)

Н. В. Астахова, Н. Г. Разжигаева

## МОРФОЛОГИЯ КРИСТАЛЛОВ И СОДЕРЖАНИЕ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ПИРИТЕ ИЗ ОСАДКОВ ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ МОРЕЙ

Приводятся данные о морфологии кристаллов, содержании микроэлементов и изотопном составе серы аутигенных пиритов из различных обстановок осадконакопления дальневосточных морей. Выявлено, что содержания Ni, Co, Cu, Pb, Sb и As в морском аутиген-

ном пирите не зависят от условий осадконакопления и его генезиса. Существенные отличия между биогенным и абиогенным пиритом наблюдаются только по ультрамикроструктурам.

Аутигенные сульфиды являются довольно распространенным минералом в морских осадках и присутствуют в разных фациях как глубоководных, так и прибрежно-морских отложений. В данной работе анализируются содержание микроэлементов и морфология кристаллов немагнитных сульфидов железа из различных обстановок осадконакопления дальневосточных морей: впадины Дерюгина Охотского моря, Татарского пролива, района подводной возвышенности, лагуны, реликтового озера на одном из островов Японского моря, шельфа Южно-Китайского моря (табл. 1).

Рентгенографический анализ отобранных монофракций немагнитных сульфидов показал, что все они представлены пиритом. Только в районе подводной возвышенности Японского моря обнаружено незначительное количество марказита (табл. 2).

### МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Макроскопически изученные монофракции пирита представлены корками, сферическими образованиями и их сростками, а также вы-

Т а б л и ц а 1

Место отбора проб немагнитных сульфидов железа и характеристика вмещающих осадков

Район	Глубина моря (озера), м	Характеристика пробы осадков, вмещающих сульфиды	Возраст отложений	Интервал отбора, м	Минерал по данным рентгенографического анализа
1	1680	Ил алеврито-пелитовый, серый, с легким голубоватым оттенком	Q <sub>III</sub>	1,5—3,0	Пирит
2	800	Ил алеврито-пелитовый, зеленовато-серый, тонкослоистый	Q <sub>III</sub> —Q <sub>IV</sub>	1,4—1,5	Пирит
3	400—600	Ил мелкоалевритовый бурый с примесью щебня	Q <sub>IV</sub>	0—0,3	Пирит + марказит
4	5	Ил алеврито-пелитовый темно-серый	Q <sub>IV</sub>	7,0—10,0	Пирит
5	0,5	Ил алеврито-пелитовый серый	Q <sub>IV</sub>	1,5—4,0	Пирит
6	120	Реликтовые лагунные суглинки сильно биотурбированные в морских условиях, с ходами илоседов, заполненных среднезернистым песком	Q <sub>III</sub>	0,05—0,11	Пирит

Примечание. 1 — впадина Дерюгина; 2 — Татарский пролив; 3—5 — Японское море; 3 — возвышенность, 4 — лагуна, 5 — островное озеро; 6 — шельф Южно-Китайского моря.

Таблица 2

Данные рентгенографического анализа немагнитных сульфидов железа

Впадина Дерюгина (Охотское море)		Возвышенность (Японское море)	
$d/n, \text{Å}$	$I$	$d/n, \text{Å}$	$I$
2,66	10	2,70	10
2,39	8	2,41	10
2,19	6	2,20	9
1,90	6	1,91	8
1,62	10	1,64	10
1,44	6	1,50	6
1,04	10	1,44	7
1,01	8	1,21	6
0,99	7	1,18	6
		1,10	6
		1,04	10
		1,01	7
		0,99	6

Примечание. Камера РКД 57,3 мм, 35 кВ, 1,5 МА, экспозиция 4 ч, УРС-60. Fe-излучение, фильтр Мп. Аналитик С. М. Горюхина (ДВГИ ДВО АН СССР).

полняют створки диатомей, раковины фораминифер, остракод, спикулы губок, пыльцу. Окраска пирита в основном желтого, серого и черного цвета. Во впадине Дерюгина для пирита характерна побежалость ярко-синего, зеленого, малинового цвета.

*Пирит впадины Дерюгина* представлен шаровидными образованиями, не превышающими 0,1 мм в диаметре, их сростками разной формы и размеров. Иногда они заполняют камеры фораминифер. Отмечены единичные скрытокристаллические образования типа «стружки».

При большом увеличении на экране сканирующего электронного микроскопа видно, что шаровидные образования представляют собой в основном фрамбоиды с плотной упаковкой октаэдрических (рис. 1, з) и пентагон-додкаэдрических (см. рис 1, ж) кристаллов. Помимо этого, встречаются глобулы пирита, имеющие колломорфную структуру и трещиноватую, слегка «всхолмленную» поверхность (рис. 2, а). Отмечается также неоднородное строение отдельных сферических образований. Одни их участки имеют слегка «всхолмленную» и трещиноватую поверхность, другие кристаллическую (см. рис. 1, г). Эти образования являются, по-видимому, переходной формой от глобулей к фрамбоидам. Последние образуют крупные сростки, иногда достигающие в длину 7 мм. Упаковка их может быть плотной и рыхлой (см. рис 1, а, б). Рыхлые сростки сформированы образованиями разного размера, плотные, как правило, имеют близкие размеры, но поверхность их сложена более мелкими разноразмерными образованиями (см. рис. 1, в).

Скрытокристаллические образования стального серого цвета, иногда с радужной побежалостью, напоминают обломки стружки с наростами разно- и одноразмерных (см. рис 1, д, е) фрамбоидов. Цвет фрамбоидов в одних случаях близок к цвету самой «стружки», в других — имеет ярко-синюю побежалость (см. рис. 1, д, е). Поверхность одних «стружек» имеет колломорфное строение, других, наряду с этим, и зернистое (см. рис 1, д, ж), образованное плотно прилегающими глобулями.

*Пирит Татарского пролива* образует агрегаты в виде плоских корок черного цвета длиной до 3 мм. При увеличении в 2000 раз отмечаются лишь несовершенные глобулы и их агрегаты с нечеткими границами (см. рис. 2, ж). Поверхность глобул неровная, трещиноватая. По-видимому, это начальная стадия формирования кристаллического пирита.

*Пирит из района возвышенности в восточной части Японского моря* мелкозернистый, в основном замещает органические остатки: спикулы губок, ракушки и т. д., но встречается и в виде бесформенных агрегатов, достигающих размеров до 0,5 мм. Цвет первоначально был в основном желтый, но в результате окисления вещества стал темно-серым.

*Пирит лагуны* встречается в виде отдельных шаровидных образований, чаще из сростков и неправильных корок, не превышающих 0,25 мм. В небольших количествах выполняет органические остатки. При большом увеличении видно, что эти образования имеют структуру от почти колломорфной до фрамбоидальной, что указывает на разные стадии раскристаллизации пирита (см. рис. 2, в — д). Пирит, формирующийся внутри раковин фораминифер, полностью выполняет раковину и детально

Таблица 3

Содержание микроэлементов в аутигенном пирите из осадков дальневосточных морей ( $10^{-3}$  %)

Элемент	1	2	3	4	5	6
Mn	51,0	250,9	119,6	36,8	153,3	134,5
Ni	42,5	34,1	25,3	36,8	219,0	18,2
Co	23,2	14,1	15,7	16,3	116,8	15,8
Cu	8,5	18,6	11,0	10,2	73,0	10,5
Pb	10,8	14,1	12,8	19,4	138,7	11,0
Cd	10,8	1,5	1,2	2,0	14,6	0,8
Cr	4,3	8,2	5,0	11,2	2,7	17,5
Ag	4,0	0,7	0	0	0	0,4
Sb	48,2	63,1	46,4	91,9	656,9	44,4
As	170,0	111,4	116,1	255,4	1094,8	111,1

Примечание. Содержание микроэлементов определялось методом атомно-абсорбционной спектрофотометрии. Определения Mn, Ni, Co, Cu, Pb, Cr выполнено в ТИГ ДВО АН СССР, аналитик Г. А. Власова, Cd, Ag, Sb, As — в ДВГИ ДВО АН СССР, аналитики В. Ф. Зайна, А. И. Малыкина, 1—6 — районы исследований (см. в табл. 1).

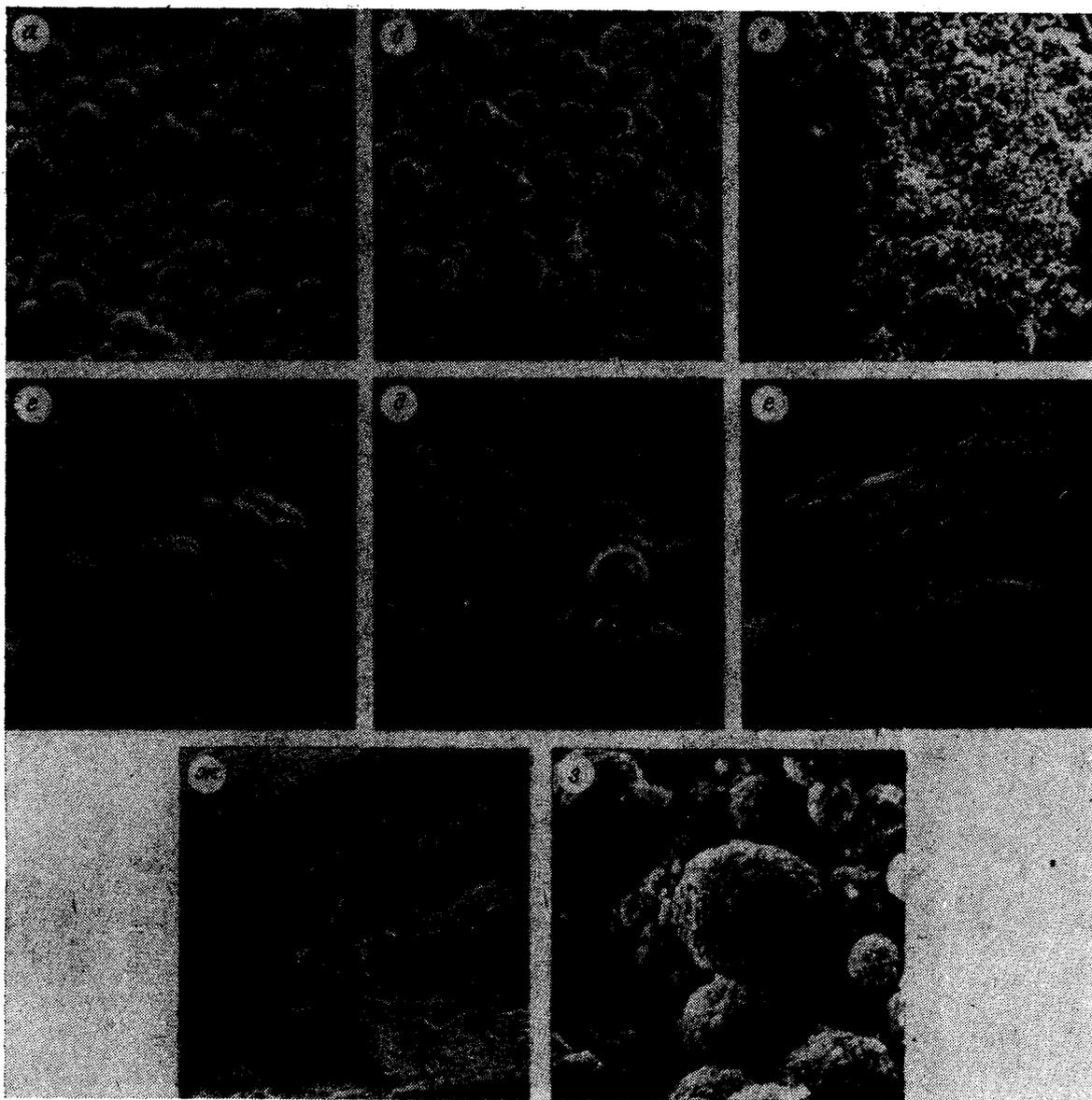


Рис. 1. Морфологические разновидности агрегатов и фрамбOIDов пирита из осадков впадины Дерюгина Охотского моря.

*a* — агрегаты синих фрамбOIDов пирита с плотной упаковкой одноразмерных образований,  $\times 1000$ ; *b* — агрегаты зеленовато-синих фрамбOIDов пирита с **рыхлой** упаковкой разноразмерных образований,  $\times 600$ ; *c* — поверхность агрегатов фрамбOIDального пирита синего цвета с «присыпкой» более поздних образований черного цвета,  $\times 600$ ; *z* — переход от глобулярного пирита к фрамбOIDальному,  $\times 2000$ ; *d, e* — скрытокристаллические образования типа «стружки» с наростами разно- (*d*) и одноразмерных (*e*) фрамбOIDов пирита, соответственно  $\times 200$ ,  $\times 600$ ; *zh, z* — фрамбOIDы с плотной упаковкой пентагон-додекаэдрических (*zh*) и октаэдрических (*z*) кристаллов, соответственно  $\times 600$ ,  $\times 3000$ .

повторяет структуру створки (см. рис. 2, *e*).

Пирит реликтового озера встречается в виде корок, реже наблюдаются отдельные шаровидные образования серого и желтого цвета размером до 0,1 мм, и псевдоморфозы по органике. Цвет самих корок меняется по разрезу: в верхней части присутствуют темно-серые образования с белым налетом на поверхности, в нижних горизонтах — желтые. Шаровидные образования желтого цвета представляют собой идеальные фрамбOIDы с плотной упаковкой

одноразмерных пентагон-додекаэдрических кристаллов (см. рис. 2, *b*).

Пирит шельфа Южно-Китайского моря встречается в виде бесформенных или удлинённых агрегатов разного размера. Иногда встречаются сростки с терригенными минералами. При большом увеличении видно, что агрегаты являются обломками более крупных образований (см. рис. 2, *z*). На склоне четко выделяются хорошо ограниченные октаэдрические кристаллы пирита, погруженные в мелкокристаллическую массу.

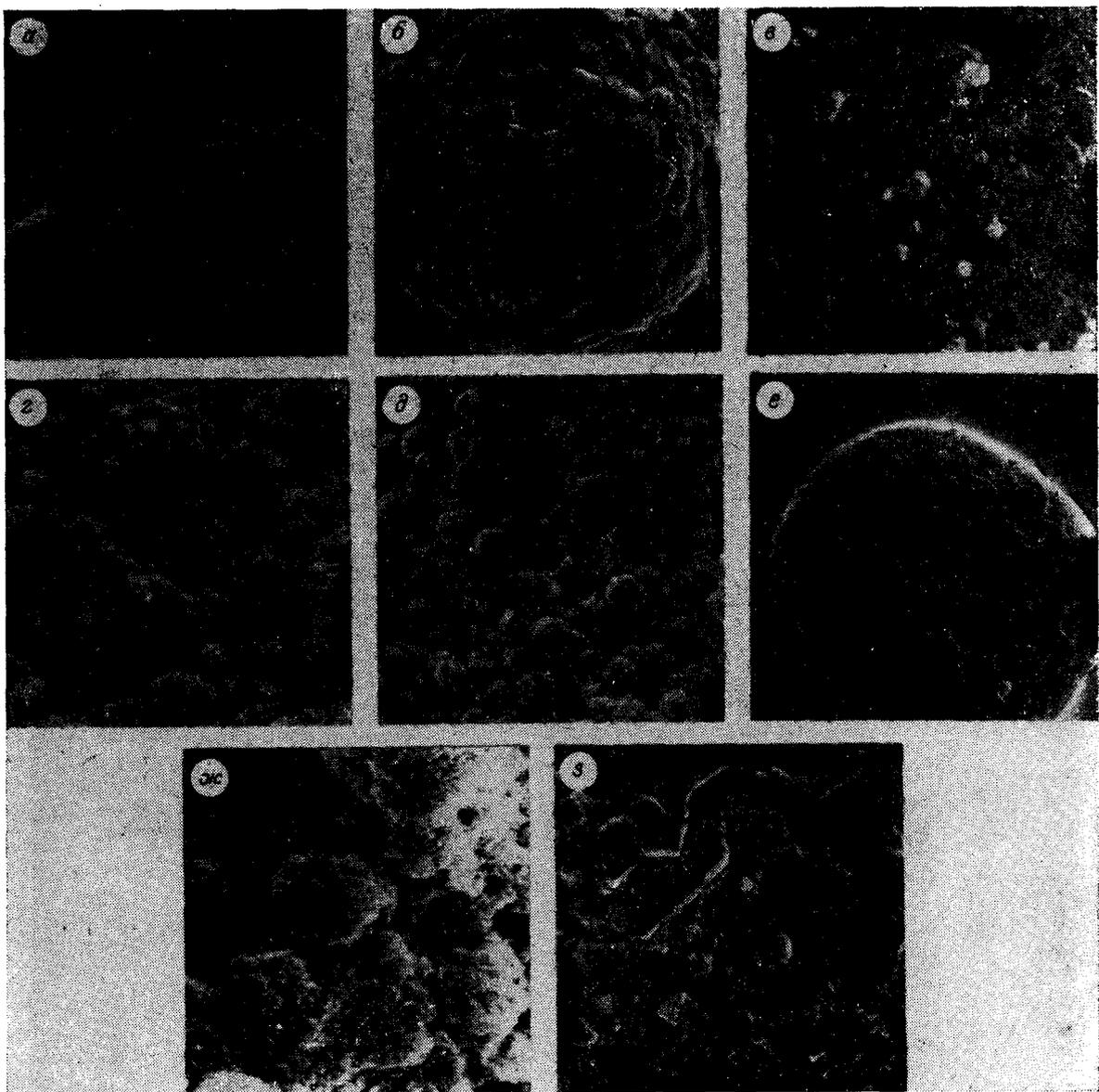


Рис. 2. Морфологические разновидности агрегатов пирита из осадков дальневосточных морей:

*a* — колломорфная структура и трещиноватая поверхность глобул зеленовато-синего пирита (впадина Дерюгина),  $\times 7000$ ; *b* — идеальный фрамбоид пирита (островное озеро),  $\times 7000$ ; *c* — *d* — агрегаты пирита неправильной формы: *c* — колломорфная структура, *d* — начальная стадия формирования глобул, *d* — глобулярная структура (лагуна), соответственно  $\times 2000$ ,  $\times 2000$ ,  $\times 1500$ ; *e* — пирит, замещающий раковину фораминиферы (лагуна),  $\times 500$ ; *ж* — агрегаты несовершенных глобул (Татарский пролив),  $\times 2000$ ; *з* — октаэдрические кристаллы пирита, погруженные в мелкокристаллическую массу. Поверхность агрегатов покрыта, по-видимому, аморфной пленкой (шельф Южно-Китайского моря),  $\times 2000$ .

Поверхность агрегатов покрыта, по-видимому, аморфной пленкой, облегающей и сглаживающей выступающие грани кристаллов.

#### МИКРОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ

Пирит из различных морских обстановок осадконакопления характеризуется равномерным содержанием Co, Ni, Cu, Pb, Sb, As (табл. 3). Распределение Ag, Cd, Cr имеет более неравномерный характер, причем наблю-

дается обратная зависимость между концентрациями последних элементов. Уменьшение содержания Cr в глубоководных осадках связано с тенденцией накопления его в прибрежно-морских отложениях [6]. Некоторое увеличение Ni, Co, Cd, Ag отмечается в пиритах впадины Дерюгина, которые отличаются и по облику от других изученных образцов яркой, пестрой побегалостью.

Резкое отличие наблюдается по содержанию Mn, что, вероятно, может быть объяснено конкретными фациальными условиями, скоро-

Изотопный состав серы аутигенного пирита

Район	$\delta^{34}\text{S} \text{‰}$	Район	$\delta^{34}\text{S} \text{‰}$
1	-36,1	4	-32,7
2	-44,7	4	-33,9
3	-45,4	6	+10,9
4	-35,3		

Примечание. Изотопный анализ серы пиритов проводился в Отделе изотопных исследований Института водных проблем АН СССР на масс-спектрометре GD-150 с точностью  $\pm 0,5 \text{‰}$  по общепринятой методике. Аналитик В. И. Мальцева. Район см. в табл. 1

женная в этом районе аномалия природных газов подтверждает наличие тектонически активной зоны на границе шельфа и материкового склона. [5].

### ВЫВОДЫ

Макроскопически существенных отличий между биогенными и абиогенными пиритами не обнаружено. Резкие отличия отмечены по ультрамикроструктурам. Пирит, образованный в результате сульфатредукции, имеет структуру от колломорфной до фрамбоидальной. Агрегаты же абиогенного пирита представляют собой плотную микрокристаллическую массу с погруженными в нее хорошо ограниченными октаэдрическими кристаллами.

В результате исследований выявлено, что содержание элементов-примесей Ni, Co, Cu, Pb, Sb, As в морском аутигенном пирите не зависит от условий осадконакопления и от его генезиса. Существенные отличия по химическому составу наблюдаются лишь между морскими и пресноводными пиритами.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Горшков А. П. Исследования подводных вулканов в 10-м рейсе НИС «Вулканолог» // Вулканология и сейсмология.— 1981.— № 6.
2. Гриненко В. Л., Гриненко Л. Н. Геохимия изотопов серы.— М.: Наука, 1974.
3. Дегенс Э. Т. Геохимия осадочных образований.— М.: Мир, 1967.
4. Лейн А. Ю. Биогеохимия серы в осадочном цикле пород: Дис. .... докт. геол.— М., 1983.
5. Обжиров А. И., Ильичев В. И., Кулинич Р. Г. Аномалия природных газов в придонной воде Южно-Китайского моря // Докл. АН СССР.— 1985.— Т. 281, № 5.
6. Стравов Н. М. Механизм распределения и накопления элементов железомарганцевой группы // Химия океанов.— М.: Наука, 1979.— Т. 2.

ТОИ, ТИГ ДВО АН СССР  
Владивосток

Поступила в редакцию  
8 июня 1987 г.

А. И. Квасов, В. С. Приходько, А. А. Степашко

## ГЕОХИМИЯ ПЛАТИНОИДОВ И ЭЛЕМЕНТОВ ГРУППЫ ЖЕЛЕЗА В ДУНИТАХ КОНДЕРСКОГО МАССИВА

Рассматривается геохимия платиноидов и элементов группы железа (ЭГЖ) в дунитах Кондерского массива. Определение содержания проводилось инструментальным нейтронно-активационным методом — ЭГЖ из навески 0,2 г, платиноидов с предварительной кон-

С интрузиями центрального типа юго-восточной окраины Алданского щита (Инагли, Кондер, Чад) связана россыпная и рудная платиновая минерализация [1—3]. Минеральные включения в платиновых сплавах названных массивов представлены преимущественно хромшпинелидами, а также клинопироксенами, оливином, биотитом, флогопитом [3]. Существенный интервал колебаний состава хромитов, включенных в платиноиды Кондерского массива [3], сопоставим с колебаниями состава акцессорного хромита из дунитов этого массива, что позволяет предполагать широкое развитие в нем платиновой минерализации. С целью выяснения характера распределения платины и некоторых других сопутствующих элементов в дунитовом ядре Кондерского массива нами определены содержания Pt, Ir, Ni, Co, Cr, Ti, и Sc в дунитах и изучена геохимическая структура дунитового ядра с выявлением корреляционных отношений между названными элементами данной совокупности.

Для решения поставленных задач было проанализировано около 90 проб дунитов, часть из которых отбиралась по площади массива, а другая — по разрезам в центральных и южных частях с интервалом опробования 20—50 м (рис. 1).

Определение элементов группы железа (ЭГЖ) проводилось из навесок 0,2 г (масса каждой пробы составляла 0,5—1 кг) инструментальным нейтронно-активационным анализом. Пробы облучались тепловыми нейтронами в течение 10 ч в Cd-канале (поток нейтронов  $6 \cdot 10^{13} \text{ н} \times \text{см}^{-2}\text{с}^{-1}$ ). Облучение образцов и дальнейшая регистрация проводились в ИЯФ АН УзССР (г. Ташкент).

Платину и иридий из навески дунита (5 г) предварительно концентрировали в процессе тигельной плавки на сульфиде никеля по методике [4]. Полученный концентрат облучали в потоке тепловых нейтронов ( $6 \cdot 10^{13} \text{ н} \times \text{см}^{-2}\text{с}^{-1}$ ) в течение 5 ч. Измерение наведенной активности анализируемых элементов проводилось через 5—7 дней после облучения.

На основании анализов содержание платины в дунитах массива составляет 0,78 г/т. (87

центрацией из навески 5 г. Среди дунитов массива выделено несколько геохимических типов с разным строением и уровнем накопления Co, Ni и Pt. Сделан вывод о наличии скрытой геохимической расслоенности дунитового ядра массива.

проб) при стандартном отклонении 0,56. Среднее содержание иридия равно 0,6 мг/т при  $\sigma = 0,22$ . Распределение хрома в дунитах определяется содержанием в породе акцессорного хромшпинелида. Причем среднее содержание этого элемента составляет 2921 г/т ( $\sigma = 691$ ). Содержание никеля, кобальта и скандия в анализируемых породах равно соответственно 1055 г/т при  $\sigma = 285$ ; 173 г/т при  $\sigma = 39$ ; 5,4 г/т при  $\sigma = 2,1$ .

Были определены также содержания этих же элементов в трех образцах оливиновых пироксенитов, которые составляют: Pt = 1,25 ppm; Ir = 1,06 мг/т; Cr = 867 г/т; Co = 75; Ni = 82; Sc = 7,1 г/т.

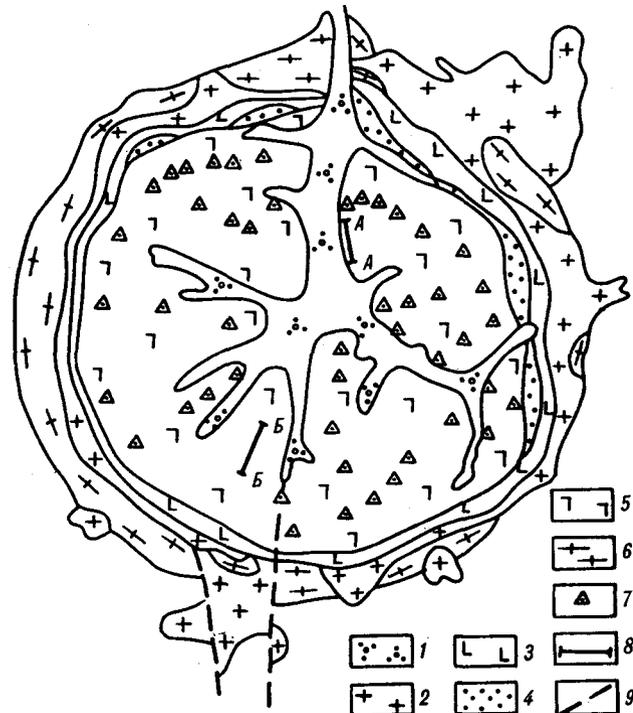


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Кондерского массива, по М. А. Богомолу (1987 г.).

1 — четвертичные отложения; 2 — послеверхнеюрские диориты, сиениты, граносиениты и габбро; 3 — магнетит-пироксеновые породы краевой части ультраосновного ядра; 4 — оливин-пироксеновые породы; 5 — дуниты; 6 — кристаллические сланцы, амфиболиты и мраморы архей; 7 — точки отбора образцов; 8 — геологические разрезы; 9 — тектонические нарушения.

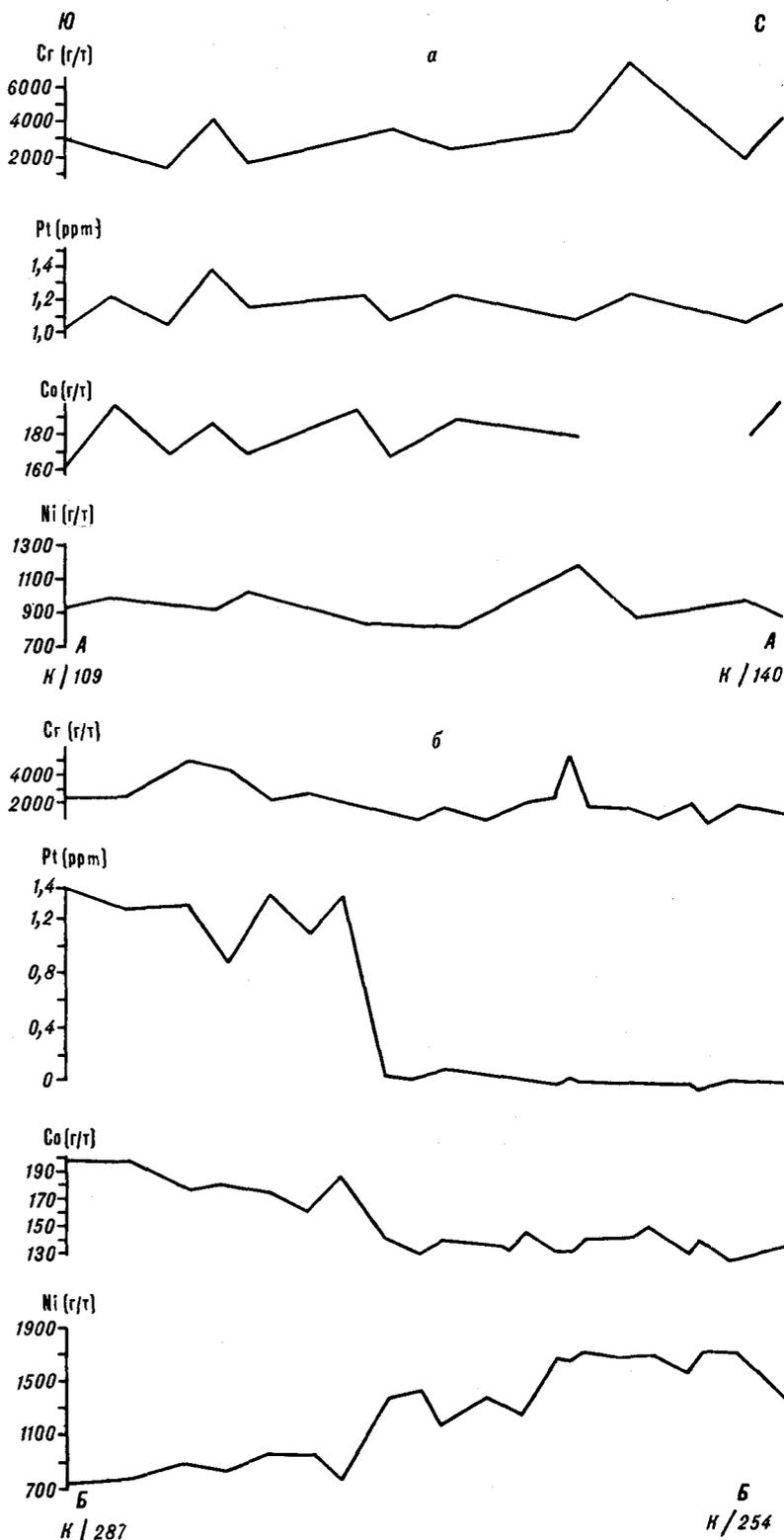
Рис. 2. Геохимические профили: а — разрез А—А; б — разрез В—В.

Измеренные содержания элементов группы железа (Cr, Ni, Co, Sc) в дунитах Кондерского массива в целом находятся на том же уровне концентрации, что и в ультрамафитах других магматических формаций [5—9 и др.]. Поскольку дуниты лишены видимой сульфидной вкрапленности, то вероятно, что основная доля Ni и Co приходится на оливин. Как уже отмечалось, минералом-концентратором Cr является акцессорный хромит. Расчеты показывают, что в дунитах на оливин приходится до 99 мас. % Ni, 96 % Co, а на хромит — 97 % Cr.

Платиноиды Кондерского массива представлены железоплатиновыми сплавами, которые согласно микронзондовым анализам отвечают изоферроплатине ( $Pt_3Fe$ ) с примесями Ir, Rh и Cu [2]. Нельзя исключить нахождение платиноидов в иных фазах, рассеянных в межзерновом пространстве дунитов.

Высокая дисперсия содержаний изученных элементов свидетельствует об их неравномерном распределении в дунитовом ядре массива. Характер распределения Pt, Cr, Co, Ni иллюстрируют геохимические профили (рис. 2) вдоль разрезов (см. рис. 1). На первом из них (см. рис. 2, а) вынесены содержания элементов в дунитах из центральной части массива (обнажения вдоль р. Кондер, разрез А—А). Как видно, содержания Co, Ni и Pt колеблются в небольших пределах. Исключение составляет хром, его содержание существенно варьирует. Обращают на себя внимание отчетливая положительная связь Co и Pt, и значительно более сложный характер геохимической связи между Cr и Ni.

На участке разреза В—В (~250 м), расположенного ближе к контакту с пироксенитами, дуниты (7 обр.) характеризуются более высокими значениями Pt (0,8—1,4 ppm), Ni и Co. Содержание кобальта составляет в среднем 180 г/т, а никеля — 900 г/т, причем содержание первого элемента при движении вдоль разреза (к центру) постепенно понижается, а второго — повышается. Северная часть разреза представлена дунитами



(14 обр.) с низкими содержаниями платины (0—0,05 г/т), кобальта (~140 г/т) и повышенными (~1500 г/т) — никеля, причем среди этой группы дунитов можно выделить две пространственно локализованные подгруппы, ха-

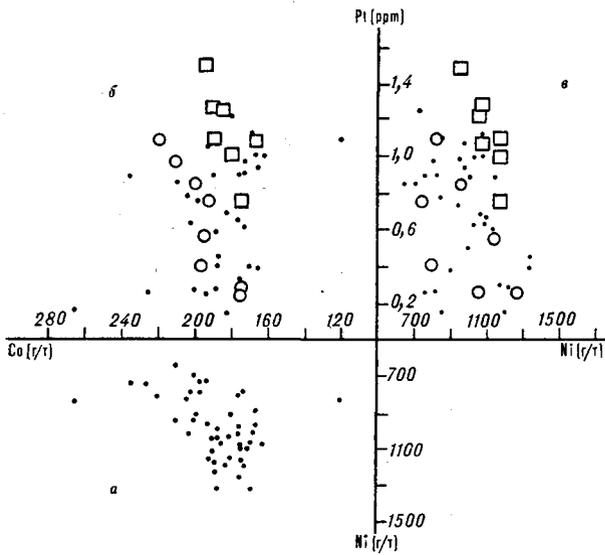


Рис. 3. Соотношение элементов в дунитах, отобранных по площади массива (а); кружками и квадратиками обозначены две анализируемые группы (б, в), пояснения см. в тексте.

характеризующиеся разными уровнями накопления Ni — 1300 г/т (средн.) и 1700 г/т (средн.). Для первого уровня сохраняется отрицательная корреляция между Ni и Co, а для второго (максимальные содержания Ni) — она становится положительной. Содержание Ni в дуните из последней точки разреза (к/254) уменьшается до 1300 г/т, а Co немного повышается до уровня, свойственного породам предыдущей подгруппы. В дунитах этого геохимического профиля распределение хрома относительно однородно; не обнаруживается взаимосвязи между ним и другими элементами (Co, Ni, Pt).

Таким образом, анализ данного профиля позволяет выделить две геохимические достаточно однородные группы дунитов, существенно различающиеся по содержанию Ni, Co, Pt. В пределах участка дунитов с минимальными содержаниями платины установлены две подгруппы с различными концентрациями Ni. Эти

концентрации выше, чем в дунитах южного фланга.

При сравнении данных по геохимии дунитов из двух случайно выбранных разрезов ясно видно, что часть образцов дунитов профиля В—В (первая группа) по содержанию Ni, Co, Pt соответствует дунитам профиля А—А. Это свидетельствует о широком развитии в дунитовом ядре Кондерского массива пород с подобными геохимическими характеристиками.

Рассмотрим возможные корреляционные связи между наиболее такими информативными элементами, как Ni, Co, Pt. Согласно данным таблицы, значимый коэффициент корреляции для всей выборки (87 обр.) установлен только для пары Ni — Pt ( $r = -0,62$ ). Вместе с тем для изученных частных выборок (см. профили) наблюдаются согласованные изменения содержаний ряда элементов (Ni — Co, Co — Pt). Остановимся на анализе рис. 3 и 4, на которые нанесены геохимические данные для дунитов, отобранных по всей площади ядра Кондерского массива (см. рис. 3), и для дунитов из разрезов (см. рис. 4). Определенная конфигурация облака точек (см. рис. 3, а) показывает наличие отрицательной корреляции между содержаниями Co и Ni в породах. Обращает на себя внимание значительная ширина этого облака. Для выяснения этого обстоятельства важно проследить соотношения элементов в породах из разрезов. Судя по геохимическому профилю (см. рис. 2, а) и парной диаграмме (см. рис. 4, а), корреляция между содержаниями Ni и Co в дунитах из центрального разреза не очень четкая, их фигуративные точки располагаются по всей ширине поля предыдущей выборки. Большинство фигуративных точек Ni и Co из дунитов второго разреза (см. рис. 4, а) образуют узкую линейную зону, показывая отрицательную корреляцию между ними. Группа точек (7 обр.) из разреза В—В располагается обособленно, причем концентрации Ni и Co в этой группе характеризуются положительной корреляцией. Поскольку изме-

Коэффициенты парных корреляций (дуниты Кондерского массива)

Элемент	Ti	Cr	Ni	Sc	Fe	Co	Pt	Ir	Au
Ti	1								
Cr	0,008	1							
Ni	-0,048	-0,19	1						
Sc	0,021	-0,13	-0,42	1					
Fe	0,013	0,13	-0,34	-0,34	1				
Co	0,023	0,00	-0,31	-0,37	0,69	1			
Pt	0,085	0,29	-0,62	0,15	0,15	0,21	1		
Ir	0,15	0,13	-0,37	0,08	0,25	0,23	0,37	1	
Au	0,23	-0,04	-0,62	0,19	0,30	0,37	0,28	0,37	1

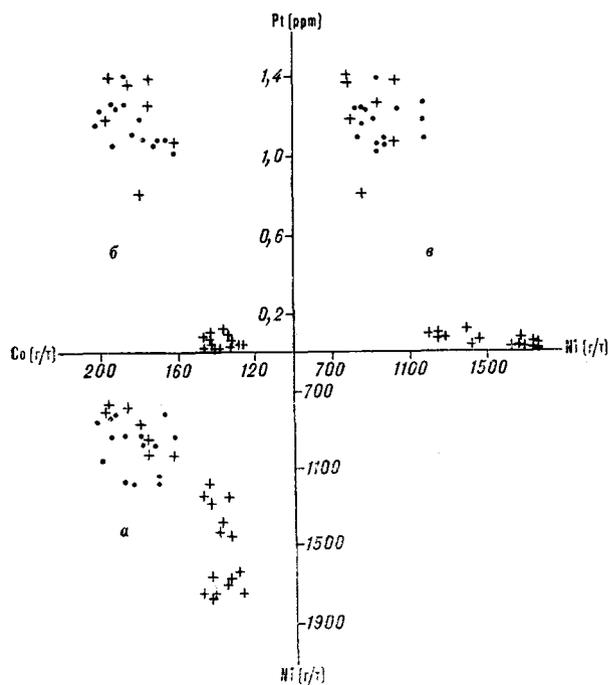


Рис. 4. Соотношение элементов в дунитах, отобранных вдоль геологических разрезов: точки — разрез А — А; крестики — разрез Б — Б.

рение элементов для всех дунитов проводилось в одном режиме, то с учетом вышесказанного можно предположить наличие нескольких разновидностей дунитов с разными уровнями накопления никеля и кобальта.

Обратимся к рис. 3, б, в, демонстрирующему соотношения между содержаниями Ni и Co

и платиноносностью дунитов, образцы которых отбирались по площади дунитового массива ядра. Видно, что отсутствует четкая зависимость между названными элементами. Как и в случае парной диаграммы Co — Ni, для дунитов из разрезов (см. рис. 4, б, в) намечается более определенная корреляция, положительная для Co — Pt и отрицательная для Ni — Pt. Возникло предположение, что выборку, представленную на рис. 3, б, в, формируют дуниты с отличающимися уровнями накопления Co и Pt, Ni и Pt. Для проверки этого на парной диаграмме Co — Pt были выделены два облака точек, характеризующиеся положительным характером связей между элементами. Из них выбраны по семь образцов с различными содержаниями Co и Ni; значения Ni и Pt, соответствующие этим образцам, показаны на рис. 3, в. И на этой диаграмме выбранные группы точек образуют два разобщенных поля, которые своей конфигурацией подчеркивают отрицательный характер связи между Ni и Pt.

**Выводы.** 1. Результаты проведенного геохимического анализа дунитов Кондерского массива дают основание выделить среди них несколько типов с разными уровнями накопления Co, Ni и Pt. В пределах каждой из разновидностей пород установлены определенные корреляционные отношения между данными элементами. 2. Выделенные группы дунитов пространственно обособлены, что свидетельствует о наличии скрытой геохимической расчлененности массива. Новые данные имеют важное значение для выяснения пространственной локализации первичных платиноидов в дунитах Кондерского массива.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Рожков И. С., Кицул В. И. и др. Платина Алданского щита.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.
2. Рудашевский Н. С., Мочалов А. Г., Орлова М. П. Включения силикатов в природных железоплатиновых сплавах Кондерского массива // Докл. АН СССР.— 1982.— Т. 226, № 4.
3. Рудашевский Н. С., Мочалов А. Г. Состав включений хромшпинелидов в зернах платиноидов из пород ультрамафических формаций // Геология и геофизика.— 1985.— № 8.
4. Квасов А. И. Определение палладия, платины, иридия и золота в горных породах с использованием метода концентрирования элементов на сульфидно-

5. никелевые штейн и последующего нейтронно-активационного анализа // Геохимия.— 1987.— № 7.
6. Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных породах земной коры // Там же.— 1962.— № 7.
7. Штейнберг Д. С., Малахов И. А. О распределении никеля в ультраосновных породах Урала // Там же.— 1963.— № 11.
8. Борисенко Л. Ф. Редкие и малые элементы в гипербазитах Урала.— М.: Наука, 1966.
9. Глазунов О. М. Геохимия и рудоносность габброидов и гипербазитов.— М.: Наука, 1981.
10. Геохимия элементов группы железа в эндогенном процессе.— Новосибирск: Наука, 1985.

## КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.24

В. Н. Шилов

## О КНИГЕ И. В. ЛУЧИЦКОГО «ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЯ»

Рецензируется последняя книга И. В. Лучицкого, в которой обобщены все данные по современному и древнему вулканизму, развиты и углублены различные

Член-корреспондент АН СССР Игорь Владимирович Лучицкий скончался 30 сентября 1983 г. До самых последних дней своей жизни, преодолевая тяжелые физические страдания, он работал над книгой, посвященной проблемам палеовулканизма. Это последний его труд, и представляется уместным вкратце остановиться здесь на основных моментах жизненного пути и научной деятельности автора.

Игорь Владимирович родился 23 апреля 1912 г. в г. Варшаве в семье профессора В. И. Лучицкого, известного петролога, автора оригинального учебника по петрографии. От него Игорь Владимирович унаследовал любовь к изучению камня и геологических событий. Высшее геологическое образование И. В. Лучицкий получил в Московском геолого-разведочном институте, который окончил в 1936 г.

Интерес к всестороннему изучению вулканической деятельности былых геологических эпох появился у И. В. Лучицкого еще в предвоенное время, когда он только начинал самостоятельные геологические работы в Восточном Забайкалье. Уже тогда исследования И. В. Лучицкого отличались нестандартным подходом к разрабатываемой теме и глубоким анализом всего комплекса геологических процессов.

В 1940 г. И. В. Лучицкий был призван в Советскую Армию и до конца Великой Отечественной войны не мог вернуться к научной работе.

Основные научные исследования И. В. Лучицкого начинаются с 1949 г. — с момента переезда его в Сибирь. Именно с Сибирью связана его наиболее плодотворная научная деятельность, направленная на становление и развитие новой геологической дисциплины — палеовулканонологии. И. В. Лучицкий показал, что спецификой палеовулканонологии является то, что она в отличие от вулканонологии изучает геологические тела и события далекого прошлого, и сама методика исследования включает

положения палеовулканонологии. Отмечены основные этапы научной деятельности автора, его роль в науке.

ряд новых приемов, позволяющих восстанавливать древние геологические процессы.

Другим не менее важным направлением деятельности И. В. Лучицкого была экспериментальная тектоника. Он начал с изучения тектонических деформаций на основе испытания образцов горных пород. Уникальными являются его работы по моделированию тектонических структур, в частности сводовых поднятий, в итоге которых был предложен оригинальный вариант механизма образования Байкальского рифта и некоторых аналогичных ему структур.

В 1979 г. И. В. Лучицкий переехал в Москву и создал в Институте литосферы АН СССР Лабораторию палеовулканонологии, которая стала координатором палеовулканонологических исследований в нашей стране. Здесь он разработал программу изучения докембрийских вулканогенных образований и завершил свой последний научный труд — «Палеовулканонология».

Исследования И. В. Лучицкого, помимо теоретических разработок, всегда носили практическую направленность. В частности, им установлена генетическая связь с вулканизмом нефелинового сырья, выделены промышленные типы руд, предназначенные для использования в алюминиевой промышленности и, в конечном счете, определены перспективы развития этой промышленности в Сибири.

Осуществляемая по его замыслу коллективная работа по составлению серии карт древних вулканических областей СССР преследует цель не только выявления закономерностей развития вулканизма, но и формирования и размещения полезных ископаемых, связанных с вулканической деятельностью.

И. В. Лучицкий с честью представлял советскую науку на международных совещаниях и конференциях. Он оставил не только богатое научное наследие, но подготовил многочисленных учеников, работающих в различных научно-исследовательских институтах и про-

должающих дело своего учителя. Заслуги И. В. Лучицкого отмечены многочисленными орденами и медалями.

Монография И. В. Лучицкого «Палеовулканология» представляет собой фундаментальный труд, в котором наиболее полно изложены основы нового научного направления в системе наук о Земле. Это направление создано в нашей стране, и его достижения теперь широко применяются при прогнозировании поисков месторождений полезных ископаемых. Именно И. В. Лучицкий в 1971 г. опубликовал двухтомную монографию «Основы палеовулканологии», в которой впервые в мировой практике обобщил данные изучения современных и древних вулканов и обосновал самостоятельность палеовулканологии как нового научного направления.

С тех пор в Советском Союзе и за рубежом был накоплен большой фактический материал. Появилось много книг с описанием отдельных вулканов, вулканических регионов, охарактеризован состав и химизм вулканических продуктов, последовательность отдельных вулканических извержений, особенности дифференциации расплавов и металлогеническая их специализация. Однако весь этот материал большей частью был разрозненным и часто труднодоступным для широкого круга специалистов. В связи с этим возникла необходимость обобщения и сведения воедино новых данных по современному и древнему вулканизму, изложения его с позиций формационного и фацеального анализа, критического рассмотрения всего того, что появилось в последние годы в области исследований вулканизма и палеовулканизма. Естественно, что решить в таком плане поставленную проблему мог только выдающийся специалист в области вулканологии. И. В. Лучицкий взял на себя эту трудную задачу и успешно с ней справился. Он не только учел все последние исследования в области палеовулканологии, но значительно углубил это научное направление.

В рецензируемой книге приведено много новых и оригинальных описаний вулканических образований и процессов, интересы суждения автора по различным затронутым в работе вопросам. Если во втором томе «Основ палеовулканологии», посвященном рассмотрению древнего вулканизма, некоторые разделы были изложены в порядке постановки проблемы, то здесь они получили детальное освещение. Так, при рассмотрении вопросов систематики вулканогенных пород был составлен раздел, в котором даны сведения о петрохимических ассоциациях вулкаников как континентов, так и океанических бассейнов. Хочется подчеркнуть, что классификация вулканических и вулкано-осадочных образований; предложенная И. В. Лучицким, опирается на характерные

черты, присущие самим породам, а не обстановкам или условиям, определяющим их происхождение, как это присуще целому ряду других классификаций.

Вопросы фацеального анализа и генетических типов вулканогенных образований в «Основах палеовулканологии» лишь затрагивались, здесь же они выделены в самостоятельную главу. Уместно упомянуть о том, что И. В. Лучицкий исходя из своего опыта изучения вулканических фацел и их изменчивости неоднократно напоминал, что одной из важнейших задач палеовулканологии является проведение исследований в области корреляции и хроностратиграфии вулканогенных образований, начиная от локальных сопоставлений и кончая изучением их в пределах всего земного шара.

Раздел «Вулканогенные формации (парагенетические ассоциации)» существенно дополнен новым фактическим материалом, подтверждающим правильность формационного подхода к вулканогенным образованиям. В монографии намечен и метод исследования эволюции вулканизма — поиск качественно необратимых изменений различных групп вулканогенных пород, их ассоциаций или формаций, присущих разным хронографическим уровням земной коры.

Проблеме палеовулканологических реконструкций в «Основах палеовулканологии» отведено много места, однако в качестве отдельной главы соответствующий раздел там не представлен. Здесь же ей посвящена отдельная глава, и это совершенно оправданно, поскольку палеовулканологические реконструкции древних вулканических структур и сооружений являются новым и весьма эффективным методом палеовулканологических исследований. Опорой ему служит комплексное применение традиционных геологических, геофизических и геохимических методов, а также актуалистический подход к анализу вулканической деятельности геологического прошлого.

В монографии И. В. Лучицкого содержится новый оригинальный материал, отсутствовавший или слабо представленный в его более ранних работах. Имеются в виду данные о пространственном и хронологическом размещении древних вулканов, глобальных проблемах палеовулканологии, вопросах энергетики древнего вулканизма и эволюции вулканизма в истории Земли.

Закономерности размещения древних вулканов представляют особый интерес, поскольку в «Основах палеовулканологии» рассматривались только современные вулканы. В рецензируемой книге эти вопросы освещены наиболее полно.

В своих работах И. В. Лучицкий неоднократно касался проблемы соотношения вулканизма

и тектоники. На ряде конкретных регионов им показано, что процессы вулканической деятельности плохо укладываются в различные схемы геотектонических циклов. Он считал, что основные закономерности развития вулканической деятельности определяются процессами формирования конкретных геологических структур.

Значительная часть раздела, в котором рассматриваются общие черты глобального распространения современных вулканических пород, посвящена океанам. Здесь достаточно подробно освещаются особенности вулканизма срединно-океанических хребтов, океанического дна и океанических островов. Справедлив вывод об ограниченности современных знаний о молодом вулканизме в океанах, не идущем ни в какое сравнение с тем, что известно для континентов. Отнюдь не бесспорным признано представление об исключительно толеитовом составе вулканических пород океанического дна на всем его протяжении. Особый интерес представляют сведения о распространении кислых магматических пород на океанических островах.

Материалы об общих перспективах глобального сравнения современных и древних вулканических пород и их ассоциаций представлены в монографии в конспективной форме. Приведены соображения о возможных палеоаналогах современных базальтовых плато, вулканических ассоциаций альпийских горных поясов, внутриконтинентальных поднятий и рифтовых зон, а также различных океанических областей. Сделан вывод о том, что непосредственное сравнение современных ассоциаций вулканических пород с древними представляет далеко не простую задачу, что строгие параллели здесь приемлемы лишь при очень точном знании не только качественных, но и количественных параметров различных вулканических пород геологического прошлого и их ассоциаций.

В монографии описана методика расчета энергии, освобождающейся при развитии древних вулканических областей, а также обращается внимание на трудности, с которыми связано получение данных об энергетике подводных вулканических областей.

Палеовулканологические прогнозы, согласно И. В. Лучицкому, это система построений, основанная на интерпретации определенных палеовулканологических исходных данных и позволяющая предложить конкретные выводы в отношении перспектив поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. В монографии приведен обзор палеовулканологических прогнозов, дано определение рудным месторождениям, относящимся к вулканическому типу, и очерчен круг влияния вулканической деятельности на окружающую среду. В общий ряд положений, определяющих возможность прогнозирования, И. В. Лучицким предложено включать данные о составе вулканогенных пород и их формаций, сведения об их возрасте, структурном положении, о месте, которое они занимают в общей истории развития конкретного региона, о внутренней структуре сложенных ими вулканических полей, о размещении внутри этих полей конкретных вулканических построек, деформационных и иных структур. При локальном прогнозе признано необходимым детальное изучение каждого конкретного вулканического поля, состава и фациальных изменений внутри него вулканогенных пород, формационной их принадлежности, особенностей внутренней структуры поля, размещения в нем зон вторичного изменения вулканических пород.

Характеризуя книгу в целом, необходимо еще раз подчеркнуть, что она охватывает весьма широкий круг геологических вопросов, связанных с проблемами палеовулканизма. Наиболее важным в книге является раздел по палеовулканологическим реконструкциям, в котором изложены методические приемы исследований. Ценность этих методов увеличивается и в связи с тем, что в настоящее время наша страна осуществляет массовое составление разномасштабных палеовулканологических карт, и те принципы, которые разработаны И. В. Лучицким и его многочисленными учениками, несомненно, должны найти широкое практическое применение.

## ХРОНИКА

ВСЕСОЮЗНОЕ СОВЕЩАНИЕ  
«СКВОЗНЫЕ РУДОКОНЦЕНТРИРУЮЩИЕ СТРУКТУРЫ»

11—13 ноября 1986 г. в Москве состоялось Всесоюзное совещание «Сквозные рудоконцентрирующие структуры». Совещание было организовано Институтом геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) АН СССР и Министерством геологии СССР. В работе совещания принимали участие представители 30 научных институтов АН СССР и Министерства геологии СССР, вузов страны и ряда производственных геологических объединений. Заслушано 52 доклада.

На совещании были рассмотрены общие черты строения и проявления сквозных рудоконцентрирующих структур (РКС), проиллюстрированы особенности строения глобальных и трансрегиональных РКС Европы, Азии, Африки, охарактеризованы РКС отдельных регионов. Специальное заседание посвящалось докладам по РКС Сибири и Дальнего Востока. В целом совещание явилось своеобразным подведением итогов развития нового направления в металлогенической науке за последние 20 лет.

Совещание открылось вступительным словом проф. М. А. Фаворской, одного из основоположников данного направления металлогении, кратко охарактеризовавшей основные проблемы и методы изучения сквозных РКС. В докладе И. Н. Томсона, М. А. Фаворской (ИГЕМ АН СССР) «О природе сквозных рудоконцентрирующих структур» подчеркивалось, что концепция РКС, возникшая в 1968 г., обосновывает представления о структурной позиции крупных рудных объектов, формирующихся преимущественно в сквозных системах нарушенных различных порядков. Сквозные линеаменты представляют собой активизированный древнейший каркас планеты в основном ортогонального плана, развивающийся на протяжении всей истории Земли. Специфическая особенность линеаментов — дискретный, узловый характер наиболее активных тектонических и эндогенных процессов, проявляющихся в узлах пересечения ортогональных разломов, и скрытый характер проявлений на дневной поверхности.

В докладе Н. В. Межеловского, В. В. Козлова, Л. М. Натапова, А. Л. Ставцева (Мингео СССР) проблема выделения региональных РКС проанализирована с противоположной позиции — концепции тектоники плит.

В. А. Баскина (ИГЕМ АН СССР) охарактеризовала типовые магматические ассоциации РКС и преимущественную связь с ними глубинных основных пород, обогащенных калием и некогерентными элементами (литий, бор, фтор и др.).

В докладе Л. Б. Иванова (ИГН АН КазССР) рассмотрены тектонические аспекты развития сквозных рудоконцентрирующих разломов. Открытые и скрытые (сквозные) разломы рассматриваются как составные части единой регматической сети дислокаций Земли, определяющей пространственное положение металлогенических поясов. Единый прямолинейный пояс в одном своем отрезке может быть продольным относительно складчатой системы и рудоконтролирующим, в другом — секущим, рудоконцентрирующим. Наиболее активные отрезки секущих разломов проникают на большую глубину, функционируют длительное время, отличаются интенсивным магматизмом и аномально повышенной рудоносностью. Они обычно ориентированы перпендикулярно к складчатым поясам (динамопарный механизм развития) и в полной мере отвечают содержанию «рудоконцентрирующих» структур.

В докладе М. А. Фаворской «О возможных причинах появления крупных месторождений полезных ископаемых в специализированных рудных провинциях» отмечено, что факт существования специализированных блоков верхней мантии подтверждается как результатами геофизических исследований, так и анализом размещения глубинных ксенолитов разного состава. Рудно-геохимические различия и различия магматизма подобных мантийных блоков лежат в основе появления специализированных магматических и рудных провинций. Приуроченность крупных объектов к сквозным разломам в пределах указанных провинций приводит к мысли о достижении рудопроводящими путями глубин, превышающих таковые верх-

ней мантии, что доказывается присутствием в рудах некогерентных элементов (В, F, H) и совпадением рудоконцентрирующих структур с границами магнитных блоков.

Ш. А. Губерман, Ю. П. Пиковский (ИПМ АН СССР, МГУ) представили доклад «Глобальная модель сейсмичности Земли и сквозные рудо- и нефтеконцентрирующие широтные зоны», в котором показана приуроченность крупнейших месторождений нефти и черных металлов к широтным сквозным линеаментам Азии и Америки. При этом теоретически вычисленные на основе модели сейсмичности Земли широтные линеаменты в основном совпали с широтными рудоконцентрирующими линеаментами, выделенными в работах М. А. Фаворской.

В. В. Архангельская, Е. Л. Елович (ВИМС) продемонстрировали космогеологическую карту СССР, совмещенную с картой полезных ископаемых. Выявлена четкая ортогональная сеть сквозных линеаментов с «шагом» в 3—7° между меридиональными и 2—5° между широтными составляющими; менее выражена сеть диагональных (С—З и С—В) разломов. Глубинность разломов подтверждается сквозно-структурным характером зон, значительной протяженностью, длительностью развития, приуроченностью к ним массивов разновозрастных магматических пород и геофизическими данными. Большинство рудных районов и месторождений тяготеет к линеаментам, концентрируясь в узлах их сопряжений или пересечений с кольцевыми структурами.

Из числа продемонстрированных глобальных структур особого внимания заслуживают два суперлинеамента. Один из них, Урало-Оманский, металлогения которого рассмотрена в докладе Ф. Я. Корытова, Л. Н. Овчинникова (ИМГРЭ), представляет собой трансконтинентальный пояс разломов, прослеживающихся от Новой Земли до о. Мадагаскар и достигающих ядра Земли. Он трассируется непрерывной полдой геофизических аномалий на картах магнитного и гравитационного полей; на глубинах 100—200 км под ним выявлена область аномальной мантии. Линеамент представляет собой крупнейший на Земле пояс проявления магматизма (прежде всего основного) и рудогенеза. Месторождения железа, меди, золота, хромита и других полезных ископаемых локализируются в мегаблоках, отличающихся развитием крупных и сложных кольцевых структур и максимальными перепадами мощности земной коры.

В. Ф. Лоскутов (ЦНИГРИ) осветил одну из крупнейших в мире РКС — Восточно-Африканскую, протяженностью около 6000 км (от Красного моря на севере до Дурбана на юге Африки). Структура отвечает зоне глубинных

разломов, ограничивающих с запада Мозамбикский мтеаморфический пояс архея, и отличается широким развитием разновозрастных и разных по составу магматических формаций. К Восточно-Африканской структуре приурочен ряд крупных и уникальных месторождений полезных ископаемых: золота, в том числе и гигантское месторождение Витватерсранд, платины (Бушвельдский комплекс), меди (Медный пояс Зимбабве), а также кольцевые интрузии оловоносных гранитов, алмазоносные кимберлиты. Рудоконцентрирующая структура развивалась как структура растяжения на протяжении 4 млрд лет.

Большой интерес вызвал доклад член-кор. АН СССР Е. А. Радкевич (ДВГИ ДВО АН СССР), посвященный металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Подводя итоги развитию «линеаментной металлогении», Е. А. Радкевич подчеркнула, что это новое металлогеническое направление, бурно развивающееся под лавинообразным напором новой комплексной информации различных наук о Земле, получает новое признание.

Из числа докладов прикладного характера существенный интерес представили следующие: доклад А. М. Жирнова, О. А. Степанова (ПГО Дальгеология) «Рудоконцентрирующие структуры Малого Хингана и их значение для прогноза эндогенного оруденения», в котором на основе обобщения геолого-геофизических данных выделены меридиональные металлогенические и поперечные рудоконцентрирующие зоны, что позволило, в свою очередь, выделить ряд рудных районов и локальных участков, перспективных на различные типы эндогенных полезных ископаемых; доклад С. А. Чернова, В. А. Поперечной (ПГО Аэрогеология), открывавших на юго-востоке Сибирской платформы на основе комплексного анализа геолого-геофизических и космофотогеологических материалов сеть трансрегиональных линеаментов с ведущей ролью ортогональных разломов, в узлах пересечения которых расположены известные и прогнозируемые рудные районы и месторождения; доклад В. И. Копытина, Б. А. Кулешова (СВКНИИ ДВО АН СССР), выделивших Омсукчанскую меридиональную тектономагматогенную (рифтовую) структуру, концентрирующую разнообразное оруденение (в том числе «дукатского» типа) в узлах пересечения ее с поперечными (широтными) скрытыми линеаментами.

Во многих докладах подчеркивалась рудоконцентрирующая роль структур диагонального (северо-восточного и северо-западного) направления. Подобные структуры охарактеризованы на примере Казахстана (А. М. Васильев, Н. Х. Адамьян — КГРЭ ПГО Севказгеология; П. К. Жуков — Казахский ПТИ; Т. М. Лауму-

лин — ИГН АН КазССР и др.), юга Восточной Сибири и Забайкалья (В. В. Андреев, Е. Т. Бубнов — Иркутский ГУ; Ю. В. Ильинский — ВСЕГЕИ; О. К. Кожевников, В. И. Переляев — СНИИГГѳМС и др.), Монголии (В. И. Сотников, А. П. Берзина — ИГиГ СО АН СССР), Якутии (А. Е. Тюленев, Д. В. Лопатин — ВСЕГЕИ), Приморья (Б. В. Малкин, В. В. Середин — ПГО Аэрогеология, ИГЕМ АН СССР).

Противоречивые мнения были высказаны при обсуждении рудоконцентрирующей роли линеаментов Северо-Востока СССР и Камчатки. Одни исследователи придают ведущее значение в размещении оруденения структурам ортогонального плана (Г. В. Гальнеров, Н. В. Скублова, В. С. Антипов — ПГО Аэрогеология; В. И. Шур — ПГО Якутгеология; В. П. Новиков — ЦНИГРИ; Е. Н. Сапожников, Н. Л. Шилин — ИГЕМ АН СССР), другие в качестве

рудоконцентрирующих уверенно выделяют линеаменты северо-западной ориентировки (В. Г. Кириченко, С. В. Андреев — ПГО Аэрогеология; В. К. Ротман — ВСЕГЕИ; В. С. Кравцов — ИГЕМ АН СССР), третьи — северо-восточного направления (А. И. Садовский — ЦГТЭ ПГО Севвостгеология).

На общей дискуссии выступавшие отметили актуальность проведенного совещания и высказали ряд критических замечаний по существу заслушанных сообщений. Отмечалось увлечение геометрической стороной проблемы, трансрегиональными схемами, недостаточное в ряде случаев обоснование выделенных структур и их древнего возраста, отсутствие четкой систематики линеаментов и др.

В заключение было принято согласованное решение совещания и намечены задачи дальнейших исследований.

*ПГО Дальгеология*

*А. М. Журнов*

---

ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ

80-ЛЕТИЕ ЕКАТЕРИНЫ АЛЕКСАНДРОВНЫ РАДКЕВИЧ

12 декабря 1988 г. исполняется 80 лет со дня рождения и 60 лет научной деятельности Екатерины Александровны Радкевич — члена-корреспондента АН СССР, доктора геолого-минералогических наук, профессора, заслуженного деятеля наук РСФСР, Героя Социалистического Труда.

Е. А. Радкевич — крупный ученый, специалист в области геологии рудных месторождений и металлогении, автор около 300 научных трудов (из них 26 монографий). Первые работы Е. А. Радкевич, выполненные в Институте геохимии и минералогии, руководимом А. Е. Ферсманом и Д. И. Щербаковым, посвящены сульфоантимонитам свинца и меди. Генезис и минералогия полиметаллического Ляканского месторождения отражены в первой монографии, составившей основу кандидатской диссертации.

В 1937 г. Е. А. Радкевич начала работу по изучению оловянных и полиметаллических месторождений Восточной Сибири и Дальнего Востока. Ею написаны несколько разделов в коллективной монографии «Геология олова», являющейся в течение многих десятилетий настольной книгой геологов-оловянщиков. Наиболее важной в практическом отношении стала монография Е. А. Радкевич «Касситерито-сульфидные месторождения», защищенная ею в качестве докторской диссертации. В дальнейшем Е. А. Радкевич, развивая идеи С. С. Смирнова, уточняет классификацию оловянных месторождений, дает критерии оценки распространения оруденения на глубину и для поисков слепых рудных тел.

С начала 50-х гг. Е. А. Радкевич публикует работы по металлогении. Рассматривая региональные закономерности размещения различных металлов с топогеохимических позиций, начатыми А. Е. Ферсманом, и металлогенического анализа, разработанного С. С. Смирновым, она приходит к выводу о геохимической неоднородности земной коры и верхней мантии, проводит типизацию рудоносных территорий по геохимическим особенностям, выделяя провинции фемического и силлического профиля. В это же время ею предлагаются методы составления металлогенических карт, на которых отражены разнообразие рудоконтролирующие и рудопоисковые признаки. Позднее в зоне Центрального структурного шва Сихотэ-Алиня, обозначенной Е. А. Радкевич на металлогенической схеме и позже на карте как олововольфрамово-редкометаллическая, были обнаружены уникальные месторождения вольфрама и редких металлов. Прогноз о наличии в Дальнегорском районе под покровом верхнемеловых эффузивов слепых рудных тел подтвердился открытием крупной полиметаллической залежи. Эти же идеи развивались в коллективных монографиях (1960, 1962, 1971, 1980 гг.).

Особое значение имеют работы Е. А. Радкевич по металлогении Тихоокеанского пояса. Ею проведено металлогеническое районирование пояса и, в частности, его северо-западного сектора. В 1973 г. издана «Схема металлогении Тихоокеанского рудного пояса», на которой впервые выделены металлогенические пояса и зоны этой планетарной структуры, за-

тем монографии (1976, 1984 гг.) и «Металлогеническая карта Тихоокеанского рудного пояса» (1981 г.).

Большое внимание в трудах Е. А. Радкевич уделено процессам активизации. Продолжая начатые еще в 50-х гг. работы по влиянию разломов на развитие геологических территорий и их металлогению, когда ею впервые был выделен особый тип разрывных нарушений — зоны повышенной трещиноватости, Е. А. Радкевич приходит к выводу о длительном существовании устойчивой сети планетарных разломов, что свидетельствует против значительного дрейфа континентов.

Много работ Е. А. Радкевич посвящено истории науки. За активную деятельность в этой области ей присвоено почетное звание члена-корреспондента Международного Комитета истории геологических знаний (ИНИГЕО).

Е. А. Радкевич неоднократно выступала с докладами на Международных геологических конгрессах, совещаниях, симпозиумах в Мексике, Дании, Индии, Канаде, ГДР, Польше, Японии, Австралии и других странах. Е. А. Радкевич является активным членом многих межведомственных координационных комитетов, в течение многих лет возглавляла Тихоокеанский Комитет по геологии и металлогении, была членом Президиума ДВО АН СССР. Более 20 лет Е. А. Радкевич была Председателем специализированного Совета по защита кандидатских диссертаций в Президиуме ДВНЦ АН СССР. Под ее научным руководством прошли аспирантуру и защитили кандидатские диссертации около 30 аспирантов и соискателей. Она была директором-организатором, а затем 16 лет директором Дальневосточного геологического института.

Трудовые заслуги Е. А. Радкевич отмечены высокими правительственными наградами: двумя орденами Ленина, Орденом Трудового Красного Знамени.

Е. А. Радкевич — известный популяризатор науки. Она лектор общества «Знание» с более чем полувековым стажем. Ее книга «Наш дом — Земля», выдержавшая два издания, награждена дипломом второй степени на конкурсе изданий «Молодой Гвардии» и премий Всесоюзного общества «Знание». Многие помнят и автобиографическую повесть «Горными маршрутами» (1964 г.), где поэтически описана профессия геолога. Нельзя не отметить и ее серьезные увлечения живописью, поэзией, вокалом. Даже среди ко всему привыкших коллег-геологов Екатерина Александровна слывет непоседой — Памир и Тянь-Шань, Сихотэ-Алинь, Примурье, Забайкалье, Якутия, Чукотка, Сахалин, Камчатка, Япония, Канада, Мексика, Индия, Европа, Северная Африка... — где только не проходили ее маршруты!

Академик Ф. В. Чухров как-то сказал о ней: «В этой женщине скрыты неисчерпаемые запасы энергии, какая-то удивительная, не убывающая с годами жизненная сила».

В чем же секрет такого творческого долголетия Е. А. Радкевич? Сама она отвечает на этот вопрос так: «Долго работает тот, кто работает много!».

УКАЗАТЕЛЬ СТАТЕЙ,  
ОПУБЛИКОВАННЫХ В ЖУРНАЛЕ ЗА 1988 г.

О. В. Авченко, М. М. Кузнецова. Минеральные геобарометры	№ 1	в четвертичных лавах Курильской островной дуги	1
А. А. Андреев. Изостазия и механическое равновесие Курило-Камчатской системы дуга — желоб	4	М. В. Ваноян. Влияние серпентинизации на физические свойства гипербазитов	3
Л. И. Анিকেева, Н. С. Скорнякова, Т. Ю. Успенская, В. О. Художкин. Текстурно-структурные особенности конкреций радиохлоридной зоны Тихого океана	2	Л. Л. Ваньян, Б. А. Окулесский, Н. А. Пальшин, В. В. Семенов. Океанская астеносфера вблизи Гавайских островов по результатам анализа магнитотеллурического тензора	3
Г. И. Аносэв, В. В. Аргентов, А. В. Петров, Т. К. Злобин, С. С. Снеговской, Ю. В. Киктев. Новые сейсмические данные о строении земной коры центрального звена Курило-Камчатской островной дуги	1	Г. Н. Гамянин, Н. А. Горячев. Близповерхностное оруденение Восточной Якутии	2
А. С. Астахов, Н. К. Вагина, С. А. Горбаренко, Е. Л. Демиденко, В. В. Шаповалов, М. Г. Бигрюлина. Скорости голоценового осадконакопления в Охотском море	4	М. Л. Гельман, Ю. М. Бычков. Триасовые вулканы хребта Кэпкэрэн и зональность геосинклинального вулканизма в Корякском нагорье	1
В. А. Бажанов, И. И. Берсенев. К вопросу о шарьяжах на Ханкайском массиве и в его обрамлении	6	Н. С. Герасимов, Н. Н. Фефелов, С. М. Родионов, Н. В. Заруднева, С. Б. Брандт. О различиях в источниках рудного вещества оловорудных районов Приморья	5
И. А. Басов. Эрозионная деятельность в северо-западном секторе Тихого океана в позднем мезозое и кайнозое	6	М. И. Гнидаш, В. Т. Съедин, А. В. Можеровский, И. Н. Якушева. Геохимические ассоциации фосфора в базальтах Японского моря	3
В. В. Баранов. Биостратиграфия девона Восточной Якутии	4	Е. И. Гончарова. Смысл математизации геологии на примере стратиграфии	2
В. Л. Безверхний, И. И. Берсенев, Н. Г. Ващенко, М. Т. Гороява, Е. П. Леликов, И. Б. Цой. Геологическое строение северного замыкания Центральной глубоководной котловины Японского моря	4	С. А. Горбаренко, Н. Н. Ковалюк, Л. Ю. Одинокова, В. Ф. Рыбаков, Т. Н. Токарчук, В. В. Шаповалов. Верхнечетвертичные осадки Охотского моря и реконструкция палеоокеанологических условий	2
В. Р. Беляева. Петрохимические особенности и происхождение гранитоидов Ханктинско-Орогжанского массива (Верхнее Приморье)	2	А. С. Житков. Содержание урана в породах верхней мантии Земли по данным исследования гипербазитов	2
Е. Д. Богданова, Н. Ф. Василенко, С. М. Сапрыгин. Современные движения земной коры в районе р. Пильгун (Северный Сахалин)	3	А. А. Захаров, М. В. Зуев. Скарны Охотского массива и их рудоносность	3
Н. А. Богданов, П. К. Кебезинская. Неоднородность литосферы обрамления Командорской впадины (Берингово море)	5	С. А. Григоров, А. А. Куклин, А. П. Куклин, И. С. Розенблюм. Основные черты геохимической зональности золоторудных месторождений Северо-Востока СССР	3
Т. Н. Болотникова. Палинологическая характеристика и возраст угленосных отложений Чернышевского бурогоугольного месторождения (Южное Приморье)	4	<b>В. В. Иванов</b> , О. В. Щербань, А. В. Гревцев, С. В. Мордовина, Е. С. Санько, С. М. Соинская. Органическое вещество пород Северо-Охотского бассейна (по разрезу скважины Магаданская-1)	3
Ю. С. Брегштейн. Магнитные характеристики базальтоидов как индикаторы обстановок вулканизма (на примере северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса)	6	Ю. К. Ивашинников, Ф. С. Онухов, А. М. Сазыкин, В. Н. Ставров. Сейсмогеологические и неотектонические особенности северо-восточного фланга Буреинского массива	4
Б. И. Васильев, И. Н. Говоров, Ю. И. Коновалов, Н. А. Тарарин, В. Л. Безверхний, О. В. Чудаев. Геологическое строение жезлоба Волкана	6	Л. А. Изосов, А. Т. Кандауров, В. А. Бажанов, Т. Н. Корень, Г. Р. Шишкина, И. М. Колобова, Н. П. Кульков. Силурийские отложения Приморья	5
О. Н. Вольнец, Г. П. Авдейко, В. И. Виноградов, В. С. Григорьев. Sr-изотопная зональность	6	Л. А. Изосов, Н. Г. Мельников. О чешуйчатопокровных структурах Западного Приморья	6
		В. С. Имаев. Тектоническая нарушенность земной коры Северо-Восточной Якутии	4

Л. И. Казинцова. Возраст кремнистых толщ Восточно-Сахалинских гор по данным радиолярий . . . . .	2	денения в черносланцевых толщах Приамурья . . . . .	4
В. Г. Казьмин. Тектоника Каролинского бассейна . . . . .	1	В. П. Царняков. О возрасте, строении и положении в разрезе олистостромовой толщи Дальнегорского района . . . . .	5
А. Н. Калягин. Вторичные ореолы олова и свинца в ландшафтах Центрального и Юго-Восточного Приморья . . . . .	5	Б. Н. Пшекунов. Соотношение вулканизма островных дуг с параметрами модели плитовой тектоники . . . . .	5
Г. Л. Кириллова. Перерывы и несогласия в разрезе дна Филиппинского моря и прилегающих островов . . . . .	6	Н. Г. Разжигаяева, В. В. Наумова. Применение многомерного статистического анализа для выделения ассоциаций тяжелых минералов в прибрежно-морских осадках Японского моря . . . . .	3
М. Кимура, С. Уеда, Ю. Като, Т. Танака, М. Яmano, Х. Сакаи, Т. Гамо, Ю. Нака, М. Андо, Ш. Като. Активные гидротермальные холмы в задуговом бассейне трога Окинава (Рюкю. Япония) . . . . .	5	В. В. Ревердатто, В. В. Хлестов. Находки гранитоидов и метаморфических пород в составе океанического фундамента и связанные с ними геологические проблемы . . . . .	5
В. Э. Кононов, Р. М. Макаров, В. М. Никифоров, В. И. Ремизовский, Ю. Г. Слуднев. Перспективы нефтегазоносности Северо-Западного Сахалина в свете новых геолого-геофизических данных . . . . .	3	В. С. Рождественский. Геологическое строение и тектоническое развитие п-ова Шмидта (о. Сахалин) . . . . .	3
Ф. Г. Корчагин, С. В. Золотарская, Ю. П. Никитенко, В. Н. Ставров. К вопросу о современной геодинамике Приамурья . . . . .	2	С. М. Родионов, Л. Н. Родионова. Зональность оловянной минерализации Арминского рудного района (Центральный Сихотэ-Алинь) . . . . .	1
Ф. Г. Корчагин, Ю. В. Талтыкин. Глубинная геоэлектрическая характеристика Гониминского рудного района . . . . .	6	А. Г. Родников. Глубинное строение окраинных морей западной части Тихого океана и гидротермальная деятельность . . . . .	2
В. Ю. Косыгин, В. Н. Сеначин. Плотностная модель тектоносферы Идзу-Марианской системы окраинное море — дуга — желоб — океан . . . . .	5	Н. П. Романовский, В. Г. Гурович, М. И. Копылов. Комплексные петрофизические исследования в Комсомольском рудном районе . . . . .	6
В. М. Кузнецов. Обстановки позднелазеозойского и мезозойского осадконакопления в юго-восточной части Япо-Колымской системы . . . . .	1	А. А. Рязанцев, Ю. П. Шестера, А. Е. Шлезингер. Особенности строения комплекса бокового наращивания на примере четвертичных отложений шельфа Южного Приморья . . . . .	3
Б. А. Кулешов, В. А. Приставко, А. А. Пляшкевич. Геолого-структурные и минералогическо-геохимические особенности олововольфрамового месторождения Светлого (Чукотка) . . . . .	4	Б. Г. Саксин, Л. Г. Долгопят. Опыт структурных построений в районах Дальнего Востока с мезозойско-кайнозойской эндогенной минерализацией . . . . .	1
Н. В. Куликов, Н. А. Деревская, Ю. С. Мавринский. Литология кайнозойских отложений Северо-Охотского осадочного бассейна . . . . .	5	Ю. С. Салин. Предыстория геологического картирования . . . . .	1
П. П. Лойтер, Л. П. Карсаков, Ю. Ф. Малышев. Связь магматогенных рудоконтролирующих структур с глубинным строением Западного Прихотья . . . . .	6	А. К. Седых. Геохимические признаки прибрежно-морского палеогена Южного Приморья . . . . .	3
М. Н. Дунева. Особенности воли, проходящих через криволинейную границу раздела сред в МОВЗ . . . . .	4	В. В. Середин, Н. П. Митрофанов. Структурная позиция и строение Кавалеровского оловорудного района . . . . .	3
Г. Ф. Макаренко. Симметрия в размещении структур Земли и глобальные вулканические кольца мел-палеогеновой «катастрофы» . . . . .	2	В. П. Симаненко, В. П. Нечаев. Химический состав осадков Филиппинского моря . . . . .	5
Ю. Ф. Малышев, Д. Ф. Семенов. Офиолиты в глубинной структуре восточно-азиатской континентальной окраины . . . . .	3	А. С. Синдеев. Шошонит-латитовая серия Ульинского прогиба (Северная Прихотья) . . . . .	4
Л. А. Маслов, В. Ю. Косыгин, О. С. Комова. Изучение глубинных геодинамических процессов в Курило-Камчатской зоне перехода на основе ее плотностных моделей . . . . .	2	И. А. Тарарин. Эволюция метаморфизма в Срединно-Камчатской метаморфической зоне . . . . .	1
Ю. А. Мартынов. Тренды пироксенов в базальтоидах толеитовых серий . . . . .	4	Г. Ф. Уфимцев. Черты порядка в глобальном рельефе Земли . . . . .	4
О. А. Мельников. О механизме образования островных дуг северо-запада Тихого океана . . . . .	3	А. В. Федорчук. Происхождение базальтовых серий востока Олюторской зоны (Берингово-морской регион) . . . . .	1
Ю. В. Мотовилов. К вопросу о нефтегазоносных толщах Колпаковского прогиба Западной Камчатки . . . . .	6	Л. Г. Филимонова. Акцессорные самородные металлы в субвулканических телах как индикаторы рудоносных площадей (на примере Южного Сихотэ-Алиня) . . . . .	2
П. Л. Неволин, Н. Г. Мельников, Н. Г. Сутурин. О тектонике бассейна среднего течения р. Бикин (Сихотэ-Алинь) . . . . .	2	А. Н. Филиппов, Е. В. Михайлик, Ю. Г. Волохин. Состав раннемезозойских песчаников северо-западной части Сихотэ-Алиня . . . . .	1
Б. И. Павлюткин, Т. И. Петренко, Н. И. Белянина. Новые данные о возрасте суйфунской и усть-суйфунской свит (Западное Приморье) . . . . .	4	Т. И. Фролова, Д. Бейли, И. А. Бурикова, С. И. Дриль. О генетической общности низкремнистых оливин-анортитовых включений и вмещающих пород Курильской островной дуги . . . . .	5
С. Г. Парада, Л. Ф. Парада. Литолого-геохимические условия локализации золотого ору-		В. М. Шевченко. Магматические комплексы гиперстенной серии на Северо-Востоке СССР и связь с ними оруденения . . . . .	6
		А. И. Шеменда, А. Л. Грохольский. О механизме образования и развития зон спрединга (физическое моделирование) . . . . .	5

Н. А. Шило, Р. Б. Умитбаев, В. И. Гончаров, Е. Ф. Дылевский, О. Н. Иванов, Б. А. Кулешов, А. П. Соболев, Г. Б. Левашов, В. С. Иванов, В. Г. Сахно, В. Г. Хомич, В. И. Сухов, Г. В. Ручкин, В. Н. Восводин, А. Б. Игнатъев. Геодинамика, магматическая металлогеническая зональность северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса . . . . .	3	Л. А. Маслов. Изучение изостазии Берингова и Охотского морей по данным аномалий высот геоида и батиметрии . . . . .	1
Н. Г. Шкабарня, В. С. Москвичев. Автоматизирующая интерпретация данных методов сопротивлений и вызванной поляризации, полученных в сложнопостроенных районах . . . . .	1	П. А. Пальшин. Дошлые глубинные магнитотеллурические зондирования в северо-восточной части Тихого океана . . . . .	6
В. И. Шпикерман, В. М. Мерзляков, П. П. Лычагин, Н. Е. Савва, М. Х. Гагиев, В. Б. Ликман. Медное оруденение в ордовикских вулканитах на востоке Якутской АССР . . . . .	4	Л. П. Понекко, С. В. Зибрев. Микститы востока Монголо-Охотской складчатой системы . . . . .	3
С. В. Щепетов. Новые данные по стратиграфии и составу позднемезозойских вулканогенных образований южной части Омсукчанского района (ОЧВП) . . . . .	2	М. И. Стрельцов. О кривизне островных дуг и глубине желобов северо-западной части Тихого океана . . . . .	3
		В. Б. Сухинин. О факторах контроля золоторудной минерализации на одном из месторождений Дальнего Востока . . . . .	1
		А. Ф. Трemasов, В. В. Крячко. Ассоциация платиновых минералов в одном из лерподлитовых массивов (Северо-Восток СССР) . . . . .	4
		В. Г. Чайкин, Ю. В. Баталин, Е. Ф. Станкевич. Перспективы содопоности Приморья . . . . .	3
		В. П. Шаранов, Ю. И. Коновалов, Г. А. Третьяков, Ю. А. Мартынов. Брекчии разлома Кларипон . . . . .	2

**Краткие сообщения**

А. А. Андреев, В. М. Воробьев, В. П. Патрикеев, П. А. Рагозин. Магнитные аномалии и деформации в Северо-Западной котловине Тихого океана . . . . .	5
Н. В. Астахова, Н. Г. Разжигаева. Морфология кристаллов и содержание микроэлементов в пирите из осадков дальневосточных морей . . . . .	6
Л. Л. Ваньян, Е. Р. Мартанус, В. Ю. Семенов. Оценка глубинной электропроводности Сахалина по данным электромагнитных зондирований . . . . .	4
А. В. Давыдов, Г. И. Долгих, А. М. Запольский, У. Х. Копвиллем. Определение собственных колебаний геоблоков лазерным деформографом . . . . .	2
С. С. Зимиц, Б. Л. Залищак. Новая модель формирования карбонатитов и связанных с ними руд . . . . .	2
С. С. Зимиц. Новые модели формирования платиноидов в базитах и гипербазитах . . . . .	5
О. С. Комова. Моделирование глубинных геодинамических процессов в зоне перехода от континента к океану с помощью численных методов . . . . .	4
А. И. Квасов, В. С. Приходько, А. А. Степашко. Геохимия платиноидов и элементов группы железа в дунитах Кондерского массива . . . . .	6
М. И. Липкина, М. Ф. Эйберман, О. А. Ткалич. Находки фосфоритов на подводных горах северо-западной окраины Тихого океана . . . . .	6
Л. А. Маслов. Изучение геодинамики литосферы Азиатско-Тихоокеанской зоны сочленения путем сопоставления аномалий гравитационного поля и рельефа . . . . .	5

**Критика и дискуссии**

Г. М. Власов. Что же такое «эвгеосинклираль?» . . . . .	5
Ш. А. Губерман. Исследование логических оснований корреляции разрезов . . . . .	2
П. А. Шило. К проблеме образования и перестройки тектонических структур . . . . .	1
В. Н. Шило. О книге И. В. Лучицкого «Палеовулканология» . . . . .	6
А. Д. Щеглов. Интересная книга о металлогении Охотско-Чаунской провинции . . . . .	1
Ю. М. Пуцаровский. Письмо в редакцию . . . . .	3

**Хроника**

Всесоюзное совещание «Сквозные рудоконцентрирующие структуры» . . . . .	6
Проблемы изучения глубинного строения Дальнего Востока . . . . .	5
Региональная школа-семинар по применению длиннобазисных лазерных интерферометров в геофизике . . . . .	1
Третья Тихоокеанская школа по морской геологии, геофизике и геохимии . . . . .	4
Указатель статей, опубликованных в журнале за 1988 г. . . . .	6

**Юбилейные даты**

В. К. Арсеньев как геоморфолог и геолог (в связи с 110-летием со дня рождения) . . . . .	2
60-летие Виталия Георгиевича Варнавского . . . . .	5
80-летие Екатерины Александровны Радкевич . . . . .	6
75-летие Николая Алексеевича Шило . . . . .	2

**Некролог**

<b>Владимир Иванович Федорченко</b> . . . . .	3
---	---

1 р. 80 к.

---

*(адрес подписчика)*

**Индекс 70985**