

**СОДЕРЖАНИЕ**

<b>Г. И. Семенова.</b> Модели земной коры различных структур ложа Тихого океана . . . . .	3	Берингоморского региона СССР по радиолариям . . . . .	84
<b>А. С. Астахов, Б. И. Васильев.</b> Динамика современного осадконакопления и история развития Большого Гамовского каньона (Японское море) по результатам подводных наблюдений . . . . .	13	<b>А. А. Степашко.</b> Общие особенности петрохимической структуры массивов альпинотипных гипербазитов . . . . .	94
<b>Р. Я. Скляров.</b> Закономерности размещения алюминиевых руд и сопутствующих им полезных ископаемых на Дальнем Востоке . . . . .	19	<i>КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ</i>	
<b>В. М. Зимин.</b> Структурные элементы Камчатки в аномальном магнитном поле . . . . .	26	<b>И. Б. Верховская.</b> Спорово-пыльцевые спектры из глубоководных плейстоценовых отложений Берингова моря . . . . .	101
<b>В. Ф. Белый, Ю. И. Федоришин.</b> Новые данные о гранитоидном магматизме п-ова Кони, предшествовавшем формированию Охотско-Чукотского вулканогенного пояса . . . . .	34	<b>И. М. Попова.</b> О вероятном влиянии течения Куроисио на распределение раковин радиоларий в донных отложениях . . . . .	104
<b>Ю. Ю. Воробьев.</b> Триасово-юрский вулканизм п-ова Кони (Северо-Восток СССР) . . . . .	39	<b>Д. И. Колесников.</b> Состав магматических пород на золотоаргентитовом месторождении Дукаат . . . . .	108
<b>П. И. Логвинчев, А. В. Игнатьев.</b> Колчеданное оруденение и сульфидная минерализация черных сланцев Янканского рудного поля (Амурская область) . . . . .	45	<b>В. Д. Побережный, В. Н. Сеначин, Ю. А. Сусеков, В. Ю. Косыгин.</b> О природе гравитационных аномалий Курило-Камчатской системы дуга — желоб — океан (на примере южной части Курильской дуги) . . . . .	113
<b>М. К. Силичев, Н. В. Белозерцева.</b> Время и условия образования согласных золотокварцевых жил Южного Верхоянья . . . . .	52	<b>Л. Г. Филимонова, И. П. Лапутина, Н. В. Тронева.</b> О находке эклогитовых нодулей в кислых вулканитах Южного Сихотэ-Алиня . . . . .	118
<b>Э. В. Ужгалис.</b> Распределение бора в палеоген-неогеновых породах Олюторской зоны Корякского нагорья . . . . .	58	<i>КРИТИКА И ДИСКУССИИ</i>	
<b>А. Е. Шанцер, М. Н. Шапиро, А. В. Колосков, А. И. Челебаева, В. Н. Синельникова.</b> Эволюция структуры Лесновского поднятия и его обрамления в кайнозой (Северная Камчатка) . . . . .	66	<b>Ф. С. Онухов.</b> К методике анализа главной базисной поверхности . . . . .	123
<b>А. В. Олейников, С. И. Неволлина.</b> Стратиграфия самаргинской свиты Сихотэ-Алиня . . . . .	75	<b>Г. М. Власов.</b> О книге «Вулканические пояса Востока Азии (геология и металлогения)» . . . . .	124
<b>В. С. Вишневская.</b> Биостратиграфия вулканогенно-кремнистых образований позднего мела Берингоморского региона СССР по радиолариям . . . . .		<i>ХРОНИКА</i>	
		Информационное сообщение о сессии Межведомственного тектонического комитета . . . . .	127

## PACIFIC GEOLOGY

JULY — AUGUST

NOVOSIBIRSK

№ 4, 1985

## CONTENTS

<b>G. I. Semenova.</b> The Earth's crust models of the Pacific floor different structures	3	Sea region by radiolarian data in Late Cretaceous	84
<b>A. S. Astakhov, B. I. Vasil'ev.</b> Modern sedimentation dynamics and evolution of Great Gamovskiy Canyon (the Sea of Japan) according to deep sea drilling results	13	<b>A. A. Stepashko.</b> General features of petrochemical structure in alpinotype ultrabasites massiffs	94
<b>R. Ya. Sklyarov.</b> Distribution of aluminium ores and associated commercial minerals in the Far East	19	<i>BRIEF COMMUNICATIONS</i>	
<b>V. M. Zimin.</b> Structural elements of Kamchatka in anomalous magnetic field	26	<b>N. B. Verchovskaya.</b> Sporopollinic spectra from abyssal Pleistocene depositions of Bering Sea	101
<b>V. F. Bely, Yu. I. Fedorishin.</b> New data on Koni peninsula granitoid magmatism before the formation of Okhotsk — Chukotsk volcanic belt	34	<b>I. M. Popova.</b> The possible influence of Kuroshia Current on radiolarian shells distribution in bottomset beds	104
<b>Yu. Yu. Vorob'ev.</b> Koni peninsula Triassic — Jurassic volcanism (the USSR north-east)	39	<b>D. I. Kolesnikov.</b> Magmatic rocks composition in Dukat gold-argentite deposit	108
<b>P. I. Logvenchev, A. V. Ignat'ev.</b> Pyrite ores and sulphide mineralization of black schists in Yankansk ore field (Amur region)	45	<b>V. D. Poberezhny, V. N. Senachin, Yu. A. Susekov, V. Yu. Kosygin.</b> On the nature of gravitational anomalies in Kuril — Kamchatka system of island arc — trench — ocean (the south of Kuril island arc)	113
<b>M. K. Silichev, N. V. Belozertseva.</b> Time and environment of conformable gold-quartz reefs in South Verkhoyan'e	52	<b>L. G. Filimonova, I. P. Laputina, N. V. Troneva.</b> On the find of eclogite nodules in acid volcanites of the Southern Sikhote-Alin	118
<b>E. V. Uzhgalis.</b> Boron distribution in Paleogene — Neogenic rocks of Olyutorsk zone (Koryak Highland)	58	<i>CRITICISM AND DISCUSSIONS</i>	
<b>A. E. Shantser, M. N. Shapiro, A. V. Koloskov, A. I. Chelebaeva, V. N. Sinel'nikova.</b> Evolution of Lesnovsk Rise structure and its frame in Cenozoic (Northern Kamchatka)	66	<b>F. S. Onukhov.</b> To the methods of the main basic surface analysis	123
<b>A. V. Oleinikov, S. I. Nevolina.</b> Samarginsk suite stratigraphy of Sikhote-Alin	75	<b>G. M. Vlasov.</b> On the book "Volcanic belt in the east of Asia (geology and metallogeny)"	124
<b>V. S. Vishnevskaya.</b> Biostratigraphy of volcanogenic-cherty formations of the USSR Bering		<i>CHRONICLES</i>	
		Informational report on the Joint Tectonic Committee session	127

© Издательство «Наука»  
«Тихоокеанская геология», 1985 г.

УДК 551.1 : 550.834.32(265)

Г. И. Семенова

## МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ РАЗЛИЧНЫХ СТРУКТУР ЛОЖА ТИХОГО ОКЕАНА

Рассмотрены результаты обобщения данных глубинного сейсмического зондирования земной коры Тихого океана. Представлена схема районирования земной коры, отражающая основные черты ее латеральной неоднородности. Для выделенных участков ложа океана составлены осредненные модели земной коры. Наиболее дифференцированной земной корой характеризуется Западно-Тихоокеанская область.

При рассмотрении вопросов генезиса и развития океанов [2] важное значение имеют характерные особенности земной коры отдельных структур.

К началу 80-х гг. получен довольно обширный материал глубинных сейсмических исследований ложа Тихого океана, охватывающий практически все основные структуры его, исключая южную часть [4, 15, 21, 22, 25—34 и др.].

В настоящее время имеется достаточно много геолого-геофизических данных о неоднородном латеральном строении земной коры ложа Тихого океана [1—11, 14, 16, 17, 20—24 и др.]. Составлен ряд схем его районирования, имеющих в своей основе либо характеристики естественных геофизических полей, либо комплексные геолого-геофизические, либо другие данные [6, 11, 14, 17, 20 и др.], материалы же сейсмических исследований использовались лишь частично.

В основном результаты глубинных сейсмических зондирований, выполненных на ложе Тихого океана, представляют собой данные о строении земной коры рекогносцировочного характера, полученные однотипной, называемой в зарубежной литературе стандартной, методикой.

С появлением новой техники (начало 60-х гг.) детальность исследований значительно увеличилась, что позволило уточнить одномерную модель земной коры океанического типа, отражающую вертикальную неоднородность коры [4, 9, 27, 29—31, 34 и др.].

Сопоставление всех сейсмических данных с целью исследования латеральных неоднородностей структуры коры возможно лишь по основным параметрам, выявляемым более или

менее однозначно при разных методиках полевых работ и различных подходах к интерпретации. Такими параметрами, определяемыми в основном по первым вступлениям преломленных волн, являются: глубина от поверхности воды до границы М (принимаемая авторами за общую мощность земной коры), мощности второго и третьего слоев в целом, без разделения их на прослой, граничные скорости по поверхности М, второго и третьего слоев.

В процессе обобщения сейсмических материалов вначале составлялись гистограммы значений параметров коры отдельных геоморфологических структур, а затем групп структур, имеющих сходное распределение параметров. В связи с установленными различиями в характеристиках этих гистограмм, а также отклонением в ряде случаев закона распределения величин от нормального были составлены площадные схемы значений параметров слоев земной коры для наиболее изученных структур, а затем и для ложа океана в целом.

Ранее [12] обосновано выделение и показано различие строения земной коры крупнейших структур поверхности верхней мантии ложа океана — Восточно-Тихоокеанского поднятия и Западно-Тихоокеанской депрессии, разделенных Центрально-Тихоокеанской флексурой. Статистические модели земной коры для этих структур приведены в табл. 1, где для сопоставления даны также соответствующие параметры единой обобщенной статистической модели [9].

Дальнейшее районирование земной коры ложа океана с выделением элементов более высокого порядка проведено на основании анализа и сопоставления схематических карт, построенных для всех рассмотренных параметров слоев коры. Некоторые из этих карт показаны в [13, 18, 19].

При анализе на каждой карте выделялись элементы, достаточно обширные по площади, характеризующиеся явным преобладанием какой-то одной группы значений параметров, т. е.

Основные параметры моделей крупнейших структур земной коры Тихого океана

Основные параметры моделей		Обобщенная сейсмическая модель коры океанического типа для Тихого океана [9]	Сейсмические модели земной коры крупнейших структур ложа Тихого океана [12]		
			Западно-Тихоокеанская депрессия	Восточно-Тихоокеанское поднятие	Центрально-Тихоокеанская флексура
Средние значения мощности, км	Водного слоя	5,0	4,5	4,3	4,8
	Осадочного слоя	0,3	0,5	0,3	0,4
	Переходного (второго) слоя	1,2	2,2	1,2	1,0
	Океанического (третьего) слоя	4,5	5,5	4,2	5,0
Средние значения граничной скорости, км/с	По кровле переходного слоя	5,15	4,60	5,10	5,40
	По кровле океанического слоя	6,80	6,75	6,80	6,80
	По поверхности М	8,15	8,25	8,20	8,40
	М	8,15	8,25	8,20	8,40
Средняя глубина до границы М (общая мощность коры), км		11,0	13,0	10,0	11,2

выделялись самые главные черты в латеральном изменении характеристик слоев коры. Затем при совместном рассмотрении всех схем путем их наложения выделялись области со специфическим строением коры в целом.

Выделенные районы характеризуются, как правило, определенной спецификой сразу по нескольким параметрам, хотя иногда специфические участки обособлялись и при резком отличии одного-двух параметров. Все рассмотренные параметры слоев коры считались равнозначными. Оконтуривание отдельных районов проводилось по сейсмическим данным с учетом геоморфологических границ.

Полученная схема районирования ложа Тихого океана по структуре земной коры приведена на рис. 1.

В западной области из-за резкой изменчивости строения коры, а также меньшей и неравномерной изученности районирование только по схемам сейсмических параметров часто затруднено. В таких случаях за границы распространения той или иной модели земной коры принимались геоморфологические границы, а тождество участков ложа по характеристикам модели предполагалось по имеющемуся сейсмическому материалу и с привлечением других геолого-геофизических данных: о характере аномалий гравитационного и магнитного полей, расчлененности дна, возрасте и режиме древнего вулканизма и пр. Часть слабоизученных структур западной области отнесена к определенной модели коры лишь условно.

Рассмотрим выявленные неоднородности земной коры ложа океана для каждой из выделенных ранее [12] крупнейших структур.

### ВОСТОЧНО-ТИХООКЕАНСКОЕ ПОДНЯТИЕ ПОВЕРХНОСТИ МОХОРОВИЧИЧА

При анализе схемы мощности третьего слоя, изменяющейся в пределах рассматриваемой геоструктуры от 1 до 7 км при модальных значениях 4—5 км, выделено три крупных района. Пониженными мощностями (3 км и менее) характеризуются осевая часть и западный склон срединно-океанического хребта (СОХ) в пределах  $18^\circ$  с. ш.— $18^\circ$  ю. ш.,  $100-120^\circ$  в. д. Выдержанные мощности океанического слоя, составляющие 4—5 км, характерны практически для всей южной части Северо-Восточной котловины к западу от изобаты 4000 м, от  $40^\circ$  с. ш. до  $20^\circ$  ю. ш. На юго-востоке региона выделяется область резко изменяющихся мощностей. Здесь без каких-либо выраженных закономерностей (на данной стадии изученности) размещены участки с толщиной слоя 3 км и менее, 4—5 и 6 км и более. К этому району относятся Перуанская, Чилийская котловины и северная часть котловины Беллинсгаузена, а также хребты Наска, Сала-и-Гомес и, вероятно, Западно-Чилийское поднятие. Сюда же, согласно имеющимся данным, следует отнести южную часть Восточно-Тихоокеанского хребта в пределах  $20-45^\circ$  ю. ш.

Граничная скорость по кровле третьего слоя изменяется в пределах 6,3—7,1 км/с с модальными значениями 6,7—6,3 км/с. По пониженным значениям этого параметра (6,6—6,7 км/с) выделяется центральная часть Северо-Восточной котловины, а преобладаанию повышенных (6,8—7,0 км/с) — район осевой части и западного склона СОХ, в пределах  $18^\circ$  с. ш.— $18^\circ$  ю. ш. Юго-восточная часть рассматриваемой

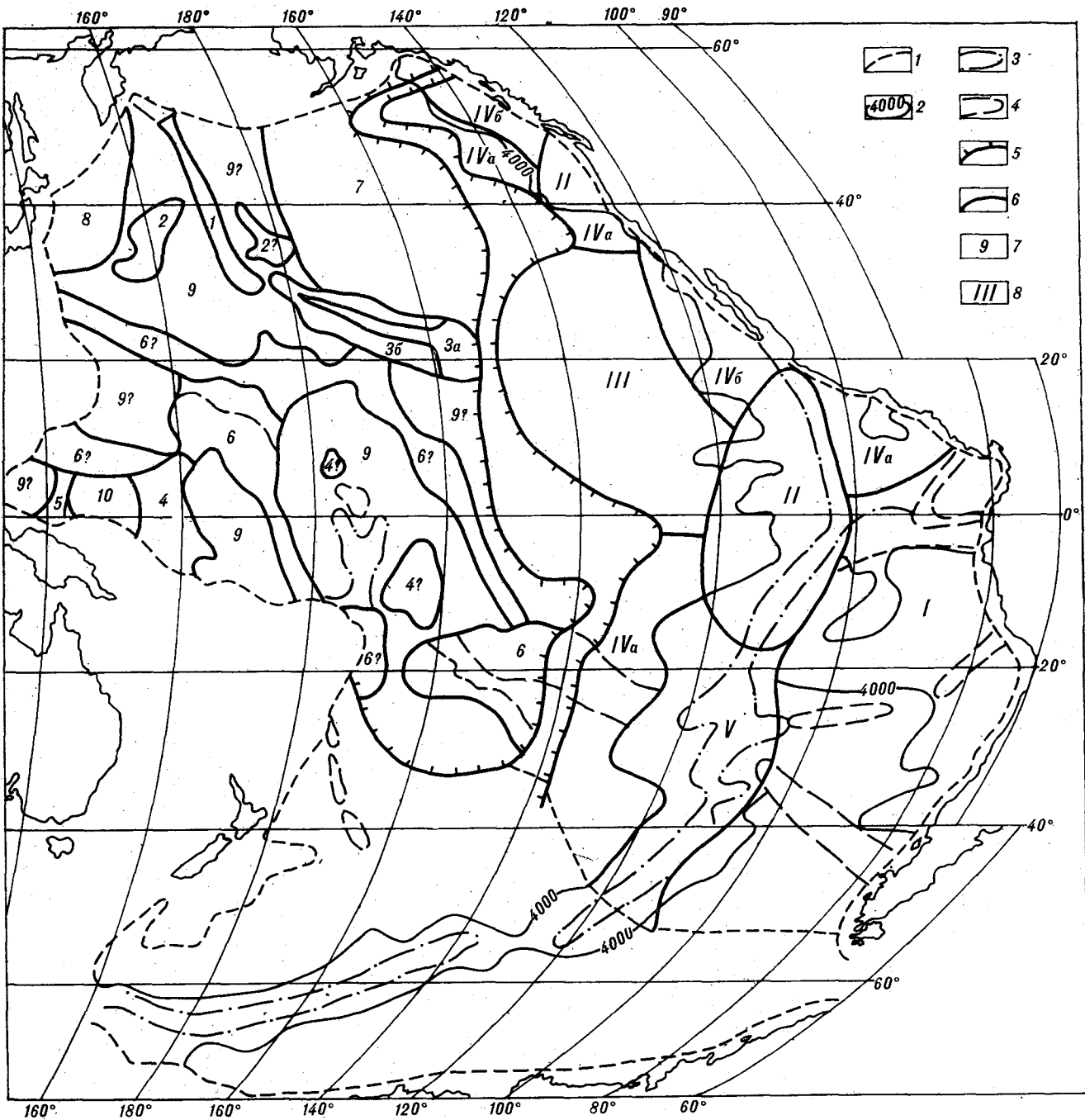


Рис. 1. Схема районирования коры ложа Тихого океана.

1 — граница ложа океана; 2 — контуры поднятий по осредненным изобатам 4000—5000 м; 3 — осевая зона срединного хребта по осредненной изобате 3000 м; 4 — контур срединного хребта по изобате 4000 м; 5 — флексура в рельефе границы М [12, 13]. Районы ложа, характеризующиеся определенной спецификой структуры коры: 6 — контуры районов; номера моделей земной коры (см. рис. 2) для выделенных районов: 7 — в западной, 8 — в восточной областях.

мого региона характеризуется изменчивостью значений скорости.

Граничная скорость по кровле второго слоя изменяется в регионе от 3,5 до 6,1 км/с, при этом выделяются три группы: 3,5—4,6, 4,4—5,6, 5,7—6,1 км/с.

По значениям граничных скоростей вдоль кровли второго слоя в пределах Восточно-Ти-

хокеанского поднятия мантии четко выделяется центральная часть Северо-Восточной котловины, которую характеризуют однородные, заметно повышенные величины (более 5,7 км/с). В юго-восточной части региона, как и по другим параметрам, отмечается значительная дифференцированность величин граничной скорости по кровле второго слоя.

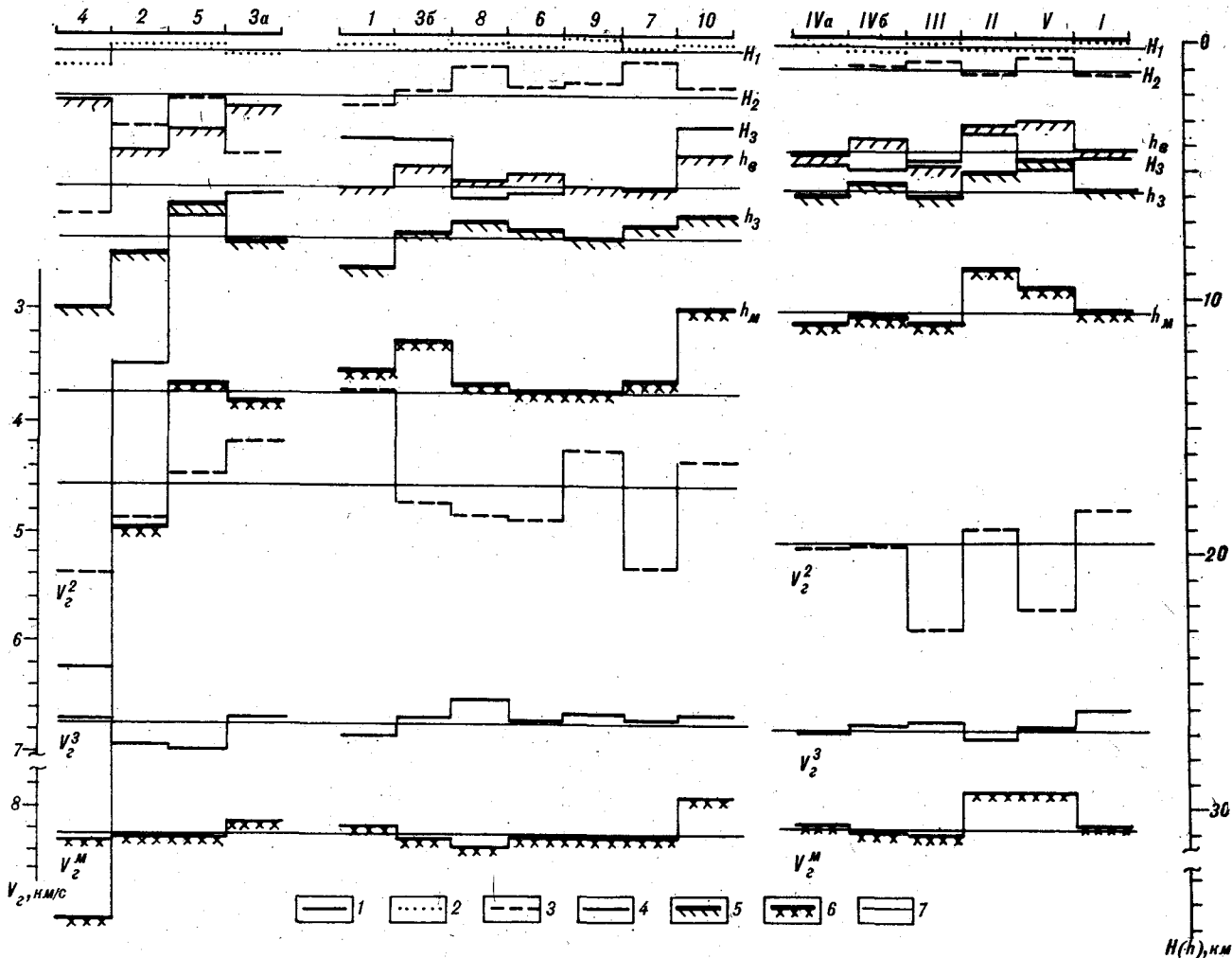


Рис. 2. Модели земной коры структур ложа Тихого океана.

1 — глубина дна (толщина водного слоя); 2 — мощность осадочного слоя. Мощность и величины граничной скорости: 3 — второго, 4 — третьего слоев. Глубина от уровня воды: 5 — поверхности третьего слоя; 6 — поверхности М (общая мощность земной коры), то же, тонкая линия — величина граничной скорости по поверхности М; 7 — значение соответствующих параметров и региональных моделях [12].

В результате анализа и сопоставления схематических карт рассмотренных и других параметров коры в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия мантии можно выделить ряд районов, характеризующихся определенной спецификой в строении коры. Так, в один (район 1) могут быть объединены на современном уровне изученности котловины Перуанская, Чилийская и северная часть котловины Беллинсгаузена, а также хребты Наска, Сала-и-Гомес и Западно-Чилийское поднятие. Спецификой этого района является значительная изменчивость толщины третьего слоя, а также граничных скоростей по поверхности третьего и второго слоев с большей долей пониженных значений (рис. 2, табл. 2).

Северная часть СОХ от 18° ю. ш. до 18° с. ш., включая осевую его часть и западный склон до изобаты 4000 м, а также хребты Хуан-де-Фука и Горда имеют следующие общие специфические черты в структуре коры:

пониженные (3 км и менее) мощности третьего слоя и преобладание повышенных (6,9 км/с и более) значений граничной скорости по кровле этого слоя. Они охарактеризованы моделью земной коры II. Южная часть СОХ (модель V) отличается от северной большими значениями мощности третьего слоя и граничной скорости по кровле второго слоя. Модели II и V земной коры характеризуются также малыми (менее 10 км) глубинами до границы М, а также преобладанием пониженных (7,9 км/с и менее) значений граничной скорости вдоль поверхности М. Уменьшенными в основном глубинами до границы М характеризуется и упомянутый выше район 1.

Центральная часть Северо-Восточной котловины (модель III) обособляется по небольшой и малоизменяющейся глубине до поверхности М (10—11 км), образующей здесь обширное

Параметры моделей земной коры районов ложа Тихого океана

Основные параметры моделей		Крупнейшие структуры ложа и выделенные районы																
		Восточно-Тихоокеанское поднятие						Западно-Тихоокеанская депрессия										
		I	II	III	IVб	IVа	V	1	2	3а	3б	4	5	6	7	8	9	10
Средние значения мощности, км	Водного слоя	4,2	3,2	4,7	3,8	4,3	3,1	5,66	4,2	2,66	4,7	2,4	3,4	5,1	5,5	5,3	5,5	4,4
	Осадочного слоя	0,2	0,4	0,3	0,5	0,3	0,4	0,4	0,4	0,7	0,6	1,1	0,4	0,4	0,5	0,4	0,2	0,4
	Переходного слоя (второго)	1,3	1,3	0,9	1,1	1,2	0,8	2,6	3,3	4,4	2,0	6,5	2,3	1,9	1,0	1,2	1,8	1,9
Средние значения граничной скорости, км/с	Океанического слоя (третьего)	4,4	3,5	4,5	4,8	4,7	4,8	3,8	12,0	5,8	3,8	25,0	6,6	5,8	5,6	5,9	5,5	3,4
	По кровле переходного слоя	4,80	5,00	5,90	5,15	5,16	5,70	3,75	4,90	4,20	4,76	5,40	4,50	4,90	5,35	4,86	4,30	4,40
	По кровле океанического слоя	6,66	6,90	6,75	6,77	6,80	6,80	6,88	6,96	6,70	6,70	6,73	6,98	6,74	6,73	6,55	6,67	6,70
Средняя глубина до границы М (общая мощность коры), км	По поверхности М	8,20	7,90	8,25	8,24	8,17	7,90	8,20	8,30	8,17	8,13	8,33	8,30	8,30	8,30	8,38	8,30	7,95
		10,0	8,5	10,5	10,3	10,5	9,1	12,3	20,0	13,4	11,2	35,0	12,8	13,0	12,6	12,8	13,0	10,1

«плато». Последнее характеризуется практически однородной мощностью океанического слоя (4—5 км). Наиболее четко этот район обособляется по преобладанию повышенных значений граничной скорости вдоль кровли второго слоя (5,7—6,0 км/с). Здесь наблюдаются также несколько пониженные, малоизменяющиеся значения граничной скорости по кровле третьего слоя, среди которых преобладают величины около 6,7 км/с.

Остальная часть восточной области ложа характеризуется в основном средними для этой области значениями параметров слоев земной коры. Учитывая отмечающуюся для внешних участков Северо-Восточной котловины несколько большую дифференцированность параметров коры (например, граничных скоростей по поверхности М и кровле океанического слоя), более часто встречающиеся пониженные значения  $V_{г}^M$ , несколько большую мощность океанического и осадочного слоя, авторы в отличие от внутренних частей котловины (модель IVа) выделили их в отдельный район (модель IVб). По структуре коры к внутренним участкам Северо-Восточной котловины близки, вероятно, Гватемальская и Южная (северная ее часть) котловины.

Следует отметить, что по величине мощности второго слоя (0,5—1,5 км) все выделенные элементы в общем не отличаются друг от

друга. В северной части ложа такие мощности второго слоя охватывают и участки Северо-Восточной котловины, располагающиеся к западу от границы региона, вплоть до Императорского разлома. Можно полагать, что влияние пограничной флексуры в значениях мощности второго слоя в северной части ложа не проявляется, и граница между восточной и западной областями ложа океана по этому параметру намечается здесь значительно западнее.

### ЗАПАДНО-ТИХООКЕАНСКАЯ ДЕПРЕССИЯ ПОВЕРХНОСТИ МОХОРОВИЧИЧА

При анализе и сопоставлении схематических карт параметров слоев земной коры в этом регионе прежде всего обособляются (см. рис. 1): северо-восточный район 7, относящийся к Северо-Восточной котловине, Восточно-Каролинская котловина (модель X), наиболее изученное Гавайское поднятие, разделяющееся на два участка (3а, 3б), вал Зенкевича (модель 8).

Район 7 обособляется на схематических картах практически по всем параметрам, исключая мощность второго слоя, — по этому параметру он сливается с восточной областью ложа океана (0,5—1,5 км). По глубине границы М

район 7, являющийся морфологически северо-западной частью Северо-Восточной котловины, сходен с участками западной, а не восточной области ложа, отличаясь от последней повышенными (12—14 км) ее значениями. Повышены здесь, особенно в северной половине, мощности (до 6—7 км), а в южной — граничные скорости (до 7,0 км/с) для третьего слоя; повышены также, особенно на северо-востоке, граничные скорости по поверхности второго слоя (5,7 км/с). В центральных частях района выявляются несколько пониженные (7,9 км/с) значения граничной скорости по поверхности М. Рассматриваемый участок ложа характеризуется внутренней неоднородностью: по одним параметрам его можно разделить на северную и южную части, по другим — выделить юго-восточную (или восточную) часть. На данном этапе изученности этот элемент ложа охарактеризован одной моделью земной коры.

Вал Зенкевича (модель 8) обособляется пониженными (6,5—6,6 км/с) значениями граничной скорости для поверхности третьего слоя, большой долей повышенных (до 8,4—8,6 км/с) значений граничной скорости по поверхности М, уменьшенными мощностями второго слоя (до 1,5—1,0 км).

Восточно-Каролинская котловина выделяется пониженными значениями толщины третьего слоя (3—4 км); глубины поверхности М (10—12 км) и граничной скорости по последней (до 7,7 км/с). По этим параметрам земной коры данная структура сближается с районами восточного региона ложа. Относительно высокая изученность структуры позволила выделить в ее пределах по значениям граничной скорости для третьего слоя восточную низкоскоростную (6,5—6,6 км/с) и западную высокоскоростную (преобладание 6,9 км/с) зоны. По параметрам второго слоя структура близка районам западного региона.

Особенности земной коры Гавайского поднятия показаны в табл. 2.

При изучении гистограмм отдельных структур и их групп (а также более мелких деталей схематических карт параметров) и учета морфологии дна и ряда других геолого-геофизических критериев проведена типизация структуры земной коры остальной части региона: котловины Северо-Западная, Меланезийская, Центральная охарактеризованы моделью 9, Императорское поднятие — моделью 1, ввиду многих общих черт поднятия Шатского и Хесса (последнее мало изучено) — одной моделью — 2, поднятия Онтонг-Джава, Манихики, Магеллана (последние два условно) — моделью 4, Туамоту, Общества, Кука (Южное) — моделью 6, Эаурипик — моделью 5. Условно

моделью 6 охарактеризованы также малоизученные поднятия Маркус-Неккер, Лайн, Самоа, Каролинский вал.

## МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЛОЖА ТИХОГО ОКЕАНА

Для выделенных участков ложа по имеющимся данным составлены осредненные модели земной коры (см. табл. 2, рис. 2). Эти модели характеризуются разной степенью аномальности по отношению к региональным моделям [12] и к единой обобщенной модели [9] океанической коры. В восточном регионе наиболее аномальны модели II и V (осевая зона и западный склон СОХ), отличающиеся наибольшими отклонениями значений большинства параметров. Модель III отличается от региональной в основном значениями граничной скорости по поверхности второго слоя ( $V_Г^2$ ), а модель I — некоторыми отклонениями в значениях  $V_Г^2$  и  $V_Г^3$ . Конечно, в осредненных моделях не нашли отражения все перечисленные особенности районов, выявляемые по схематическим картам параметров, например резкая дифференцированность и, наоборот, стабильность большинства параметров в моделях I и III соответственно. Модели IVa и IVб наиболее близки к региональной.

Из моделей западного региона наиболее аномальными являются 2, 3а, 4 и 10. Заметно отличаются от региональной также модели 1, 3б, 5, 7 и 8. Необходимо отметить, что Императорское поднятие (модель 1) изучено в участках опущенного дна, и не ясно, насколько составленная модель отражает структуру коры всего этого поднятия. Наиболее близки к региональной модели 6 и 9. Первая характеризует ряд вулканических поднятий, вторая — океанические котловины. Следует указать, что поднятия, которым соответствует модель 6, еще мало изучены.

При сопоставлении моделей выделенных районов (см. рис. 2) видно, что если взять за основу степень аномальности коры и в качестве главного параметра использовать глубину поверхности М, то в пределах Восточного поднятия мантии как структуры первого порядка можно объединить в одну группу районы, характеризующиеся моделями I, III, IV, в другую — II и V. Первая группа соответствует в основном котловинам, вторая — срединным хребтам. Эти две группы выделенных районов можно считать элементами второго порядка.

Соответственно в пределах Западной депрессии мантии как структуры первого порядка можно выделить в качестве структур второго порядка области океанических котловин и



поднятия в основном, видимо, вулканического характера, характеризующиеся моделями 1, 3, 5, 9, с одной стороны, и изометричные (глыбовые) поднятия, характеризующиеся моделями 2, 4,—с другой. Особняком располагается при этом Восточно-Каролинская котловина (модель 10).

Все выделенные единичные районы являются элементами третьего порядка. На уровне последних для выявления различий имеет значение и заметно бо́льшая в одних районах по сравнению с другими выдержанность величин параметров (как в районе III) или, наоборот, резкая дифференцированность (как в районе I) и различие наряду с глубинами поверхности  $M$  других параметров коры, таких как граничная скорость по поверхности второго слоя, мощность третьего слоя и т. п. (см. рис. 2).

Отмечается некоторая корреляционная связь между рассмотренными параметрами коры. При сопоставлении осредненных моделей выделенных элементов ложа (см. рис. 2) выявляется, например, прямая связь между глубинами до поверхности третьего слоя и до границы  $M$ . В восточной и на большей части западной области ложа океана прямая связь выявлена также между толщиной водного слоя, с одной стороны, и глубинами поверхности  $M$  и третьего слоя — с другой.

При сравнении крупнейших структур — Восточного поднятия и Западной депрессии мантии — видно, что увеличенной в среднем толщине водного слоя в западном регионе соответствуют увеличенные глубины границы  $M$  и поверхности третьего слоя (см. табл. 1, рис. 2), т. е. для этого региона в целом отмечается прямая связь указанных параметров. Если рассматривать отдельные поднятия, являющиеся элементами более высокого порядка, то в среднем хребте, расположенном в осевой части Восточного поднятия мантии, эта связь также прямая, а в пределах многих поднятий Западной депрессии мантии (особенно Онтонг-Джава, Шатского, Манихики, осевой части Гавайского) она обратная. Специфичен вал Эаурипик, где соотношение рассматриваемых границ прямое. Такое различие в соотношении параметров земной коры для упомянутых поднятий может указывать на различие их генезиса.

Между другими параметрами связи более сложные. Установление их требует специального анализа всех данных, а не только параметров осредненных моделей.

## АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ

Составленная карта районирования вместе с моделями земной коры выделенных районов отражает существенную латеральную неоднородность земной коры ложа Тихого океана и в некотором приближении представляет собой ее пространственную модель на современном уровне изученности.

Ранее в [4] был поставлен вопрос о степени представительности обобщенной модели океанической коры Тихого океана [4, 9] для отдельных районов его ложа. Как следует из нашего анализа, к обобщенной модели наиболее близки модели районов Северо-Восточной котловины, особенно IV, а также юго-восточной части ложа (модель I). Это в большой степени определяется и характером изученности ложа океана: около 40% всех данных, использованных при составлении обобщенной модели, получено именно в пределах Северо-Восточной котловины. Модели районов COX II и V заметно по многим параметрам, а модель III резко по значениям граничной скорости второго слоя отличаются от обобщенной и близкой к ней региональной модели восточной области.

Региональная модель Западной области [12], так же как и характеризующиеся большим разнообразием модели коры элементов этого региона более высокого порядка, заметно отличаются от обобщенной. Наиболее аномальными являются модели 4 и 2.

Модель земной коры Восточно-Каролинской котловины специфична. Значительно отличаясь от таковых других структурных элементов западного региона, она по некоторым параметрам приближается к моделям восточного региона. Можно отметить сходство по глубинам границы  $M$  и значениям граничной скорости по этой поверхности, а также по мощности третьего слоя с рядом других западных котловин океана: Филиппинской, Южно-Китайской [5].

Характер латеральной неоднородности земной коры различен в западном и восточном регионах: в первом элементы с аномальной корой располагаются в основном во внутренних частях ложа, сопряжены друг с другом, имеют крупные размеры, во втором они распределены, как правило, вблизи границ ложа, а также относительно небольшими участками встречаются среди площадей с корой, близкой к региональной; изменчивость параметров коры здесь значительно более резкая, чем на востоке.

Согласно схематическим картам глубин поверхности  $M$  и кровли третьего слоя [13, 18], выявляется заметное различие структуры западной и восточной областей ложа. В Восточно-Тихоокеанской области по обеим границам наблюдается крупнейшее поднятие, совпадающее с общим поднятием в рельефе дна. В средней части этого поднятия располагается COX, который можно рассматривать в каче-

стве структуры более высокого порядка. Здесь так же, как и по всей Восточно-Тихоокеанской области поднятия мантии, наблюдается согласное залегание всех основных сейсмических границ.

В Западно-Тихоокеанской области основные границы: поверхность дна, кровля третьего слоя и граница М — в общем погружены относительно восточного региона. Все они характеризуются более сложным рельефом. А для многих морфологических поднятий дна, т. е. элементов более высокого порядка, наблюдается обратное соотношение поверхностных и глубинных границ. Глубинные границы под ними погружены, что особенно четко выражено для изометричных поднятий (Онтонг-Джава, Манихики, Шатского). По величине мощности коры это наиболее аномальные элементы ложа океана.

Выявленные закономерности внутренней неоднородности и их различия для выделенных ранее [12] крупнейших специфических регионов ложа Тихого океана позволяют высказать некоторые предположения, касающиеся вопросов формирования коры.

Значительные различия второго и третьего сейсмических слоев земной коры величинами граничных скоростей, степенью латеральной и вертикальной неоднородности их внутренней структуры позволяют считать, что выделение этих слоев имеет не только физический, но и геологический смысл.

Рассмотрение соотношений крупнейших регионов ложа на уровне разных слоев земной коры показывает, что северо-западный район Северо-Восточной котловины, входящий в западный регион, по глубинам границы М, параметрам третьего слоя и глубинам дна сходен с этим регионом, по параметрам второго слоя он близок к восточному региону. Граница между крупнейшими регионами ложа на уровне второго слоя, видимо, проходит здесь западнее флексуры. В связи с вышеуказанным этот район, возможно, является ключевым в познании геологической истории ложа Тихого океана.

Можно предположить, что разделение западного и восточного регионов пограничной зоной, на месте которой расположена современная флексура в рельефе М, существовало перед формированием второго слоя. Во время его образования во всей Северо-Восточной котловине были, возможно, сходные условия.

Близость положения в плане флексуры в рельефе поверхности М, схематизированной современной изобате (5000 м) позволяет предполагать эту флексуру относительно молодым образованием. Хочется обратить также внимание на намечающуюся, возможно, не случайную обратную форму в плане флексуры

в рельефе поверхности М по отношению к современной границе ложа океана на западе, т. е. к изгибам первых со стороны океана желобов. Это может указывать на их генетическую связь и соответственно подтверждать предположение о молодости зоны относительно резкого изменения уровня границы М, так как желоба большинством исследователей признаются возникшими недавно.

Таким образом, можно предположить, что поднятие мантии в восточном регионе вместе с поднятием дна произошло после или почти одновременно с формированием здесь второго слоя, причем на месте древней зоны разделения восточной и западной областей современного ложа океана возникла флексура в рельефе поверхности М.

Западный регион, возможно, испытал при этом тектоническое опускание. Поднятие восточного региона и опускание западного могли сопровождаться активной магматической деятельностью и переработкой коры. С учетом последнего возраст ее консолидации в обоих регионах может быть геологически близок. В западном регионе, например, отмечается существование вулканической деятельности для целого ряда поднятий: Туамоту-Общества, Каролинское, Маршаллово, Лайн, Маркус-Неккер, Императорское в палеогене [17]. В Гаваях наблюдается и современный вулканизм.

Отмечаемые различия в структуре коры регионов ложа Тихого океана можно связывать либо с различиями в ней до переработки, либо с разной степенью переработки или с различиями происходящих при этом процессов и т. п. Высказываемые авторами мнения, конечно, являются только предположениями, но они кажутся более предпочтительными, исходя из полученных закономерностей в изменениях структуры коры и анализа имеющихся на сегодня представлений о возможных путях ее формирования [2, 11, 17 и др.].

Наблюдающееся по сейсмическим данным утолщение в целом земной коры западного региона, значительная дифференциация ее мощности и особенно параметров отдельных слоев (толщины и скоростных характеристик), наличие целого ряда резко аномальных структур с мощной корой, а также близость пограничной флексуры схематизированной современной изобате (5000 м) позволяют искать здесь результаты возможной переработки в океаническую земной коры иного типа — континентальной [2 и др.] или, что может быть более вероятно, современной в переходной зоне океана.

Утоненная, в значительной степени однородная на больших протяжениях, земная кора восточного региона, исключая, возможно, его юго-восточную часть, может быть отнесена

к типу выделенной как изначально океаническая [17 и др.]. Результатом ее переработки можно рассматривать, например, утонение третьего слоя и более высокие, характерные для него скорости в приосевой части поднятия мантии. Древняя зона разделения восточной и западной областей, возможно, являлась древней границей ложа океана. Наиболее однородный по структуре и толщине коры район центральной части Северо-Восточной котловины (район III) можно предположительно считать наиболее древним и менее всего переработанным элементом океанического ложа. Срединный хребет, проходящий по осевой части Восточного поднятия мантии и связанный с этим поднятием, несколько огибает упомянутый выше участок древней коры.

Выделенные по сейсмическим данным районы соответствуют геоморфологическим структурам ложа океана или их частям. Они могут

быть приняты за элементы земной коры третьего порядка. По степени аномальности коры, считая за главный параметр глубину до границы М, их можно сгруппировать в четыре элемента более низкого (второго) порядка: котловины восточного региона, срединные хребты восточного региона, котловины западного региона вместе с вулканическими поднятиями, изометричные поднятия западного региона. Тогда восточный (Восточно-Тихоокеанская область поднятия мантии) и западный регионы (Западно-Тихоокеанская область погружения мантии) можно рассматривать как элементы первого порядка. Известная обобщенная модель океанической коры Тихого океана [4, 9] близка к региональной модели восточного региона [12] и в наибольшей мере представляет котловины этого региона, особенно Северо-Восточную.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Аносов Г. И., Аргентов В. В., Угнасин В. К. Особенности глубинного строения Северо-Западной плиты Тихого океана.— Тихоокеанская геол., 1982, № 6.
2. Белоусов В. В. Геотектоника.— М.: Изд-во МГУ, 1976.
3. Зверев С. М., Косминская И. П. Метод ГСЗ — прогресс и перспективы.— Изв. АН СССР, Сер. Физика Земли, 1978, № 10.
4. Зверев С. М., Капустян Н. К. Сейсмические исследования литосферы Тихого океана.— М.: Наука, 1980.
5. Зорина Ю. Г., Мишина А. В. Строение земной коры Индонезийско-Филиппинского и Меланезийского регионов.— Изв. вузов. Геол. и развед., 1979, № 10.
6. Иванов М. М., Баткова Л. А. и др. Некоторые статистические характеристики аномального геомагнитного поля отдельных геолого-морфологических провинций Атлантического и Тихого океанов.— В кн.: Исследование геомагнитного поля на акваториях морей и океанов. М.: ИЗМИРАН, 1978.
7. Карп В. Я., Богданова И. Ф. Результаты сейсмических исследований МПВ на возвышенности Шатского.— В кн.: Методика и результаты морских сейсмических исследований. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983.
8. Коган Л. Н., Ельников И. Н. Строение возвышенности Шатского по данным глубинного сейсмического профилирования МОВ.— В кн.: Современные проблемы геологии. М., 1980.
9. Косминская И. П., Капустян Н. К. Обобщенная сейсмическая модель коры океанического типа.— Физика Земли, 1975, № 2.
10. Косминская И. П. Земная кора океанических структур.— В кн.: Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978.
11. Красный Л. И. О великом Тихоокеанском георазделе.— ДАН СССР, 1978, т. 242, № 5.
12. Кунин Н. Я., Семенова Г. И. Комплексная геофизическая характеристика основных тектонических структур ложа Тихого океана и вопросы развития земной коры.— Тихоокеанская геол., 1982, № 6.
13. Кунин Н. Я., Семенова Г. И. Неоднородность глубинной структуры ложа Тихого океана по материалам взрывной сейсмологии.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1983, № 2.
14. Михайлов О. В., Соловьев В. Н. Об одном методе статистического районирования дна океана.— ДАН СССР, 1981, т. 258, № 4.
15. Непрочнов Ю. П. 24-й рейс НИС «Дмитрий Менделеев».— Океанология, 1979, т. 19, вып. 3.
16. Океанология. Геофизика океана. Т. 1. Геофизика океанического дна.— М.: Наука, 1979.
17. Пуцаровский Ю. М. Проблемы тектоники океанов.— В кн.: Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980.
18. Семенова Г. И. Океанический слой земной коры на структурах ложа Тихого океана по сейсмическим данным.— М.: ИФЗ АН СССР, 1983.
19. Семенова Г. И. Латеральные неоднородности второго слоя земной коры на ложе Тихого океана по данным глубинного сейсмического зондирования.— М.: ИФЗ АН СССР, 1983.
20. Соловьева И. А. Особенности глубинного строения земной коры Тихого океана.— Геотектоника, 1976, № 3.
21. Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли. М-б 1:10 000 000/Под ред. Ю. М. Пуцаровского, Г. Б. Удинцева.— М.: ГУГК СМ СССР, 1970.
22. Тихий океан. Геофизика дна Тихого океана.— М.: Наука, 1974.
23. Туезов И. К., Ильев А. Я. и др. Геологическое строение водной возвышенности Маркус-Уэйк.— Сов. геол., 1979, № 4.
24. Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана.— М.: Наука, 1972.
25. Furumoto A. S., Wiebenga W. A. et al. Crustal structure of the Hawaiian archipelago, northern Melanesia and the central Pacific basin by seismic refraction methods.— Tectonophysics, 1973, v. 20, N 1—4.
26. Houtz R., Windisch C., Murauchi S. Changes in the crust and upper mantle near the Japan—Bonin trench.— J. of Geophys. Res., 1980, v. 85, B1.
27. Hussong D. M. Detailed structural interpretation of Pacific oceanic crust using ASPER and oceanic—bottom seismometer methods. Dissertation, Univ. Hawaii, 1972.
28. Hussong D. M., Wipperman L. K., Kroenke L. M. The crustal structure of the Ontong Java and Ma-

- nihiki oceanic plateaus.— *J. of Geophys. Res.*, 1979, v. 84, B 11.
29. *Orcutt J. A., Dorman L. M., Kennett B. L. M.* Structure of the East Pacific Rise from ocean — bottom seismometer survey.— *Geoph. J. of Astron. Soc.*, 1976, v. 45, № 2.
30. *Rosendahl B. R., Raitt R. W. et al.* A physical model of the East Pacific rise crest derived from seismic refraction data.— *J. of Geophys. Res.*, 1976, v. 81.
31. *Shor G. G., Menard H. W., Raitt R. W.* Structure of the Pacific basin.— *The Sea*, 1970, v. 4, part 2.
32. *Snydsman W. E., Lewis B. T. R., Mc. Clain J.* Upper mantle velocities on the northern Cocos plate.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 28, № 1.
33. *Stoffa P. L., Bahl P. et al.* Mantle reflections beneath the crustal zone of the East Pacific rise from multi — channel seismic data.— *Marine Geology*, 1980, v. 35, № 1/3.
34. *Wooliard G. P.* The interrelationships of crustal and upper mantle parameter values in the Pacific.— *Reviews of Geoph. and Space Physics*, 1975, v. 13, № 1.

ИФЗ АН СССР  
Москва

Поступила в редакцию  
19 августа 1983 г.

УДК 551.35(265.54)

А. С. Астахов, Б. И. Васильев

## ДИНАМИКА СОВРЕМЕННОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ БОЛЬШОГО ГАМОВСКОГО КАНЬОНА (ЯПОНСКОЕ МОРЕ) ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПОДВОДНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Изложены результаты исследований каньона, выполненных из подводных обитаемых аппаратов в 1979 и 1982 гг. Рассматриваются морфология, проявления литодинамических процессов, стратиграфия и условия залегания позднекайнозойских отложений. Сделан вывод о существовании нескольких периодов интенсивной эрозии и частичного заполнения осадками в течение

эпохи плиоцен-четвертичного времени. На современном этапе каньон представляет собой отмирающую эрозионную долину, в которой происходит выполаживание бортов и частичное заполнение днища. Активная эрозия отмечена только в верховьях северо-восточных притоков, заложенных в позднеплейстоценовых отложениях.

Большой Гамовский каньон расположен в западной части залива Петра Великого и представляет собой одну из наиболее крупных эрозионных форм рельефа материкового склона северо-западной части Японского моря. Близость к крупным портам обусловила выбор его в качестве полигона для отработки методики ландшафтных и геолого-геоморфологических исследований из подводных обитаемых аппаратов (ПОА).

Проведены следующие подготовительные работы: эхолотный промер, непрерывное сейсмоакустическое профилирование, отбор проб коренных пород и осадков драгами, дночерпателями, трубками, фотографирование поверхности дна автономной фотокамерой [4, 2]. В 1979 г. на прилегающем шельфе у истоков каньона на глубинах 90—100 м выполнены три погружения в наблюдательной камере НИС «Гидронавт», работающей в гидростатическом режиме, в которых пройдено 11 км маршрутов у дна. В 1982 г. на склонах каньона с глубинами 110—620 м произведены 9 погружений ПОА ОСА-3-600 «Океанолог» с общей длиной маршрутов около 12 км (рис. 1). Во время погружений выполнялись визуальное описание рельефа, донных осадков, биоценозов, отбор проб осадков и пород манипулятором, фотографирование поверхности дна через иллюминатор и заборной камерой.

Указанные исследования, носившие опытно-методический характер, позволили выявить качественно новые черты морфологии, современной литодинамики и геологического строения каньона. С учетом данных, полученных

обычными дистанционными методами, они могут служить основой для построения модели формирования как данного каньона, так и многих других эрозионных форм на материковом побережье Японского моря с относительно стабильным геотектоническим режимом.

Главное русло каньона, врезанное в пределы шельфа на 5 км, начинается на глубинах 90—95 м, где по эхолотным промерам выделяется долина с пологими бортами глубиной несколько метров и шириной до нескольких десятков метров. На примыкающем к ней шельфе отмечается увеличение уклонов дна. При наблюдениях из ПОА на этих участках фиксировались повышеванные по сравнению с окружающим шельфом расчлененность и обрастание бентосными организмами поверхности песчаных осадков. На глубине около 100 м долина приобретает отчетливо выраженный V-образный профиль при уклонах русла до 6—8°. С востока к ней примыкает целый ряд мелких ложбин. Они так же, как и основное русло, заложены в слабоуплотненных отложениях, на поверхности которых отчетливо проявляются следы недавней эрозии: уступы, промоины и борозды, направленные вниз по склону. Русло одной из ложбин, изучавшееся в погружении 13, имеет V-образный профиль с отдельными расширениями со скоплениями рыхлого материала и пережимами, непроходимыми для аппарата.

На глубине примерно 250—300 м русло каньона приобретает U-образное сечение с плоским днищем шириной до 150 м и средними уклонами в продольном профиле около

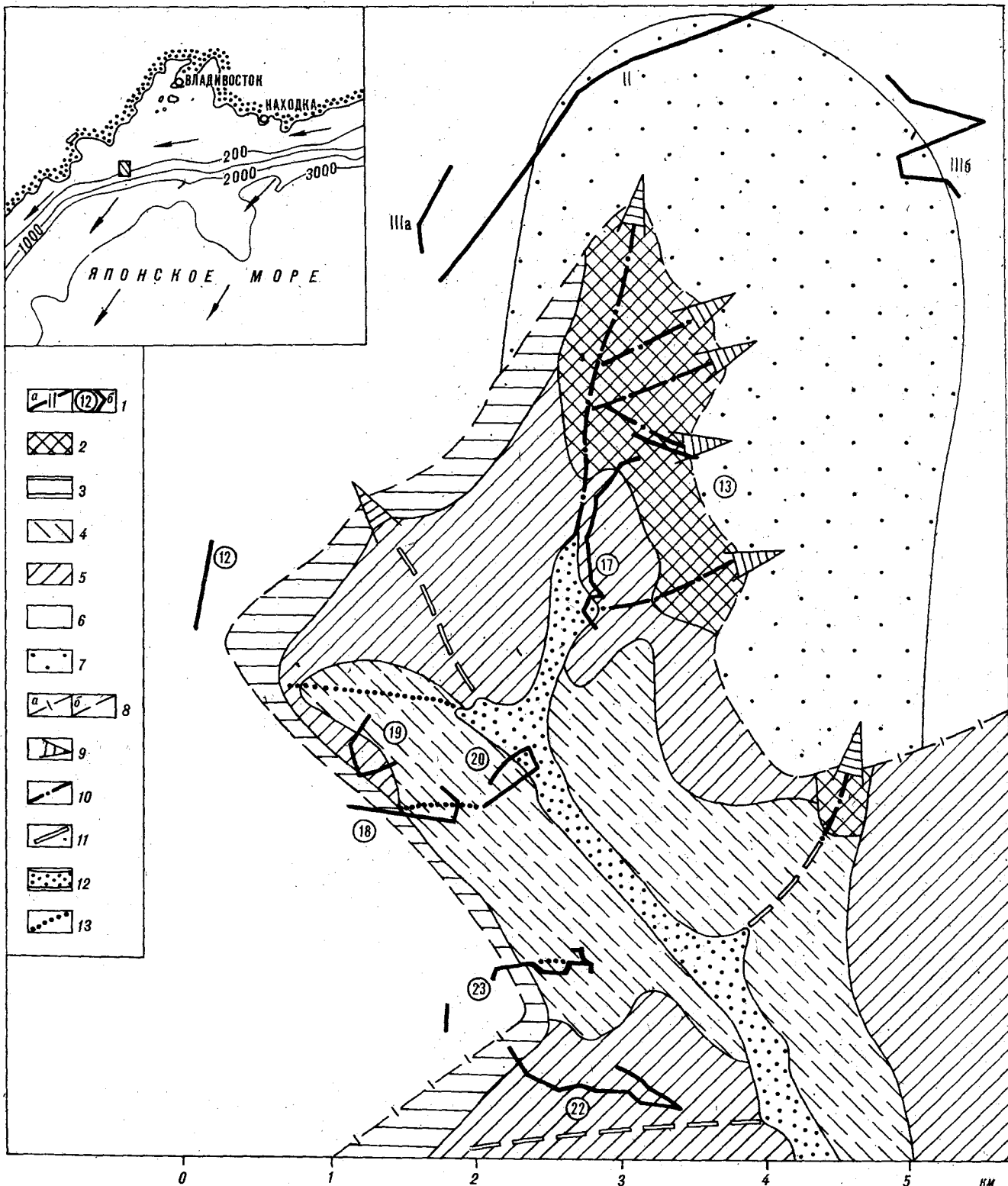
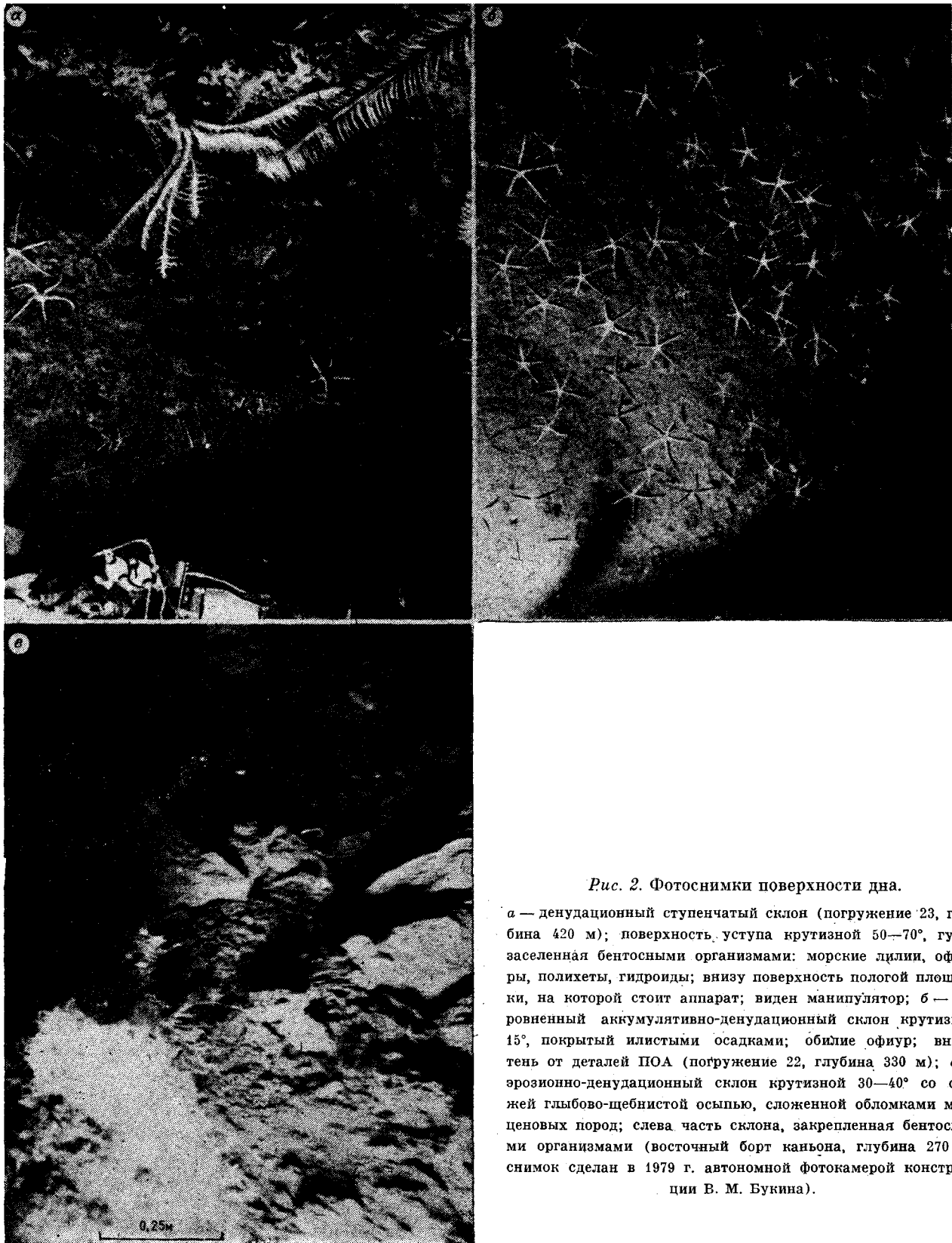


Рис. 1. Схема морфогенетического районирования Большого Гамовского каньона.

1 — маршруты и номера погружений обитаемых подводных аппаратов, выполненные: а — в 1979 г. (римские цифры), б — в 1982 г.; 2—5 — борта каньона: 2 — эрозионно-денудационные, 3 — денудационные выровненные, 4 — денудационные ступенчатые; 5 — аккумулятивно-денудационные; 6, 7 — поверхность шельфа: 6 — аккумулятивная, 7 — эрозионно-аккумулятивная; 8 — бровка шельфа: а — на границе с материковым склоном, б — на границе с каньоном; 9 — эрозионные ложбины, протягивающиеся в пределы шельфа; 10 — развивающиеся эрозионные долины на бортах каньона; 11 — отмершие эрозионные долины; 12 — днище каньона, частично заполненное песчаными осадками; 13 — ложбины эрозионно-тектонического происхождения. На врезке: положение района работ (заштриховано); стрелками показано направление поверхностных течений [5].



*Рис. 2. Фотоснимки поверхности дна.*

*а* — денудационный ступенчатый склон (погружение 23, глубина 420 м); поверхность уступа крутизной 50—70°, густо заселенная бентосными организмами: морские лилии, офиуры, полихеты, гидроиды; внизу поверхность пологой площадки, на которой стоит аппарат; виден манипулятор; *б* — выровненный аккумулятивно-денудационный склон крутизной 15°, покрытый илистыми осадками; обилие офиур; внизу тень от деталей ПОА (погружение 22, глубина 330 м); *в* — эрозионно-денудационный склон крутизной 30—40° со свежей глыбово-щебнистой осью, сложенной обломками миоценовых пород; слева часть склона, закрепленная бентосными организмами (восточный борт каньона, глубина 270 м; снимок сделан в 1979 г. автономной фотокамерой конструкции В. М. Букина).

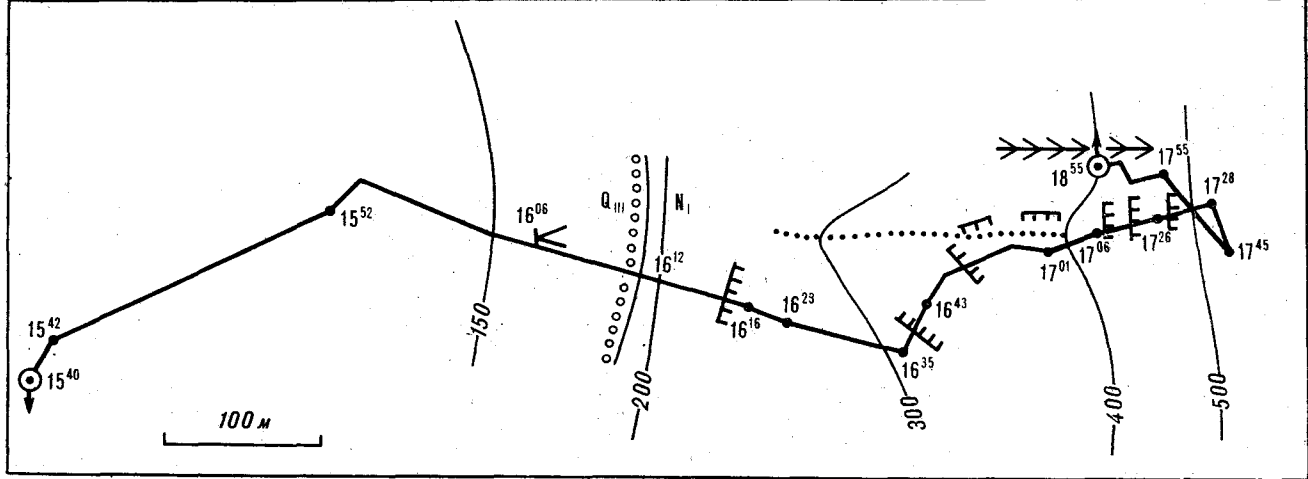


Рис. 3. Схема погружения № 23.

1 — маршрут погружения у дна и временные отметки; 2 — места погружения и всплытия аппарата; 3 — изобаты (м); 4 — основные уступы; 5 — русло эрозионно-тектонической ложбины; 6 — гребень; 7 — место схода суспензионного потока; 8 — геологическая граница с базальным горизонтом.

5°. В пределах изученных глубин оно покрыто песками с гравием, образующими пологие валы высотой 0,5—0,8 и шириной до 15 м. У подножия склонов встречаются отдельные хорошо окатанные валуны и галька. На глубине 520 м направление основного русла резко изменяется, с северо-запада к нему примыкает крупная ложбина, разделяющаяся выше на ряд мелких, исчезающих у бровки шельфа.

Борта каньона на участке его северо-восточного простираения по данным эхолотирования имеют выровненную поверхность со средними уклонами около 25—35°. При обследовании из ПОА выявлено более сложное, ступенчатое строение склонов. Ступени ориентированы вдоль изобат, высота их изменяется от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров и даже десятков метров. Ширина разделяющих их слабонаклонных площадок, покрытых илистыми осадками, составляет в среднем 3—5 м. Крутая часть ступеней (уступы) имеет обычные уклоны 50—70°, в нижней части бортов среди них часто встречаются вертикальные и даже нависающие стенки.

Слоистость слагающих пород отчетливо прослеживается как в рельефе, когда отдельные плотные слои выделяются в виде ребер и нависающих карнизов, так и по степени обрастания бентосными организмами (рис. 2, а). Очень часто уступы, в том числе самые крутые, покрыты маломощным илистым горизонтом. Иногда рабочий орган манипулятора входит в него на глубину 20—30 см. Кроме этого, сами ступени во многих случаях заложены в слабоуплотненных четвертичных осадках. В верхней части склона у подножия многих

уступов встречены угловатые комки и глыбы слабоконсолидированных пород. Все это говорит об эрозионном происхождении ступеней при неравномерном подводном разрушении осадочной толщи. Поверхность уступов плотно заселена бентосными организмами: гидроидами, полихетами, губками, морскими лилиями.

Помимо продольных форм склоны каньона осложнены поперечными ложбинами и разделяющими их гребнями. Глубина вреза ложбин не превышает 20—30 м при ширине 50—100 м. Часто они имеют висячие русла, как, например, ложбина, изучавшаяся в погружении 23 (рис. 3), а в верховьях исчезают, не доходя до бровки шельфа. На склонах ложбин ступени отпрепарированы более отчетливо, тогда как на гребнях они выполаживаются. Простираение почти всех выявленных ложбин близко к субширотному и может свидетельствовать о заложении их по единой системе мелких тектонических нарушений, параллельных материковому склону. Крупные боковые притоки, впадающие в каньон за пределами шельфа, имеют выровненные заиленные склоны (см. рис. 2, б), на которых лишь в отдельных местах прослеживаются выходы слабоуплотненных осадочных пород в виде невысоких гряд с поселениями гидроидов и морских лилий.

По результатам обследования из ПОА и дистанционными методами выявлено, что каньон и его притоки врезаны в толщу осадочных отложений неоген-четвертичного возраста. Наиболее древние породы — миоценовые алевролиты, песчаники, туфонесчаники и туфодиациты — подняты при драгировании бортов каньона.



на с глубин 400—700 м [2]. При погружениях ПОА они, вероятно, наблюдались у основания наиболее крутых уступов западного борта каньона, хотя получить манипулятором пробы из-под илистого покрова не удалось. Плиоценовые отложения, представленные песчано-валунными осадками, поднимались при драгировании с глубин 140—200 м и прослежены из ПОА по появлению на склоне на глубинах около 180—200 м хорошо окатанных валунов. Выявлено, что они распространены эпизодически и в районе исследований встречены только на бортах каньона, на участке пересечения им бровки шельфа. Перенесенные из этих выходов валуны встречены на склоне на глубинах 200—270 м, а также в днище каньона.

Среди плейстоценовых образований, широко опробованных в погружениях, можно выделить два горизонта: нижнеплейстоценовый, соответствующий зрянскому похолоданию и каргинскому оптимуму, и верхнеплейстоцен-голоценовый периода сартанского похолодания и последующего потепления в пребореале и бореале. Нижнеплейстоценовый горизонт представлен уплотненными мелкоалевритовыми и алевропелитовыми голубовато-серыми илами с гравием и обильными мелкими включениями слюды. В верховьях каньона встречены прослойки песка и гравия. По определению И. Б. Цой, остатки диатомовых представлены смешанным комплексом с преобладанием литоральных и прибрежно-морских видов и присутствием как типично морских, так и типично пресноводных форм. Эти отложения облекают борта каньона, слагая на поверхности уступов покровы с видимой мощностью до 1—2 м. В северо-восточных верховьях каньона основное русло и боковые притоки до глубин 200—250 м целиком врезаны в верхнеплейстоценовые отложения, заполняющие древний эрозионный врез.

Верхнеплейстоцен-голоценовые отложения покрывают поверхность шельфа и представлены хорошо сортированными средне- и крупнозернистыми песками. На склонах каньона они эпизодически распространены на уступах, в руслах ложбин и притоков и характеризуются быстрой изменчивостью литологического состава как в разрезе, так и по простиранию. Здесь они сложены плохо сортированными песками, крупными алевритами, мелкоалевритовыми илами с примесью гравия и обломков неогеновых пород. Диатомовая флора в осадках представлена смешанным комплексом, переотложенным из неогеновых и позднеплейстоценовых отложений с увеличением содержания современных нормально-морских бентосных видов.

Все погружения ПОА проводились в периоды со спокойной гидродинамической обстановкой, и прямых проявлений литодинамических

процессов, характерных для материкового склона, не наблюдалось. Косвенные же признаки деятельности суспензионных потоков и гравитационного обрушения распространены довольно широко. Это свежие уступы, промоины, борозды с незаиленной и слабообросшей поверхностью на эрозионно-денудационных участках (см. рис. 1), отсутствие илистых осадков и обрастания в днище, глыбы и щебень уплотненных осадков у подножия уступов. В ряде мест на глубине 150—170 м при посадке ашпарата на дно возникали маломощные суспензионные потоки большой плотности (см. рис. 3).

На прилегающем шельфе во время погружений наблюдался «горизонт штормового взмучивания», сложенный обводненным алевритовым и пелитовым материалом. Эпизодически, во время экстремальных штормов, он способен переходить во взвешенное состояние и перемещаться вместе с водными массами. На внешнем шельфе залива Петра Великого суммарный перенос водных масс контролируется действием Приморского холодного течения, направленного вдоль побережья в юго-западном направлении (см. рис. 1, врезка). Это определяет преимущественное поступление терригенного материала в восточные отроги каньона и создает условия для формирования здесь маломощных суспензионных потоков. Периодичность их проявления в связи с малой скоростью поступления наносов составляет, вероятно, несколько лет. Это подтверждается и результатами фотографирования, выполненного на восточном борту каньона в сентябре 1979 г. вскоре после прохождения тайфуна «Ирвинг», сопровождавшегося микросейсмической бурей с высокими амплитудами колебаний [6]. В отличие от фиксируемых из ПОА в 1982 г. заиленных склонов на этих фотоснимках в руслах небольших промоин на глубинах 200—300 м отчетливо прослеживаются выходы дочетвертичных пород, много мелких угловатых обломков со свежей поверхностью, часты песчано-щебнистые осыпи и оползни (см. рис. 2, в).

В связи с малой мощностью суспензионных потоков и участием в их формировании лишь тонкого алевритового и пелитового материала они способны эродировать только верхнюю часть русла каньона, заложенную в слабоуплотненных четвертичных отложениях. Следствием неравномерного снабжения терригенным материалом явилось асимметричное строение верховьев каньона за счет роста русла и боковых притоков в восточном и северо-восточном направлениях. Здесь наблюдается характерная для развивающихся каньонов [3, 7] сетка сходящихся долин типа «кленовый лист». В их осевых частях часты следы эрозии, а на шельфе они продолжают в виде промоин длиной до сотен метров (см. рис. 1). На за-

падном, северо-западном и восточном (ниже глубин 250—300 м) бортах каньона основными геоморфологическими факторами являются процессы подводной денудации. Площадное разрушение отложений, слагающих борта, происходит путем скалывания по трещинам отдельности и осыпания блоков, а также разрушения бентосными организмами (в слабоконсолидированных породах) или просто медленного оползания и осыпания в несвязных осадках. В районе бровки шельфа денудация последних идет быстрее, в результате этого верхняя часть склона имеет меньшие уклоны по сравнению с нижней, заложенной в неогеновых породах. Днище каньона постепенно заполняется песком, гравием и галькой, поступающими при разрушении бортов.

На основе морфологических особенностей, литологии и стратиграфического положения аккумулятивных тел и характера современных литодинамических процессов можно выделить несколько основных периодов образования каньона. Осадочная толща, в которой каньон впоследствии был заложен, сформировалась в миоцене. Она частично облекает поверхность акустического фундамента и составляет основную аккумулятивную часть современного шельфа. Бровка шельфа на конечном этапе ее образования, судя по отдельным выраженным в современном рельефе фрагментам палеорельефа и глубине залегания базального плиоцен-четвертичного горизонта, находилась на глубинах 180—230 м. На рубеже миоцена и плиоцена произошло воздымание суши и внутреннего шельфа, в результате чего в периоды эвстатических регрессий близ современной бровки шельфа находилась береговая линия с устьем крупной реки. Перемещение наносов этой реки по склону положило начало эрозионному процессу, который развивался далее по одной из тектонически ослабленных зон. Возможным толчком к развитию каньона могло быть и прорезание бровки шельфа, поднятой выше уровня моря, речной долиной.

Формирование основной долины каньона и его боковых притоков на участке северо-запад-

ного простирания происходит в плиоцене и раннем — среднем плейстоцене. На этом этапе существовали отдельные стадии активной эрозии, совпадающие с регрессиями, и замедления или прекращения ее и частичного заполнения осадками при трансгрессиях, но в целом, судя по отсутствию отложений данного возраста, резко преобладала эрозия. Материал, необходимый для формирования суспензионных потоков, поставлялся как речным стоком, так и вдольбереговыми потоками наносов. Эта часть терригенного сноса поступала в боковые притоки, определяя их развитие. В конце этапа происходит изменение палеогеографической обстановки, вызванное, вероятно, общим незначительным воздыманием района. Устье реки удаляется от верховьев каньона, смещается к западу, и основным источником терригенного материала становится вдольбереговой поток наносов с преобладающим переносом в западном направлении [4]. Начинается более активное развитие восточных притоков каньона, определившее его асимметричное строение (см. рис. 1).

В регрессивные периоды позднего плейстоцена, когда верховья каньона превращались в полузакрытый залив, вдающийся в низменное побережье, произошло частичное заполнение их прибрежно-морскими и лагунами тонкозернистыми осадками. В настоящее время Большой Гамовский каньон представляет собой отмирающую эрозионную долину, на бортах которой преобладают процессы гравитационного обрушения и оползания материала с постепенным их выравниванием и заполнением днища. Исключение составляют северо-восточные верховья каньона, где продолжается медленная эрозия суспензионными потоками и врез русла в рыхлые четвертичные отложения. Для геологических исследований в подобных условиях необходимо дополнительное оборудование ПОА легкой буровой установкой для отбора образцов слабоконсолидированных пород с глубин 0,5—0,8 м из-под чехла рыхлых наносов и горизонта отложений, подвергнутых биотурбации.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Астахов А. С., Букин В. М., Демиденко Е. Л. Опыт комплексного ландшафтно-геологического исследования на шельфе Японского моря. — Тез. докл. IV Всесоюзной школы морской геологии. Т. 2. М., 1980.
2. Васильев Б. И., Марков Ю. Д. Подводные каньоны на континентальном склоне залива Петра Великого (Японское море). — Океанология, 1973, т. 13, вып. 4.
3. Карabanов Е. В., Филалов В. А. Морфология и литодинамика подводных каньонов. — В кн.: Геолого-геоморфологические и подводные исследования озера Байкал. М.: ИО АН СССР, 1979.
4. Мечетин А. В., Рязанцев А. А., Шестера Л. А. Закономерности распределения грубообломочного материала в голоценовых отложениях шельфа юго-во-

сточного Приморья. — В кн.: Геология и геоморфология шельфа окраинных морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979.

5. Сизова Ю. В. Циркуляция вод Японского моря. — В кн.: Основные черты геологии и гидрологии Японского моря. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
6. Сушков Н. Г., Сушкова Л. В. Циклоны и микросейсмические бури на северо-западном побережье Японского моря. — В кн.: Тихий океан. Геофизика, геохимия, минеральные ресурсы. (Тез. докл. I Тихоокеанской школы морской геологии). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983.
7. Шепард Ф., Дилл Р. Подводные морские каньоны. — Л.: Гидрометеиздат, 1972.

*Р. Я. Скляр*

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ АЛЮМИНИЕВЫХ РУД И СОПУТСТВУЮЩИХ ИМ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ НА ДАЛЬНОМ ВОСТОКЕ

Рассмотрено количественное распределение алюминиевых руд и сопутствующих им экзогенных полезных ископаемых (железо, марганец, фосфор и др.) в тектонических структурах, показанных на «Карте тектоники Дальнего Востока и сопредельных районов» (редакторы Ю. А. Косыгин, Л. М. Парфенов). Сделан вы-

Составленная в Институте тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР «Тектоническая карта Дальнего Востока и сопредельных районов» [3] масштаба 1:2 000 000 согласно мнению, высказанному А. Д. Щегловым [2], представляет значительный интерес для выяснения закономерностей размещения полезных ископаемых. В настоящей статье иллюстрируются некоторые возможности ее использования для выяснения закономерностей размещения алюминиевых руд и связанного с ними в тех или иных отношениях комплекса полезных ископаемых.

Для решения этой задачи были обобщены сведения по месторождениям и перспективным проявлениям Дальнего Востока, в том числе данные по экзогенным и эндогенным проявлениям алюминиевых руд алунитового, аллитового и бокситового, алюможелезного, каолинового, корундового, диаспорового, андалузитового, силлиманитового и дистенового, анортозитового и нефелин-лейцитового типов и месторождениям экзогенных алюминиевых, железных, марганцевых, фосфатных, серно-колчеданных свинцово-цинковых, медных и жидких йод-бромных руд, углей, графита, каолиновых и бентонитовых глин, вермикулитовых слюд, термоэнергетических, лечебных и минеральных вод и грязей, россыпей минералов железа, титана, олова и вольфрама.

Вначале на основе «Тектонической карты Дальнего Востока и сопредельных районов» в ее же масштабе в ДВИМСе под руководством автора были составлены карты алюминиевого сырья и экзогенных полезных ископаемых той же территории, являющиеся составной частью «Карты экзогенной минерагенции СССР», кото-

вод о том, что вышеназванная карта отражает геологические закономерности, контролирующие размещение полезных ископаемых, и может служить основанием для локализации перспективных площадей в масштабах, соразмерных с показанными на ней структурно-формационными подразделениями.

рые позволили осуществить корреляцию рудоносности Дальнего Востока с тектоническими структурами соответствующего возраста по отношению к одноранговым геохронологическим подразделениям (в целом и с учетом их абсолютной продолжительности) и однотипным комплексам формаций. Для настоящей публикации полученные данные трансформированы относительно стратиграфических объемов структурно-формационных подразделений «Схемы тектоники Дальнего Востока» [1], позволяющей привести схемы размещения соответствующих полезных ископаемых (рис. 1, 2). Видная из анализа рисунков корреляция месторождений с соответствующими возрастными и структурно-формационными подразделениями в конечном счете отражает суммарный результат влияния развития тектонических структур на их рудоносность, документируемую на современном эрозионном срезе.

Рассмотрим основные корреляции.

На основании приведенных на рис. 3 данных суммарное распределение месторождений всех типов экзогенных алюминиевых руд выражается соотношением  $1AR:6,65PR:1,75C:3,5K:2P:5,5N:1,50Q$ , а всех их генетических типов, включая проявления (рис. 4), —  $1AR:1,7PR_1:0,22PR_2:0,66PR_3:0,38C_1:0,20D_1:0,3D_2:0,2D_3:0,22C:0,22P_1:0,20P_2:0,20T_1:0,30J:0,09K_1:2,8K_2:0,95P:2,66N:0,08Q$ . Из этого следует, что основные максимумы рудоносности намечаются для протерозоя (силлиманит, дистен, корунд), нижнего кембрия (аллиты, флинтклей, алюможелезные руды), верхнего мела и палеогена (аллиты, каолины, контактовый андалузит). Распределения эндогенных алюминиевых руд (анортозиты,

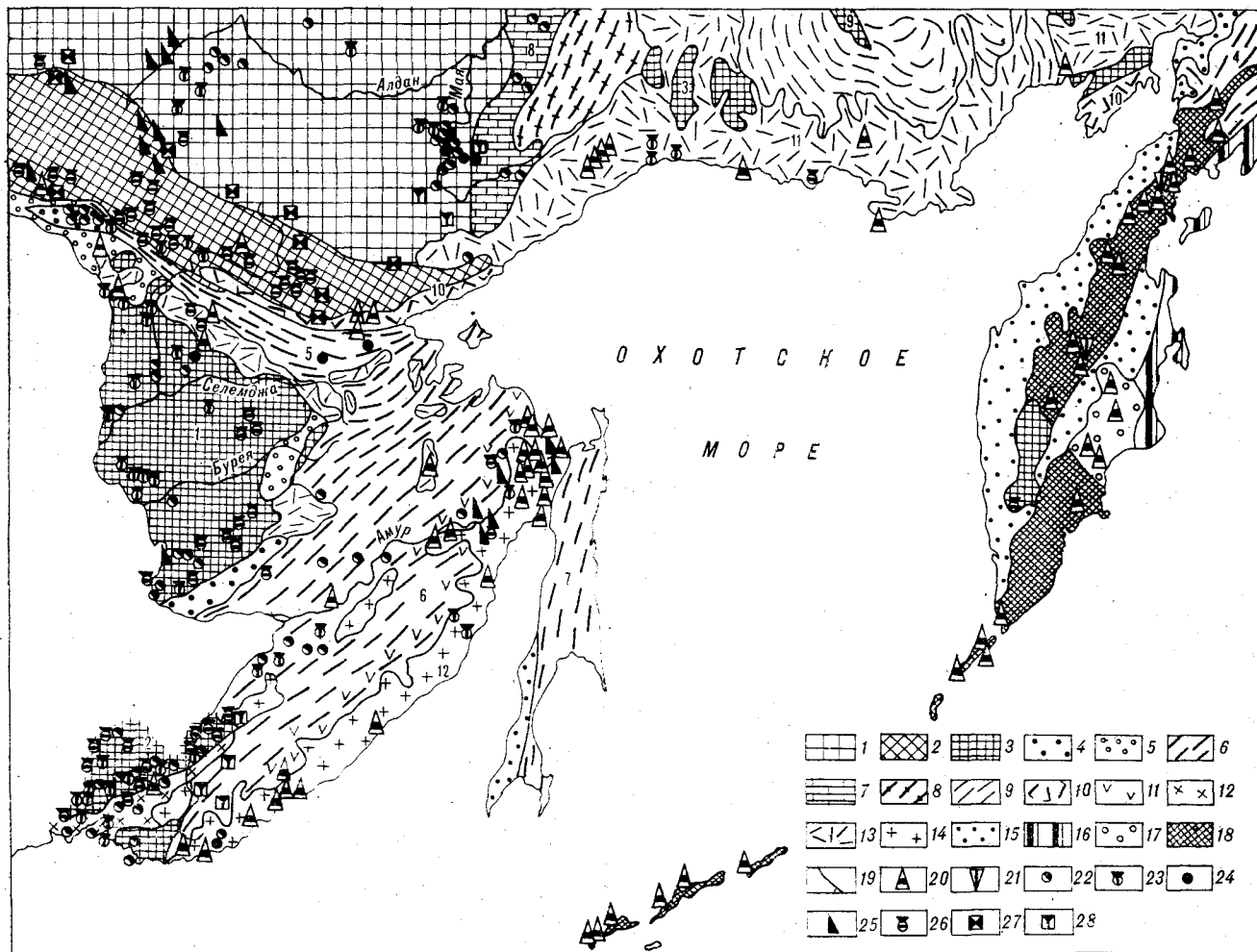


Рис. 1. Схема размещения месторождений и перспективных проявлений алюминиевых руд Дальнего Востока (на основе «Тектонической карты Дальнего Востока и сопредельных районов» м-ба 1: 2 000 000 под ред. Ю. А. Косыгина и Л. М. Парфенова).

1 — Сибирская платформа; 2 — Становая область (древнее 2000 млн. лет); 3 — срединные массивы (1 — Бурейнский, 2 — Ханкайский, 3 — Охотский) и докембрийские, преимущественно дорифейские, блоки в палеозойских и мезозойских складчатых системах; 4, 5 — окраинные прогибы срединных массивов: 4 — палеозойские, 5 — мезозойские; 6 — мезозойские эвгеосинклинальные системы (4 — Корякская, 5 — Монголо-Охотская, 6 — Сихотэ-Алинская, 7 — Восточно-Сахалинская); 7—9 — Яно-Кольманская мезозойская миогеосинклинальная система: 7 — выступы рифейских и нижне-среднепалеозойских пород (8 — Сеттедабанский, 9 — Омудевский), 8 — внешняя, 9 — внутренняя зоны; 10, 11 — мезозойские вулканические пояса типа островных дуг: 10 — триасово-юрского (10 — Удско-Мургалский), 11 — поздне мелового возраста; 12—14 — окраинно-континентальные вулканические пояса и внутриконтинентальные зоны и поля: 12 — позднепалеозойского, 13 — мелового (11 — Охотско-Чукотский пояс), 14 — позднеэонон-палеогенового возраста (12 — Восточно-Сихотэ-Алинский пояс); 15—18 — кайнозойские геосинклинальные системы: 15 — миогеосинклинальные зоны, внутридуговые прогибы и прогибы на склонах глубоководных желобов, 16 — эвгеосинклинальные зоны, 17 — вулканические пояса четвертичного, 18 — вулканические пояса неогенового возраста; 19 — границы тектонических элементов; 20—28 — месторождения и проявления алюминиевых руд: 20 — алунитовые, 21 — диаспоровые, 22 — бокситовые и аллитовые, 23 — каолиновые, 24 — алюможелезные, 25 — корундовые, 26 — андалузитовые, 27 — силлиманитовые и дистеновые, 28 — нефелиновые и лейцитовые.

нефелин-лейцитовые породы, алуниты) в хроностратиграфическом отношении совпадают с эпохами глиноземного рудообразования или оказываются более древними. Это связано с тем, что осадочные глиноземистые формации образуются в результате выветривания эндогенных глиноземистых пород. С другой стороны, вулканизм, определяющий гидротермальное алунитообразование, одновременно влияет на газовый состав атмосферы и таким образом усиливает процессы выветривания, что обуславливает синхронизацию гидротермальных и

эксогенных месторождений. Фактические данные по Дальнему Востоку и Тихоокеанскому поясу [5] и в целом для всего земного шара [4] показывают временное и территориальное совмещение глобальных поясов распространения месторождений бокситов и алунитов.

Если принять алюминиевую рудоносность каждого рассматриваемого интервала времени за единицу, то ее соотношения с сопутствующими полезными ископаемыми будут следующими (см. рис. 4): архей —  $1Al: 1,75Fe: 2,33C$ ; протерозой —  $1Al: 0,07Fe: 2,3C$ ; кемб-

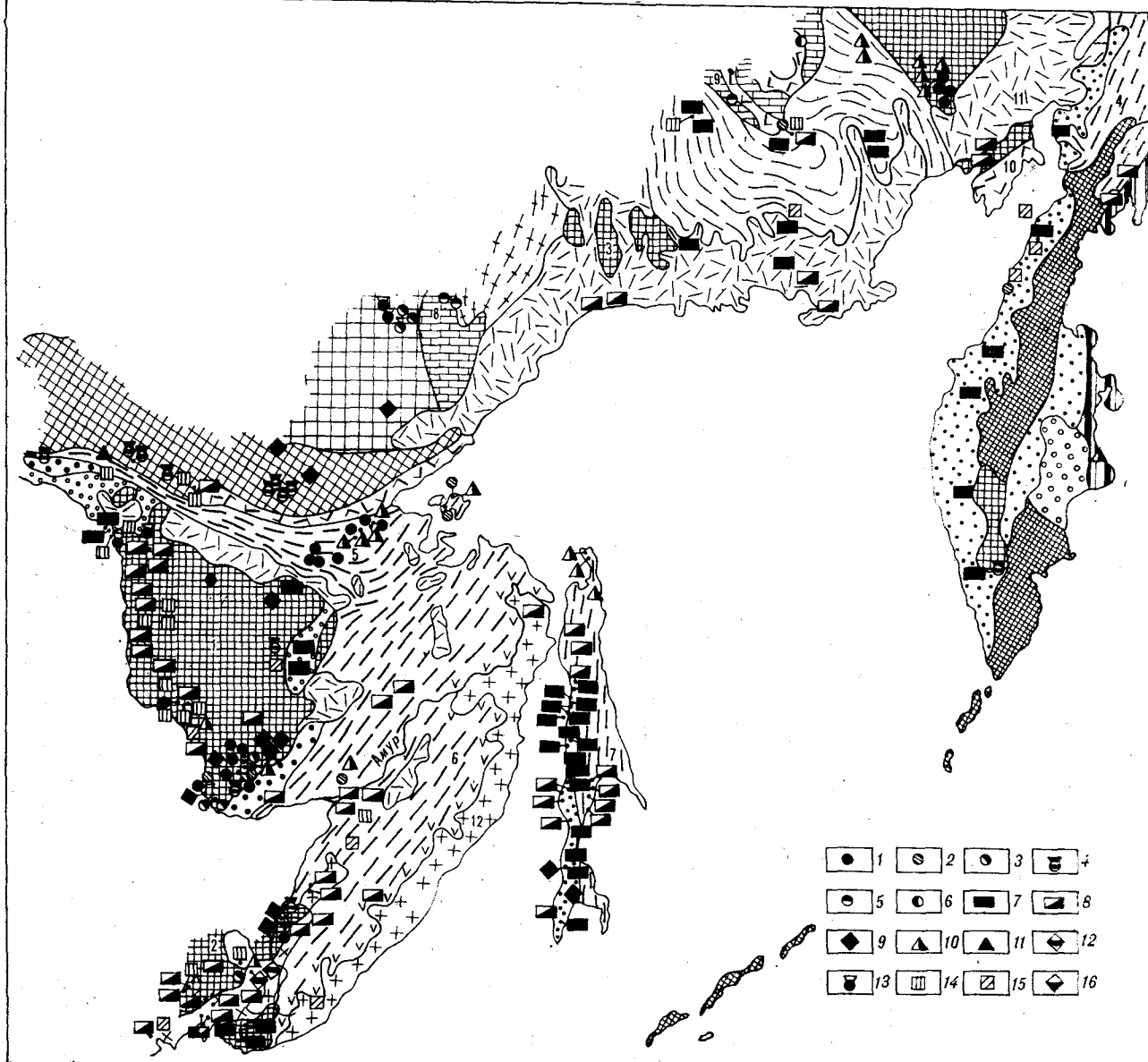


Рис. 2. Схема размещения месторождений экзогенных полезных ископаемых в дальневосточной части СССР (на основе «Тектонической карты Дальнего Востока и сопредельных районов» м-ба 1 : 2 000 000 под ред. Ю. А. Косыгина и Л. М. Парфенова).

1 — железные, 2 — марганцевые, 3—4 — алюминиевые руды: 3 — аллитовые и бокситовые, 4 — силлиманитовые, дистеновые и андалузитовые; 5 — свинцово-цинковые, 6 — медные руды; 7 — каменные, 8 — бурые угли; 9 — графит; 10 — фосфориты; 11 — колчеданные руды; 12 — цеолиты; 13 — каолины; 14 — огнеупорные, 15 — бентонитовые глины; 16 — вермикулитовые слюды. Остальные усл. обозн. см. на рис. 1.

рий —  $1Al : 2,14Fe : 0,85Mn : 1,42P : 0,5Pb + Zn$ ; девон —  $1Al : 15,71Fe : 4,3Mn : 2,85Pb + Zn$ ; карбон —  $1Al : 9Fe$ ; триас —  $1Al : 23,3C$ ; мел —  $1Al : 0,36Mn : 4,66C$ ; палеоген —  $1Al : 0,33Fe : 3,1C$ ; четвертичное время —  $1Al : 2Fe$ : : россыпи всех типов 288.

Таким образом, устанавливается ассоциативный ряд месторождений алюминия, железа, марганца, фосфора и углерода, выраженный на формационном уровне их рядами, а в разрезах месторождений — фациальными замещениями

алюминиевых руд железистыми, марганцевыми, фосфатными и углеродистыми фациями. Это справедливо не только для экзогенных месторождений, в которых аллитоносные, в том числе и бокситоносные, фаии замещаются каолиново-железистыми, фосфатоносными и углистыми породами, но и для эндогенных месторождений. Например, с апортозитами, являющимися алюминиевыми рудами, связаны месторождения апатитовых и титаномагнетитовых руд. Этот же ряд выражен и на минераль-

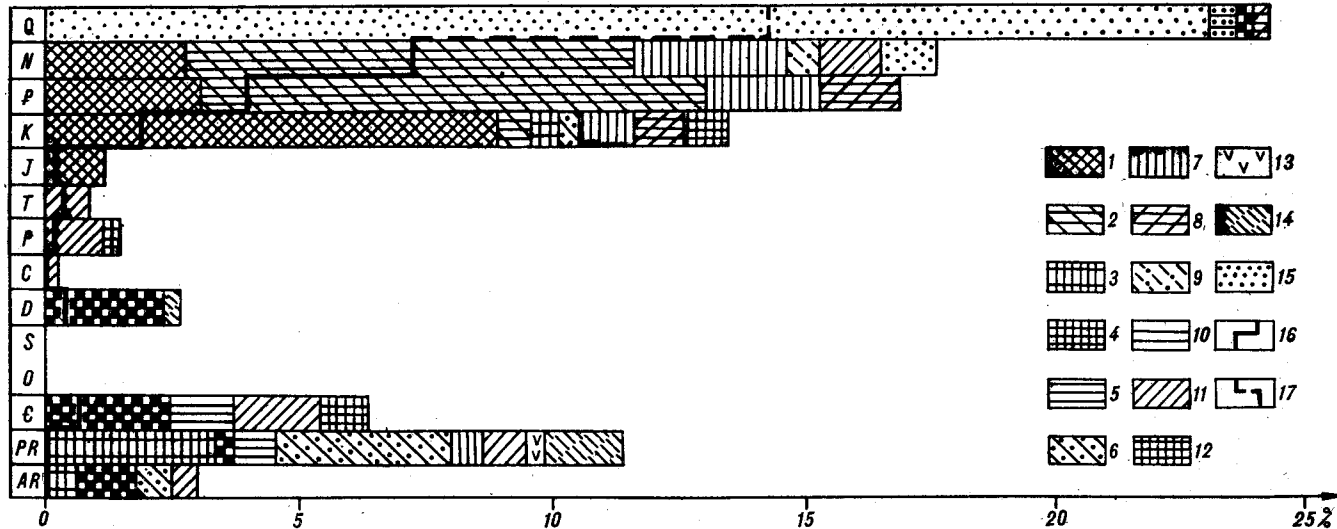


Рис. 3. Диаграмма геохронологического распределения экзогенных месторождений в дальневосточной части СССР (в % к сумме месторождений данного типа).

1 — каменные, 2 — бурые угли; 3 — графит; 4 — железные руды; 5 — аллиты, в том числе бокситы; 6 — силлиманит-дистеновые и андалузитовые руды; 7 — каолиновые, 8 — бентонитовые глины; 9 — цеолиты; 10 — вермикулитовые слюды; 11 — фосфориты; 12 — марганцевые, 13 — серноколчеданные, 14 — свинцово-цинковые руды; 15 — россыпи минералов железа, титана, олова, вольфрама; 16 — средняя интенсивность рудообразования (ресурсы на 1 млн. лет), отнесенная в целом к абсолютной продолжительности геологических периодов; 17 — то же, что 16, с уменьшением в 10 раз.

ном уровне. Примером являются алюмо- и железофосфаты, минералы алюминия, содержащие примеси углестога вещества (хлестолит) и марганца (виридин или манганоландузит), карбонаты марганца (родохрозит) и железа (сидерит), а также апатит. На любом из перечисленных уровней (формационном, рудном, минеральном) связи в ряду алюминий, железо, марганец, фосфор, углерод при наличии алюминия являются коммутативными, а при его отсутствии — некоммутивными. Это значит, что наличие месторождений алюминия определяет безусловное существование в них самих и окружающем пространстве обязательного, но в разной степени количественно выраженного набора сопутствующих им рудоносных (и других) фаций Fe, Mn, P, C, но существование последних в других конкретных формациях не определяет обязательного наличия месторождений алюминия. Это положение справедливо и для других полезных ископаемых и может быть названо принципом некоммутивности. Таким образом, сопутствующие алюминиевым рудам комплексы полезных ископаемых определяются как имеющие с ними коммутативные связи.

Рассмотрим распределения экзогенных полезных ископаемых в целом и в сопоставлении с распределением алюминиевых руд (см. рис. 3, 4). Основываясь на приведенных по ним данных, можно заключить, что в геологической истории Дальнего Востока намечается два крупных и сходных между собою этапа рудообразования, справедливых для всех рас-

сматриваемых полезных ископаемых: доордовикский (архей, протерозой, кембрий) и послесилурийский (девон-четвертичное время) этапы, разделенные безрудными ордовикским и силурийским периодами. По абсолютному распределению месторождений (и ресурсов) без учета абсолютной продолжительности геологических периодов экзогенная рудоносность кембрия в целом оценивается в 1,7 и архея в 6,3 раза меньше, чем протерозоя, т. е. максимум рудоносности приходится на протерозой. Однако если учесть, что продолжительность архея (при его нижней границе в 3,5 млрд. лет) в 10 раз, а протерозоя в 22 раза больше, чем кембрия, то оказывается, что средняя условная интенсивность рудообразования, отнесенная к временным объемам данных подразделений в архее, была в 35 раз, а в протерозое в 12 раз меньше, чем в кембрии (масштаб рис. 3 позволяет показать только фанерозойскую рудоносность). Таким образом, в докембрии интенсивность рудообразования последовательно возрастала от архея к кембрию и в целом была существенно меньше, чем в фанерозое. Аналогичная тенденция намечается и для послесилурийского этапа и без каких-либо отклонений проявляется, начиная с триасового времени, что выражается отношением 1Т : 1,4J : 16K : 20P : 21N : 288Q месторождений всех рассматриваемых типов. Сравнивая рудоносность докембрия и фанерозоя, можно отметить, что они характеризуются развитием месторождений одних и тех же химических элементов (Al, Fe, Mn, P, C, Pb, Zn), но представленных

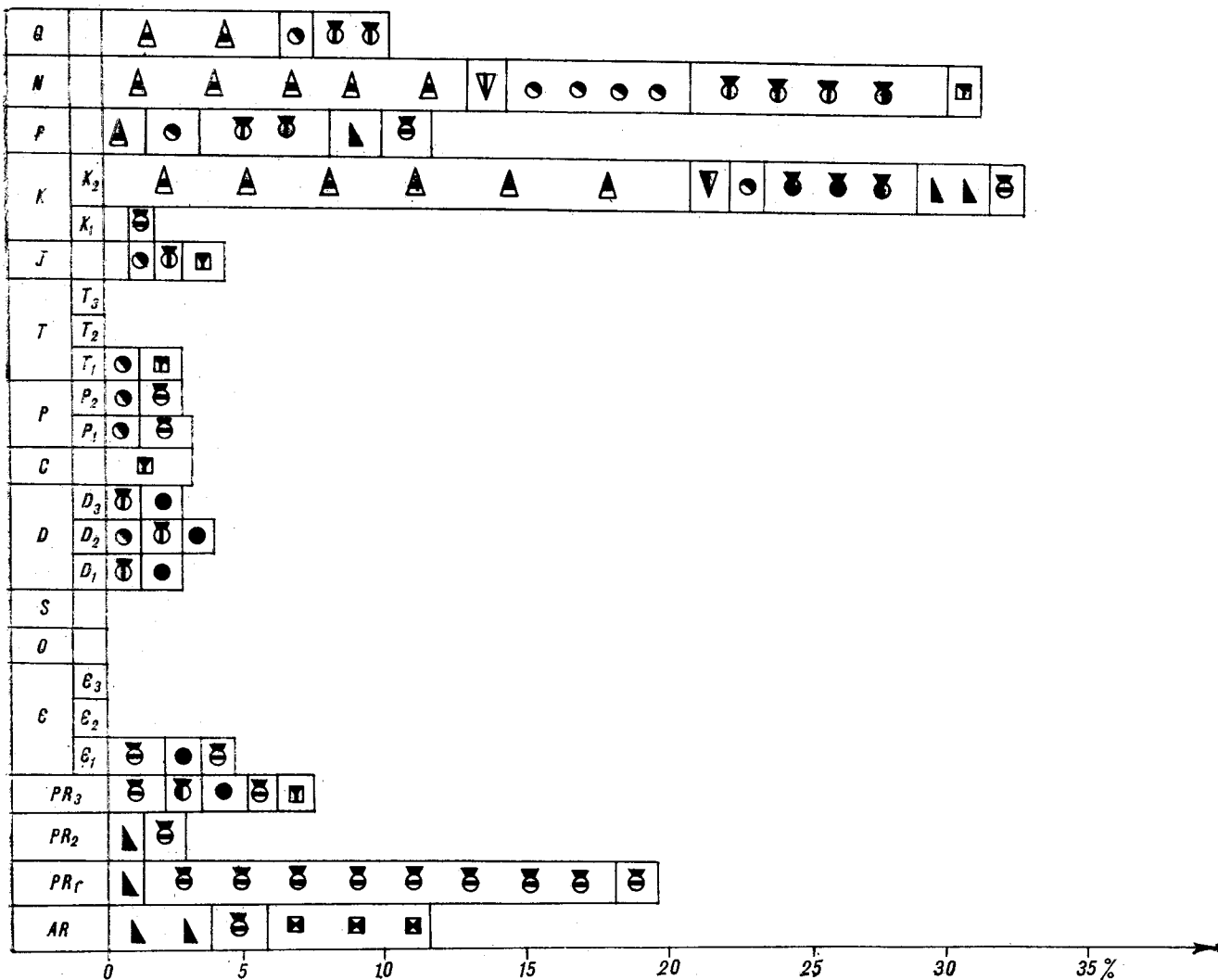


Рис. 4. Диаграмма геохронологического распределения месторождений и проявлений основных типов алюминиевых руд (в % к общему количеству месторождений). Усл. обозн. см. на рис. 1.

в настоящее время в различных минеральных формах и разных количественных соотношениях. Очевидное сходство геохронологических распределений алюминиевых руд всех типов (см. рис. 4) и в целом экзогенных полезных ископаемых (см. рис. 3) оказывается независимым от исходных данных, которые были существенно различными в количественном и качественном отношении. Поэтому можно предположить, что введение дополнительных данных о месторождениях, которые могут быть получены в будущем, не изменит основных тенденций их геохронологического и структурно-формационного распределения, установленных в настоящее время. Трансформировав данные о месторождениях (см. рис. 1-4) относительно вещественных и стратиграфических объемов структурно-формационных подразделений, получаем зависимо-

сти, показанные на рис. 5. В отношении алюминиевых руд они следующие: алунитовые месторождения приурочены к окраинно-континентальным вулканическим поясам и внутриконтинентальным вулканическим зонам неогенового (28,7%), позднеэоцено-палеогенового (10,78%), мелового (12,93%) и четвертичного (5,19%) возраста и к мезозойским эвгеосинклинальным системам (22,08%). На Сибирской платформе сосредоточены проявления аллитов (24,19%), алюможелезных руд (37,5%), корунда (22,2%), силлиманита-дистена (3,85%), высокоглиноземистых залежей апортозитов в составе пород апортозитовой формации (20%), нефелиновых пород (28,57%), каолинов в корах выветривания (16-18%). Со Становой областью связаны проявления корунда (33,33%), силлиманита-дистена

(34,62%), высокоглиноземистых залежей апортозитов (66,67%), каолинов в корах выветривания (6,38%).

К средним массивам приурочены проявления аллитов (30,65%), алюможелезных руд (12,5%), корунда (5,56%), силлиманита-дистена (40,38%), каолинов в корах выветривания (68,84%). С выступами рифейских пород связаны проявления аллитов (9,64%), алюможелезных руд (12,5%) и нефелиновых пород (28,57%).

В мезозойских эвгеосинклинальных системах проявления аллитов связаны с рифовыми массивами (16,3%), алюможелезных руд — с корах выветривания базальтов (25%), корунда (27,78%) и андалузита (28,78%) — с контакто-метаморфизованными высокоглиноземистыми осадочными и гидротермальными породами. Здесь также имеются небольшие массивы апортозитовых (6,67%) и нефелиновых (42,86%) пород, каолиносные (9,30%) коры выветривания.

С вулканогенными образованиями мелового и позднеэоно-палеогенового

возраста связаны месторождения алунитов (20,78%), а также проявления аллитов (1,61%), алюможелезных руд (12,5%), корунда (11,11%), андалузита (3,85%) и каолинов в корах выветривания базальтов (4,65%).

Из приведенных данных следует, что все типы алюминиевых руд независимо от их генезиса концентрируются в пределах определенных тектонических структур определенного возраста и тяготеют друг к другу и к формациям, в составе пород которых глинозем связан в силикаты, алюмосиликаты, гидросиликаты и гидросульфаты алюминия, а роль свободного кремнезема незначительна.

Рассматривая суммарное распределение алюминиевых и связанных с ними экзогенных полезных ископаемых, можно отметить, что наибольшее количество месторождений (48%) приурочено к относительно устойчивым тектоническим структурам: срединным массивам, Становой области, Сибирской платформе, выступам дорифейских пород (почти всю Сибирскую платформу входит в рассматриваемую территорию лишь частично, то диаграмма выражает рудоносность конкретного ее участка, а не всей территории).

Рудоносность мезозойских эвгеосинклинальных систем более чем в 2 раза (21,42%) меньше таковой перечисленных устойчивых тектонических структур, а мезозойских геосинклинальных систем и мезозойских вулканических поясов типа островных дуг — почти в 3,5 раза меньше (6,2%) таковой мезозойских эвгеосинклинальных систем. Еще меньше рудоносность мезогеосинклинальных зон, внутридуговых прогибов и прогибов на склонах глубоководных желобов (1,4%). Заметное повышение ее отмечается в связи с окраинно-континентальными вулканическими поясами и внутриконтинентальными вулканическими поясами и внутриконтинентальными вулканическими поясами и внутриконтинентальными вулканическими поясами.

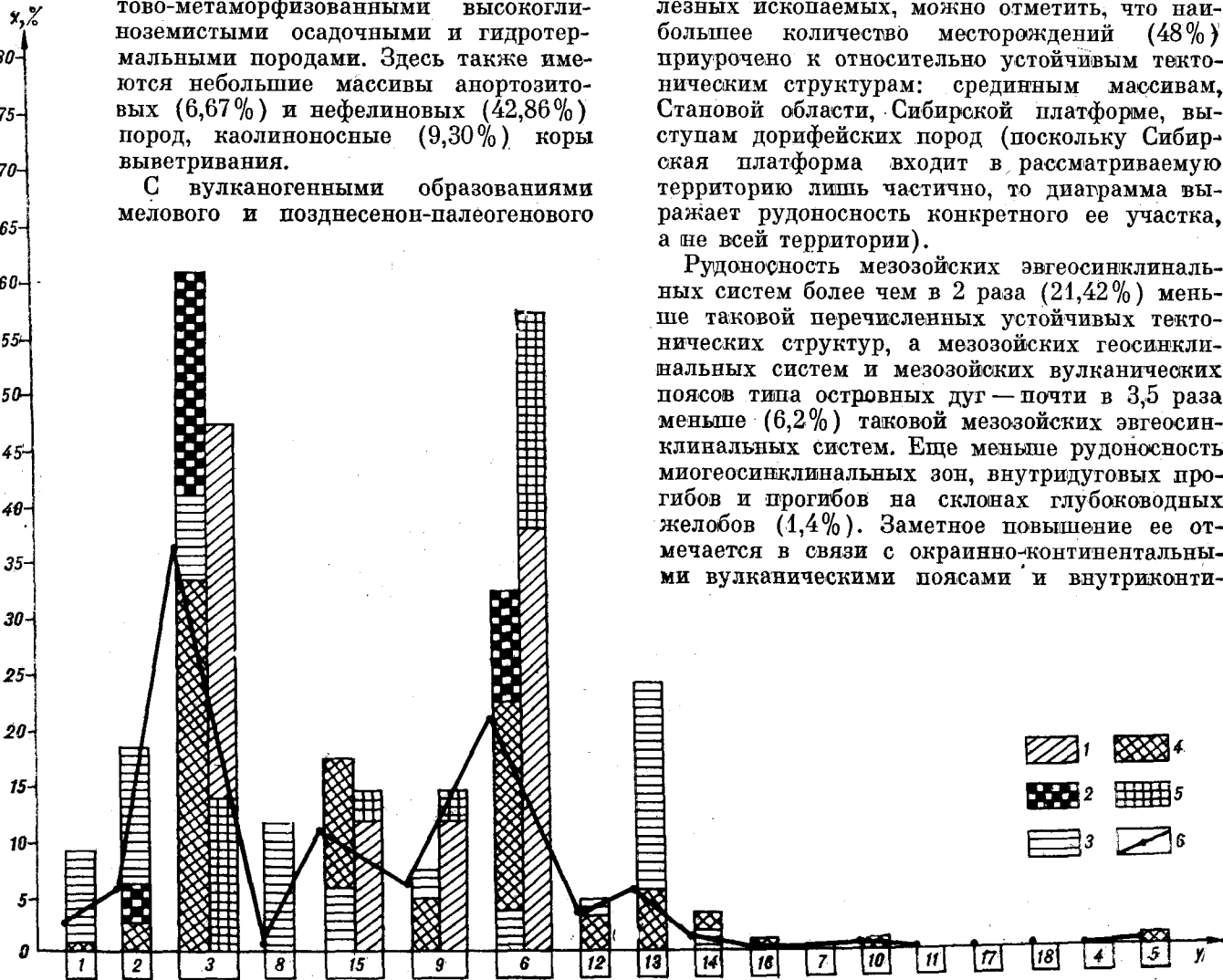


Рис. 5. Диаграмма распределения месторождений экзогенных полезных ископаемых в тектонических структурах Дальнего Востока.

1—5 — месторождения, отнесенные к количеству месторождений данного типа: 1 — углерод (угли бурые и каменные, графит), 2 — алюминий (аллитовое, в том числе бокситовое, силлиманит-дистеновое, андалузитовое, корундовое, глинистое и цеолитовое алюминиевое сырье), 3 — железо (гидротетитовые, гематитовые, магнетитовые руды), 4 — фосфор (фосфориты), 5 — марганец (браунитовые, родохрозитовые и псиломелановые руды); 6 — отношение тех же месторождений к общему количеству месторождений экзогенных полезных ископаемых. Цифры на оси абсцисс — номера тектонических структур, наименования которых приведены в подписях к рис. 1.



ментальными зонами и полями (11%). Рудоносность остальных тектонических структур ясна из рис. 5.

Из вышесказанного, а также на основе анализа пространственного распределения месторождений относительно тектонических структур следует, что они тяготеют к зонам сочленения этих структур. На окраинах Сибирской платформы, срединных массивах масштабы месторождений наиболее крупные, а качество руд выше. Поэтому окраины прогибов на платформе и ее зона сочленения с подвижными областями, срединные массивы, крупные поднятия среди геосинклинальных прогибов, а также окраинно-континентальные вулканические пояса и в целом зона сочленения континента с океаном представляют наибольший интерес в отношении поисков полезных ископаемых. В общем плане наиболее крупные месторождения связаны с зонами сочленения более крупных тектонических структур, и наоборот, чем они меньше, тем меньше масштаб месторождений.

В активных подвижных областях, характеризующихся разнообразными и быстроизменя-

ющимися литофациями, интенсивной дизъюнктивной и пликативной тектоникой, разнообразным эффузивным и интрузивным магматизмом, незначительной ролью углеродистых (карбонатных, углистых) и глинистых пород, реализуются условия для образования мелких рудопоявлений и, в исключительных случаях, крупных месторождений. Это справедливо не только для рассматриваемых, но и для многих других полезных ископаемых.

В заключение отметим, что выше изложены лишь некоторые аспекты применения «Тектонической карты Дальнего Востока и сопредельных районов» в целях выяснения закономерностей размещения полезных ископаемых, которыми ее возможности далеко не исчерпываются. Очевидно, использование этой карты позволит локализовать перспективные площади в масштабах, соразмерных с показанными на ней структурно-формационными подразделениями, и, таким образом, она при дополнительном металлогеническом анализе может служить основанием для выбора генеральных направлений и районов поисковых работ.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Косыгин Ю. А., Парфенов Л. М. Тектоника Дальнего Востока.— Геол. и геофиз., 1977, № 11.
2. Щеглов А. Д. Тектоническая карта на формационной основе или карта геологических формаций с элементами тектоники?— Тихоокеанская геол., 1983, № 6.
3. Тектоническая карта Дальнего Востока и сопредельных районов (на формационной основе) масштаба

1:2 000 000/Под ред. Ю. А. Косыгина, Л. М. Парфенова.— Л.: ВСЕГЕИ, 1978.

4. Sklijarov R. J. The global law-governed nature of the development of bauxite and alunite deposits.— 4-th International Congress for the Study of Bauxites, Aluminium. V. 2. Bauxites, Athens, 1978.
5. Sklijarov R. J. The Pacific aluminium belt, XIV Pacific Science Congress (abstracts of paper). М., 1979.

ДВИМС  
Хабаровск

Поступила в редакцию  
17 мая 1984 г.

В. М. Зимин

## СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ КАМЧАТКИ В АНОМАЛЬНОМ МАГНИТНОМ ПОЛЕ

При анализе аномального магнитного поля Камчатки выделено десять районов, соответствующих главным структурам полуострова. Районы имеют линейную форму и четкое северо-восточное (курило-камчатское) простирание, отвечающее характеру дислокаций в островодужный этап развития региона. Линейный характер поля прерывается в южной части полуострова, где выделяется кольцевая структура диаметром около 300 км. Намечены еще две крупные кольцевые структуры: Центрально-Камчатская и Олюторская, отчетливо дешифрирующиеся на космических снимках и проявляющиеся в деталях геологического строения.

С развитием космической аэрофотогеологии появились новые структурные данные, которые потребовалось объяснить и увязать с данными наземного картирования. При этом для расшифровки геоморфоструктур крупного ранга стал необходим пересмотр известных геофизических, в том числе аэромагнитных, материалов.

На протяжении более чем двух десятилетий, после того как Камчатка была заснята аэромагнитной съемкой м-ба 1 : 200 000, опубликовано несколько вариантов интерпретации магнитного поля полуострова, последний из которых — в работе [4]. В настоящей статье излагаются результаты несколько иной, чем ранее, интерпретации аномального магнитного поля Камчатки. Автором анализировалась карта изодинам  $\Delta T_a$ , составленная в 1970 г. В. И. Бражаевым по материалам Л. А. Ривоша, И. В. Беляева, А. А. Ворошилова, Л. А. Майкова и трансформированная в м-б 1 : 200 000.

На рисунке приведен результат этого анализа — структурный вариант схемы районирования поля  $\Delta T_a$ , на которой выделены 10 районов. Из первичных данных на схеме оставлены только области положительного и отрицательного полей без показа интенсивности аномалий. Локальные аномалии частью отражены с помощью осей корреляции минимумов, максимумов и полосовых аномалий, а конфигурация геомагнитных районов и подрайонов дана в обобщенном виде с учетом частной (второстепенной) тектоники по магнитным данным.

В Центральной Камчатке отмечена симметрия главных линейных элементов поля  $\Delta T_a$  относительно Центрально-Камчатского вулканического пояса. Сквозные северо-западные линеаменты в аномальном магнитном поле не проявлены, однако крупные разломы этих направлений видны на космических снимках и отражены в рельефе, что свидетельствует об их молодости. Развитие северо-западных разломов объясняется сколовыми деформациями, связанными с формированием Курило-Камчатского желоба и Глубинного Камчатского разлома.

В результате уменьшения масштаба и генерализации мелкие детали, конечно, не видны, из-за чего понизилась наглядность предлагаемой интерпретации, т. е. ее соответствие рисунку поля, однако границы районов — жирные линии (см. рисунок), наведенные по нулевой изодинаме, достаточно однозначны и соответствуют известным тектоническим схемам Камчатки [2, 3]. Новые, установленные автором элементы (несколько иначе выглядят границы тектонических зон и подчиненных элементов; в их пределах появились кольцевые структуры большого диаметра, видимые на космических снимках и т. д.) представляют интерес и могут оказаться полезными в решении спорных вопросов тектонического районирования Камчатки.

Ниже даются характеристика районов  $\Delta T_a$  и геологическая интерпретация аэромагнитных данных.

*Район I* занимает крайний юг полуострова от мыса Лопатка до Авачинской бухты и включает 3 подрайона. I-1 — полоса шириной 20—40 км устойчивых положительных значений  $\Delta T_a$  повышенной интенсивности (+3—5 до 10 мЭ). Она полудугой очерчивает район I с севера и востока, прослеживаясь от южного окончания Ганальского метаморфического массива (VII-4а, см. рисунок) через Авачинскую бухту к бухтам Мутной и Ходутка и соответствует так называемой «зоне разворота структур» или «Малко-Петропавловской зоне дислокаций» по Г. М. Власову. Одни авторы [3]



Структурный вариант схемы районирования аномального магнитного поля Камчатки. Составил В. М. Зимин.

Аномальное магнитное поле: положительное (1) и отрицательное (2), границы: геомагнитных районов (3), подрайонов (4), 5 — кольцевые и дуговые элементы поля высоких порядков. Оси полосовых аномалий и оси корреляции локальных аномалий  $\Delta T_a$ : положительных (6) и отрицательных (7), 8 — мелкие разломы по аэромагнитным данным. Цифры — элементы районирования аэромагнитного поля (районы — римские, подрайоны — арабские); буквы — участки и блоки (пояснения см. в тексте).

причлениют к Ганальскому выступу Олюторско-Восточно-Камчатскую тектоническую зону, другие [4, с. 40] считают, что по этой границе «разделяется магнитное поле Камчатской складчатой области на южный и северный блоки». В поле  $\Delta T_a$  (см. рисунок) древние метаморфиты остаются севернее (в районе VII), а в полосе I-1 в Ганальском массиве обнажены хейванские образования (палеозойская зеленосланцевая формация) и далее к югу вахвинские аспидные сланцы (верхняя юра — нижний мел) и зеленокаменно-измененные верхнемеловые туфокремнистые породы (ирунейская свита). Кроме последних, все породы представлены терригенными морскими фациями и, по данным В. И. Бражаева, все, включая и верхний мел, немагнитны. Таким образом, объяснение знака поля I-1 следует искать в анализе глубинных слоев земной коры. Субстратом перечисленных фанерозойских толщ служат гнейсы и сланцы кристаллического фундамента (архей — протерозой?), вероятно аналогичные обнажающимся в Ганальском массиве (колпакковский и ганальский комплексы, камчатская серия), однако они тоже немагнитны. В. И. Мараханов и С. В. Потапьев [4] связывают это с выносом при метаморфизме фемических минералов. По-видимому, наиболее вероятным объяснением магнитности пород полосы I-1 будет присутствие здесь магматических тел основного — ультраосновного состава, интенсивно намагниченных на всей территории Камчатки. Возможно, это аналоги палеозойских (?) метабазитов и метаультрабазитов Юрчского массива в Ганальском блоке, но не исключено, что они являются более молодыми. Какого бы возраста они ни были, присутствие магнитных пород в районе I-1, несомненно, имеет большое структурное значение.

Подрайон I-2 в целом отвечает Южно-Камчатской складчато-глыбовой зоне. Поле  $\Delta T_a$  здесь представляет собой узорчатую мозаику довольно крупных (15—50 км) изометричных положительных (+1—3 мЭ) и отрицательных (—2—0 мЭ) аномалий, осложненных массой мелких (200—1000 м) локальных аномалий обоих знаков большой интенсивности (от —5 ÷ 10 до +3 ÷ 5 мЭ). В группировке последних, так же как и в контурах крупных аномалий, отчетливо проявлены элементы кольцевой тектоники. Подрайон соответствует области развития неогеновых вулканитов, слагающих кольцевые вулканотектонические структуры (ВТС) диаметром 40—80 км, и крупных полигенных четвертичных стратовулканов (обычно с кальдерами). На схеме М. М. Лебедева с соавторами [3] последние принадлежат Восточно-Камчатскому, а первые — Центрально-Камчатскому вулканическому поясам. Сквозь мелкий рисунок поля, отражающего ВТС и четвертич-

ные вулканы, в подрайоне I-2 просматривается организация элементов поля более крупного порядка, подчиняющаяся контуру I-1, что и подчеркнуто на рисунке.

Подрайон I-3 — это область спокойных слабо отрицательных (—1 ÷ 0 до —2 мЭ) значений  $\Delta T_a$ . Особняком на стыке I-2 и I-3 располагается четвертичная лавовая постройка вулкана Б. Ипелька (а, см. рисунок), выделяющаяся крупными размерами (50 км в диаметре) и хорошо выраженная в магнитном поле сложноразорчатой мозаикой мелких аномалий обоого знака. На схеме [3] этот подрайон в общих чертах отвечает Гольгинскому прогибу, выполненному палеоген-неогеновыми отложениями мощностью 1,5—2,0 км. Северная его граница (и граница района I в целом) намечена цепочкой небольших локальных максимумов и близка к южному контуру обнаженной части Среднего Камчатского массива. Не совпадая с нею полностью, она, как и в Ганальском блоке, отчленяет в контуре района I область распространения хейванских пород.

Заканчивая характеристику района I, отметим, что и на гравиметрических картах, особенно на карте со снятым региональным фоном, он проявлен как самостоятельный блок, однако северная его граница располагается на шир южнее и выглядит более сложно.

В результате обобщения аэромагнитных данных район I отнесен к крупной кольцевой структуре диаметром около 300 км. Его внешняя граница отчетливо проявлена на карте  $\Delta T_a$  дугой радиуса 150 км.

По мнению автора, эта часть полуострова структурно принадлежит системе Курил, а стык Курильских и Камчатских структур совпадает с северным контуром района I.

Район II занимает западное побережье Камчатки (Корякско-Западно-Камчатская тектоническая зона по М. М. Лебедеву и др. [3]) от р. Кихчик на юге до Пенжинской губы на севере. В целом это область преобладающих отрицательных значений  $\Delta T_a$ . Южная граница района не выглядит однозначно, так как поле  $\Delta T_a$  здесь маловыразительно. По комплексу признаков (см. выше) наиболее оптимальны границы района II, приведенные на рисунке.

Подрайон II-1 (междуречье Кихчик — Сопочная) на большей части площади характеризуется ровным полем слабо отрицательных (—1 ÷ 0 мЭ) величин  $\Delta T_a$ , маркирующих неогеновые отложения в Ичинском прогибе [3]. В блоках а и в поле осложняется в первом случае присутствием небольших слаболожительных (+1 мЭ), а во втором — мозаикой контрастных (от —3 до +2 мЭ) мелких аномалий. В южном фрагменте блока б берет начало полоса пониженных (—2 ÷ 3 мЭ) значений  $\Delta T_a$ , продолжающаяся севернее в под-

районе II-2 и окаймляющая с запада на значительном протяжении район III. Однозначная геологическая идентификация этих участков магнитного поля невозможна. Полоса б в II-1 отвечает в общих чертах выходам древних гнейсов колпаковского комплекса в Хангарском блоке (по Ю. А. Альбову и В. В. Жданову), т. е. соответствует зоне максимального метаморфизма. Однако в II-2 она же соответствует неогеновым впадинам (воямпольская и кавранская серии).

В субширотной полосе II-1а, в восточной ее половине, обнажены немагнитные породы колпаковского комплекса (Лунтосский блок по Ю. А. Альбову) и верхнемеловые (кихчикские) образования. Локальные максимумы связаны, здесь, по-видимому, с присутствием интрузивных и субвулканических тел габброидов и ультрабазитов, а возможно, и линз стратифицированных вулканитов основного состава. Ту же, природу, вероятно, имеют максимумы в блоках в, где они приурочены к участкам развития намагниченных вулканитов квахонской (нижний мел?) и андриановской (палеозой?) свит и комагматичных им интрузивов основного — ультраосновного состава.

Обращает на себя внимание тот факт, что полосы а, б и рисунок блоков в симметричны противоположащим им на востоке районам V, VI и VII (VII-2). Они описываются телескопически вложенными дугами все большего радиуса, огибающими ядро 2 района III. Из-за отсутствия глубинных данных это явление автором не интерпретируется.

Подрайон II-2 в междуречье Морощечная — Тигиль характеризуется присутствием в спокойном слабоотрицательном ( $-1 \div 0$  мЭ) поле  $\Delta T_a$  двух полос а с положительными ( $+1 \div 3$  мЭ) значениями поля. Они субпараллельны, изогнуты по дуге большого радиуса и расположены кулисообразно. Западная полоса соответствует неогеновому прогибу, заполненному осадками воямпольской и кавранской серий. Магнитны, по-видимому, верхи последней (если поле не наведенное), так как расположенная к северо-востоку мульда II-2а (Паланская впадина на схеме [3]), выполненная в основном воямпольскими породами, характеризуется уже отрицательным полем  $\Delta T_a$  ( $-2 \div 1$  мЭ).

Восточная полоса, наоборот, отмечает ось опосительных поднятий (Хайрюзовский антиклинорий на схеме [3]), сложенных палеогеновыми образованиями (тигельская серия), и отражает, по-видимому, магнитные слои в напанской свите. На мысе Утхолок это, вероятно, те же напанские породы, а на мысе Омгон — меловые (порфиритовая толща  $K_1$  и тальничская свита  $K_{1-2}$ , насыщенная здесь рвущими телами габбро и габбро-диабазов — по данным Д. А. Бабушкина). Выступы мела на других

участках II-2 либо немагнитны, либо отражены в магнитном поле мелкой мозаикой положительных ( $+1 \div 0$  мЭ) аномалий  $\Delta T_a$ , вероятно отмечающих присутствие интрузивных тел аналогичного состава (Тигильское поднятие на схеме [3]). При этом оси корреляции таких аномалий повторяют главный структурный рисунок.

Из изложенного видно, что разновозрастные образования в магнитном поле II-2 отражают один и тот же структурный план.

Подрайон II-3 в какой-то мере продолжает рисунок поля II-2, но на широте мыса Пенсепель, в заливе Шелехова, полосовой спокойный характер поля сменяется сначала областью преобладающего развития положительных значений  $\Delta T_a$ , а затем, в Рекинникской и Рекинникской губах, резко контрастным полосовым полем повышенной интенсивности (от  $-5 \div 3$  до  $+15 \div 5$  мЭ).

Район III, начинаясь на юге от Танальского блока, прослеживается на северо-восток через весь полуостров. На широте р. Воямполки районом IV он разделен на две ветви, из которых западная (подрайоны 4—6) уходит к Рекинникской губе, а восточная (подрайоны 7, 8) — к заливу Уала. В целом район характеризуется полем положительных значений  $\Delta T_a$ . На схеме [3] он в общих чертах отвечает Центрально-Камчатскому вулканическому поясу (кроме подрайонов III-5, 6, принадлежащих Западно-Камчатскому вулканическому поясу).

Характерная черта магнитного поля района — кольцевая мозаика, возникающая из сочетания локальных (12—20 км в поперечнике) максимумов разной интенсивности (от  $+1 \div 5$  до  $+15 \div 20$  мЭ) и незакономерных вкрапленных полос и пятен отрицательных (до  $-3$  мЭ) аномалий.

Подрайон III-1 характеризуется положительными значениями  $\Delta T_a$  небольшой (до  $+1 \div 0$  мЭ) интенсивности; локальные, также положительные ( $+3 \div 1$  мЭ) аномалии ориентированы параллельно его контурам. Восточный контур примыкает к южной границе Центрально-Камчатской депрессии, западный — точно отбивает границу Срединного массива (AR — PR) и вулканогенно-кремнистых фаций позднего мела. Последние на Камчатке обычно немагнитны, однако граница массива трассирована на всем протяжении телами габбро-гипербазитовой формации разного возраста, что, очевидно, и нашло отражение в поле  $\Delta T_a$ .

Возможен и другой вариант интерпретации, по которому клин III-1, полоса II-1а и блоки II-1в составляют единое целое с районом VI и окаймляют с юга район III (см. выше).

В междуречье Ича — Тигиль обособляется крупная кольцевая аномалия III-2 диаметром 130—150 км. На существующих тектонических

схемах она не отражена. В то же время как морфоструктура крупного ранга она была замечена сразу же с появлением мелкомасштабных космических снимков (КС) серии «Метеор» (Б. В. Ежов и А. А. Ищенко, В. В. Оточкин, А. Б. Исаков — устные сообщения). Диаметр морфоструктуры по внутреннему малому кольцу составляет около 150 км, а по внешнему в разных вариантах рисовки достигает 300—500 км. По мнению автора, наиболее вероятен диаметр 300 км — он отчетливо виден на КС, запечатлен в элементах рельефа на топокартах и в особенностях геологического строения. Из КС также видно, что структура несет в себе все признаки вихревой (ядро, системы кольцевых кулис, веерообразный рисунок тектонических линий внешних зон). Вихревая структура в магнитном поле отражения почти не находит, однако кольцевая видна отчетливо. По-видимому, это не столь уж частый случай хорошей корреляции космической и аэромагнитной съемки.

Подрайон III-2 (внутреннее кольцо) фиксирует контур центральной опущенной части структуры. Кроме небольших блоков в южной ее части, в которых обнажены верхнеолигоцен-миоценовые образования анавгайской серии, вся эта площадь с поверхности сложена четвертичными вулканитами и грубой молассой в депрессиях между плейстоцен-голоценовыми вулканическими аппаратами. Лишь в глубоких эрозионных врезам обнажены верхнемиоцен-плиоценовые отложения кавранской и алнейской серий. Перечисленные комплексы участвуют в строении отдельных ВТС диаметром 40—60 км, заложение которых большей частью приходится на начало алнейского времени. Они отражены в мозаике поля  $\Delta T_a$ , хотя и не столь отчетливо, как в геологических контурах [1]. Внешний контур подрайона III-2 на западе обрамлен выходами немагнитного палеогена (преимущественно снатольская свита) и выступами верхнемеловых (ирунейских) пород. Дугообразный изгиб подчеркнут виргацией осей крупных складок в палеоген-миоценовых отложениях. На востоке он граничит с Центрально-Камчатской депрессией.

Геологической характеристике структуры посвящена специальная статья В. В. Оточкина [5]. Отметим, что заложение ее приходится, по-видимому, на начало орогенеза (эоцен?) и связано со становлением островодужной системы Камчатки в целом. Устойчивостью инверсионного поднятия, вероятно, обусловлены расширение этой части полуострова и морфология его современного облика.

С северо-востока к подрайону III-2 примыкает подрайон III-3 с похожим рисунком поля  $\Delta T_a$ . Северная его часть замыкается по дуге того же радиуса, что и III-2, вся южная по-

ловина скрыта под последней. Геологическое строение этой площади такое же, как и большей части III-2.

Подрайон III-4 характеризуется появлением в спокойном положительном ( $+2 \div 0$  мЭ) поле довольно крупных локальных минимумов небольшой ( $-1 \div 0$  мЭ) интенсивности. Они овальные в плане, причем длинные оси овалов и оси корреляции их цепочек ориентированы по дугам, повторяющим на этом участке контур района. Идентифицировать аномалии трудно, так как площадь закрыта четвертичным чехлом.

Для подрайона III-5 характерна кольцевая мозаика поля  $\Delta T_a$ , типичная для ВТС средних (40—60 км) размеров в Западно-Камчатском вулканическом поясе. В подрайоне III-6 более типичны узкополосовые аномалии обоих знаков (от  $-3$  до  $+5$  мЭ), геологическая привязка которых неясна. По мнению автора, они отражают особенности строения мелового субстрата, обнажающегося западнее, в смежном районе IV (Лесновское поднятие на схеме [3]). Севернее они сменяются такой же кольцевой мозаикой, что и в III-5.

В подрайоне III-7 видно мозаичное поле, характерное для областей развития четвертичного вулканизма и неогеновых ВТС. Характерным для этой площади является близость мелового фундамента, иногда обнажающегося в поднятых блоках в центрах ВТС или между структурами (по данным С. Е. Апрелькова, Б. В. Ежова). Положительные полосовые аномалии умеренной интенсивности (до  $+3$  мЭ) могут наблюдаться в том случае, если, как и на севере (ватынские покровы), в фундаменте присутствуют тела габбро-гипербазитов.

Для подрайона III-8 характерно спокойное положительное ( $+3 \div 0$  мЭ) поле  $\Delta T_a$ , продолжающееся вплоть до района X, к которому оно причленяется севернее п-ова Говена. На тектонической схеме [3] эта полоса в промежутке Ильпинский полуостров — р. Вывенка отвечает юго-восточному крылу Вывенско-Ватынского антиклинория. Судя по характеру магнитного поля, весь подрайон III-8 связан со структурой антиклинория.

Отметим, что восточная ветвь района III целиком находится в зоне влияния Глубинного Камчатского разлома. Тот факт, что район состоит из двух зон, отражает возможное раздвоение здесь этого глубинного линеймента.

Район IV — узкая полоса отрицательного ( $-3-0$  до  $-5$  мЭ) поля  $\Delta T_a$  усложненной конфигурации, постепенно расширяющаяся на северо-восток в направлении Корякского нагорья. На стыке с последним она включает зону поднятий — Лесновский выступ и северо-западное крыло Вывенско-Ватынского антиклинория [3], а южнее перешейка — плиоцен-чет-

вертикальные депрессии. Последние являются барьером, западнее которого, вплоть до полосы III-5,6 (Западно-Камчатский вулканический пояс), четвертичных вулканов нет.

*Район V* — узкая, ярко выраженная полоса устойчивых минимумов  $\Delta T_a$  (до  $-5$ , обычно  $-3 \div 0$  мЭ), имеющая четкое северо-восточное простирание. В центральной и южной частях в долине Камчатки она соответствует Центрально-Камчатскому прогибу. У южного окончания полоса дугообразно изгибается, занимая низкоречь в междуречье Мал. и Бол. Кимитиных и юго-восточное подножие Козыревского хребта. На периферии области развития неоген-четвертичного вулканизма в V сохраняются отрицательные значения  $\Delta T_a$ , однако поле становится неустойчивым. Отметим, что участки насыщения ВТС субвулканическими интрузиями и эруптивные центры вулканических аппаратов располагаются не в V, а в районе III и приграничной зоне III—V. Тем не менее причина отрицательного поля южной части V не ясна. Вероятно, здесь продолжается палеогеновый прогиб, в котором вскрытая мощность кайнозойских осадков в рядом расположенной Долиновской скважине (в осевой части V) превышает 1700 м.

От бухт Карага и Оссора полоса V отклоняется по дуге в акваторию Карагинского залива, а затем занимает побережье, захватывая низины перешейков Ильпинского полуострова и п-ова Говен. По-видимому, на всем протяжении район V соответствует области кайнозойских погружений.

*Район VI* параллельно примыкает с востока к району V и представляет собой широкую полосу довольно интенсивных положительных (чаще  $+2-3$  до  $+10$  мЭ) значений  $\Delta T_a$ . Восточная его граница в точности соответствует положению границы раздела тектонических зон на схеме [3]: Корякско-Западно-Камчатской и Олюторско-Восточно-Камчатской.

На юге (VI-1), вплоть до Ключевской группы вулканов, преобладает спокойное поле с редкими небольшими изометричной формы локальными максимума (до  $+10$  мЭ). В самой южной части продольная ось VI-1 почти совпадает с осью максимальных погружений в Центрально-Камчатском прогибе, причем положительный знак поля сохраняется. По данным А. Н. Портнова (КМПВ и гравиметрия), подрыхлой толщей здесь картируются тела гипербазитов и вулканогенный мел, которые, вероятно, и обуславливают магнитные аномалии. По этим же данным, на широте с. Мильково (Кирганикский профиль КМПВ) в Камчатской депрессии фиксируется поперечное (широтное) поднятие мелового основания, приходящееся на зону причленения VI-1 к III-1. Граница последнего условия, т. к. определена только на

основе данных геокартирования и морфологии рельефа. Приведенный на рисунке вариант имеет лишь небольшое преимущество перед вариантом, когда для зоны VI-1 неизбежен широтный разворот структур мелового или еще более нижнего яруса (см. выше).

Площадь VI-2 приходится на Ключевскую группу вулканов и вулкан Шивелуч. Поле  $\Delta T_a$  во многом близко к изображению этого участка на КС. Ключевской группе вулканов отвечает кольцевой в плане максимум ( $+15$  мЭ и более) диаметром около 50 км, а в целом VI-2 рисуется в плане как овал размером  $65 \times 90$  км с вложенным в него Ключевским кольцом, смещенным к югу относительно центра овала.

Подрайон VI-3 — область положительных полюсовых аномалий с понижением интенсивности  $\Delta T_a$  (до  $+3 \div +1$  мЭ) в осевой части, ориентировка полюс — северо-восточная, совпадающая с простиранием района в целом. Подрайон соответствует прогибам либо впадинам палеогенового и несколько более позднего времени заложения (с ЮЗ на СЗ, по [3]): Центрально-Камчатскому, Литке, Корфской.

*Район VII* — область преобладающих отрицательных значений  $\Delta T_a$ , насыщенная мозаикой мелких аномалий обоих знаков в отдельных подрайонах. Сложность рисунка  $\Delta T_a$  отражает сложность геологического строения этой площади. На существующих тектонических схемах район совпадает с Восточно-Камчатским антиклинорием и является одним из фрагментов Восточно-Камчатской тектонической зоны (внешней складчатой дуги по Г. М. Власову), в которой неоген-четвертичные вулканы относятся к наложенному Восточно-Камчатскому вулканическому поясу.

Подрайон VII-1 занимает хр. Валагинский (Валагинский горст на схеме [3]). Это область монотонных слабоотрицательных ( $-1 \div 0$  до  $-3$  мЭ) значений  $\Delta T_a$  с редкими локальными аномалиями положительного знака ( $0 + 1 \div +2$  мЭ). Хребет сложен зеленокаменно-измененными вулканитами мелового возраста ( $K_{1-2}$ , валагинская серия), подстилаемыми терригенным флишем ( $J_3-K_1$ , вахвинская свита). На юге выделяется относительно крупная (40 км в диаметре) локальная положительная (до  $+3$  мЭ) аномалия над Корниловской купольной структурой неогенового возраста.

С юга к VII-1 примыкает полоса VII-2, совпадающая с вулканической кордильерой Восточного хребта; на общем фоне пониженных (до  $-3$  мЭ) значений  $\Delta T_a$  вулканы выделяются изометричными максимумами значительной интенсивности ( $+3 \div +10$  мЭ и более). Нередко они окружены узкими полосами либо цепочками локальных минимумов, подчёркивающих проседание отдельных вулканов или вулканических массивов. Последние, в свою

очередь, формируют выстроенные по дугам цепи более крупного порядка.

В западной части VII-2, у стыка его с III-1, выделяется блок *a* с положительными значениями (+2 до 3 мЭ)  $\Delta T_a$ , отвечающий Гаванскому интрузивному массиву (нижний миоцен). В районе Кроноцкого полуострова на примыкающем к побережью участке *b* мозаика VII-2 сменяется близким к нулевому ( $-1 \div 0$  мЭ) спокойным полем  $\Delta T_a$ , фиксируя прогиб, заполненный миоцен-плиоценовыми осадками (тундровая, чажминская, ольховая свиты).

На юге, по линии п-ов Шипунский — среднее течение Кавычи, полоса VII-2 расклинена подрайоном VII-3 положительного поля  $\Delta T_a$  со сложной внутренней мозаикой. В северной части клина VII-3 расположено кольцо VII-1а. Интенсивность поля здесь нарастает по направлению к Шипунскому полуострову:  $+1 \div 3$  мЭ в VII-1а,  $+3 \div 5$  мЭ в средней части клина и  $+5 \div 10$  мЭ у южного его окончания. В целом поле VII-3 служит как бы продолжением района VIII и, вероятнее всего, связано с палеогеновой (мел?-палеогеновой) предостроводужной формацией Восточной Камчатки (кремнисто-карбонатный флиш вахильской и ветловской свит).

В подрайоне VII-4 общий отрицательный ( $-2 \div 0$  мЭ) фон поля  $\Delta T_a$  разнообразят дуговые цепочки мелких локальных минимумов ( $-3$  мЭ) и максимумов ( $+3 \div 0$  мЭ), отмечающих довольно крупные ВТС: Тимоновскую (*b*) и Китхойско-Налычевскую (*e*). Положительной аномалией сопровождается и центральная часть Ганальского массива (*a*). Наиболее крупные размеры имеет очерченный с юга полудугой сектор *e*, отвечающий Корякско-Авачинской группе вулканов. Южнее, на акватории Авачинского залива (VII-5), фиксируется повышение интенсивности отрицательного поля  $\Delta T_a$ , которое в локальном минимуме к юго-востоку от Авачинской бухты достигает  $-3$  мЭ. Геологическая привязка здесь затруднительна, однако на дне залива можно предполагать породы валагинской серии (К).

Напротив п-ова Камчатский Мыс резко, по широтной границе, подрайон VII-2 сменяется областью VII-6 узкополосовых контрастных аномалий обоого знака (от  $-5 \div 3$  до  $+5 \div 3$  мЭ), которой соответствует хр. Кумроч с надвиговыми дислокациями в мел-палеогеновых толщах (Кумрочский горст на схеме [3]). Примечательно, что здесь картируются лишь ветловский кремнисто-карбонатный мел и терригенные палеоген-неогеновые толщи в зоне надвига Гречишкина (станиславская и дроздовская свиты, богачевская серия), а типично офиолитовый разрез с гипербазитами находится в полосе VI-3.

Район VIII характеризуется положительным полем  $\Delta T_a$  и отвечает в общих чертах так называемой зоне Восточных полуостровов (по Г. М. Власову). Сами полуострова в магнитном поле выражены очень четкими дугами или фрагментами дуг с кольцевой (Шипунский, VIII-1; Кроноцкий, VIII-3) либо полосовой, изогнутой параллельно внешним контурам (п-ов Камчатский Мыс, VIII-4), внутренней мозаикой. Последняя весьма контрастна, интенсивность  $\Delta T_a$  здесь резко повышена (от  $-3$ , даже  $-5$  до  $+3 \div 10$  мЭ), в то время как общий фон поля составляет обычно  $0 + 2$  мЭ. В этих трех подрайонах кольцевые структуры (вероятно, ВТС) находятся только в полях развития вулканогенного палеогена (шипунская и жупановская свиты в VIII-1, козловская на Кроноцком и бекешская на Усть-Камчатском полуостровах). Окружающее их относительно спокойное поле во внутренних частях, прилегающих к району VII (Восточно-Камчатский прогиб на схеме [3]), отвечает, по-видимому, олигоцен-миоценовым вулканотерригенным («вулканомиктовым») типично островодужным комплексам обрамления, кроме, возможно, подрайона VIII-2 с (?) вахильским мел-палеогеном (см. выше). Внешние же, ближние к океану, районы сложены, вероятно, верхнемеловыми комплексами (смагинская и пикежская, кубовская и вахильская свиты). Здесь повышенной интенсивностью (до  $+10$  мЭ) и узкополосовым характером поля  $\Delta T_a$  выделяется полоса VIII-5, обрамляющая с востока Кроноцкий полуостров и протягивающаяся под уровнем моря к отрогам Кумрочского хребта. Можно полагать, что эта область насыщена меловыми габбро-гипербазитовыми толщами, аналогичными обнажающимся в прибрежной полосе Кроноцкого полуострова и на п-ове Камчатский Мыс.

Район IX — слабо отрицательное спокойное поле  $\Delta T_a$  ( $-1 \div 0$  до  $-3$ , на севере до  $-5$  мЭ), занимающее акваторию Тихого океана и Берингова моря. На п-ове Говен полосе IX отвечают туфогенно-кремнистые образования сенонского возраста, а на о. Карагинском в районе IX закартированы терригенные палеогеновые отложения.

Севернее IX, в районе Олюторского полуострова, четко выделяется сложнопостроенное поле  $\Delta T_a$  района X. Основу его составляет резко контрастная изометричная мозаика локальных аномалий обоих знаков, принадлежащая, по-видимому, крупной кольцевой структуре (Олюторской) около 300 км в диаметре.

На основании проведенного анализа следуют выводы.

1. Главная особенность аномального магнитного поля Камчатки — северо-восточное (курило-камчатское) простираение аномальных райо-



нов и соответствие последних элементам геологического строения и структурного плана полуострова. Линейный характер поля резко меняется в южной его части. Южный блок Камчатского полуострова принадлежит, вероятно, тектонической системе Курил.

2. Наблюдается тесная корреляция элементов поля  $\Delta T_a$  с теми элементами структурного плана полуострова, в которых важную роль играют палеогеновые (эоценовые, возможно, палеоцен-эоценовые) образования островодужной стадии развития региона.

3. В поле  $\Delta T_a$  отражены кольцевые структуры разного ранга, из которых наиболее крупные достигают в диаметре 300 км (Южно-Камчатская, Центрально-Камчатская, Олоторская). Кольца более высокого порядка (150 км в диаметре) фиксируются в Центральной Камчатке (III-2, 3). Кольцевые структуры Восточных полуостровов — Усть-Камчатская и Кроноцкая — имеют диаметр около 100 км. Довольно многочисленны кольца размером 50 км и меньше. По мнению автора, намеченный устойчивый порядок в размерности кольцевых структур отвечает реальным геологическим объектам и генетически обусловлен энергетическими классами процессов их конструирования при эндогенных преобразованиях разной глубинности.

4. В центральной части полуострова в поле  $\Delta T_a$  намечены элементы симметрии относительно района III. Таковы пары: V и II-26, VI и II-2а. В то же время отчетливо проявлена тенденция к огибанию и окаймлению «ядра»

III-2, 3, так как участки поля II-1в и II-1а, разделенные клином III-1, выглядят естественным продолжением полос VI и VII-2 соответственно, а сегмент II-1б, возможно, является аналогом VII-1.

5. Анализ аэромагнитных данных и сравнение их с геологическими результатами показывают, что возможности поля  $\Delta T_a$  с целью использования их для структурных обобщений далеко не исчерпаны.

6. Сквозные северо-западные линеаменты в поле  $\Delta T_a$  не проявлены.

7. Северо-западные тектонические нарушения крупного масштаба видны на космических снимках (юг Камчатки, система Шипунских разрывов, Кроноцкий и Усть-Камчатский линеаменты). На среднемасштабных КС они выглядят как системы молодых, секущих рельеф и геологические границы субвертикальных трещин: нарушения подчеркнуты гидросетью и иногда линией побережья (юг Шипуна). На мелкомасштабных КС (серия «Метеор») они отсутствуют, а их фрагменты трансформируются в дуги крупного радиуса, меняя простирания на широтные, затем отклоняясь к юго-западу либо к северо-востоку. Таким образом, северо-западные разломы являются самыми молодыми. Они начали формироваться примерно в плиоцене и продолжают свое развитие в настоящее время. Возможно, это сколовые деформации, связанные с Курило-Камчатским желобом и Глубинным Камчатским разломом.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Апрелков С. Е., Ежов Б. В., Харченко Ю. И.* Вулкано-тектонические структуры и оруденение Центральной Камчатки. — Геол. рудных месторождений, 1977, № 3.
2. *Геология СССР*. Т. 3. Ч. 1. — М.: Недра, 1964.
3. *Лебедев М. М., Апрелков С. Е. и др.* Системы островных дуг Корьякско-Камчатской складчатой области. — Вулканология и сейсмология, 1979, № 5.
4. *Мараханов В. И., Поганьев С. В.* Структурное районирование Камчатской тектонической области. — М.: Наука, 1981.
5. *Оточкин В. В.* Структурные особенности Центрально-Камчатского обращенного мегасвода. — В кн.: Глубинное строение концентрических морфоструктур Дальнего Востока. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982.

ИГО Камчатгеология  
Петропавловск-Камчатский

Поступила в редакцию  
17 июня 1983 г.

УДК 552.31 : 552(571.65)

В. Ф. Белый, Ю. И. Федоришин

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГРАНИТОИДНОМ МАГМАТИЗМЕ П-ОВА КОНИ, ПРЕДШЕСТВОВАВШЕМ ФОРМИРОВАНИЮ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

В береговых обнажениях п-ова Кони обнаружены трондьемиты и розовые микропегматитовые граниты, слагающие массив Ближний. Дано описание геологического положения, строения и особенностей вещественного состава массива Ближнего, прорывающих его гранодиоритов и кварцевых диоритов массива Кирас,

Во внутренней зоне ОЧВП, в бассейнах рек Анадыря и Пенжины, на полуостровах Тайгонос и Пьягина, в основании разрезов слагающих ОЧВП субаэральных вулканических накоплений известны альбские туфоконгломераты с обильной галькой разнообразных гранитоидов [4, 2]. Предполагается, что они являются продуктами размыва интрузивов, связанных с формированием Тайгоносской андезитовой геосинклинали, структуры которой слагают основание внутренней зоны ОЧВП [2]. Однако достоверных наблюдений подвергавшихся размыву массивов не было.

В Северном Приохотье уже в первые годы систематических геологических исследований отмечались выходы интрузивных пород, образование которых могло предшествовать формированию субаэральных вулканических накоплений Охотско-Чукотского пояса. Наиболее известными из них являются трондьемиты мыса Ольского, обнаруженные в пределах Магаданского батолита (рис. 1, врезка), которые, по мнению одних исследователей, являются фрагментами домеловых интрузивов [3—5], других — метасоматическими образованиями по гранитоидам Охотско-Чукотского пояса [4, 6].

В последние годы при проведении средних и крупномасштабных геологических съемок на п-ове Кони обнаружено несколько выходов гранитоидных тел, возраст которых, по геологическим данным, является доальбским. Один из наиболее характерных примеров таких гранитоидов наблюдался авторами на побережье залива Забияка, непосредственно к западу от массива Кирас (см. рис. 1), сложенного кварцевыми диоритами и гранодиоритами — типичны-

связанного с формированием Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП). Доказывается принадлежность массива Ближнего к интрузивным образованиям Тайгоносской андезитовой геосинклинали, предшествовавшим формированию ОЧВП.

ми интрузивными породами внутренней зоны ОЧВП.

Первые сведения о геологии и петрографии массива Кирас имеются в работах А. М. Демина (1949—1950 гг.) и В. Ф. Карпичева (1967 г.), согласно которым в составе массива различаются породы двух фаз: ранней — габбро и габбро-нориты и поздней — кварцевые диориты и гранодиориты. Ни один из исследователей не отмечал своеобразных лейкократовых розовых гранитов, примыкающих непосредственно к западной части кварцевых диоритов массива Кирас и образующих самостоятельное тело размером  $1,5 \times 1,5$  км. По руч. Ближнему, впадающему в залив Забияка у западной границы выхода лейкократовых гранитов, этот массив будет именоваться Ближним.

Массив Ближний (см. рис. 1) внедрен в вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования поздне триасового и в существенно осадочные отложения раннеюрского возраста. Он сложен преимущественно светлорозовыми лейкократовыми микропегматитовыми гранитами с подчиненным количеством светло-серых трондьемитов. Западный край массива представляется в виде фрагмента ксенолитов вмещающих пород преимущественно плитообразной формы, сложенных в разной степени переработанными базальтами и андезитобазальтами. Ориентировка плит обычно близкoпараллельна контакту. Вмещающие вулканогенные породы и их ксенолиты приобретают гранобластовую структуру, связанную с образованием биотита, кварца, актинолита и уралаита. По мере удаления от контакта закономер-

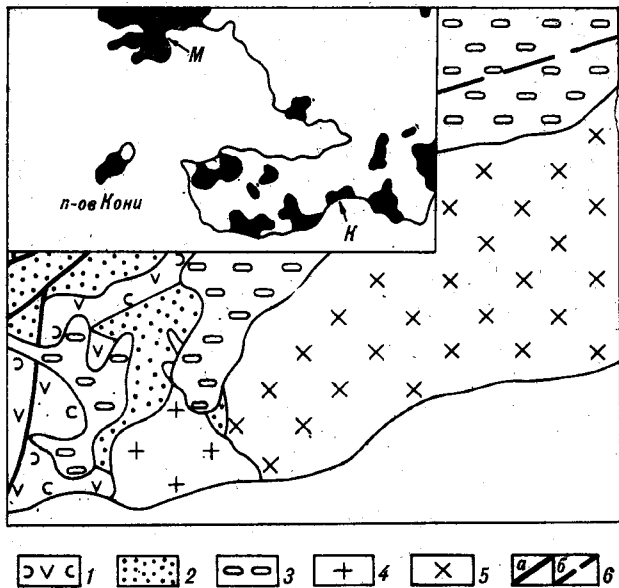


Рис. 1. Западная часть массива Кирас. На врезке показаны основные выходы гранитоидов на п-ове Кони и в сопредельных районах (К — массив Кирас; М — Магаданский батолит).

1 — позднетриасовые вулканогенные образования; 2 — раннеюрские существенно осадочные отложения; 3 — рыхлые кайнозойские образования; 4 — тронджемиты и розовые граниты массива Ближнего; 5 — кварцевые диориты и гранодиориты массива Кирас; 6 — разрывные нарушения: а — установленные, б — предполагаемые.

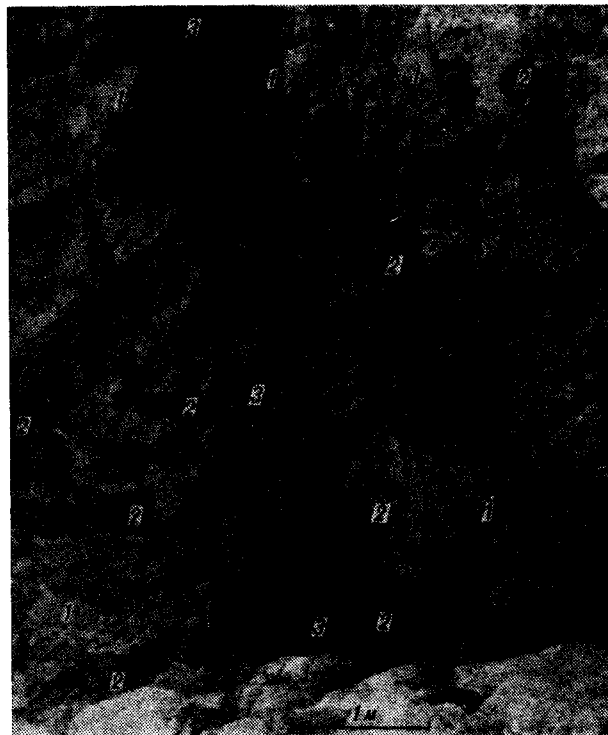


Рис. 2. Обнажение розовых гранитов массива Ближнего (1), содержащих многочисленные ксенолиты в разной степени переработанных базальтов и андезитобазальтов (2), которые секутся дайкой андезитобазальтов (3).

ная ориентировка ксенолитов исчезает. Во внутренней части массива ксенолитов становится меньше, но присутствуют они постоянно и подвергнуты более сильной переработке.

Розовые граниты, тронджемиты и заключенные в них ксенолиты вулканогенных пород секутся многочисленными дайками базальтов и андезитобазальтов (рис. 2). Дайки имеют мощность от нескольких сантиметров до нескольких метров. Форма их бывает довольно сложной, иногда они переходят в жилы причудливых очертаний. В зальбандах даек всегда прослеживается узкая, почти лишенная вкрапленников, слабодевитрифицированная зона закалки. Дайки в большинстве своем, по-видимому, являются подводящими каналами вулканических накоплений ОЧВП.

Тронджемиты в составе массива Ближнего встречаются эпизодически, преимущественно в его западной части, на участках, изобилующих ксенолитами вмещающих пород. Они имеют светло-серый цвет, гипидиоморфнозернистую структуру, состоят из слабосоосюритизированного плагиоклаза (№ 30—35; 65%), кварца (32—35%), темноцветных минералов (0—3%), замещенных хлоритом и вторичным магнетитом.

Границы тронджемитов и гранитов, как правило, нечеткие. Возможно, между собой они связаны постепенными переходами; не исклю-

чено, что тронджемиты как несколько более ранние образования ассимилируются гранитами.

Граниты имеют розовый цвет, массивную текстуру и порфировидную структуру, обусловленную редкими сравнительно крупными (до 5 мм) выделениями плагиоклаза и голубовато-серого кварца. В эндоконтактной зоне количество порфировидных выделений достигает 20—30%. Основная масса гранитов имеет гипидиоморфнозернистую и микропегматитовую структуру.

Минеральный состав гранитов (среднее по подсчетам в пяти шлифах): плагиоклаз (№ 26—30; 35,0%), калишпат (30,5%), кварц (34,0%), биотит (?; 2,5%), магнетит (до 1%). Отмечаются единичные зерна пиркона. Выделения плагиоклаза характеризуются достаточно высокой степенью идиоморфизма. По периферии его кристаллов нередко образуется каемка калишпата. В редких случаях калишпат реакционно замещает плагиоклаз. Обычно по плагиоклазу образуются серицит, хлорит, эпидот. Кварц и калишпат ксеноморфны по отношению к плагиоклазу, нередко находятся в форме микропегматитовых сростаний. Калишпат всегда в значительной степени пелитизирован.

В шлифах обычно наблюдаются замещения темноцветного минерала зеленым волокнистым

Таблица 1

## Химический состав (%) изверженных пород массивов Ближнего и Кирас

Оксид	1	2	3	4	5	6	7
	A-2	A-4	5937-A	A-11	1036-1	1037-1	A-11-2
SiO <sub>2</sub>	72,55	73,18	73,53	73,73	64,47	64,31	61,76
TiO <sub>2</sub>	0,43	0,37	0,33	0,40	0,66	0,66	0,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,26	13,83	13,43	13,69	16,61	16,20	16,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,47	2,26	3,16	1,43	2,07	2,42	2,32
FeO	—	—	—	1,31	3,29	3,89	4,82
MnO	0,11	0,09	0,08	0,06	0,10	0,09	0,11
MgO	0,60	0,79	0,43	0,77	2,41	2,33	2,95
CaO	1,72	1,55	1,79	0,98	4,54	4,42	5,72
Na <sub>2</sub> O	5,71	3,76	2,93	4,05	3,65	3,54	3,20
K <sub>2</sub> O	1,15	4,17	4,32	3,58	2,20	2,15	1,73

Примечание. Массив Ближний: 1 — трондьемит, 2—4 — граниты; массив Кирас: 5, 6 — гранодиориты, 7 — кварцевый диорит. Анализы 1—3 выполнены в СВКНИИ на приборе APL-72000 РСФ методом (содержание железа приведено к Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), 4—7 — в химлаборатории ЦГЭ СВНГО.

хлоритом с мелкими выделениями магнетита, которые по форме в большинстве случаев напоминают листочки биотита. Отмечаются единичные ромбовидные псевдоморфозы аналогичного состава, возможно, по амфиболу.

Среди розовых гранитов имеются дайки почти красных лейкократовых калиевых гранитов или граносиенитов. Как и вмещающие их розовые граниты, эти дайки секутся дайками базальтов.

Общей особенностью всех изверженных пород массива Ближнего является эпидотизация и хлоритизация, ясно наблюдаемые непосредственно в обнажениях и штуфах.

Химический состав трондьемитов и гранитов (табл. 1, № 1—4) находится в четком соответствии с их минеральным составом. Из сравнения анализов следует, что это лейкократовые умеренно глиноземистые изверженные породы, не имеющие значимых различий в содержании железа, магния и кальция. Четкое отличие между ними прослеживается лишь по содержанию натрия и калия.

Массив Кирас является характерным представителем интрузивов охотского комплекса, в понимании Е. К. Устиева [5], образование которых связано с развитием ОЧВП. Габбро и габбро-нориты ранней фазы внедрения известны лишь в восточной части массива. В основном же он сложен кварцевыми диоритами и гранодиоритами второй, главной, фазы внедрения. Как правило, первые тяготеют к периферическим, гранодиориты — к внутренним частям массива. Среди гранодиоритов отмечаются небольшие по площади участки кварцевых монцодиоритов, с которыми они связаны постепенными переходами. Самыми поздними образованиями в массиве Кирас являются редкие дайки аплитовидных гранитов.

Кварцевые диориты и гранодиориты имеют серый и светло-серый цвет и в отличие от гранитов массива Ближнего свежий облик. В них встречаются редкие изометричные, оплавленные, сильноперекристаллизованные ксенолиты базальтов; совершенно нет даек базальтов, которые столь многочисленны в массиве Ближнем.

Преобладающие по объему гранодиориты внутренней части массива Кирас — среднезернистые породы с массивной текстурой и гипидиоморфнозернистой, участками монцонитовой структурой. Среди них имеются роговообманковые и пироксеновые разности, которые устанавливаются лишь при микроскопическом изучении (табл. 2, № 1, 2; см. также табл. 1, № 5 и 6 соответственно). Плаггиоклаз гранодиоритов — андезин № 40—43, калишпат — относится к анортотоклазу или промежуточному ортоклазу.

Кварцевые диориты из эндоконтактной зоны западной части массива Кирас (рядом с гранитами массива Ближнего) имеют неравномерном-зернистую, до порфириовидной, структуру; отмечаются участки с пойкилитовой структурой. По сравнению с гранодиоритами (см. табл. 2) они более лейкократовые, но вместе с тем содержат значительно меньше кварца и калишпата. Количество же плаггиоклаза (№ 49—53) составляет в них более 70% поверхности шлифа. Плаггиоклаз обычно зональный, ядра кристаллов, как правило, сильно серицитизированы. Химический состав кварцевых диоритов приведен в табл. 1, № 7.

Контакт кварцевых диоритов с гранитами массива Ближнего, наблюдавшийся в береговых обнажениях (рис. 3), пред-

Таблица 2

## Минеральный состав (%) гранодиоритов и кварцевых диоритов массива Кирас

Минерал	1	2	3	4
	1036-1	1037-1	A-11-2(1)	A-11-2(2)
Кварц	20,0	19,4	11,0	11,0
Плаггиоклаз	44,6	43,2	73,7	71,7
Калишпат	16,7	21,8	4,0	5,0
Биотит	0,2	0,2	1,2	2,5
Роговая обманка	15,6	0,6	8,5	8,0
Клинопироксен	0,9	8,8	+	+
Ортопироксен	—	4,4	—	+
Магнетит	2,0	1,6	1,6	1,8
Циркон	—	—	+	+
Апатит	—	+	—	—

Примечание. Гранодиориты внутренней части массива — 1, 2; кварцевые диориты эндоконтактной зоны западной части массива — 3, 4.

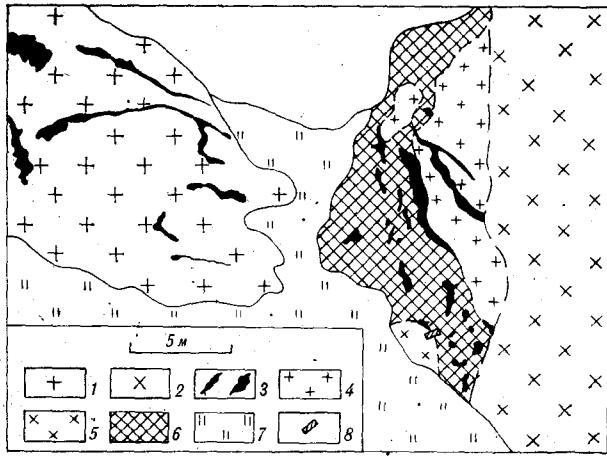


Рис. 3. Зона контакта гранитов массива Ближнего и кварцевых диоритов массива Кирас (рисунок сделан по фотографии).

1 — розовые граниты массива Ближнего; 2 — серые неравномерно-зернистые кварцевые диориты массива Кирас; 3 — ксенолиты и дайки базальтов и андезитобазальтов; 4 — блоки розовых гранитов, относительно слабо переработанные; 5 — загрязненная эндоконтактная часть серых кварцевых диоритов; 6 — зона гибридизации и скарнирования; 7 — осыпи; 8 — участок детальных наблюдений.

ставляет собой зону гибридных пород и загрязненных кварцевых диоритов с ксенолитами розовых гранитов, которая имеет ширину не менее 10 м. Изучение контактовой зоны сильно усложнено тем, что вдоль нее проходит один из многочисленных на п-ове Кони новейших разломов.

Гибридные породы отличаются пятнистой розовато-серой окраской, местами в них можно различить блоки, принадлежавшие розовым гранитам, постоянно присутствуют фрагменты ксенолитов и даек базитов, обычных в массиве Ближнем.

Нередко в пределах контактной зоны различаются глыбы относительно слабо переработанных розовых гранитов. При этом заключенные в них базиты (ксенолиты и дайки?) иногда прослеживаются в участках гибридизации.

Значительно реже в контактовой зоне различаются относительно слабо загрязненные порфиридные серые кварцевые диориты. Иногда удается проследить переход от них к ксенолитам розовых гранитов (рис. 4). Загрязненные кварцевые диориты (см. рис. 4, 2) помимо резкой порфиридности характеризуются большим непостоянством минерального состава и структуры. Зона гибридизации кварцевого диорита отличается общим увеличением количества кварца и калишпата. Здесь начинают достаточно отчетливо обозначаться реликты розовых гранитов, часто встречаются оплавленные ксенолиты базитов (см. рис. 4,

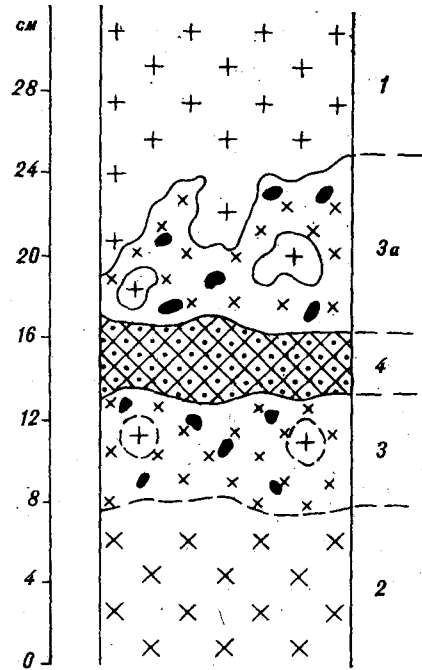


Рис. 4. Участок контакта (см. рис. 3) относительно слабопереработанного розового гранита (1) и загрязненного кварцевого диорита (2); 3 — гибридные породы с почти полностью растворенными ксенолитами гранита, 3а — то же, с достаточно определенно различимыми ксенолитами гранита (черное — оплавленные, перекристаллизованные обломки базитов); 4 — скарп.

3, 3а). Примерно в средней части зоны гибридных пород прослежены (на протяжении нескольких метров по простиранию) прерывистые линзовидные тела диопсид-волластонитового скарна (см. рис. 4, 4). Строение последнего сложное. В нем наблюдаются узкие мономинеральные и биминеральные зоны, чередующиеся между собой без какой-либо закономерности.

Трондьемиты и розовые каликатровые и калиевые граниты массива Ближнего представляют собой первые достоверно установленные в пределах внутренней зоны ОЧВП интрузивные образования, внедрение которых предшествовало формированию вулканогенного пояса и, вероятно, было связано с заключительным этапом развития Тайгоносской андезитовой геосинклинали.

Гальки аналогичных розовых гранитов неоднократно наблюдались в основании разреза вулканических накоплений внутренней зоны ОЧВП, в бассейнах рек Пенжины и Анадыря. Некоторые исследователи были склонны видеть в них продукты размыва гранитов Омолонского массива и Верхояно-Чукотских мезозойд. Однако теперь представляется более правильным искать источники их непосредственно в пределах внутренней зоны ОЧВП.

Выявление калиевых гранитов в структурах Тайгоносской андезитовой геосинклинали является еще одним свидетельством тому, что

эта структура прошла полный самостоятельный цикл развития до начала формирования ОЧВП.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Белый В. Ф.* Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— М.: Наука, 1977.
2. *Белый В. Ф.* Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— М.: Наука, 1978.
3. *Васьковский А. П., Демин А. М. и др.* Домеловые трондьемиты мыса Ольского.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 3. Магадан: Кн. изд-во, 1948.
4. *Геология СССР.* Т. 30. Кн. 2. М.: Недра, 1970.
5. *Устиев Е. К.* Мезозойский и кайнозойский магматизм Северо-Востока СССР.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 4. Магадан: Кн. изд-во, 1949.
6. *Юдин С. С.* Еще раз о трондьемитах мыса Ольского.— Там же, Вып. 17, 1964.

СВКНИИ ДВНЦ АН СССР  
Магадан

Поступила в редакцию  
15 июня 1984 г.

Ю. Ю. Воробьев

ТРИАСОВО-ЮРСКИЙ ВУЛКАНИЗМ П-ОВА КОНИ

(Северо-Восток СССР)

Рассмотрено строение и состав триасово-юрских геосинклинальных образований, слагающих основание внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Они разделены на два комплекса, которым соответствуют определенные этапы развития вулканизма. Последний носил пульсирующий характер, что обусловило ритмичное строение геосинклинальных толщ, выражающееся в чередовании вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных формаций. В триасе — ранней юре продукты вулканизма накапливались в мелководных условиях; в средней юре вулканическая деятельность резко усилилась, накопление вулканитов происходило часто в субаэральных условиях. Вулканиты п-ова Кони по своим петрохимическим свойствам соответствуют породам высокоглиноземистых серий островных дуг.

В триасе — ранней юре продукты вулканизма накапливались в мелководных условиях; в средней юре вулканическая деятельность резко усилилась, накопление вулканитов происходило часто в субаэральных условиях. Вулканиты п-ова Кони по своим петрохимическим свойствам соответствуют породам высокоглиноземистых серий островных дуг.

На полуостровах Кони и Пьягина обнажены мощные толщи триасово-юрских вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород (рис. 1), которые В. Ф. Белый [1, 2] отнес к Тайгоносской андезитовой геосинклинали, сопоставляемой с Арауканской зоной Анд Южной Америки. Толщи слагают основание внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Они обнажены в сводовых частях крупных поднятий, прорванных многочисленными интрузивами позднемезозойских гранитоидов и содержащих перспективное медно-молибденовое оруде-

нение порфиорового типа. До последнего времени строение нижнесреднемезозойских образований Тайгоносской геосинклинали и история вулканической деятельности оставались в числе наименее изученных на Северо-Востоке СССР.

Крупномасштабные геологические съемки на п-ове Кони, в которых автор принимал участие на протяжении ряда лет, позволили существенно уточнить и детализировать данные о стратиграфии [4] и особенностях вулканизма этого района.

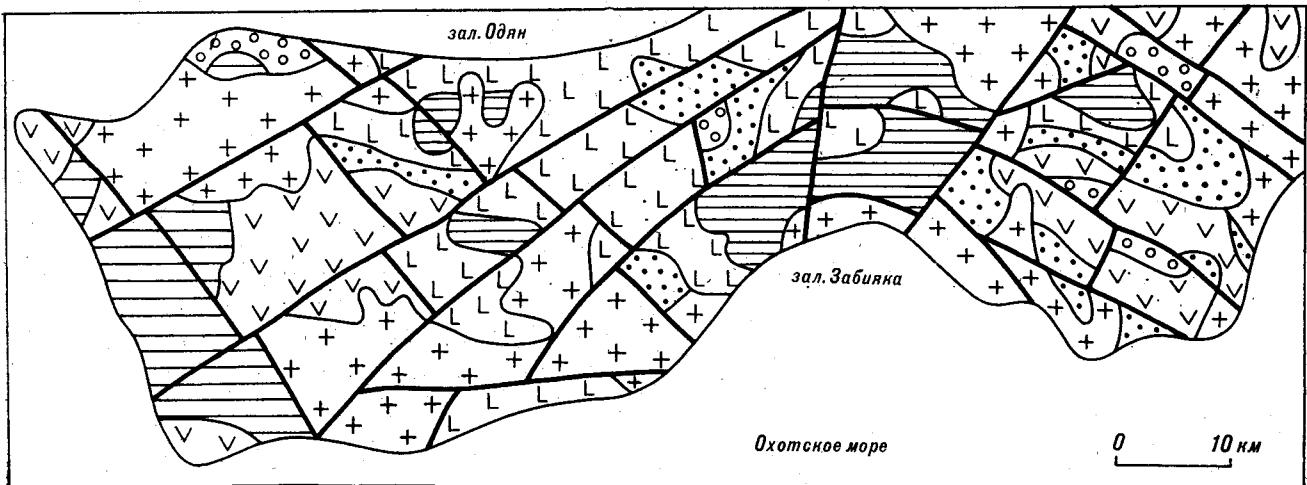


Рис. 1. Схема геологического строения п-ова Кони.

1 — нижний комплекс (норийско-раннеааленский); 2—5 — верхний комплекс (ааленско-верхнеюрский): 2 — одынская свита, 3 — байос-нижнебатские отложения, 4 — лабиринтовская толща, 5 — умаринская иганджинской и свиты; 6 — раннемеловые отложения орогенного комплекса; 7 — меловые интрузивные образования; 8 — основные разломы.

возраст	разрез	ритм	
$J_3 iq$		V	
$J_2 um$			
$J_2 l$			
$J_2 bj-bt_1$			IV
$J_2 od$			
$J_2 as$		III	
$J_1 t$		II	
$J_1 p$			
$J_1 h-s$			
$T_3 n-r$		I	

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5

Рис. 2. Ритмичность среднемезойских геосинклинальных отложений.

1 — базальты; 2 — андезитобазальты; 3 — туфы среднего и кислого состава; 4 — туфогенно-осадочные породы; 5 — осадочные породы.

Обнажающиеся на п-ове Кони верхнетриасовые и юрские образования общей мощностью 6—7 км делятся на два крупных комплекса, соответствующих норийско-раннеааленскому и среднепозднеюрскому этапам развития рассматриваемого района.

Нижний комплекс сложен преимущественно вулканогенно-осадочными толщами мощностью 2,2—2,4 км, в строении верхнего существенную роль играют вулканогенные породы. Характер распределения вулканогенных и осадочных пород в разрезе верхнего комплекса, мощность которого меняется от 3,5 до 5,5 км, позволяет говорить о существовании внутри него двух крупных трехчленных ритмов, соответствующих двум циклам вулканизма и последующего терригенного осадконакопления (рис. 2). Начало каждого цикла характеризовалось повышенной

активностью магматизма, что отражено резким увеличением содержания в нижней части каждого ритма вулканогенных пород. Постепенное ослабление вулканизма приводило к накоплению туфогенно-осадочных образований, слагающих средние части ритмов; завершаются разрезы ритмов толщами мелкообломочных терригенных отложений.

Выявленные особенности ритмичного строения верхнего комплекса позволили с аналогичных позиций проанализировать строение нижнего комплекса. В его составе с некоторой долей условности можно различать три ритма, ни один из которых, однако, не выражен столь полно, как ритмы верхнего комплекса.

## ВЕРХНЕТРИАСОВЫЙ НИЖНЕААЛЕНСКИЙ КОМПЛЕКС

*Первый ритм.* Наиболее древние отложения п-ова Кони датируются норийской фауной. Они представлены черными песчаниками и алевролитами, подошва которых не вскрыта. Выше залегает толща (около 400 м) туфов основного и среднего состава, чередующихся с туффитами, туфопесчаниками, алевролитами, содержащая норийско-рэтскую фауну. Для них характерна грубая ритмичная слоистость, зеленоватосерая и голубовато-зеленая окраска пород. Туфы, от пепловых до крупнообломочных псефитовых, сложены обломками преимущественно андезитов и базальтов с вкрапленниками плагиоклаза и пироксена; присутствуют также лабрадор, вулканическое стекло, кварц и осадочные породы. Туфы сильно пропилитизированы. Осадочные прослои сложены исключительно продуктами разрушения вулканитов среднего и основного состава, обломочный материал обычно плохо сортирован, постоянно наблюдается примесь пеплового материала. По общему облику эта часть разреза сходна с образованиями типа формации «зеленых туфов», характерной для островных дуг [5].

Вулканическая деятельность в позднем триасе носила, таким образом, довольно интенсивный характер; местонахождение центров вулканической деятельности неизвестно, однако сравнение с сопредельными к северу территориями указывает на то, что на п-ове Кони отложения норийско-рэтского возраста максимально насыщены вулканогенным материалом.

В начале ранней юры вулканизм здесь практически прекратился. Геттангский и синемюрский ярусы представлены преимущественно тонкозернистыми осадками: мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, пелитами с редкими маломощными прослоями пепловых туфов и гравелитов. Мощность отложений не менее 350 м.



*Второй ритм.* О новом периоде вулканизма в данном районе свидетельствует накопление в плинсбахском веке толщи туфов андезитов с прослоями алевролитов, гравелитов, песчаников общей мощностью не менее 350 м. Характерными чертами отложений этого возраста являются: преобладание туфов (75% мощности), хорошо выраженная слоистость разных порядков, серая окраска пород. Туфы преимущественно мелкообломочные и пепловые, количество их уменьшается вверх по разрезу. Залегают эти отложения, судя по всему, согласно с подстилающими и перекрывающими образованиями, хотя непосредственных контактов не наблюдалось.

К верхней части ритма относятся тоарские вулканомиктовые песчаники с прослоями алевролитов, гравелитов, туфов андезитов. Отложения грубослоистые с монотонной зеленовато-серой окраской; мощность их около 500 м.

*Третий ритм* имеет незавершенное строение, к нему отнесена толща туфов андезитов раннеааленского возраста (асатканская свита) мощностью 450 м. Туфы голубовато- и зеленовато-серые мелко- и среднеобломочные. Кроме них в составе свиты в небольшом объеме (15—20%) присутствуют прослой гравелитов, песчаников и алевролитов, количество которых возрастает в целом с востока на запад.

Асатканской свитой завершается нижний вулканогенно-осадочный комплекс, мощность которого достигает 2,2—2,4 км. Судя по имеющимся анализам (см. таблицу), породы комплекса относятся к высокоглиноземистому типу\*, коэффициент глиноземистости равен 1,7—2,0; содержание кремнезема колеблется от 51,0 до 63,9%, щелочей — от 2,4 до 3,5%. Породы резко натровые, отношение  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  меняется от 4,4 до 42,5.

## ААЛЕНСКО- ВЕРХНЕЮРСКИЙ КОМПЛЕКС

Первый ритм начинается мощными вулканическими накоплениями одянской свиты, представленными пироксеновыми и реже оливин-пироксеновыми базальтами и андезитобазальтами, роговообманковыми андезитами, туфами среднего и основного состава, содержащими невыдержанные прослой и пачки осадочных и туфогенно-осадочных пород, что свидетельствует о преимущественно подводном характере вулканизма. Однако присутствие сургучно-красных брекчиевых лав и туфобрекчий указывает на эпизодические осушения, когда вулканизм развивался в субаэральных условиях. Распределение излившихся, пирок-

кластических и осадочных пород в вертикальном разрезе неравномерное и значительно меняется по латерали. Для свиты характерна грубая слоистость отложений, довольно пестрая окраска их, почти повсеместная пропилигизация пород. Максимальная мощность одянской свиты (1600 м) наблюдается на западном берегу залива Забияки, где она без видимого несогласия залегает на асатканской свите. К западу, в центральной части п-ова Кони, мощность свиты уменьшается до 900—1000 м, к востоку (бассейн р. Сивуч) — до 500 м. В нижней и верхней частях свиты преобладают лавы (коэффициент эксплозивности составляет соответственно 20—30 и 10—15%), в средней — туфы (70—85%). В целом для свиты коэффициент эксплозивности колеблется в пределах 40—50%. С востока на запад в составе свиты увеличивается количество осадочного материала.

Породы одянской свиты относятся к высокоглиноземистому типу (коэффициент глиноземистости 1,0—2,1), количество глинозема составляет 17,0—21,2% при содержании  $\text{SiO}_2$  46,8—59,5% (см. таблицу). Содержание щелочей от базальтов к андезитам возрастает слабо: с 3,55 до 4,0%. Наиболее основные разности базальтов с содержанием кремнезема менее 48% относятся к субщелочному ряду, остальные породы — к нормальному. Все разновидности пород резко натровые, отношение  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  колеблется от 5,9 до 29.

В конце аалена — начале байоса происходит ослабление вулканизма, накапливается толща песчаников и алевролитов мощностью 550—1100 м с байосской и раннебатской фауной. Для нижней части толщи характерна грубая слоистость, преобладание среди песчаников крупнозернистых разностей, наличие заметного количества прослоев гравелитов и туфов среднего состава. Цвет отложений буровато- и зеленовато-серый. Верхняя часть разреза (мощность 300—500 м) более тонкообломочная, прослой туфов и гравелитов встречаются значительно реже, окраска серая. Обломки представлены продуктами разрушения вулканитов среднего и основного состава, что позволяет рассматривать эти отложения в качестве граувакковой (вулканомиктовой) формации.

В среднем бате интенсивность вулканизма вновь резко возрастает, и в основании второго ритма формируется мощная толща вулканитов сложного (базальт-андезит-риолитового) состава, выделенная под названием «лабиринтоская толща». В составе нижней ее части преобладают андезитобазальты, базальты и их туфы, реже присутствуют вулканиты умереннокислого состава и прослой осадочных пород; в верхней части толщи наряду с андезитобазальтами, андезитами и их туфами значитель-

\* Здесь и далее выделение петрохимических типов и серий проводится в соответствии с [3].

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO <sub>2</sub>	51,00	58,60	63,92	54,54	58,03	46,80	47,97	48,84	50,52	50,93	52,40	53,56	55,10	58,05	59,46
TiO <sub>2</sub>	1,24	0,67	0,69	1,52	1,05	1,80	1,25	0,80	1,20	0,85	0,79	0,80	0,68	0,90	1,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,25	18,25	15,07	15,33	16,12	20,00	19,44	20,10	17,05	18,15	20,75	21,24	20,00	19,19	17,17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,77	2,99	7,40*	12,34*	8,81*	7,07	5,09	3,13	5,73	2,25	3,37	1,53	2,93	2,45	6,09
FeO	7,40	3,95	—	—	—	6,39	5,90	5,76	4,32	5,54	4,24	5,83	3,73	4,61	4,10
MnO	0,14	0,13	0,18	0,22	0,17	0,16	0,18	0,16	0,13	0,15	0,17	0,18	0,12	0,15	0,12
MgO	3,53	2,22	1,47	3,80	2,99	3,54	5,13	6,56	6,38	6,69	2,72	5,46	3,10	3,43	1,58
CaO	6,03	6,31	4,51	5,56	5,55	9,25	7,88	8,80	7,88	9,42	7,29	5,95	7,29	5,70	5,21
Na <sub>2</sub> O	1,59	2,78	2,98	2,98	2,84	3,48	3,80	2,91	3,12	2,30	4,09	3,12	3,96	3,32	3,86
K <sub>2</sub> O	0,81	0,60	0,36	0,07	0,65	0,17	0,13	0,23	0,53	0,36	0,19	0,42	0,21	0,96	0,17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,54	0,31	0,12	0,20	0,16	0,41	0,15	0,13	0,18	0,07	0,30	0,06	0,35	0,10	0,19
-H <sub>2</sub> O	0,28	0,18	—	—	—	0,30	0,25	0,18	0,17	0,40	0,20	0,02	0,10	0,01	0,04
Шп	5,90	3,08	3,66	4,21	4,08	0,34	2,32	2,08	2,36	2,68	3,68	0,74	2,38	0,85	0,14
Сумма	100,01	100,33	100,35	100,77	100,45	100,12	99,83	100,06	99,84	100,0	100,46	99,98	100,27	100,31	100,04
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	2,40	3,38	3,34	3,05	3,49	3,65	3,93	3,14	3,65	2,66	4,28	3,54	4,17	4,28	4,03
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	2,0	4,6	8,2	42,5	4,4	20,5	29,2	12,7	5,9	6,4	21,5	7,4	18,9	3,5	22,7
al**	1,5	2,0	1,7	0,9	1,4	1,2	1,2	1,2	1,0	1,3	2,0	1,7	2,1	1,8	1,5

Примечание. Верхнетриасовые отложения: 1 — туф базальта, р. Асаткан, 2 — туф андезита, р. Асаткан. Плинебахский стая Южная; 7 — базальт, р. Сиглан; 8,9 — базальты, залив Оля; 10 — базальт, р. Хинджа; 11 — базальт, залив Забияки; 12 — Лабринтовская толща; 16,17 — базальты средней подтолщи, р. Бургаули; 18 — базальт средней подтолщи, р. Редколесный; 19 — туф, р. Сивуч; 22 — туф андезитобазальта средней подтолщи, р. Эвкун; 23 — туф андезитобазальта средней подтолщи, р. Сивуч; туф верхней подтолщи, реки Сивуч и Березовка, р. Талый; 29,31 — туфы андезитов нижней подтолщи, р. Хинджа, р. Талый; 32 — боратории СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, Магадан, 1981 г., остальные — в химической лаборатории ЦГЭ, пос. Хасын, 1980 г.

\* Суммарное железо.

\*\*  $al' = \frac{Al_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO}$  — коэффициент глиноземистости [3].

ную роль играют туфы липаритов и сваренные туфы дацитов. В целом преобладают пирокластические породы (60—70%), при этом в верхней части толщи коэффициент explosивности составляет 60—90%, в нижней — 30—50%. Характерна значительная изменчивость лабиринтовской толщи как по разрезу, так и по латерали, хорошо выраженная слоистость различных порядков и очень пестрая окраска пород.

Мощность толщи на востоке района, в бассейне р. Сивуч, составляет около 1000 м, на западе (в центральной части п-ова Кони) — 2900 м; залегает она согласно с подстилающими и перекрывающими отложениями. В центре района, в бассейне ручьев Окурчан и Богурчан, мощность толщи сокращена (200—300 м) и представлена она туфами среднего состава.

Туфогенно-осадочные породы в составе толщи наблюдаются лишь в нижней ее части, основной же объем вулканитов формировался, по-видимому, в субаэральных условиях, что в какой-то мере подтверждается находками ископаемой древесины.

Вулканиты лабиринтовской толщи распадаются на три группы пород: с содержанием кремнекислоты 48,5—56,1, 60,3—64,0 и более 73%; при этом в нижней части преобладают породы первой и второй, в верхней — второй и третьей групп. Хотя породы нижней и верхней частей толщи бывают сходными по содер-

жанию SiO<sub>2</sub>, они существенно различаются по щелочности (см. таблицу, рис. 3). Содержание щелочей в породах нижней части лабиринтовской толщи практически одинаково во всех разновидностях от базальтов до туфов андезитов и составляет 3—4%, при этом содержание K<sub>2</sub>O даже понижается от 0,5—1,0% в андезитобазальтах до 0,3—0,8% в туфах андезитов. В породах же верхней части лабиринтовской толщи количество щелочных окислов резко возрастает от 4% в андезитобазальтах до 7—7,5% в туфах дацитов и риолитов, причем это происходит главным образом за счет K<sub>2</sub>O (в андезитобазальтах его 0,9%, а в туфах дацитов уже 3,7%); содержание натрия меняется слабо. Большинство пород относятся к калиево-натриевой серии (Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O = 1,0—3,5), лишь базальты и отчасти андезитобазальты — к натриевой (Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O > 4). Базальты и андезитобазальты — высокоглиноземистые (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в базальтах 16,8—17,4, в андезитобазальтах 18,2—20,7%); андезиты, их туфы и туфы кислого состава относятся к весьма высокоглиноземистому типу (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в андезитах 16,6—19,0, в туфах риолитов 13,6—13,9%).

К концу батского века и в раннем келловее интенсивность вулканизма резко уменьшается, в восточной части района происходит накопление толщи хорошо сортированных серых и зеленых вулканомиктовых песчаников с горизонтами алевролитов и гравелитов и редкими

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO <sub>2</sub>	51,00	58,60	63,92	54,54	58,03	46,80	47,97	48,84	50,52	50,93	52,40	53,56	55,10	58,05	59,46
TiO <sub>2</sub>	1,24	0,67	0,69	1,52	1,05	1,80	1,25	0,80	1,20	0,85	0,79	0,80	0,68	0,90	1,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,25	18,25	15,07	15,33	16,12	20,00	19,44	20,10	17,05	18,15	20,75	21,24	20,00	19,19	17,17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,77	2,99	7,40*	12,34*	8,81*	—	7,07	5,09	3,43	5,73	3,37	1,53	2,93	2,45	6,09
FeO	7,40	3,95	—	—	—	6,39	5,90	5,76	4,32	5,54	4,24	5,83	3,73	4,61	4,10
MnO	0,14	0,13	0,18	0,22	0,17	0,16	0,18	0,16	0,13	0,15	0,17	0,18	0,12	0,15	0,12
MgO	3,53	2,22	1,47	3,80	2,99	3,54	5,13	6,56	6,38	6,69	2,72	5,46	3,10	3,43	1,58
CaO	6,03	6,31	4,51	5,56	5,55	9,25	7,88	8,80	7,88	9,42	7,29	5,95	7,29	5,70	5,21
Na <sub>2</sub> O	1,59	2,78	2,98	2,98	2,84	3,48	3,80	2,91	3,12	2,30	4,09	3,12	3,96	3,32	3,86
K <sub>2</sub> O	0,81	0,60	0,36	0,07	0,65	0,17	0,13	0,23	0,53	0,36	0,19	0,42	0,21	0,96	0,17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,54	0,31	0,12	0,20	0,16	0,41	0,15	0,13	0,18	0,07	0,30	0,06	0,35	0,10	0,19
-H <sub>2</sub> O	0,28	0,18	—	—	—	0,30	0,25	0,18	0,17	0,40	0,20	0,02	0,10	0,01	0,04
Итп	5,90	3,08	3,66	4,21	4,08	0,34	2,32	2,08	2,36	2,68	3,68	0,74	2,38	0,85	0,14
Сумма . .	100,01	100,33	100,35	100,77	100,45	100,12	99,83	100,06	99,84	100,0	100,46	99,98	100,27	100,31	100,04
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	2,40	3,38	3,34	3,05	3,49	3,65	3,93	3,14	3,65	2,66	4,28	3,54	4,17	4,28	4,03
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	2,0	4,6	8,2	42,5	4,4	20,5	29,2	12,7	5,9	6,4	21,5	7,4	18,9	3,5	22,7
al <sup>1</sup> **	1,5	2,0	1,7	0,9	1,4	1,2	1,2	1,2	1,0	1,3	2,0	1,7	2,1	1,8	1,5

Примечание. Верхнетриасовые отложения: 1 — туф базальта, р. Асаткан, 2 — туф андезита, р. Асаткан. Плинебахский стая Южная; 7 — базальт, р. Сиглан; 8,9 — базальты, залив Одян; 10 — базальт, р. Хинджа; 11 — базальт, залив Забияки; 12 — Лабринтовская толща; 16,17 — базальты средней подтолщи, р. Бургаули; 18 — базальт средней подтолщи, р. Редколесный; 19 — пш. р. Сивуч; 22 — туф андезитобазальта средней подтолщи, р. Эвкун; 23 — туф андезитобазальта средней подтолщи, р. Сивуч; ты верхней подтолщи, реки Сивуч и Березовка, р.ч. Талый; 29,31 — туфы андезитов нижней подтолщи, р. Хинджа, р.ч. Талый; 32 — боратории СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, Магадан, 1981 г., остальные — в химической лаборатории ЦГЭ, пос. Хасын, 1980 г.

\* Суммарное железо.

\*\* al<sup>1</sup> =  $\frac{Al_2O_3}{FeO+Fe_2O_3+MgO}$  — коэффициент глиноземистости [3].

ную роль играют туфы липаритов и сваренные туфы дацитов. В целом преобладают пирокластические породы (60—70%), при этом в верхней части толщи коэффициент эксплозивности составляет 60—90%, в нижней — 30—50%. Характерна значительная изменчивость лабиринтовской толщи как по разрезу, так и по laterали, хорошо выраженная слоистость различных порядков и очень пестрая окраска пород.

Мощность толщи на востоке района, в бассейне р. Сивуч, составляет около 1000 м, на западе (в центральной части п-ова Кони) — 2900 м; залегает она согласно с подстилающими и перекрывающими отложениями. В центре района, в бассейне ручьев Окурчан и Богурчан, мощность толщи сокращена (200—300 м) и представлена она туфами среднего состава.

Туфогенно-осадочные породы в составе толщи наблюдаются лишь в нижней ее части, основной же объем вулканитов формировался, по-видимому, в субаэральных условиях, что в какой-то мере подтверждается находками ископаемой древесины.

Вулканиты лабиринтовской толщи распадаются на три группы пород: с содержанием кремнекислоты 48,5—56,1, 60,3—64,0 и более 73%; при этом в нижней части преобладают породы первой и второй, в верхней — второй и третьей групп. Хотя породы нижней и верхней частей толщи бывают сходными по содер-

жанию SiO<sub>2</sub>, они существенно различаются по щелочности (см. таблицу, рис. 3). Содержание щелочей в породах нижней части лабиринтовской толщи практически одинаково во всех разновидностях от базальтов до туфов андезитов и составляет 3—4%, при этом содержание K<sub>2</sub>O даже понижается от 0,5—1,0% в андезитобазальтах до 0,3—0,8% в туфах андезитов. В породах же верхней части лабиринтовской толщи количество щелочных окислов резко возрастает от 4% в андезитобазальтах до 7—7,5% в туфах дацитов и риолитов, причем это происходит главным образом за счет K<sub>2</sub>O (в андезитобазальтах его 0,9%, а в туфах дацитов уже 3,7%); содержание натрия меняется слабо. Большинство пород относятся к калиево-натриевой серии (Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O = 1,0—3,5), лишь базальты и отчасти андезитобазальты — к натриевой (Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O > 4). Базальты и андезитобазальты — высокоглиноземистые (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в базальтах 16,8—17,4, в андезитобазальтах 18,2—20,7%); андезиты, их туфы и туфы кислого состава относятся к весьма высокоглиноземистому типу (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в андезитах 16,6—19,0, в туфах риолитов 13,6—13,9%).

К концу батского века и в раннем келловее интенсивность вулканизма резко уменьшается, в восточной части района происходит накопление толщи хорошосортированных серых и зеленых вулканомиктовых песчаников с горизонтами алевролитов и гравелитов и редкими

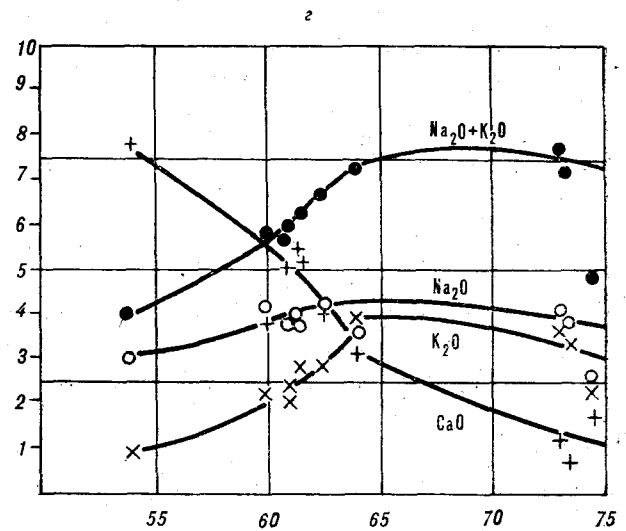
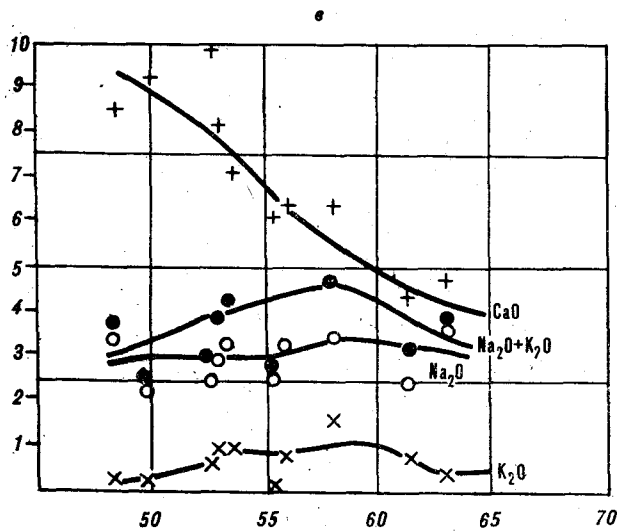
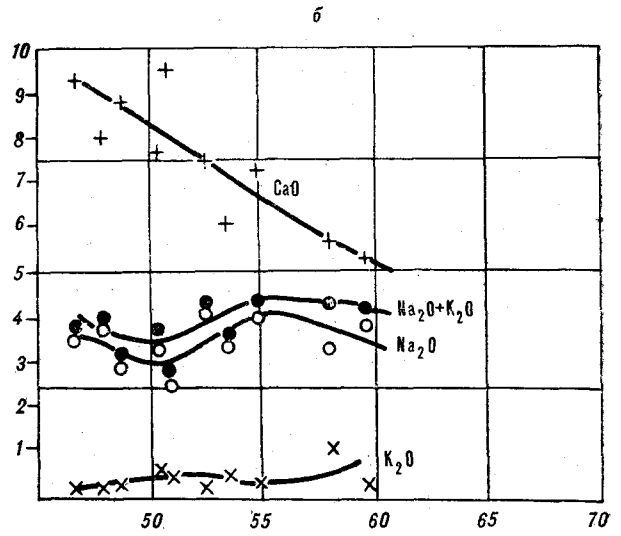
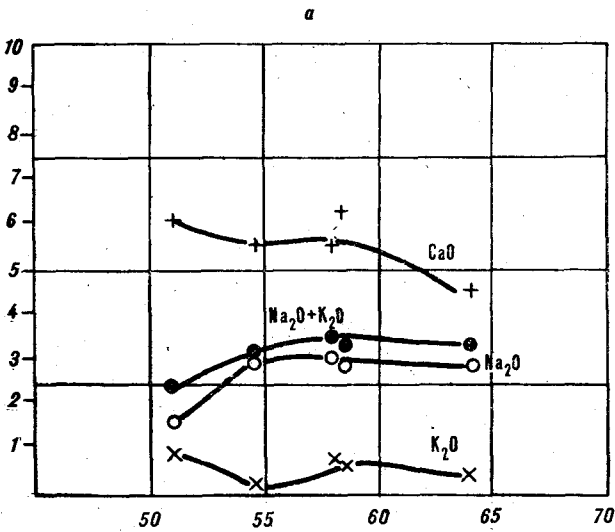


Рис. 3. Вариационные диаграммы  $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  для вулканитов п-ова Кони.  
 а — нижний комплекс; б — одянская свита; е, з — лабиринтовская толща (е — нижняя часть, з — верхняя часть).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Белый В. Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. — М.: Наука, 1978.
2. Белый В. Ф. Зоны андезитового вулканизма Тихоокеанского сегмента Земли. — Сов. геол., 1981, № 7.
3. Классификация и номенклатура магматических горных пород. — М.: Недра, 1981.
4. Кошелкина З. В., Теплых В. И. и др. Новые данные по биостратиграфии средней юры п-ова Кони — п-ова Пьягина. — Тихоокеанская геол., 1984, № 4.
5. Ротман В. К. О формации «зеленых туфов» и некоторых связанных с ней проблемах. — Геол. и геофиз., 1965, № 12.

ПГО Севостгеология  
 пос. Хасын Магаданской обл.

Поступила в редакцию  
 11 июня 1984 г.

П. И. Логвенчев, А. В. Игнатьев

## КОЛЧЕДАННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ И СУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ ЯНКАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (Амурская область)

Приводятся сведения о геологическом строении Янканского рудного поля и типах выявленной минерализации. Изучены морфология рудных тел, их взаимоотношения с вмещающими породами, текстурно-структурные особенности руд, изотопный состав рудных и осадочных карбонатов, распределение элементов-примесей в сульфидах и др. Доказан наложенный характер процессов регионального метаморфизма на оруде-

нение вулканогенно-осадочного и осадочного генезиса. Показано, что эти руды подверглись частичной регенерации в условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма.

Дано заключение о перспективах Янканского рудного поля на выявление промышленных медно-цинковых руд стратиформного типа.

За последнее десятилетие открыто несколько крупных докембрийских месторождений колчеданной группы в восточных районах страны. Велики возможности обнаружения таких месторождений в Амурской области и Хабаровском крае. Наиболее перспективными в этом отношении представляются докембрийские отложения восточной ветви Монголо-Охотской складчатой области, где уже выявлены проявления колчеданных руд. Одной из наиболее интересных с точки зрения поиска колчеданных месторождений является площадь Янканского рудного поля в Амурской области, где в 1975 г. В. Ф. Лысенко были найдены сульфидоносные горизонты в черных сланцах, а в 1976 г. В. И. Суховым — собственно колчеданные руды.

Янканское рудное поле (рис. 1) сложено вулканогенными и осадочными породами верхнепротерозойского возраста (венд), метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Возраст пород установлен по остаткам онколитов *Osagia minuta* Z. Zhar.

В тектоническом отношении рудное поле представляет собой сложноскладчатую структуру субширотного простирания. Широко развиты изоклиналильные складки различных порядков с углами падения крыльев 70—90°. Шарниры складок независимо от порядка последних погружаются под крутыми углами (65—90°) на запад. Разрывные нарушения представлены большей частью разломами субширотного простирания с крутыми углами падения сместителей. Наиболее крупным наруше-

нием является глубинный Соловьевский разлом. Породы рудного поля нередко интенсивно рассланцованы, причем рассланцевание ориентировано субпараллельно слоистости осадочных пород. Широко развито будинирование кварцитов и реже песчаников.

В строении рудного поля участвуют три согласно залегающие свиты (снизу вверх): джалиндинская, гармаканская, преображенская. Джалиндинская свита сложена большей частью основными вулканитами: диабазами, базальтовыми порфиридами, реже кварцитами, сланцами и филлитами. В разрезе гармаканской свиты вулканогенные породы основного состава имеют подчиненное значение. Здесь развиты кварц-хлорит-серицитовые, серицит-доломит-кальцит-хлоритовые сланцы, филлиты, а также доломитизированные известняки, кварциты, конгломераты и черные углистые кварц-серицит-хлоритовые сланцы, тяготеющие к контакту гармаканской и преображенской свит. Последняя сложена песчаниками кварц-полевошпатового состава.

Магматические образования представлены несколькими разновозрастными комплексами. Наиболее распространенными и крупными являются габброидные интрузии позднепротерозойского — раннепалеозойского (?) пиканского комплекса, локализующиеся в южной части рудного поля. Более мелкие интрузии и субвулканические тела соловьевского субвулканического комплекса габброидов (поздний протерозой) трассируют зону Соловьевского разлома в северной части рудного поля. Дайки гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров, связанные

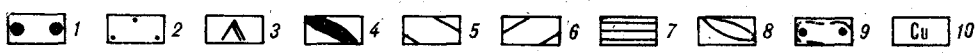
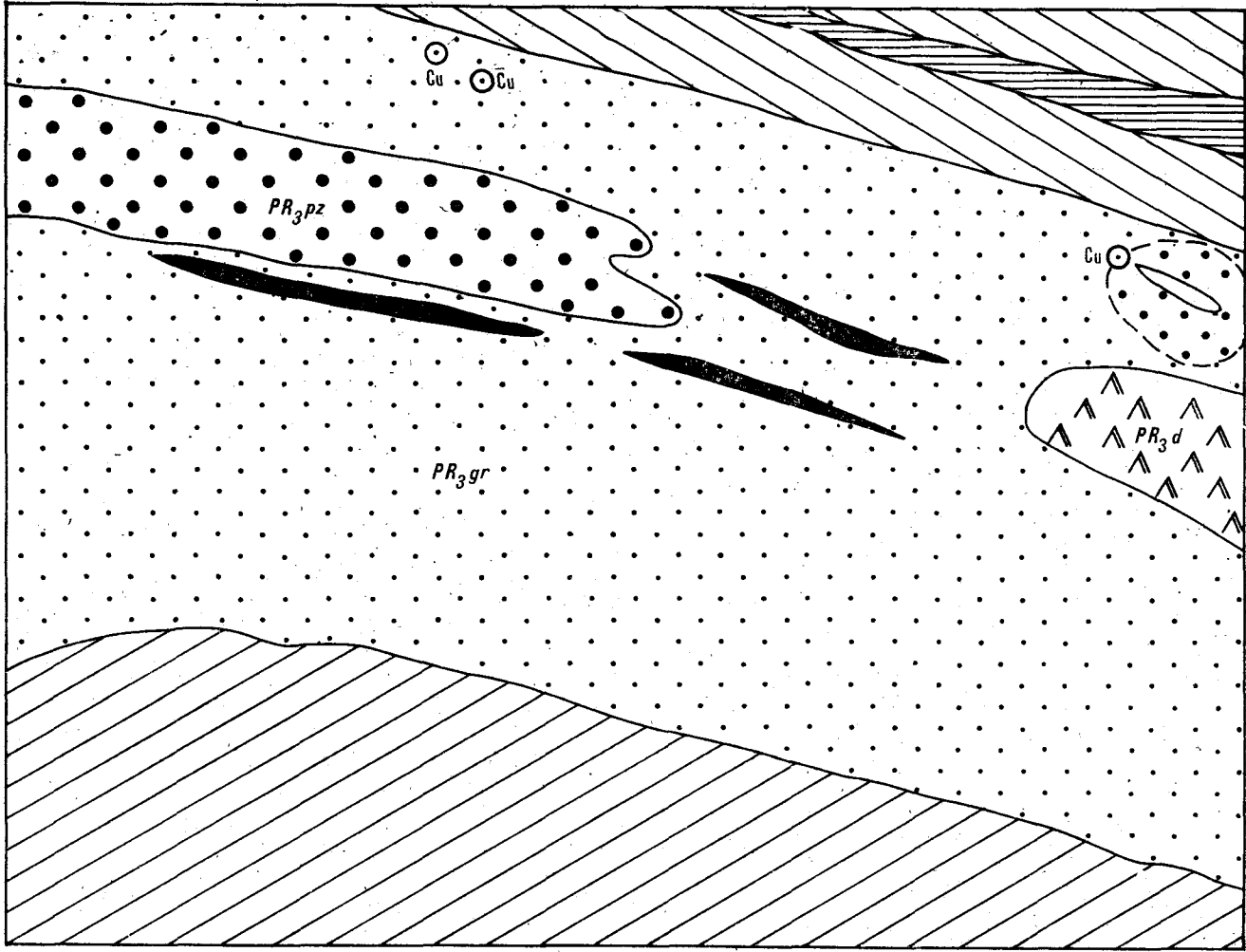


Рис. 1. Геологическая схема Яиканского рудного поля.

1 — преобразованная свита; 2 — гармаканская свита; 3 — джалиндинская свита; 4 — черные сланцы; 5 — габброиды соловьевского комплекса; 6 — габброиды пиканского комплекса; 7 — Соловьевский глубинный разлом; 8 — гранитоиды нижнемелового комплекса; 9 — контактовые роговики; 10 — проявления колчеданных руд.

с раннемеловым комплексом гранитоидов, выходят на поверхность на восточном фланге рудного поля и представляют собой, по-видимому, апофизы крупного гранитоидного массива.

В отношении стратиграфии, тектоники, возраста магматических комплексов рудного поля авторы придерживаются данных, полученных при проведении геолого-съёмочных работ (м-б 1:50 000) под руководством В. Ф. Лысенко в 1976 г.

К гармаканской свите приурочены следующие типы рудной минерализации: колчеданные руды, сульфидная минерализация в черных сланцах, регенерированная минерализация.

Колчеданные руды локализируются в средней части гармаканской свиты, где известны три рудопоявления такого типа, и будут описаны

на примере одного из наиболее изученных. Его положение показано на рис. 1 верхним кружком. Руды представлены линзообразными телами, залегающими согласно с вмещающими их основными вулканитами и метаморфизованными осадочными породами (мраморизованные известняки, сланцы, филлиты и др.). Рудопоявление представляет собой серию сближенных субпараллельных тел мощностью до 8 м (протяженность видимой части 40 м) (рис. 2). Контакты рудных тел с вмещающими породами резкие, параллельные полосчатости руд и слоистости вмещающих пород. Характерными для руд являются слоистые, ритмично-слоистые, реже массивные вкрапленные и прожилковые текстуры. Слоистость обусловлена чередованием рудных и нерудных прослоев мощностью до 1 см. Цемент руд полностью от-

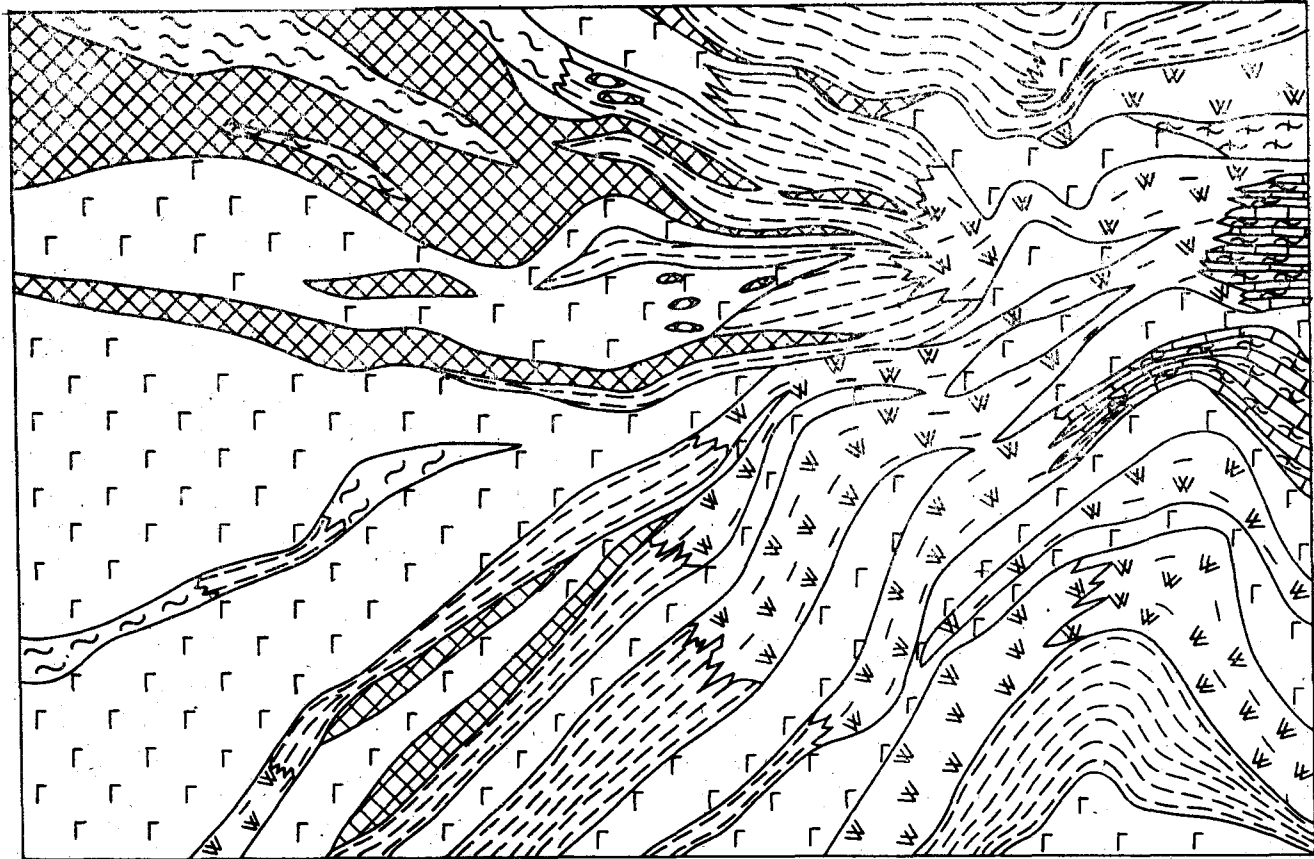


Рис. 2. Геологическая схема строения колчеданного рудопроявления.

1 — основные вулканы; 2 — хлорит-серицит-кварцевые сланцы; 3 — кварциты; 4 — мраморизованные известняки; 5 — гематитовые сланцы; 6 — серицитовые сланцы; 7 — переслаивание кварцитов и сланцев; 8 — рудные тела.

вечает безрудным прослоям и представлен кварцем, хлоритом, кальцитом, доломитом.

Среди колчеданных руд выделяются цинково-колчеданные и медно-колчеданные руды, присутствующие часто в едином рудном теле. Для медно-колчеданных руд характерны повышенные содержания Си при подчиненном количестве Zn. Цинково-колчеданные руды характеризуются обратным соотношением Си и Zn. Содержание свинца в рудах равномерное и не превышает 0,001%.

Отмечается геохимическая зональность рудных тел, выраженная в смене цинково-колчеданных руд медно-колчеданными от центральной части к флангам (рис. 3).

Минеральный состав руд не отличается большим разнообразием; более распространен пирит, менее халькопирит, сфалерит и пирротин.

Пирит присутствует в обоих типах руд. Содержание его варьирует от 80 до 100%. Часто он слагает отдельные слои различной мощности и представлен большей частью кубическими кристаллами до 0,5 мм в поперечнике. Пиритовые прослоя, как и безрудные, расслан-

цованы, будинированы и смяты в складки. При микроскопическом изучении пирита выявлены признаки динамотермального метаморфизма: развитие стебельчатого кварца, карбонатов, хлорита и халькопирита в тенях давления [9, 12]; раздробленность, растащенность и рассланцованность кристаллов; повышенные значения микротвердости [5, 6] дробленных кристаллов (табл. 1); устойчивость к действию травителей; эмульсионная вкрапленность пирротина, сфалерита и халькопирита [3]; структуры «тройных соединений» [12]. При электролитическом травлении слабо проявляется зональное строение кристаллов пирита.

Изучение распределения Со и Ni в пиритах колчеданных руд показало, что для него характерны значительные (от 7,8 до 44,5) вариации отношения Со/Ni (сравнительная характеристика пиритов различного генезиса по элементам-примесям приведена в табл. 2). При исследовании декрепитационной активности пиритов из медно-колчеданных и цинково-колчеданных руд выявлено по два характерных для них температурных интервала: 100—160 и

Микротвердость (кгс/мм<sup>2</sup>) сульфидов различного генетического типа

Сульфид	Твердость			
	H <sub>ср</sub>	H <sub>max</sub>	H <sub>min</sub>	K
Пирит				
Вулканогенно-осадочный	1644	1960	1353	1,5
Осадочный	1683	2020	1398	1,4
Метаморфогенно-гидротермальный	1569	1876	1266	1,3
Метаморфогенный	1541	1893	1256	1,5
Халькопирит				
Вулканогенно-осадочный	304	337	285	1,2
Метаморфогенный	275	327	211	1,5
Пирротин				
Осадочный	377	418	327	1,3
Метаморфогенно-гидротермальный	426	490	403	1,2
Арсенопирит				
Метаморфогенный	1059	1248	901	1,5
Сфалерит				
Вулканогенно-осадочный	315	345	284	1,2

Примечание. Определение проводилось на микротвердомере из комплекта микроскопа Neophot-21.

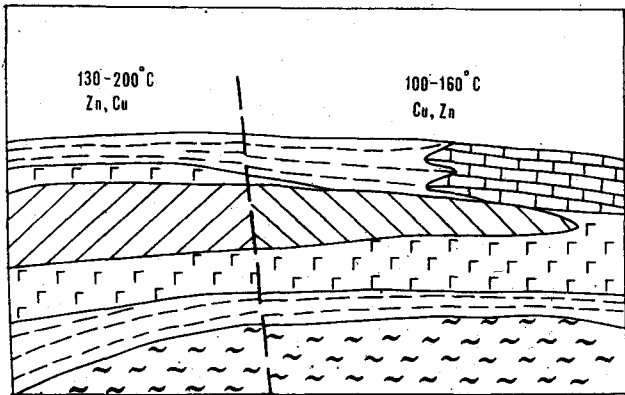


Рис. 3. Схема геохимической и температурной зональности колчеданных руд (разрез).  
1 — основные вулканиты; 2 — хлорит-серицит-кварцевые сланцы; 3 — мраморизованные известняки; 4 — колчеданные руды (цинково-колчеданные и медно-колчеданные); 5 — филиты.

310—330°C; 130—200 и 320—360°C. Первый (100—160, 130—200°C), видимо, отвечает условиям минералообразования, второй — метаморфизма. Температура метаморфизма руд, определенная по халькопирит-пиритовому геотермометру [1], составляет 390°C, что вполне соответствует температурным условиям зеленосланцевой фации регионального метаморфизма.

Халькопирит — следующий по распространенности рудный минерал в колчеданных сульфидных парагенезисах. В медно-колчеданных рудах он совместно с пиритом формирует суль-

фидные прослои, тогда как в цинково-колчеданных образует редкие скопления. Динамометаморфические преобразования в халькопирите выражены, хотя и не так отчетливо, как в пирите, в его развальцованности и рассланцованности, а также в повышенных значениях микротвердости (см. табл. 1) относительно более поздних генераций.

Сфалерит наиболее обилен в цинково-колчеданных рудах, где он присутствует в виде самостоятельных обособлений и структур распада твердого раствора с халькопиритом. Отмечается иногда интенсивная рассланцованность сфалерита.

Пирротин присутствует в виде овоидных включений в метаморфизованных пиритах и является продуктом их термального метаморфизма [3]. Самостоятельных образований, синхронных колчеданным пиритам, не обнаружено.

Таким образом, наличие ярких признаков динамотермального метаморфизма позволяет говорить о дометаморфической природе колчеданных руд Янканского рудного поля. Температурные условия метаморфизма руд соответствуют условиям регионального метаморфизма вмещающих пород, что указывает на их совместный метаморфизм. А такие особенности, как эвгеосинклиальный тип разреза, ассоциация оруденения с основными вулканитами, линзовидная морфология рудных тел, согласное залегание их с вмещающими породами, ритмично-слоистые и слоистые текстуры руд, их простой минеральный состав, высокие и невысержанные отношения Co/Ni в пиритах [8] (рис. 4), характерны для колчеданных руд вулканогенно-осадочного генезиса.

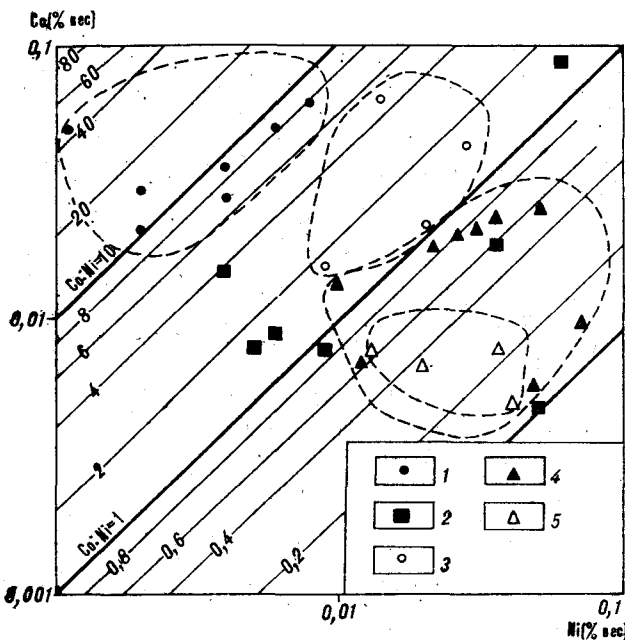


Рис. 4. Изменение отношения Co к Ni в пиритах различного генезиса.

1 — вулканогенно-осадочные пириты; 2 — метаморфогенно-гидротермальные пириты; 3 — метаморфогенные пириты; 4 — осадочные пириты; 5 — фрамбоидалный пирит.



Средние содержания элементов-примесей в сульфидах различного генетического типа \*\*

Сульфид	Элемент									
	Co, вес. %	Ni, вес. %	Cu, ΔS	Ag, ΔS*	Zn, ΔS	Tl, ΔS	Mn, ΔS	Fe, ΔS	Cd, ΔS	Co/Ni
<b>Пирит</b>										
Вулканогенно-осадочный	0,036	0,005	85	3	15	40	2	Н. о.***	Н. о.	14,0* (7,8 — 44,5)
Осадочный	0,016	0,025	53	3	10	68	6	»	»	0,7 (0,2 — 1,1)
Фрамбоидальный	0,007	0,027	95	13	12	137	24	»	»	0,4 (0,1 — 0,8)
Метаморфогенно-гидротермальный	0,022	0,026	41	8	5	59	11	»	»	1,3 (0,1 — 1,6)
Метаморфогенный	0,037	0,018	70	7	7	49	21	»	»	2,7 (1,1 — 3,4)
<b>Халькопирит</b>										
Вулканогенно-осадочный	0,016	0,007	Н. о.	12	32	54	7	»	»	
Метаморфогенный	0,005	0,012	»	4	7	79	13	»	»	
<b>Пирротин</b>										
Осадочный	0,008	0,055	52	7	3	64	3	»	»	
Метаморфогенно-гидротермальный	0,010	0,030	80	11	15	32	30	»	»	
<b>Арсенопирит</b>										
Метаморфогенный	0,058	0,046	71	10	4	39	7	»	»	
<b>Сфалерит</b>										
Вулканогенно-осадочный	0,003	0,004	69	4	Н. о.	7	3	62	7	

\* В числителе — среднее значение, в знаменателе — пределы содержания.

\*\* Определение проведено на лазерном микроанализаторе геологического факультета МГУ Н. Е. Сергеевой.

\*\*\* Н. о. — не определялось.

Изучение изотопного состава кислорода карбонатов из известковистых прослоев рудных тел и вмещающих мраморизованных известняков показало, что эти карбонаты характеризуются величиной  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = -0,5\%$ . По классификации С. Шепарда, это однозначно указывает на формирование их в морских условиях [11].

Итак, колчеданные руды Янканского рудного поля являются вулканогенно-осадочными по генезису, и образование их связано с подводно-вулканической деятельностью.

Сульфидная минерализация в черных сланцах представлена отдельными, маломощными (редко 1—1,5 см) прослоями халькопирит-сфалерит-пиритового, халькопирит-пиритового, пиритового, пирротинового, пирротин-пиритового состава, а также рассеянной сфалеритовой и пиритовой минерализацией. Сульфидные прослои согласны со слоистостью и совместно с вмещающими их сланцами смяты в изоклинальные складки. Иногда рудные слои образуют ритмично-слоистые текстуры, обусловленные переслаиванием сульфидных и углисто-алевритистых слоев.

Пирит из рудных прослоев представлен кубическими кристаллами размерами в первые

миллиметры. Для него, так же как и для вулканогенно-осадочных пиритов, установлены признаки регионального метаморфизма, аналогичные вышеописанному (см. табл. 1). Отличительной особенностью пиритов из послышной ассоциации сульфидов является низкое, как правило менее 1,0, отношение Co к Ni (см. рис. 4).

Халькопирит встречается реже и формирует отдельные явно метаморфизованные скопления.

Пирротин, представленный моноклинной разновидностью, слагает согласные со слоистостью слои мощностью в первые миллиметры. Пирротин устойчив к травлению кислотами и представлен большей частью сплошной массой.

Суммируя изложенные сведения о сульфидной минерализации, следует отметить, что такие признаки, как согласное залегание с вмещающими породами, низкие отношения Co к Ni и др., свойственны сульфидному оруденению в черносланцевых толщах Сибири, Дальнего Востока, Казахстана и других областей. Ряд исследователей [2, 4 и др.] рассматривают генезис подобных сульфидов в черных сланцах как осадочный. Что же касается сульфидов Янканского рудного поля, то считать их образование иным особым оснований нет, поскольку

ку данный рудный парагенезис явно дометаморфический, и во вмещающих сланцах нет признаков синхронного с сульфидами гидротермального изменения.

Сфалерит-пиритовая минерализация представлена как фрамбоидальными образованиями, так и кристаллическими, равномерно рассеянными во вмещающих сланцах. Фрамбоиды сфалеритового состава встречаются весьма редко и не отличаются внутренним строением от пиритовых. Фрамбоидальный пирит выделяется среди осадочных и вулканогенно-осадочных более высокими содержаниями Ni.

Фрамбоидальный пирит иногда содержит в своей внутренней части овоид пирротинового состава и так же, как фрамбоидальный сфалерит, обрастает стебельчатым кварцем в тенях давления. Очень часто в углисто-терригенной массе наблюдается большое количество полигональных обломков фрамбоидального пирита, которые вместе с сохранившимися фрамбоидами нередко находятся в слоях, сложенных кристаллическим пиритом, халькопиритом и др.

Таким образом, рассеянная сульфидная минерализация является синхронной с осадочными сульфидами. Генезис фрамбоидального пирита различными исследователями трактуется по-разному [7, 10 и др.] В данном случае авторы придерживаются их биогенной природы. В пользу осадочно-биогенного генезиса рассеянной сульфидной минерализации свидетельствуют и низкие отношения Co к Ni (см. рис. 4).

Регенерация рудного вещества связана с наиболее выраженным пострудным процессом — региональным метаморфизмом.

Регенерация сульфидов в условиях зеленосланцевой фации выражена в их перекристаллизации без существенного переноса, переотложения в виде прожилков, секущих слоистость, сланцеватость и ранее образованные сульфиды. Характерно, что прожилковая минерализация редко выходит за пределы колчеданных рудных тел и черных сланцев, где она наиболее развита. Прожилковые с сульфидами образования имеют хлорит-кварцевый, хлоритовый, карбонат-кварцевый, карбонатный состав. Мощность, как правило, составляет первые миллиметры, иногда 1—2 см. Протяженность их невелика и ограничивается первыми метрами. Состав рудных минералов полностью отвечает осадочной и вулканогенно-осадочной минерализации. Наиболее распространены пиритовые, реже сфалерит-пиритовые, халькопирит-сфалерит-пиритовые и сфалеритовые парагенезисы. Для данных сульфидов свойственны слабая нарушенность, отсутствие теней давления и пирротиновой вкрапленности в пиритах, низкие относительно метаморфизованных сульфидов значения микротвердости (см. табл. 1)

и непостоянные отношения Co к Ni (в среднем 1,3 при вариациях от 0,1 до 1,6, см. рис. 4). По изотопному составу кислород карбонатов сульфидных прожилков отличается от кислорода известкового цемента колчеданных руд и известняков ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = +15,5$  и  $+18,2\%$ ). Такие величины  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  указывают на метаморфогенный источник их образования [11]. Но учитывая, что данная генерация сульфидов представлена в виде прожилков, приуроченных только к осадочным и вулканогенно-осадочным парагенезисам, отношение Co к Ni, а также отсутствие гидротермальных изменений, их генезис трактуется как метаморфогенно-гидротермальный.

Перекристаллизованные сульфиды пространственно совмещены с осадочными и вулканогенно-осадочными сульфидами, замещают и накладываются на более ранние парагенезисы. Для перекристаллизованных сульфидов типичны ажурное строение, структуры распада твердых растворов халькопирита в сфалерите и др. Отношение Co к Ni в пирите данного парагенезиса составляет в среднем 2,7 (см. рис. 4). Микротвердость пирита имеет меньшее значение по сравнению с пиритами, сингенетичными вмещающим породам (см. табл. 1). Характерно присутствие арсенопирита, образующего тесные сростания с перекристаллизованными пиритом и халькопиритом. Образование данного сульфида, очевидно, связано с перекристаллизацией первичного пирита, имевшего повышенные содержания мышьяка. Арсенопирит встречается весьма редко и не обнаружен в осадочных и вулканогенно-осадочных парагенезисах.

Таким образом, учитывая пространственную совмещенность перекристаллизованных сульфидов с осадочными и вулканогенно-осадочными, их постметаморфическое образование, данные по распределению Co и Ni в пиритах [8], генезис данной ассоциации рассматривается как метаморфогенный.

Метаморфогенные и метаморфогенно-гидротермальные сульфиды отличаются от осадочных и вулканогенно-осадочных различным содержанием элементов-примесей. Для пиритов характерно повышенное содержание Mn и Ag и пониженное — Zn и Cu при относительно неизменных количествах Ti.

Переотложенные халькопириты, как и перекристаллизованные пирротины и сфалериты, встречаются очень редко и в количествах, недостаточных для определения содержания элементов-примесей. Они характеризуются пониженными содержаниями Co, Ag и Zn, в то время как содержание Mn и Ti в них несколько выше относительно вулканогенно-осадочных халькопиритов. Переотложенный пирротин обогащен Mn, Zn, Ag, Cu, в то время как осадоч-

ный пирротин характеризуется более высокими содержаниями Ni и Ti.

Результаты изучения колчеданного оруденения и минерализации в черных сланцах позволяют не только выяснить их генезис, но и определить Янканское рудное поле как весьма перспективное на стратиформный тип оруденения. Колчеданные руды определяют перспективы рудного поля на выявление промышленного медно-цинкового оруденения. Базитовый профиль вулканизма, определивший развитие медно-цинковых колчеданных руд, исключает возможность обнаружения существенно свинцовых рудных объектов колчеданного типа.

Сульфидное оруденение в черных сланцах

Янканского рудного поля характеризуется широким развитием сингенетичной минерализации при незначительном распространении перекристаллизованных сульфидов. Черные сланцы не отличаются высокими содержаниями меди, свинца, цинка, но, учитывая их значительную протяженность и мощность, можно предполагать, что и они могут иметь промышленное значение.

Изменения сульфидов, вызванные процессом регионального метаморфизма, выразились не только в изменении их морфологии и формы залегания, но и в вариациях содержания элементов-примесей, изменении микротвердости и появлении новых сульфидов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бязмен Н. И., Еремин Н. И. и др. Пирит-халькопиритовый геотермометр: распределение кобальта.— *Геохимия*, 1978, № 3.
2. Бровков Г. Н., Мирошников А. Е. и др. Некоторые вопросы генезиса стратиформных сульфидных месторождений черносланцевых толщ.— В кн.: Углеродистые отложения докембрия и нижнего палеозоя и их рудоносность. Фрунзе: Илим, 1978.
3. Павлова З. Н., Полякова Т. П. и др. Опыты по нагреванию пирита (к вопросу о термальном метаморфизме колчеданных руд).— *Изв. АН КазССР. Сер. геол.*, 1977, № 2.
4. Попов В. М., Саргбаев М. К., Попова Т. В. Роль органического вещества в образовании стратиформных месторождений цветных металлов в отложениях докембрия и нижнего палеозоя.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 7. Кн. 2. М.: Наука, 1981.
5. Прахова Е. В. О микротвердости пирита из колчеданных месторождений Урала.— *Минералогический сборник*, 1968, № 8.
6. Сакия Д. Р. Особенности колчеданно-полиметаллического оруденения на Чудакском месторождении (Рудный Алтай).— *Вестник МГУ*, сер. 4, № 1, 1982.

7. Сейранян В. Б., Павлов Е. Т. О генезисе глобулитов пирита.— *ДАН АрмССР*, 1974, № 2.
8. Brallia A. A., Sabatini G., Troja F. A. A revolution of the Co/Ni ratio in pyrite as geochemical tool in ore genesis problems. Evidences from Southern Tuscany pyritic deposits.— *Mineralium Deposita*, 1979, v. 14, N 3.
9. Leblanc M., Billand P. A volcano-sedimentary copper deposit on a continental margin of Apper Proterozoic age: Bleida (Anti-Atlas, Morocco).— *Econ. Geol.*, 1978, v. 73.
10. Lowenstam H. A. Minerals formed by organisms.— *Science*, 1982, v. 211, N 4487.
11. Sheppard S. M. F. Identification of the origin of ore-forming solutions by the use of stable isotopes. *Volcanic Process Ore Genesis. Proc. Joint Meet. Mining and Met.*, London, 1977.
12. Vokes F. M. A review of the metamorphism of sulphide deposits.— *Earth Sci. Rev.*, 1965, N 12.

ДВГИ ДВНЦ АН СССР  
Владивосток

Поступила в редакцию  
27 июня 1983 г.

*М. К. Силчев, Н. В. Белозерцева*

## ВРЕМЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ СОГЛАСНЫХ ЗОЛОТОКВАРЦЕВЫХ ЖИЛ ЮЖНОГО ВЕРХОЯНЬЯ

На примере Южно-Верхоянского синклиория рассмотрены время и условия формирования согласных золотокварцевых жил, широко развитых в терригенных отложениях региона. Учитывая особенности морфологии, соотношения с элементами напластования, кливажем и ксенолитами боковых пород, делается вывод об их синхронности с этапом наложенной складчатости, развивающейся в линейных зонах повышенной дислоцированности, трассирующих разломы кристал-

На территории Южного Верхоянья стратифицированные золоторудные месторождения характерны для литологически контрастных, как правило, амагматичных терригенных толщ нижнепермского возраста, где они локализируются в пределах зон повышенной дислоцированности, трассирующих долгоживущие разломы кристаллического фундамента, и представлены эшелонированными по вертикали межпластовыми жилами.

Количество рудных минералов в них не превышает 1%, а их набор крайне ограничен: арсенопирит, реже пирротин или пирит, сфалерит, гаденит и ассоциирующее с ними золото; иногда встречаются буланжерит и блеклые руды. Согласные жилы низких структурно-гипсометрических уровней сопровождаются ореолами умеренно, но устойчиво золотоносного метакристаллического арсенопирита. В целом они строго конформны элементам напластования, но на участках пологого залегания почти под прямым углом срезают плоскости регионально-го кливажа либо содержат ксенолиты интенсивно кливажированных рудовмещающих алевролитов, насыщенных метакристаллическим арсенопиритом (рис. 1, 2). При крутых углах падения стратифицированные жилы, особенно в местах их выклинивания, «внедряются» по системе кливажных трещин, не обнаруживая при этом каких-либо признаков катаклаза. В процессе документации очистных выработок нередко можно наблюдать, что в местах выклинивания сближенных по вертикали согласных жил в пластах хрупких песчаников развивается сложная система кварцевых перемычек, в результате чего появляются небольшие

лического основания. Это полигенные образования, возникшие в результате метасоматического замещения боковых пород и последующего заполнения межпластовых, а также сопряженных с ними радиальных трещин в сводах и на крыльях сильно сжатых антиклиналей высоких порядков. Перенос рудных компонентов осуществлялся в кремнекислотных растворах, коагулировавших при попадании в приоткрывающиеся трещинные пустоты.

штоковверковые тела сетчато-брекчиевой текстуры (рис. 3).

Помимо переходов сетчато-брекчиевых тел в жилы согласного типа элементы локальной дискордантности последних повсеместно фиксируются по наличию многочисленных апофиз в трещинах оперения, являясь секущими слоистость и кливаж рудовмещающих пород. Характерно также наличие золотоносных жил в радиальных трещинах отрыва или скола на крыльях антиклинальных складок (рис. 4, 5). Все это свидетельствует о послекливажном возрасте золотокварцевых образований и делает заведомо неприемлемой гипотезу об их сингенетичности рудовмещающим породам.

Как правило, согласные жилы обладают хорошо выраженным двучленным строением. Зальбандовые части сложены серым либо светло-серым мелко-среднезернистым кварцем характерной полосчатой или полосчато-фестончатой текстуры. Из рис. 1 видно, что фестончатые складки образуются не только в приконтактовых частях жилы, но и облекают наиболее крупные ксенолиты боковых пород. Достаточно хорошо просматриваются также птигматитовые складки нагнетания в нижерасположенной менее мощной кварцевой жиле. При документации разведочных и очистных выработок неоднократно отмечалось, что осевые плоскости фестончатых складок обладают закономерной ориентировкой по отношению к элементам более крупной антиклинали и группируются в веерную систему, раскрывающуюся в направлении ее сводовой части. Перечисленные особенности рассматриваемых структурных форм позволяют уверенно квалифициро-



Рис. 1. Морфология согласной золото кварцевой жилы с крупным ксенолитом раскливажированных алевролитов, содержащих вкрапленность метакристаллов дожилowego арсенонирита.

вать их как типичные складки волочения, сформировавшиеся непосредственно в процессе послойного метасоматического замещения боковых пород, о чем свидетельствует отсутствие признаков катаклаза фестончатого кварца. Стержневые части согласных жил сложены белым крупнокристаллическим кварцем массивной текстуры, закономерно сменяющейся брекчиевой в замках сильно сжатых антиклиналей 3—4-го порядков. На таких участках фиксируется резкое (5—7-кратное) увеличение мощности стратифицированных жил, насыщение их большим количеством ксенолитов боковых пород, не обнаруживающих признаков метасоматической переработки.

Ксенолиты обычно имеют пластинчатую форму и представляют собой продукты послойного обрушения пород кровли, как бы взвешенные в массе жильного кварца. В подавляющем большинстве случаев их длинные оси ориентированы вполне закономерно и располагаются конформно элементам вмещающих складок. В присводовых частях сильно сжатых седловидных жил небольшой мощности у части пластинчатых ксенолитов наблюдается характерный S-образный изгиб, который мог возникнуть только в условиях концентрически восходящих движений внешних слоев жильовмещающих антиклиналей, т. е. синхронно со складчатой деформацией слоистой толщи.

Таким образом, реконструкция времени и условий образования исследованных жил базируется на следующих данных:

- резкие раздувы мощности в сводах антиклинальных складок и на отрезках относительно пологого падения;
- конформность пластинчатых ксенолитов контактам жильных тел на таких участках;
- веерная ориентировка кварцевых прожилков в складчатых телах сетчато-брекчиевого типа;
- веерное положение осевых плоскостей фестончатых складок волочения в приконтактных частях антиклинально изогнутых (седловидных) жил;
- нередко наблюдаемые диапировые внедрения раздробленных боковых пород в ненарушенные замки фестончатых антиклиналей;
- закономерная ориентировка апофиз, „залечивающих“ оперяющие трещины скола или отрыва (см. рис. 4, 5). Эти апофизы, сложенные белым крупнокристаллическим кварцем, своими корнями сливаются с массивной осевой частью жильного тела, но повсеместно пересекают его полосчато-метасоматическую оторочку, как бы интродуруя в приоткрывшиеся трещины.

Весьма примечательно, что восходящие движения на крыльях антиклинальных складок продолжались и после образования стратифи-

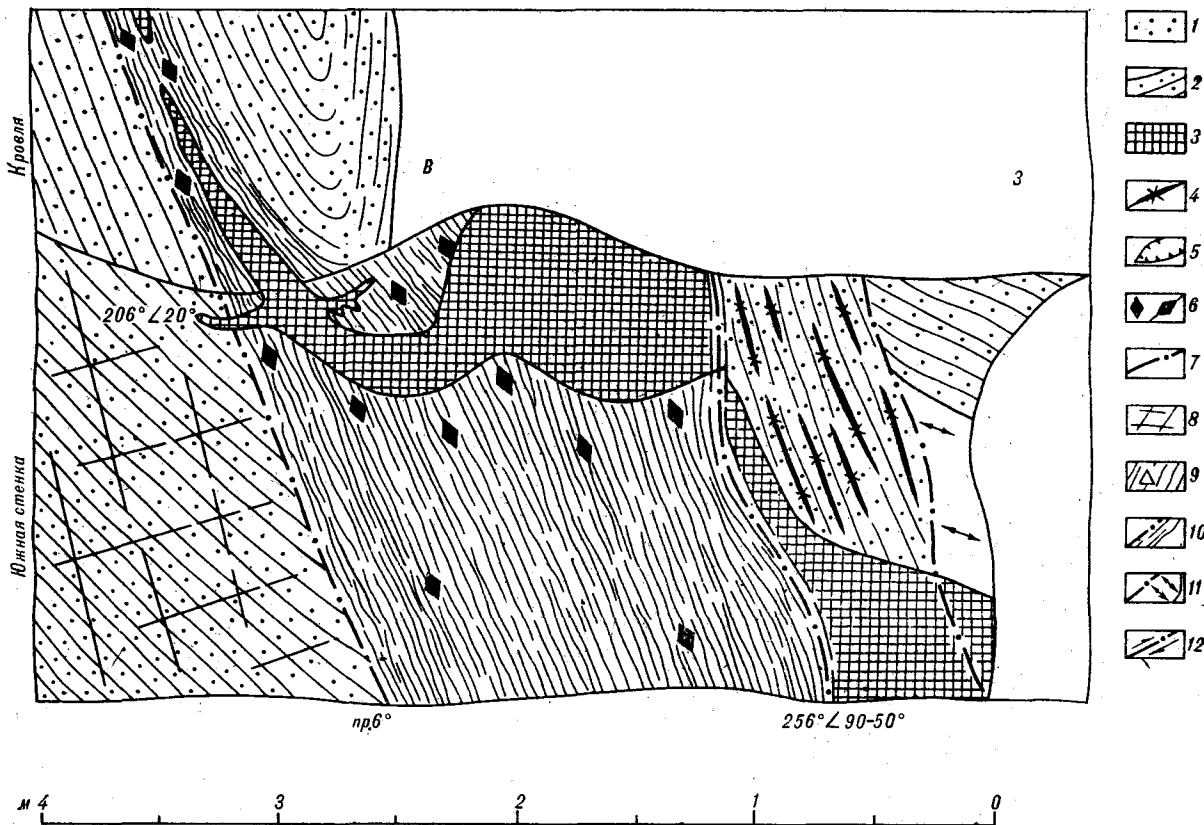


Рис. 2. Крупная недеформированная апофиза согласной золотокварцевой жилы, резко секущая региональный кливаж и наследующая его плоскости в местах выклинивания.

1 — песчаники; 2 — алевриты; 3 — кварцевые жилы; 4 — маломощные кварцевые прожилки; 5 — миароловые пустоты; 6 — метакристаллы и прожилки дожилкового арсенопирита; 7 — притертые тектонические швы; 8 — трещиноватые боковые породы; 9 — смятые и раздробленные боковые породы; 10 — ориентировка трещин кливажа и листоватости боковых пород; 11 — тектонические зеркала с бороздами скольжения; 12 — направление относительного перемещения тектонических блоков.

цированных золотокварцевых тел, о чем свидетельствует однородно веерная ориентировка трещин складчатого кливажа в жильемещающих породах, сильно сжатых седловидных жилах и содержащихся в них ксенолитах. По своему положению этот кливаж отличается от регионального и согласуется со складкообразующими межслоевыми дислокациями. Кроме того, наблюдается характерный подворот оперяющих апофиз вдоль сорванных контактов жильных тел (см. рис. 5).

Таким образом, можно с полным основанием утверждать, что в Южном Верхоянье стратифицированные жилы, а также сопряженные с ними тела различной морфологии и положения по времени образования синхронны с наложенной мелкой складчатостью, проявившейся в линейных зонах повышенной дислоцированности. Не затрагивая вопроса об источниках рудного вещества и кремнезема рассматриваемых золотокварцевых тел, можно полагать, что они сформировались в основном под воздействием существенно кремнекислых растворов, в пользу чего свидетельствуют весьма близкое сходство температур образования

кварца, арсенопирита и золота, а также принципиальное тождество зональности примесей этих минералов на описываемых объектах, с одной стороны, и типично эпигенетическом гидротермальном месторождении — с другой.

Поскольку условия образования и особенности геохимической зональности месторождения, представленного резко секущими минерализованными зонами и оперяющими их жилами, рассмотрены в более ранних публикациях [2—4], ниже приведены соответствующие данные лишь для стратифицированных жил характеризуемого района.

По результатам массовых замеров методом вакуумной декрепитации средняя температура образования основной массы кварца составляет 235, арсенопирита жильного — 242, золота — 254°C, а выделение метакристаллического арсенопирита боковых пород происходило в интервале 80—460°C, где четко фиксируются три температурные ступени с модальными значениями 130, 159 и 420°C.

Геохимическую зональность примесей наиболее широко распространенных минералов удобнее всего рассмотреть на примере непрерывно

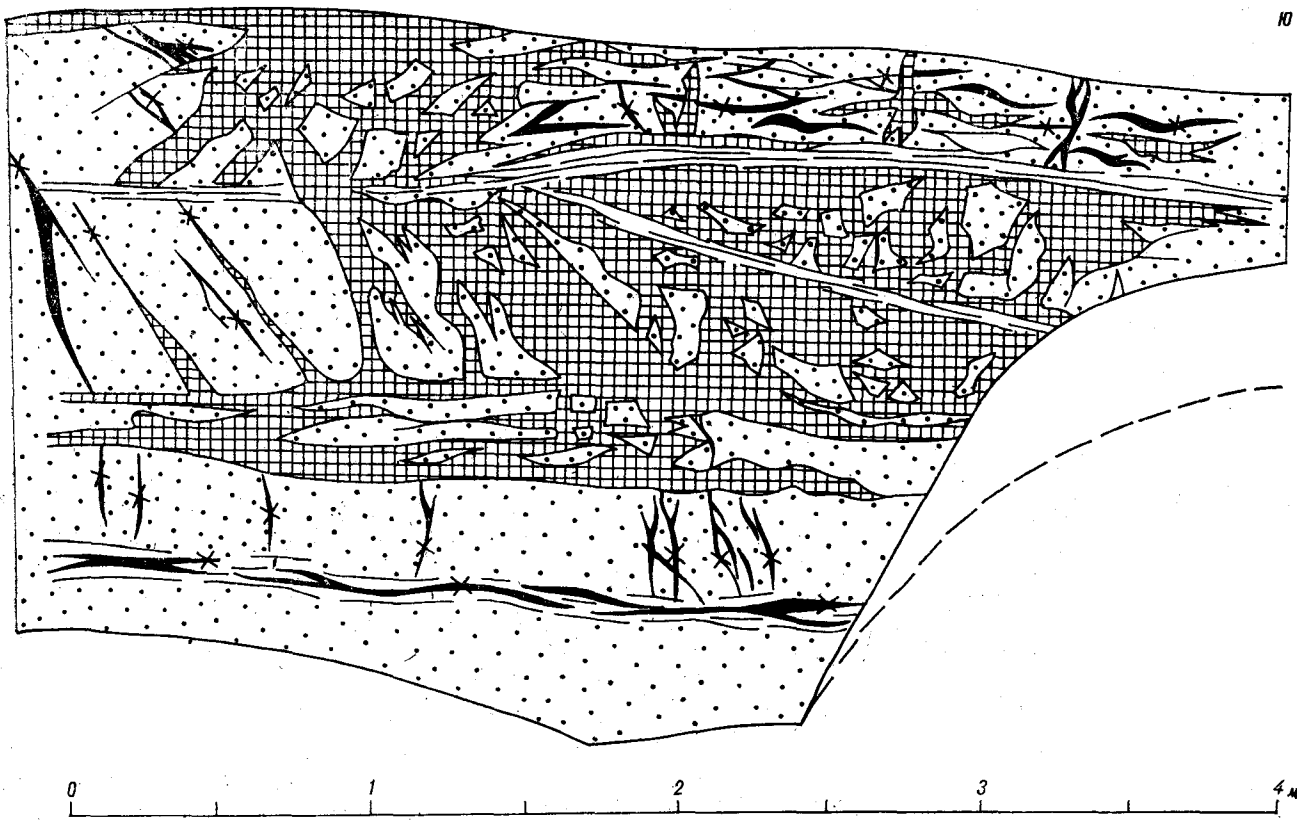


Рис. 3. Сетчато-брекчиевое строение блока рудовмещающих пород в месте выклинивания серии сближенных золотокварцевых жил согласного типа. Зарисовка стенки очистной выработки. Усл. обозн. см. на рис. 2.

прослеженной штольнями стратифицированной жилы. Ее обогащенная часть (лента) приурочена к своду антиклинальной складки, имеющей меридиональное простирание и полого (около 17°) погружающейся в северном направлении.

При ранжировании рядов зональности использованы результаты спектральных, спектрохимических и пробирных анализов монофракций кварца и жильного арсенопирита. Само ранжирование проведено в направлении с севера на юг по степени возрастания показателя контрастности зональности, рассчитанного как отношение средних содержаний каждого элемента на южном (относительно высоком) фланге жилы к аналогичному ее параметру на северном (относительно низком) горизонте. Построенный по такому принципу ряд зональности жильного кварца и арсенопирита выглядит соответственно следующим образом:

Sb, Bi	Ag	Ni	Pb, Zn	Cu	Sn, As	Co	V
> 0,04'	0,04'	0,4'	0,6'	0,8'	1,1'	1,3'	1,5'
Ti	Au	Ag	Pb, Cu	Sb, Ni	Ti	Zn	Co
2,6'	0,1'	0,3'	0,4'	1,1'	1,3'	1,4'	1,9'

Главной особенностью этих рядов является их ранжирование в соответствии с законом

обратной геохимической зональности, что со всей определенностью фиксируется по приуроченности наиболее поздних элементов (Sb, Bi,

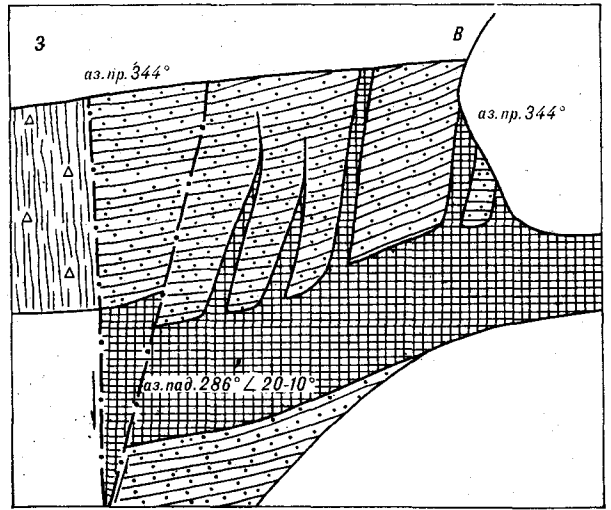


Рис. 4. Апофизы согласной золотокварцевой жилы в оперяющих трещинах скола. Фрагмент зарисовки стенки выработки. Усл. обозн. на рис. 2.

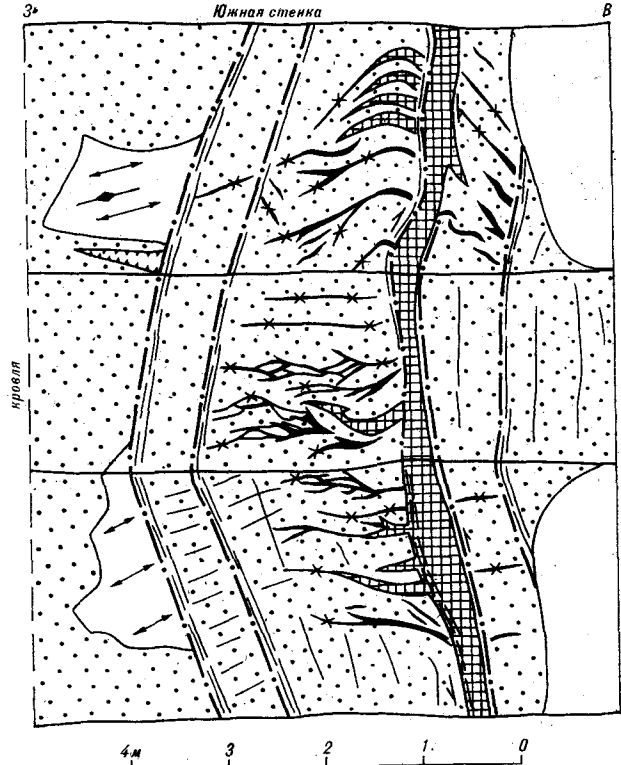


Рис. 5. Апофизы согласной золотокварцевой жилы, залечивающие оперяющие трещины отрыва на крутом крыле сильно сжатой антиклинальной складки. Зарисовка расчески из разведочной штольни. Усл. обозн. см. на рис. 2.

Ag, Pb, Au) к самым низким (прикорневым) частям жильного тела.

Как показано [3], подобная закономерность реализуется независимо от типа зональности самого рудного тела, что позволяет уверенно определять направление движения рудоносных растворов, а также относительное положение их источника или подводного канала. По-видимому, в рассматриваемом примере они продвигались с севера на юг и вверх, т. е. в соответствии с воздыманием шарнира антиклинальной складки. При этом, согласно представлениям Д. С. Коржинского [1], вследствие фильтрационного эффекта происходило обогащение головной части золотоносной термогидроколлонны относительно кислотными, в том числе мышьяковистыми, золотосодержащими соединениями [5]. Фильтрация газонасыщенной и весьма подвижной кислотной волны, видимо, началась синхронно с основной фазой складчатости и осуществлялась по едва наметившимся межпластовым трещинам, а главным образом путем просачивания по межзерновому пространству прилежащих к ним песчаников и алевролитов, пористость которых ощутимо возрастала в результате выщелачивания известковистого

цемента. По мере нейтрализации растворов в порах и мелких пустотах выщелачивания зарождались и росли метакристаллы золотоносного арсенопирита, первоначально распределявшегося в соответствии с напластованием терригенной толщи.

Второй этап формирования жил совпадает с фазой дифференциально блоковых подвижек в сфере влияния долгоживущих разломов фундамента. Первоначально они проявились как мощные меридионально ориентированные зоны субвертикального кливажа, по плоскостям которого происходила переориентировка метакристаллического арсенопирита, обычно заключенного в рубашки стебельчатого кварцита. Появление этих оторочек свидетельствует о приближении основной, существенно кремнекислотной, части термогидроколлонны.

Третий этап характеризуется заложением и развитием мелкой дисгармоничной складчатости, являющейся закономерным следствием дифференциальных блоковых подвижек фундамента. В начальную стадию развития наложенной складчатости фильтрация растворов осуществлялась вдоль унаследованных от предыдущих этапов слабозияющих трещин межпластового типа, что приводило к послойно метасоматическому замещению боковых пород и формированию полосчатых оторочек современных жил, которые, как уже отмечалось, резко срезают плоскости регионального кливажа. В связи с кремнекислым метасоматозом происходила частичная дезинтеграция и перекристаллизация метакристаллического арсенопирита, причем этот процесс приводит к существенному (в 2,2 раза) возрастанию его золотоносности.

Несколько позже, по мере нарастания складчатых деформаций, большую роль приобретают межпластовые срывы и дифференциальные перемещения слоев, образуются вакуумные пустоты на крыльях и особенно в замках сильно сжатых антиклиналей, где широко проявляется послойное обрушение пород кровли. При попадании в такие или иной природы камеры гидротермальные растворы неизбежно претерпевают адиабатическое расширение, что приводило к резкому падению температуры. Вследствие переохлаждения системы развивался процесс спонтанной коагуляции кремнекислых растворов, которые приобретали консистенцию вязкого геля, обладающего ясно выраженной несущей способностью по отношению к ксенолитам боковых пород. Именно в этом авторы видят непосредственную причину их закономерной ориентировки и S-образного изгиба в присводовых частях антиклинальных складок, а также секущего положения «интрузивных» апофиз по отношению к полосчато-фестончатым экзоконтактам согласных жил.



Процессом раскristаллизации геля кончается формирование стратифицированных жил. В дальнейшем под воздействием более поздних тектонических и гидротермальных процессов они испытывают, по мнению авторов, лишь

ряд незначительных морфологических изменений, приводящих к повышению уровня их золотосности и образованию обогащенных золотом рудных столбов или лент.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
2. Силичев М. К. Модель гидротермального процесса на примере многостадийного золоторудного месторождения в долгоживущих минерализованных зонах. — В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 2. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981.
3. Силичев М. К., Белозерцева Н. В. Зональность примесей в кварцах, арсенопиритах и галенитах золоторудного месторождения. — Геохимия, 1981, № 3.
4. Силичев М. К., Белозерцева Н. В. Температурные условия образования многостадийного золоторудного месторождения. — ДАН СССР, 1980, т. 250, № 3.
5. Сорокин В. Н. Об одной из возможных форм переноса золота в гидротермальных растворах. — Геохимия, 1973, № 12.

*ПГО Якутскгеология, Аллах-Юньская ГРЭ  
пос. Хандыга*

*Поступила в редакцию  
20 июня 1983 г.*

Э. В. Ужгалис

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ БОРА В ПАЛЕОГЕН-НЕОГЕНОВЫХ ПОРОДАХ ОЛЮТОРСКОЙ ЗОНЫ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

Установленные впервые для региона оценки локальных параметров распределения бора в вулканогенных и вулканогенно-осадочных образованиях, в ртуть- и золотосодержащих метасоматитах свидетельствуют об очень высокой миграционной способности бора. Про-

цессы перераспределения его первичных концентраций могут привести к образованию самостоятельных скоплений (рудопроявлений) в виде датолитсодержащих метасоматитов.

Олюторская зона, расположенная в юго-восточной части Корякского нагорья, примыкает к акватории Берингова моря. Ей свойственны наличие офиолитовые комплексов, покровно-чешуйчатое строение и широкий спектр рудных ассоциаций. Специфичность структурного положения зоны предопределяет огромные (до 16 км) мощности продуктов магматизма с преобладанием субмаринных фаций, широкое проявление подводного эффузивного базальтоидного вулканизма, синхронного формированию мощных вулканогенно-кремнистых толщ, флишоподобную перемежаемость лав, пирокластов, кремнистых и вулканогенно-осадочных отложений палеоген-неогена, резкую фациальную изменчивость толщ, при которой вулканогенно-осадочные породы сменяются лавами подводных излияний с чередованием морских кремнистых отложений. Этим особенностям сопутствуют мощная тектонизация пород, контрастность металлогенического профиля, интенсивные зеленокаменные изменения эффузивов, проявление калиевого, кремниевого и борного метасоматоза, высокие концентрации ряда некогерентных элементов (К, В, Au и др.), в целом не характерных для окраинных меланократовых комплексов.

Анализ истории развития рассматриваемой области показывает, что базальты вулканогенного комплекса завершают в неогене активный подводный вулканизм. Это слабощелочные, в основном толеитовые, подушечные лавы с калиево-натриевым типом щелочности, ассоциирующие с кремнистыми породами. Н. А. Богдановым [2] и другими исследователями показано, что базальты Олюторской зоны по своим петрологическим и геохимическим особенностям близки абиссальным толеитам и базальтам окраинных морей.

Для выявления особенностей распределения бора в южной, центральной и северо-восточной частях Олюторской зоны (рис. 1) выполнены региональные опорные геохимические профили. Они ориентированы в направлении максимальной изменчивости пород. Всего отобрано более 1800 проб. Установлено, что фациально однородные разрезы характеризуются равномерным распределением элементов; в фациально сложных разрезах пробы отбирались соответственно количественной роли литологических разновидностей пород.

Отдельные наименования литологических разновидностей пород нуждаются в пояснениях. Так, к метаморфизованным лавам базальтов отнесены породы, в которых плагиоклаз вкрапленников альбитизирован, эпидотизирован, кальцитизирован или полностью замещен агрегатом серицит-хлоритового состава. Основная масса целиком перекристаллизована и сложена альбитом, хлоритом и эпидотом. До 10—30% объема породы занимают миндалины, заполненные альбитом, кальцитом, эпидотом, пренитом, хлоритом, цеолитом, опалом, халцедоном и кварцем. В них часто наблюдаются наложенные кальцит-кварцевая и альбит-серицитовая ассоциации. Текстуры пород главным образом миндалекаменные, массивные, сферолитовые.

К тектонитизированным разновидностям отнесены породы, приуроченные к зонам разрывов, приразломной складчатости и волочения слоев. Для них характерна та или иная степень дробления и сматия с образованием штрихов, борозд и зеркал скольжения, притертых поверхностей конгломератов давления и порошковатых глин трения. При этом разрушаются первичная пепловая структура и структура обломочных пород и формируются

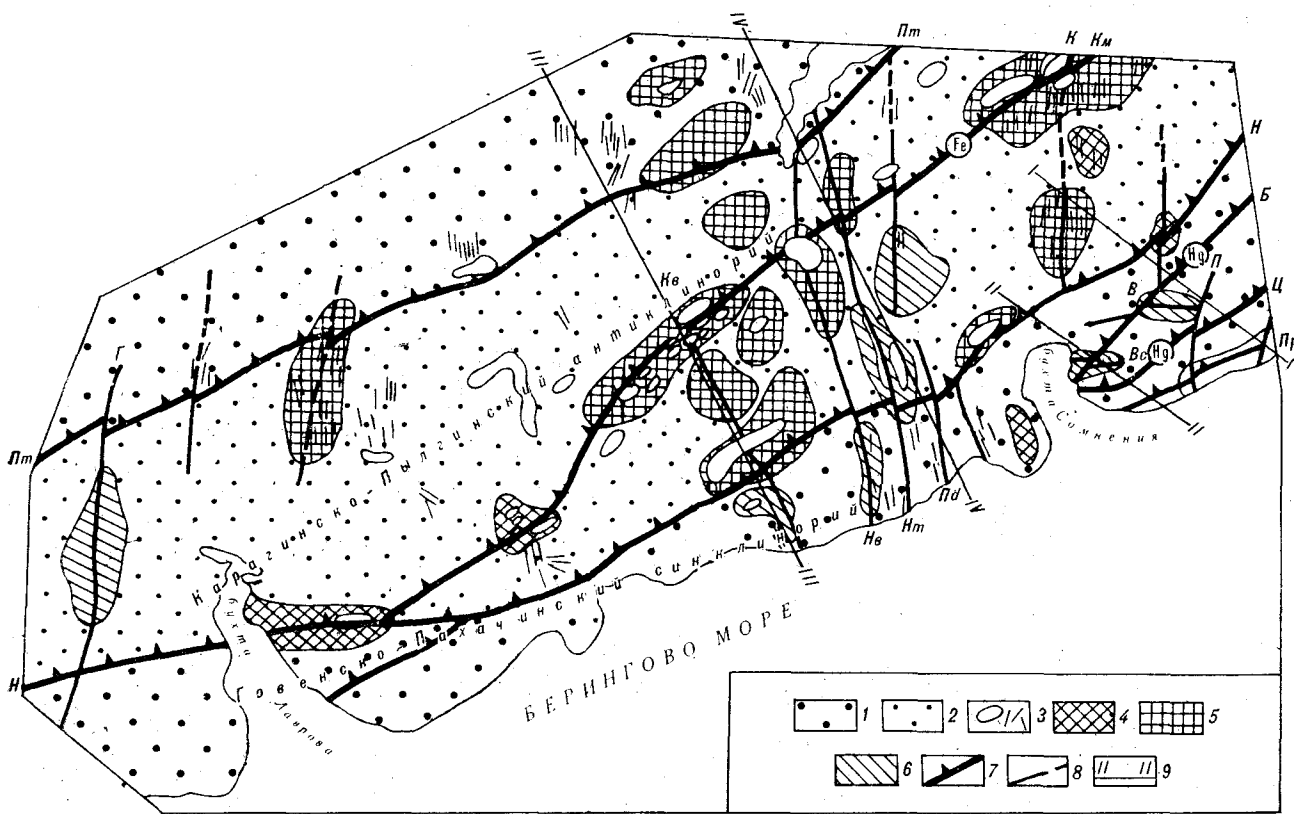


Рис. 1. Положение опорных геохимических профилей на структурно-металлогенической схеме Олюторской зоны. 1 — туфы базальтов, туфогенные алевролиты, песчаники и аргиллиты во флишoidalном переслаивании; 2 — преимущественно подушечные лавы базальтов; 3 — субинтрузии, экструзивные купола и дайки габброидов и гранитоидов; 4 — бор- и магнетитсодержащие метасоматиты; 5 — золотосодержащие метасоматиты; 6 — мышьяк, сурьма и ртутьсодержащие метасоматиты; 7 — надвиги глубокого заложения I порядка (северо-восточного простирания, X); 8 — секущие разрывы II и более высоких порядков (субмеридионального и широтного простирания, XX); 9 — опорные геохимические профили.

вторичные структуры, близкие к псевдобрекчиевой и пойкилобластовой. Цемент туфов — базальный и соприкосновения — полностью замещается агрегатом полевшпатово-хлоритово-гидрослюдистого или хлорит-эпидот-серицит-альбит-кальцитового состава. В туфогенных алевролитах цементирующий глинистый материал приобретает тонкочешуйчатое строение. Как правило, основным отличительным признаком тектонизированных разновидностей пород является появление неупорядоченных скоплений и микроконкреций пелитоморфного пирита и более или менее ориентированных чешуек гематита. Частный случай проявления тектонизации пород — образование милонитов, связанных, как правило, с синрудными или пострудными тектоническими подвижками. Это породы с роговиковой или фельзитовой структурой, сцементированы кварцем и ферродоломитом и характеризуются мелко- и тонкообломочной брекчиевой или псевдобрекчиевой текстурой. В отдельных случаях под микроскопом видны реликты исходных пород.

Разрез пород по опорному геохимическому профилю в районе оз. Потат-Гытхын (Пылгинский хребет) включает в себя снизу вверх:

Метаморфизованные лавы базальтов, образующие пологи с подушечной текстурой, гематит-кремнистым и яшмовым материалом в треугольниках соприкосновения; пачки тонкого флишoidalного переслаивания кремнистых сланцев с окремненными псаммитовыми кристаллокластическими туфами базальтов (85—90% пирокластического материала) мощностью от 10 до 30 м; в резко подчиненном количестве среди них — потоки базальтов, афиритов и вариолитов с матрацевидной и столбчатой отдельностью мощностью до 160 м, пачки сильно кляважированных туфогенных алевролитов с крупной скорлуповатой отдельностью, эруптивные вулканические брекчии со следами спекания. Мощность 900—950 м; геохимическая выборка из 64 проб.

Базальты с подушечной текстурой, отдельные пачки ритмичного переслаивания кремнистых сланцев с гелевой и псевдобрекчиевой структурой с окремненными тонко- и мелкообломочными туфами базальтов мощностью от 10 до 50 м; в кремнисто-хлоритово-дикитовом цементе обилие идиоморфных скоплений пелитоморфного пирита и чешуек гематита. Зона Северо-Западного (Потатского — Пт) регионального надвига. Мощность 150—200 м; геохимическая выборка из 52 проб.

Тектонитизированные тонкослойные туфогенные аргиллиты и алевролиты со скорлуповатой отдельностью; прослои базальтовых порфиритов с призматической, столбчатой и плитчатой отдельностью (до 20 м). Мощность до 100—120 м; геохимическая выборка из 67 проб.

Тектонитизированные и метаморфизованные туфы базальтов, кремнистые сланцы, прослои и линзы туфо-

и лавоконгломератов (до 30 м); пачки туфогенных алевролитов, песчаников, грубо- и крупнообломочных туфов с включениями вулканических бомб в тонком флюидном переслаивании; прослой базальтов (от 20 до 60 м); окремненные тонкослойные туфогенные аргиллиты со скорлупчатой отдельностью. Зона Юго-Восточного (Кимлинваямского — Км) регионального надвига. Мощность до 750 м; геохимическая выборка из 81 пробы.

При обработке аналитических данных [4] проводилась статистическая оценка параметров распределения содержаний бора и ассоциирующих с ним элементов (контрастной концентрации) с целью определения регионального и локального геохимического фона, а также выявлялись экстремальные значения в пределах указанного фона. Параметры распределения сопутствующих бору элементов в сравниваемых типах пород характеризуются наибольшими различиями; к этим породам относятся Au, Hg, Sb, Ag и полиметаллы.

На первом этапе статистического анализа был выявлен логарифмически-нормальный закон распределения элементов, основными параметрами которого являются: среднее арифметическое содержаний  $x$  (логарифмов содержаний  $\lg x$ ), выборочная дисперсия  $S^2 \lg$ , размах колебаний содержаний, оцененный с заданной вероятностью (обычно 0,95) при принятом уровне значимости 0,01 для граничных значений  $a_{\min}^{\max}$  (0,01).

При построении вариационных кривых в координатах  $n$  (количество проб, ось ординат) и  $\lg x_i$  (середина интервала логарифмов содержаний, ось абсцисс) оказалось, что некоторые из них являются сложными и многовершинными, отражающими параметры распределения нескольких геохимических совокупностей. Кривые имеют как правостороннюю (отрицательную), так и левостороннюю (положительную) асимметрию (рис. 2—4).

При интерпретации полученной информации введено следующее оптимальное допущение: если пределы колебаний содержаний того или

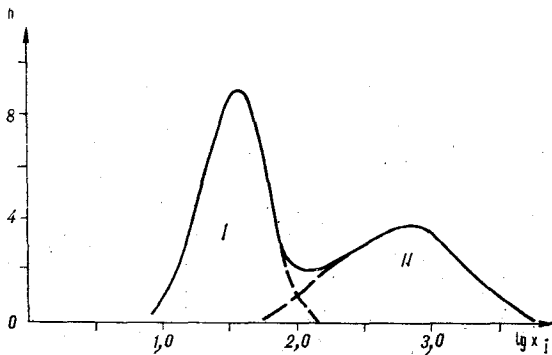


Рис. 2. Вариационные кривые логарифмически-нормального распределения бора в борсодержащих пренит-датолит-кварцевых метасоматитах.

I, II — выявленные геохимические совокупности; выборка из 30 проб.

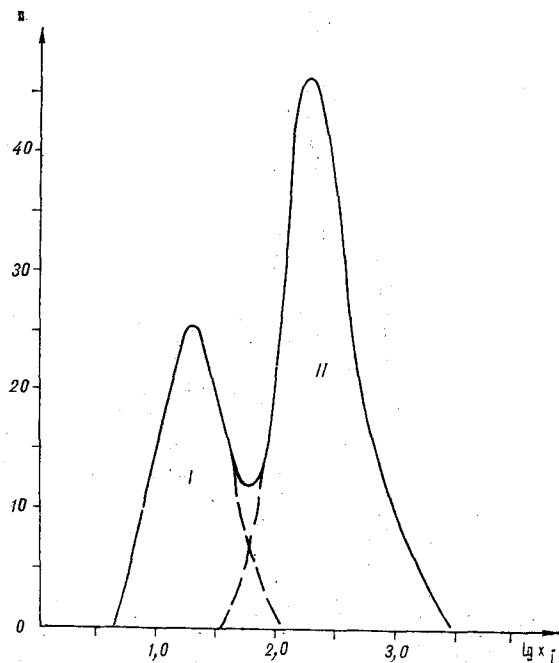


Рис. 3. Вариационные кривые логарифмически-нормального распределения бора в ртутьсодержащих даккит-кварцевых и кварц-даккитовых метасоматитах.

I, II — выявленные геохимические совокупности; выборка из 121 пробы.

иного элемента вычисляются для выборки, характеризующей локальную площадь развития конкретных пород (например, пачка, поток, прослой и т. п.), то они являются для них геохимическим фоном, точнее, его экстремальными значениями.

Помимо изучения характера распределения бора в разрезе пород были также детально изучены площади развития борсодержащих измененных пород. Одна из них (рис. 5) представляет собой зону сложной конфигурации с неотчетливыми контурами (район бухты Сомнения), без какой-либо закономерной метасоматической зональности (наличие внешних и внутренних колонок), локализованную на многоактно тектонически проработанном участке, приуроченном к узлу сочленения двух разрывов. Зеленокаменные изменения борсодержащих туфов базальтов, туфогенных песчаников и алевролитов (сопоставимые в первом приближении с внешними зонами фронта метасоматических изменений) заключаются в развитии по плагиоклазу альбита, кальцита, хлорита и эпидота, а также кварца, являющегося наиболее поздним и развивающегося вплоть до полного замещения породы. Во всей массе породы равномерно распределены скопления бурых гидроокислов железа. В метасоматических кварцитах с крупными изометричными зернами кварца с блоковым погасением основную роль в составе пород играют, кроме кварца, пренит, хлорит, актинолит, пирит и магне-

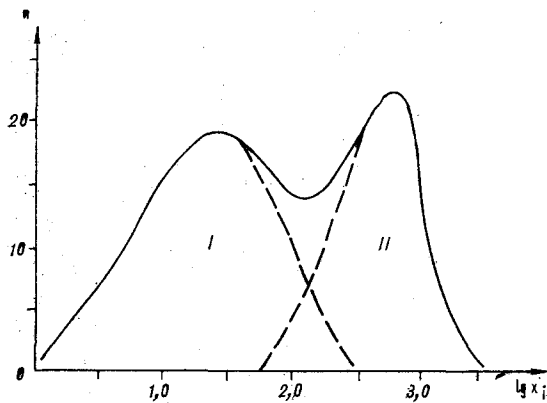


Рис. 4. Вариационные кривые логарифмически-нормального распределения бора в золотосодержащих адуляр-серицит-кварцевых метасоматитах.

I — сульфидизированные адулариты, II — околорудные прожилки. Геохимическая выборка из 77 проб.

тит (последние за счет раскристаллизации гидроксидов железа). Актинолит образует обособления радиально-лучистых сростков; высокожелезистый пренит ( $2V = 65-68^\circ$ ) присутствует в виде скоплений неупорядоченных разноориентированных длиннопризматических кристаллов, образующих сноповидные сростки. При перекристаллизации кварцитов на фоне крупных метакристаллов пренита, обособляющегося в изолированные шпировидные участки, появляется датолит в виде зернистых агрегатов изометричных зерен с неправильной, шпировидной формой, выполняющий промежутки между кристаллами кварца. Кроме того, в сплошном пренит-кварцевом метасоматическом агрегате с крупными чешуями хлорита и в хлорит-пренит-кварцевых метасоматитах датолит в виде зернистых агрегатов выполняет промежутки на участках катаклаза между новообразованиями крупных идиоморфных метакристаллов пренита (рис. 6, 7).

Указанные взаимоотношения минералов в метасоматитах позволяют отметить следующее: так как сноповидные сростки кристаллов пренита распределены равномерно по всему объему породы и располагаются внутри кварцевых сростков или между ними, не обнаруживая какой-либо определенной ориентировки по отношению к последним, можно говорить об одновременной их кристаллизации. Датолит же образовался позднее пренита, тем более что кварциты с актинолитом, пренит-кварцевые и хлорит-пренит-кварцевые метасоматиты секутся наложенным штокверком прожилков перетложения кварц-датолитового и существенно датолитового состава (см. рис. 6), являющихся наиболее поздними выделениями. Интенсивность их проявлений на разных участках сложных (морфологически) залежей метасоматитов различна: это или сплошная сеть бессистемных тонких прожилков, или отдельные,

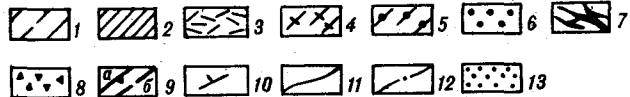
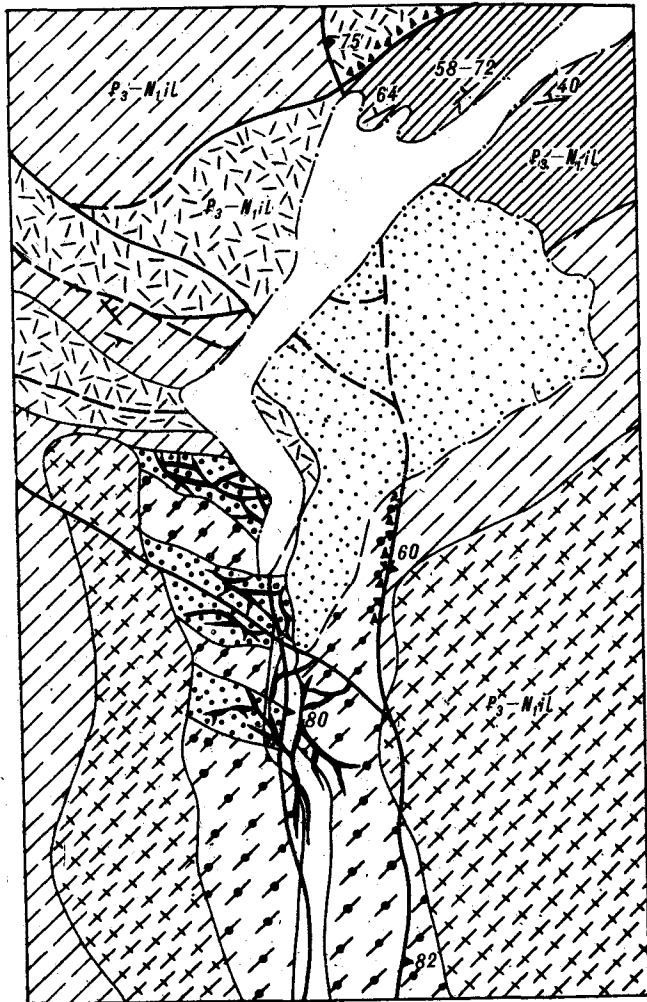


Рис. 5. Геолого-структурная схема одного из рудопроявлений бора. Олюкторская зона.

1 — тектонитизированные туфогенные алевролиты и аргиллиты в грубом флишoidalном переслаивании; 2 — тектонитизированные туфы базальтов и туфогенные песчаники в тонком флишoidalном переслаивании; 3 — метаморфизованные туфы базальтов с развитием по ним хлорит-пренит-кварцевых метасоматитов с пиритом и гидроксидами железа; 4 — хлорит-пренит-кварцевые метасоматиты с датолитом; 5 — пренит-кварцевые метасоматиты с наложенным штокверком прожилков датолит-пренит-кварцевого состава; 6 — датолит-пренит-кварцевые метасоматиты; 7 — жильобразные выделения датолит-пренит-кварцевого, кварц-датолитового и существенно датолитового состава; 8 — милонитизированные туфы базальтов; 9 — разрывы: а — выявленные, с указанием направления вадения плоскости сместителя, б — предполагаемые; 10 — элементы залегания реликтов первичной слоистости пород; 11 — геологические границы литологических разновидностей пород; 12 — контур снежника; 13 — целовый.

упорядоченные и более крупные прожилки мощностью от 0,5 до 2,5 см. Изучение характера распределения борного оруденения дает возможность выявить закономерность: при ясно выраженных границах оруденелых зон с

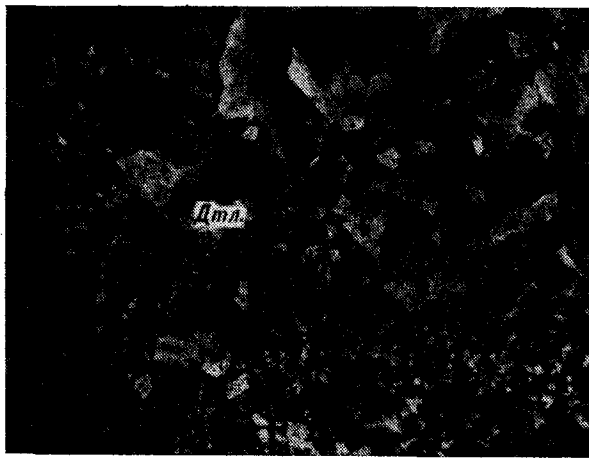


Рис. 6. Датолиит-пренит-кварцевый метасоматит сечется наложенным прожилком датолиита (Дтл). Шлиф серии 213-V, ник. +,  $\times 18$ .

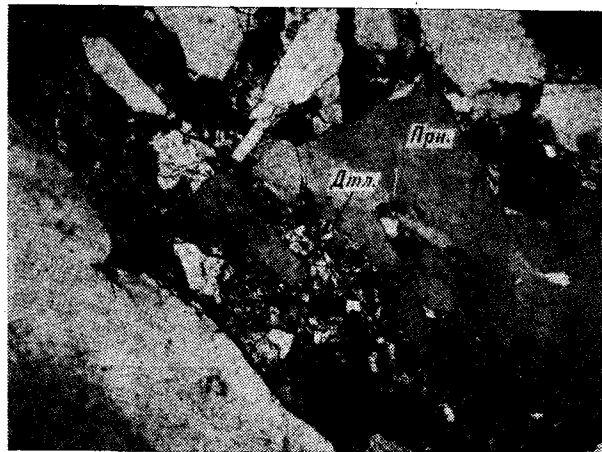


Рис. 7. Перекристаллизованный датолиит-пренит-кварцевый метасоматит. На участках катаклаза датолиит (Дтл) развивается по прениту (Прн) и выполняет промежутки между новообразованиями его метакристаллов. Шлиф серии 214/68, ник. +,  $\times 18$ .

вмещающими породами четкость контуров оруденения обратно пропорциональна мощности рудоносной (бороносной) зоны.

Химические составы датолиитсодержащих метасоматитов показаны в табл. 1. Все химические анализы выполнены в ИМГРЭ и ИГЕМ

АН СССР химиками-аналитиками Н. З. Курбановой, Т. М. Муравьевой, В. В. Даниловой, Т. Е. Пронкиной, Н. В. Лобовкиной. Определения объемных весов проведены автором. Пересчеты на элементарную ячейку сделаны по

Таблица 1

Химический состав датолиит-пренит-кварцевых и датолиит-хлорит-пренит-кварцевых метасоматитов, пересчитанный на элементарную ячейку по кислороду

Компонент	Датолиит-пренит-кварцевый метасоматит					Датолиит-хлорит-пренит-кварцевый метасоматит				
	С, вес. %	Количество кислорода, вес. %	Атомные количества	Количество ионов кислорода	Количество катионов в стандартной ячейке	С, вес. %	Количество кислорода, вес. %	Атомные количества	Количество ионов кислорода	Количество катионов в стандартной ячейке
SiO <sub>2</sub>	69,95	37,07	116	232	220	69,46	36,81	115	230	221
TiO <sub>2</sub>	0,01	—	—	—	Сл.	0,12	0,05	—	—	Сл.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,28	2,01	0,04	0,06	7,6	6,26	2,94	0,06	0,09	11,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,90	0,27	—	—	Сл.	1,0	0,30	0,01	0,02	1,9
FeO	0,98	0,21	0,01	0,01	1,9	0,85	0,19	0,01	0,01	1,9
MnO	0,04	—	—	—	Сл.	0,02	—	—	—	Сл.
MgO	0,51	0,20	0,01	0,01	1,9	0,53	0,21	0,01	0,01	1,9
CaO	14,92	4,18	0,27	0,27	51,3	15,0	4,20	0,27	0,27	51,4
Na <sub>2</sub> O	0,18	0,05	—	—	Сл.	0,08	0,02	—	—	Сл.
K <sub>2</sub> O	0,07	0,01	—	—	»	0,01	—	—	—	»
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	—	—	—	0,14	—	—	—	»
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,77	2,46	0,15	0,07	28,5	2,56	2,40	0,15	0,07	28,6
CO <sub>2</sub>	0,62	0,45	0,01	0,02	1,9	0,20	0,15	—	—	Сл.
SO <sub>3</sub>	0,11	0,07	—	—	Сл.	—	—	—	—	Сл.
BaO	0,09	0,01	—	—	»	—	—	—	—	Сл.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,79	0,44	0,01	0,03	1,9	0,02	0,01	—	—	Сл.
Cl	0,07	—	—	—	Сл.	—	—	—	—	Сл.
S	0,05	—	—	—	»	—	—	—	—	Сл.
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,31	2,97	0,06	0,09	11,4	3,98	2,75	0,06	0,09	11,5
F	—	—	—	—	—	0,01	—	—	—	Сл.
Сумма	100,67	50,40	172	288	326,4	100,24	50,03	172	286	329,7

Примечание. Формула датолиит-пренит-кварцевого метасоматита  $Mg_{1,9}Ca_{51,3}Fe_{1,9}^{2+}Al_{7,6}Si_{220}C_{1,9}(O_{550}OH_{28,5}B_{11,4})P_{1,9}$  объемный вес 2,90. Серия образцов 213-V. Формула датолиит-хлорит-пренит-кварцевого метасоматита  $Mg_{1,9}Ca_{51,4}Fe_{1,9}^{3+}Fe_{1,9}^{2+}Al_{11,5} \times Si_{221}(O_{550}OH_{28,6}B_{11,5})$ , объемный вес 2,92. Серия образцов 214-V. К, Na, Mn, Ti, Ba, S, Cl, F, находящиеся в «следовых» количествах в стандартной ячейке, для упрощения формулы метасоматитов опущены.

Химический состав пренит-кварцевого с датолитом метасоматита и метаморфизованного туфа базальтов

Компонент	Пренит-кварцевый с датолитом метасоматит					Метаморфизованный туф базальтов				
	С, вес. %	Количество кислорода, вес. %	Атомные количества	Количество ионов кислорода	Количество катионов в стандартной ячейке	С, вес. %	Количество кислорода, вес. %	Атомные количества	Количество ионов кислорода	Количество катионов в стандартной ячейке
SiO <sub>2</sub>	83,82	44,42	139	278	250	48,22	25,56	80	160	144
TiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	0,75	0,30	0,01	0,02	1,8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,17	1,49	0,03	0,04	5,4	15,40	7,24	0,15	0,23	27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,93	1,18	0,02	0,03	3,6	8,21	2,46	0,05	0,08	9
FeO	1,58	0,35	0,02	0,02	3,6	3,26	0,72	0,04	0,04	7,2
MnO	0,01	—	—	—	Сл.	0,03	0,01	—	—	Сл.
MgO	0,47	0,19	0,01	0,01	1,8	2,11	0,84	0,05	0,05	9
CaO	5,11	1,43	0,09	0,09	16,1	5,24	1,47	0,09	0,09	16,2
K <sub>2</sub> O	0,06	0,01	—	—	Сл.	0,40	0,07	0,004	0,002	0,7
Na <sub>2</sub> O	0,05	0,01	—	—	»	2,50	0,65	0,04	0,02	7,2
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	2	1,8	0,11	0,06	19,8
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,02	—	—	Сл.	0,15	0,08	0,001	0,003	0,2
BaO	Сл.	—	—	—	—	Сл.	—	—	—	—
SO <sub>3</sub>	»	—	—	—	—	0,63	0,38	0,008	0,02	1,4
F	0,02	—	—	—	Сл.	0,04	—	—	—	Сл.
Ппп (SO <sub>2</sub> , B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	1,32	0,96	0,03	0,06	5,4	10,7	—	—	—	—
Сумма . . .	99,58	50,06	159	303	285,9	99,64	41,58	135	221,5	243,5

Примечание. Формула пренит-кварцевого с датолитом метасоматита  $Mg_{1,8}Ca_{16,1}Fe^{3+}Fe^{2+}Al_{5,4}Si_{250}(O_{542}OH_{сл.})B$ , объемный вес 2,90. Серия образцов 214/68. Формула метаморфизованного туфа базальтов  $K_{0,7}Na_{7,2}Mg_9C_{16,2}Fe^{3+}Fe^{2+}Al_{27}Ti_{1,8}P_{0,2} \times Si_{144}(O_{399}OH_{19,8})S_{1,4}$ , объемный вес 2,55. Серия образцов 545-V.

кислороду по методике В. Г. Боголепова [3]. Величина коэффициента пересчета для  $B_2O_3$  принята 0,69.

Баланс движения вещества, рассчитанный при развитии пренит-кварцевых с датолитом метасоматитов по метаморфизованным туфам базальтов (табл. 2, 3), свидетельствует о резко доминирующем — более чем в 2 раза — приросте кремнезема (сумма +106) и бора (абсолютные значения в составе неразделенных летучих — B, S и Cl — не вычислялись) в условиях полного выноса (сумма —49,2) при кремниевом метасоматозе всего спектра главных петрогенных компонентов.

Другой генетический тип проявления бора наблюдается в центральной части зоны, в Пылгинском хребте. Здесь во вмещающих рудопоявлениях покровов базальтов, чередующихся с лавобрекчиями и лавоконгломератами, к участку сочленения двух разноплановых (и разномасштабных) разрывов приурочен крупный экструзивный купол риолитов. Конфигурация бороносных залежей определяется тектоническими элементами, они имеют грубозональное строение за счет наличия в разных их частях специфических минеральных ассоциаций. В экзоконтактах риолитов развиваются кварц-биотит-альбитовые роговики, в которых основная масса полностью перекристаллизована в мелкозернистый агрегат с мостовидной структурой. В зонах полного прокварцевания возни-

кают агрегаты радиально-лучистых сростков кварца, в промежутках между которыми наблюдается хлорит и шпировидные обособления магнетита; по биотиту развит серицит. Бурые гидрокислы железа равномерно распределены по всей породе.

Собственно борсодержащие метасоматиты развиты исключительно в апикальных участках купола, где выявляются зональные ассоциации: альбит + турмалин, альбит + кварц + турмалин, серицит + кварц + сульфиды, кварц + сульфиды, турмалин + кварц + сульфиды; комплекс последних представлен пиритом, пирротинном, халькопиритом, арсенопиритом, молибденитом. Альбититы сложены изометричными зернами новообразованного перекристаллизованного альбита (оптически отрицателен, как правило, обладает несдвойникованной внутренней структурой) размером 0,2—0,6 мм. Среди них отмечаются ядра мелкозернистых мономинеральных кварцитов. Ближе к контактам с альбититами количество кварца резко уменьшается, породы представляют собой переходную разновидность. Среди них появляются обильные лучистые обособления метакристаллов турмалина. Кварциты секутся крупнозернистыми серицит-кварцевыми метасоматическими жилами с крупными (до 1,5—2 см) метакристаллами турмалина и гнездообразными выделениями молибденита. Имеющиеся данные по химизму указанных пород свидетельствуют

Таблица 3

Баланс движения вещества при развитии пренит-кварцевых с датолитом метасоматитов по туфам базальтов

Элемент	Привнос	Вынос
Si	+106	
Ti		-1,8
Al		-21,6
Fe <sup>3+</sup>		-5,4
Fe <sup>2+</sup>		-3,6
Mn	0	0
Mg		-7,2
Ca		-0,1
K		-0,7
Na		-7,2
C	0	0
P		-0,2
B	0	0
S		-1,4
F	0	0
Летучие (неразделенные — B, S, Cl)	Абсолютные значения не вычислялись	
Сумма +56,8	+106	-49,2

о проявлении мощного кремниевого метасоматоза с участием летучих, привносе бора и активном перераспределении натрия с выносом всех прочих компонентов. Важная геохимическая особенность бороносных альбититов — наличие аномально высокого фона золота, достигающего особенно высоких концентраций в рудных минералах. Выявление и детальное изучение подобных пород очень важно и в металлогеническом аспекте, так как конечные продукты не только калиевого, но и существенно натрового метасоматоза характеризуются очень высокой золотоносностью.

Рассмотрим результаты анализа геохимических выборок и оценки региональных и локальных параметров распределения бора как в породах разреза, так и в борсодержащих метасоматитах (табл. 4). В качестве величины регионального геохимического фона бора приняты минимально-аномальные средние содержания ( $\bar{X}$ ), составляющие 29 г/т в туфах базальтов и 32 г/т в подушечных лавах базальтов, т. е. значения почти адекватные. С этими оценками вполне согласуются также близкие величины выборочных дисперсий содержаний (0,23—0,27), характеризующие достаточно высокую меру рассеяния элемента и единый тип его распределения в породах. На указанном фоне все литологические разновидности пород, подвергнувшиеся интенсивной гидротермально-метаморфической и метасоматической переработке, милониты, ртутьсодержащие метасоматиты диккитовой фации, золотосодержащие калиевые метасоматиты адуляровой и серици-

товой фаций, собственно метасоматиты с датолитом (и, конечно, с турмалином) проявляют себя как отчетливо выраженные положительные геохимические аномалии бора.

В возрастании средних содержаний бора в базальтах и туфогенных алевролитах в зонах надвигов в 1,5 раза при синхронном увеличении рассеяния элемента ( $S^2 \lg = 0,30—0,35$ ) проявляется тенденция к перераспределению концентраций бора. Более наглядно это заметно при общей тектонизации пород разреза: в тектонизированных туфах базальтов, туфогенных алевролитах и аргиллитах средние содержания бора увеличиваются до 84—110 г/т, превышая таким образом в 3—3,5 раза геохимический фон при значительном уменьшении дисперсий (до 0,12—0,19), т. е. налицо явные черты изменений исходных концентраций в сторону их увеличения. Выявленная закономерность находит подтверждение при описанном выше формировании датолит-содержащих метасоматитов на участках и в зонах максимальной общей тектонизации пород. Здесь величины дисперсий ( $S^2 \lg = 0,14$ ) находятся в пределах названного интервала значений, а средние содержания бора достигают 521 г/т, превышая фоновые в 17,5 раза.

Ранее [4, 5] впервые для изучаемой провинции было показано, что с содержанием золота и особенно ртути тесно пространственно и генетически связана концентрация бора, создающего, как подчеркивалось, на рудных объектах устойчивый, аномально высокий геохимический фон. Обращаясь к оценкам локальных параметров распределения бора в ртутьсодержащих метасоматитах, локализация которых также имеет место на участках предельно интенсивного проявления разрывной и складчатой тектоники, можно и дальше проследить выявленную закономерность: при близких к упомянутым величинам дисперсий — 0,15—0,21 — средние содержания бора составляют 220—380 г/т, т. е. превышают фоновые в 7,5—13 раз.

Самая, однако, контрастная картина наблюдается при анализе оценок локальных параметров распределения бора в золотосодержащих адуляритах — продуктах мощного калиевого метасоматоза. Здесь средние содержания бора составляют 404 г/т — выше фоновых в 13,5 раза, а значения дисперсий содержаний снижаются до минимальных (0,01).

Таким образом, перераспределение в процессе метасоматоза первичных концентраций бора (равно, как ртути и, вероятно, золота) свидетельствует о его весьма значительной миграционной способности. При этом очень показательны цифры размаха колебаний содержаний бора при соответствующем уровне значимости 0,01, создающего не только аномально высокие



Оценка локальных параметров распределения бора в Олюторской зоне Корякского нагорья

Характеристика пород геохимических совокупностей	Объем геохимической выборки (количество проб) <i>n</i>	Среднее арифметическое		Выборочная дисперсия логарифмов содержаний $S^2 \lg x$	Среднее квадратическое отклонение логарифмов содержаний $S \lg$	Размах колебаний содержаний с вероятностью 0,01 для граничных значений (г/т) $\frac{\max}{\min}$ (0,01)
		содержаний (г/т) $\bar{x}$	логарифмов содержаний $\lg x$			
Туфогенные алевролиты и аргиллиты тектонитизированные	67	110	2,041	0,19	0,43	10—1150
Метаморфизованные подушечные лавы базальтов	64	32	1,505	0,27	0,52	2—562
Метаморфизованные туфы базальтов	26	29	1,459	0,23	0,48	2—447
Туфы базальтов тектонитизированные	25	84	1,925	0,12	0,34	10—710
Базальты в зоне Северо-Западного регионального надвига	52	40	1,604	0,35	0,59	1,5—1050
Туфогенные алевролиты в зоне Юго-Восточного регионального надвига	30	48	1,683	0,30	0,55	2,1—1086
Тектониты и милониты по туфогенным алевролитам, ртутьсодержащие диккит-кварцевые метасоматиты	81	220	2,342	0,15	0,39	26—1825
Тектониты и милониты по туфогенным аргиллитам, ртутьсодержащие кварц-диккитовые метасоматиты	44	380	2,580	0,21	0,46	30—4900
Борсодержащие датолит-пренит-кварцевые метасоматиты	30	521	2,717	0,14	0,37	48—5750
Золотосодержащие адуляр-серицит-кварцевые метасоматиты	77	404	2,606	0,01	0,10	230—724

концентрации на отдельных участках разреза, но и формирующего самостоятельные минеральные новообразования, как например залежи и зоны датолитсодержащих метасоматитов и упомянутых борносодержащих албититов.

Существования в выборках нескольких (до 2—3) геохимических совокупностей, отчетливо выявляющихся при построении вариационных кривых распределения (см. рис. 2—4) и отвечающих конкретной геологической ситуации, свидетельствует о нескольких типах распределения бора в разрезе пород, зонах надвигов, тектонитах и рудопроявлениях ртути, золота, бора.

В заключение можно отметить, что в рассматриваемом регионе эволюция молодой, высокопроницаемой коры на стыке континент — океан связана главным образом с энергией

трения при движении огромных масс. При этом разогрев пород был значительно невелик, и последующие зеленокаменные преобразования их заключаются в метаморфической и метасоматической переработке вещества. Возникающие за счет разогрева метаморфогенные флюиды, мобилизующие бор из исходных осадков, отжимаются в верхние горизонты разреза по зонам надвигов. Указанный процесс сложный и многоактный, что подтверждается закономерным изменением дисперсий содержаний бора от максимума до минимума. Другими словами, мера рассеяния элемента отчетливо снижается в направлении от более ранних по времени региональных преобразований пород к более поздним изменениям, связанным с формированием и непосредственной локализацией оруденения различных генетических типов.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Беус А. А. Использование математических методов при геохимических поисковых работах. — М.: Недра, 1969. (Тр. ВЗПИ, вып. 38).
2. Богданов Н. А., Чехович В. Д. и др. Тектоника Олюторской зоны. — В кн.: Очерки тектоники Корякского нагорья. — М.: Наука, 1982.
3. Боголепов В. Г. Пересчет химических анализов гор-

ных пород при изучении метасоматических процессов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 1.

4. Ужгалис Э. В. Ртуть- и золотосодержащие метасоматиты Корякского нагорья. — Сов. геол., 1975, № 12.
5. Ужгалис Э. В. Рудносные метасоматиты одной из рудных зон. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1975, № 10.

А. Е. Шанцер, М. Н. Шапиро, А. В. Колосков,  
А. И. Челебаева, В. Н. Синельникова

## ЭВОЛЮЦИЯ СТРУКТУРЫ ЛЕСНОВСКОГО ПОДНЯТИЯ И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ В КАЙНОЗОЕ

(Северная Камчатка)\*

В Лесновском поднятии установлен пологий надвиг, который определяет границу между ирунейской и лесновской сериями. Возраст основного надвигообразования определяется как палеоценовый. В позднемеловое время предполагается существование двух структурно-фациальных зон: восточной — с накоплением вулканогенно-кремнистых формаций и западной —

с терригенным осадконакоплением. Дискретно, в течение всего кайнозоя происходит последовательное разрушение поднятия, сопровождающееся мощным грабенообразованием, в результате чего площадь поднятия резко сокращается и формируется узкий линейный горст.

Лесновское поднятие, сложенное верхнемеловыми породами, протягивается вдоль оси перешейка Камчатки от верхнего течения р.левой Лесной на юге до левого берега р. Белой и верховьев правых притоков р. Пустой на севере. В современной структуре это односторонний горст северо-восточного простирания. Слагающие его меловые комплексы на юго-востоке отделены серией сбросов от терригенных толщ верхнего эоцена и вулканитов неогена, а на северо-западе перекрыты вулканитами эоценовой кинкильской свиты и морскими осадками неогена. Территория Лесновского поднятия покрыта среднимасштабными геологическими съемками, некоторые участки засняты в более крупном масштабе. Последней публикацией, содержащей сведения о структуре района, является XXXI том «Геологии СССР» [6], где Г. М. Власовым дан краткий очерк тектоники северной части Срединного хребта. Настоящая статья основана прежде всего на полевых исследованиях, проведенных в 1981 г. в центральной части Лесновского поднятия в бассейнах рек Шаманки и Веайтымльваяма (правого истока р. Правой Лесной) (рис. 1).

Верхний мел рассматриваемого района представлен двумя сериями: терригенной лесновской и кремнисто-вулканогенной ирунейской. Лесновская сложена черными глинистыми сланцами, серыми алевролитами и песчаниками. Это типичная аспидная формация, содержащая пачки терригенного флиша. Песчаники

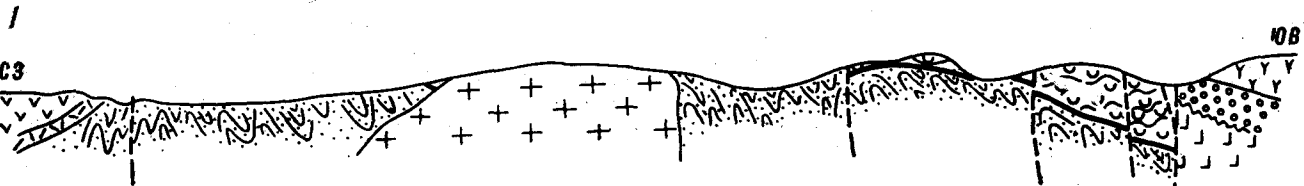
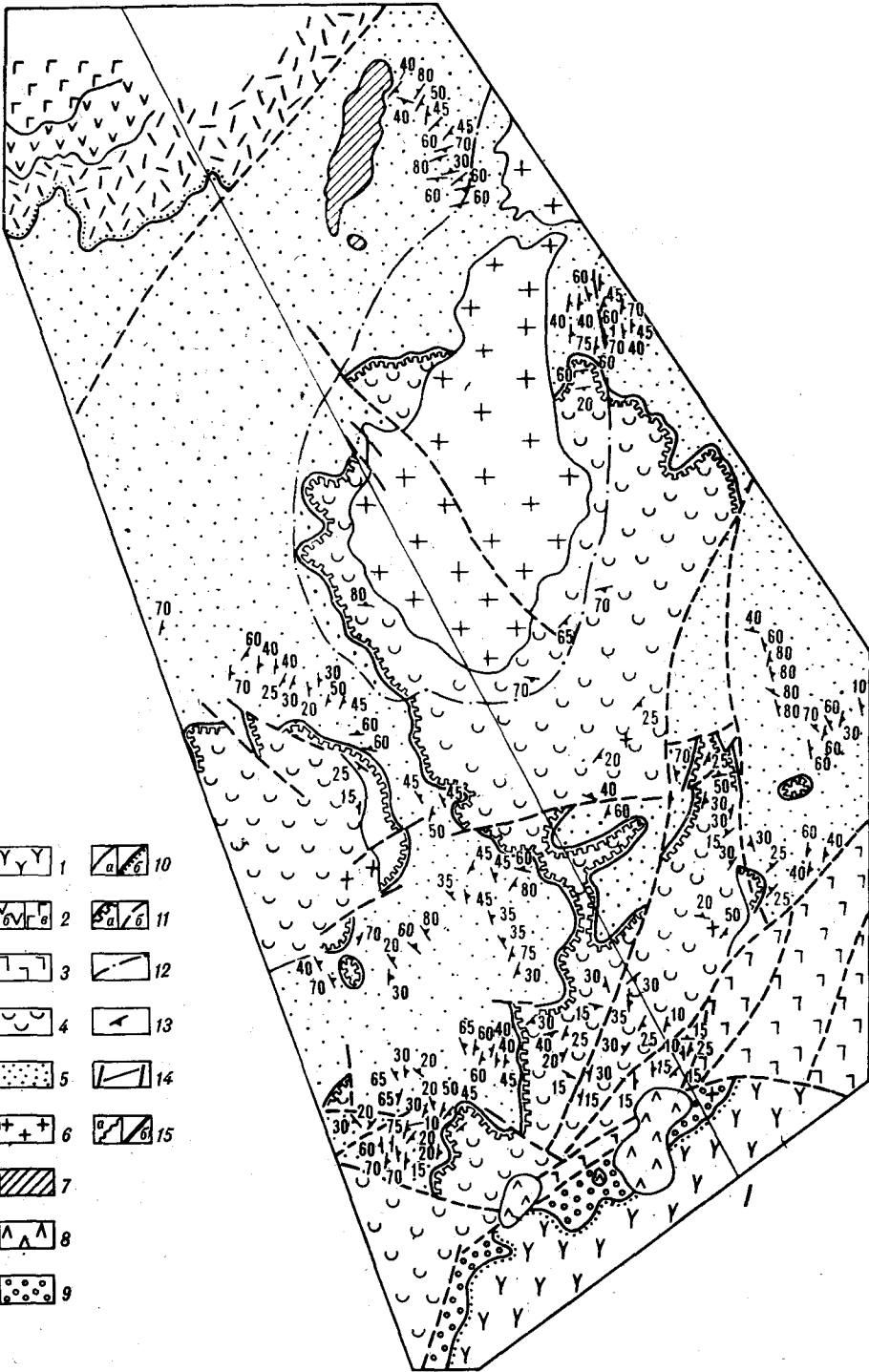
лесновской серии имеют полимиктовый состав с преобладанием в обломках плагиоклазов и кварца. Характерно полное отсутствие как рассеянного туфогенного материала, так и туфовых прослоев. Более полное литологическое описание пород лесновской и ирунейской серий дано В. И. Гречиным [7]. Интенсивная дислоцированность и отсутствие каких-либо маркирующих горизонтов не позволяют описать послыйный разрез серии и определить ее мощность, которая большинством исследователей оценивается в 2000—3000 м. Описываемая серия не содержит руководящих окаменелостей; ее возраст считается позднемеловым, допозднесантонским (более древним, чем возраст ирунейской серии). Структура лесновской серии поддается расшифровке лишь на отдельных небольших участках, где наблюдаются серии крутых, сжатых, как правило, изоклиналиных, во многих случаях опрокинутых на северо-запад и осложненных разрывами, складок шириной от первых метров до первых сотен метров (рис. 2). Часто наблюдается тектоническое разлинзование и брекчирование, которое приводит к полному разрушению песчано-алевролитовых пластов и превращению их в обломки, погруженные в рассланцованную глинистую массу. Сланцеватость на большей части изученного района сохраняет однородную ориентировку с крутым падением на юго-восток. Там, где хорошо видны складки, она параллельна их осевым поверхностям.

Ирунейская серия на изученном участке сложена главным образом серо-зелеными крем-

\* Печатается в дискуссионном порядке.

Рис. 1. Схема геологического строения верховьев рек Шаманки и Веайтымльваяма.

1 — эффузивно-пирокластический комплекс миоцена — плиоцена; 2 — среднеэоценовая кинкильская вулканогенная свита; а — липариты и липаритодациты, б — андезиты, в — базальты; 3 — базальт-дацитовая серия, субсинхронная нижилесновской свите; 4 — ирунейская серия верхнего мела; 5 — лесновская серия верхнего мела; 6 — Шаманкинский гранитный массив; 7 — эоценовые экстрезии липаритов и липаритодацитов; 8 — неогеновые экстрезии липаритов, дацитов и андезитов; 9 — шаманкинская свита верхнего эоцена; 10 — геологические границы: а — согласные, б — несогласные; 11 — разрывные нарушения; а — Лесновский надвиг, б — сбросы; 12 — границы зоны ороговивания; 13 — элементы залегания; 14 — линия геологического разреза; 15 — границы на геологическом разрезе: а — несогласные, б — Лесновский надвиг.



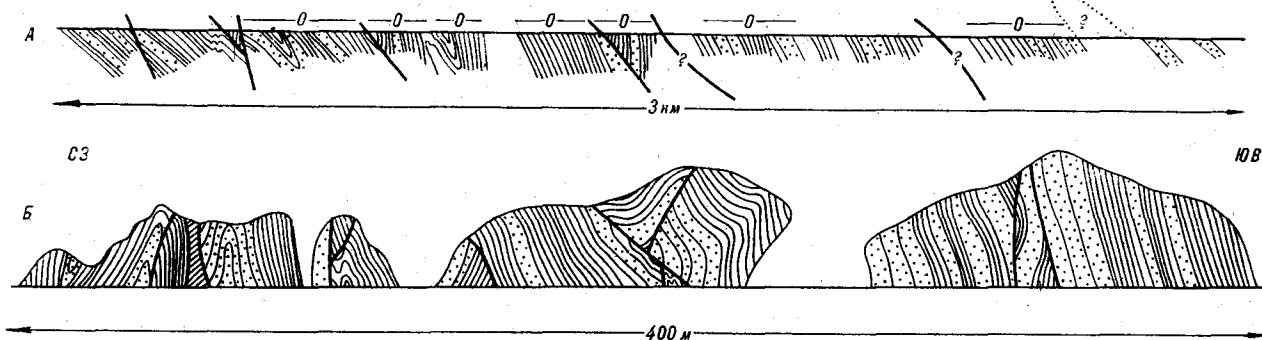


Рис. 2. Складчатая структура лесновской серии.

А — профиль вдоль русла среднего течения р. Веайтымльвая (вскрыто крыло крупной опрокинутой складки); О — участки с установленным опрокинутым залеганием. Профиль проходит под углом к простиранию пород, и их залегание выглядит на нем более пологим; Б — зарисовка серии обнажений в верховьях р. Реклевая.

нистыми алевропелитовыми кристалловитро-кластическими туфами и туффитами с плохо выраженной слоистостью, серыми и зелеными кремнями и кремнистыми аргиллитами. В виде линз встречаются розовые и красные яшмовидные кремни, а также кремнистые аргиллиты, насыщенные обломками раковин иноцерамов. На левом берегу р. Веайтымльвая в бассейне р. Шаманки в нижней части разреза ирунейской серии выявлены пачки афировых подушечных базальтов. Часто отмечаются послойные инъекции диабазов. Кливаж или рассланцевание лишь изредка отмечается в породах ирунейской серии, не характерны для нее и мелкие складки. В пределах отдельных блоков наблюдаются устойчивые залегания пород с углами падения от 15 до 50°. Отсутствие детальной стратиграфической основы препятствует выявлению крупных структурных форм; несколько восточнее в структуре ирунейской серии выделены пологие надвиговые чешуи. Мощность указанной серии превышает 2300 м. В ряде районов Лесновского поднятия найдены остатки иноцерамов и аммонитов, позволяющие относить ее к верхам сантона и кампану [6].

Граница лесновской и ирунейской серий четко картируется благодаря контрасту их литологического состава. Это извилистая в плане линия, как правило, отделяющая вершины гор, сложенные ирунейской серией, от их подножий, где распространена лесновская серия. Подобная конфигурация границы однозначно указывает на то, что комплексы разделяются субгоризонтальной поверхностью. Ранее последняя рассматривалась как стратиграфическая граница двух согласно залегающих серий, хотя несоответствие ее сложной структуре подстилающих пород было достаточно очевидным. Объяснений этому никем не давалось, так же как не было литологических описаний, разделяющих серии «переходных слоев», *априори* считавшихся осадочными. По существу, со-

гласное залегание ирунейской серии на лесновской было признано без достаточных доказательств. С точки зрения авторов, имеющиеся структурные соотношения, возможны только в двух случаях: если ирунейская серия залегает несогласно или серии разделены пологим разрывом типа надвига. В основании ирунейской серии исследователями не отмечались признаки стратиграфического перерыва или несогласного залегания. Кроме того, поверхность контакта не согласна не только структуре подстилающих отложений, но и структуре ирунейской серии, хотя это несогласие выражено значительно слабее.

Вдоль контакта прослеживается непрерывная, вместе с тем непостоянная по мощности, зона линзовидно-полосчатых черно-зеленых пород, в которых обращает на себя внимание прежде всего текстура, наиболее близкая к свилеватой или фдазерной. Она обусловлена сочетанием линзовидных относительно светлых участков и огибающих их полосок сланцеватого, темного, преимущественно глинистого вещества, включающего множество мелких обломков, как изометричных, так и удлиненных, ориентированных по сланцеватости. Микроскопическое изучение темных полосок (структурных аналогов свилей в типичных милонитах) обнаруживает ту же свилеватость: порода состоит из светлых линз, ограниченных темными полосками и пленками, в составе которых преобладают ориентированные по сланцеватости глинистые минералы и мельчайшие обломки, как более светлые, так и более темные, чем основная глинистая масса.

Большая часть крупных и значительная часть мелких светлых линз представлена кремнистыми туффитами и кремнями ирунейской серии, как правило, заметно катаклазированные и в той или иной степени перекристаллизованными. Катаклиз кремнистых пород (без значительного относительного смещения обломков и с сохранением осадочных текстур)

часто наблюдается в ирунейской серии: Специфической приконтактовой «пачки» является интенсивная деформация обломков и наличие между ними более темного существенно глинистого материала. Деформация обломков связана с различными процессами: «эрозией» их краев, некоторым расплющиванием в плоскости сланцеватости, образованием серии сколов под углом к удлинению и в некоторых случаях образованием перпендикулярных к нему трещин отрыва. С деформацией частично связана перекристаллизация кремнистого вещества обломков; так, относительно крупнозернистые агрегаты кварца наблюдаются в тенях давления относительно изометричных обломков и в некоторых трещинах отрыва. В то же время в ряде обломков крупнозернистые кварцевые агрегаты образованы до основного этапа деформации и позднее подверглись частичной грануляции. Процессы перекристаллизации кремнезема и дополнительного окварцевания происходили и после деформации. Отчетливые следы деформации несет на себе и глинистое вещество, окружающее светлые линзы-обломки. Оно рассечено густой системой изгибающихся кливажных трещин, определяющих общую сланцеватость породы. Часто наблюдается несколько генераций таких трещин. В некоторых образцах плоскости сланцеватости осложнены мелкой пльчатостью. В тенях давления отдельных обломков иногда заметна переориентировка и частичная перекристаллизация глинистого вещества с образованием линзовидных участков более чистой и крупночешуйчатой глины.

Кроме обломков кремнистых пород часто встречаются мелкие кристаллические индивиды кварца, плагиоклаза, цеолита, рудных минералов, кальцита, а также агрегаты мелких зерен кальцита или цеолита. Последние два частично являются более поздними, вторичными образованиями, а частично, так же как и некоторые кварцевые зерна, могут быть фрагментами прожилков в исходных породах или продуктами ранних этапов деформации.

Полное отсутствие сортировки обломков по размеру (при широком развитии тонкой, хотя и линзовидной, полосчатости) указывает на малую вероятность первично-осадочного происхождения рассматриваемых пород. Почти мономиктовые кремнистые осадочные брекчии — слишком экзотические породы, чтобы считать вероятным их широкое распространение в очень узком стратиграфическом диапазоне, причем до накопления всех кремнистых осадков ирунейской серии. Учитывая отсутствие подобных пород вне зоны интенсивных деформаций, образование обломков следует связывать с тектонической дезинтеграцией пород в зоне разрыва. По своим текстурным и структурным особенностям это милониты, возникшие

при интенсивном дроблении, перетирании, смешивании и перемещении кремнистых пород ирунейской и глинистых сланцев лесновской серий. Специфика милонитов обусловлена прежде всего тонкозернистой структурой исходных пород, в связи с чем здесь практически не наблюдается дробления минеральных индивидов, а видно только дробление и истирание минеральных агрегатов без существенного уменьшения зернистости породы в целом, характерного для классических милонитов, образованных по гранитам, песчаникам или мраморам. В типичных милонитах тонкозернистый материал свилей формируется исключительно за счет перетирания обломков, в то время как в данном случае он в значительной мере поступал в породу в готовом виде из глинистых сланцев лесновской серии, что, однако, не затеняет истинного генезиса рассмотренных пород.

Переход от типичных свилеватых милонитов к обычным или слабокатаклазированным породам ирунейской серии происходит за счет уменьшения мощности и густоты темных флазерных прожилков, превращающихся в тонкие пленки и исчезающих совсем. В свою очередь, на переходе к глинистым сланцам постепенно исчезают светлые линзовидные обособления. Там, где позволяет обнаженность, видно, что и в макромасштабе контактовая зона местами имеет линзовидное строение, и в ней относительно слабокатаклазированные породы образуют линзы мощностью до первых метров, разделенные типичными милонитами. Важно подчеркнуть, что слабodeформированные блоки сложены туффитами или кремнями, и в них никогда не наблюдается переслаивания этих пород с глинистыми сланцами. Мощность зоны милонитов колеблется от 0,5 до 30 м, составляя в большинстве случаев 5—10 м.

Дискордантный характер контакта и приуроченность к нему зоны милонитов однозначно указывают на то, что современная граница ирунейской и лесновской серий в центральной части Лесновского поднятия определяется не их согласным залеганием, а положим, местами горизонтальным надвигом, который можно назвать Лесновским. Представляется весьма вероятным, что последний является непосредственным продолжением Вывченского надвига в южной части Корякского нагорья, по которому верхнемеловые кремнисто-вулканогенные толщи ватынской серии перекрывают развитые северо-западные терригенные свиты верхнего мела [2, 3, 8]\*. Это позволяет вновь ставить

\* Когда настоящая статья уже была подготовлена к печати, появилась публикация Н. П. Митрофанова (Геол. и развед., 1982, № 11), в которой, исходя из сходства строения Камчатки и Корякского нагорья, также высказывается мысль о надвигании ирунейской серии на лесновскую.

вопрос о характере стратиграфических соотношений терригенных и кремнисто-вулканогенных комплексов верхнего мела Северной Камчатки. В Корякском нагорье к настоящему времени накоплены микропалеонтологические данные о том, что указанные комплексы в целом одновозрастны и по объему отвечают всему верхнему мелу, возможно, с включением альбского яруса [4, 5]. Ирунейская серия Северной Камчатки по своему составу и макрофаунистическим комплексам является полным аналогом ватынской серии Корякского нагорья, но считается более молодой, чем лесновская, которая литологически аналогична терригенным толщам Корякского нагорья. Основанием таких представлений являются только геологические соотношения серий, которые, как показано выше, могут интерпретироваться совершенно иначе. Поэтому более молодой возраст ирунейской серии, по меньшей мере, нельзя считать доказанным. Кроме того, отсутствие в лесновской серии каких-либо магматических тел, которые могли бы рассматриваться как корневые по отношению к ирунейским базальтам и диабазам, позволяет считать, что ирунейская серия до надвигообразования не залегала на лесновской. Поэтому авторами представляется достаточно вероятным, что на севере Камчатки, так же как и на юге Корякского нагорья, во второй половине мела существовали две основные структурно-фациальные зоны: северо-западная, где формировались лесновская серия и терригенные толщи Корякского нагорья, и юго-восточная, где накапливались кремнисто-вулканогенные ирунейская и ватынская серии. В послекампанское время кремнисто-вулканогенные толщи юго-восточной зоны переместились на северо-запад и перекрыли развитые здесь терригенные комплексы. Отсутствие переходных разрезов может указывать на весьма значительную амплитуду этого перемещения.

Нижний возрастной предел процессов надвигообразования не очень ясен, так как неизвестен возраст верхних частей разреза лесновской и ирунейской серий. В северо-восточной части Лесновского поднятия, в верхах ирунейской серии, широко развиты грубообломочные туфы, туфоконгломераты и эффузивы с повышенной щелочностью [1, 10], что позволяет сопоставлять эту часть разреза с маастрихт-датской кирганинской свитой южной части Среднего хребта Камчатки и с верхними частями мелового разреза Олюторской зоны: ачай-ваямской и хакинской свитами маастрихт-датского возраста. Если последнее справедливо, то надвигообразование началось не ранее палеоцена.

Верхний возрастной предел надвигообразования устанавливается из анализа взаимоотно-

шений меловых серий с прорывающей их гранитной интрузией и перекрывающими образованиями кинкильской и шаманкинской свит.

Кинкильская свита выходит на северо-западном склоне Лесновского поднятия, где с резким угловым несогласием перекрывает смятую в складки лесновскую серию. На правобережье р. Шаманки, вблизи ее водораздела с истоками р. Теви, на размытой поверхности крутопадающих глинистых сланцев и песчаников лесновской серии почти горизонтально залегают дресвяники, быстро переходящие вверх по разрезу в мелкогалечные конгломераты и гравелиты; в обломках которых преобладают глинистые сланцы и алевролиты, в резко подчиненном количестве содержатся красные и зеленые кремни. Светлый цемент образован туфогенным материалом; его количество быстро увеличивается вверх по разрезу, и через несколько метров породы переходят в липаритовые туфы с мелкими рассеянными обломками глинистых сланцев. Липариты; липарито-дациты и их туфы преобладают в нижней части разреза мощностью около 400 м; выше они сменяются дацитами и андезитами, а в самых верхах видимого разреза, общая мощность которого достигает здесь 950 м,— андезитобазальтами и базальтами. Кинкильская свита на этом участке залегает очень полого и нарушена лишь крутыми разрывами. Кинкильская свита относится к средней эоцену, чем и определяется верхний возрастной предел образования складок в лесновской серии [9].

На водоразделе рек Шаманки и Веайтымлы-ваяма лесновская и ирунейская серии и разделяющая их поверхность надвига прорваны Шаманкинским гранитным массивом. Его центральная часть сложена средне- и крупнозернистыми амфибол-биотитовыми гранитами, которые по периферии сменяются не широкой зоной гранодиоритов и амфиболовых диоритов, иногда содержащих клинопироксен и биотит. В северной части массива часть гранитов имеет порфировидный облик с крупными идиоморфными выделениями плагиоклаза и кварца. В восточной и южной части контакты крутые и относительно просты по морфологии, в северной — осложнены апофизами, но в целом наблюдается пологое погружение под вмещающие толщцы. Изменяется при этом и характер роговиков, широкой полосой окружающих массив. На юго-востоке — это полосчатые породы, в которых темные полосы обогащены биотитом и (ближе к контакту) роговой обманкой, светлые — кварц-полевошпатовым агрегатом. Является ли полосчатость целиком новообразованной или в значительной мере наследует слоистость вмещающих пород ирунейской серии, не вполне ясно. Вдоль северных контактов массива, где он прорывает глинистые слан-

цы лесновской серии, роговики обычно массивны и не содержат роговой обманки. Гранитный массив сопровождается многочисленными дайками, большая часть которых сосредоточена в его северной части и во вмещающих породах к северу от массива.

Преобладают дайки среднего и кислого состава. В пределах массива — это диоритовые порфириды, гранит- и гранодиорит-порфиры. Такие дайки чаще всего встречаются и в зоне экзоконтакта, где их количество резко увеличивается. Однако по мере удаления от контакта на несколько километров к северу структура пород в дайках постепенно меняется. Их основная масса становится все более мелкозернистой, и многие из них внешне не отличимы от липаритов субвулканических тел, присущих среднеэоценовой кинкильской свите этого района. В дайках среднего состава степень раскристаллизации также уменьшается, и среди них появляются приповерхностные миндалекаменные породы. Часто наблюдается пересечение даек кислых пород дайками пород среднего состава, хотя и отмечены обратные соотношения. Дайки диоритовых порфиритов встречены и в крупных субвулканических телах липаритов кинкильской свиты. Наличие порфировидных гранитов на севере и несколько слабее выраженное ороговывание вмещающих пород позволяют считать эту часть интрузии более приповерхностной. Характер же распределения даек указывает на то, что часть из них является подводными каналами эффузиев кинкильской свиты. Перечисленные факты могут указывать на генетическое родство гранитов и липаритов. Аналогичная связь гранитов с субвулканическими липаритами кинкильской свиты выявлена и на другом гранитном массиве, расположенном северо-восточнее, в верховьях правых притоков р. Пустой.

Обломки гранитов, пород дайкового комплекса и роговиков широко распространены в конгломератах нижней части осадочной толщи, выходы которой ограничивают с юго-востока Лесновское поднятие (см. рис. 1). Эта толща мощностью свыше 400 м названа авторами шаманкинской свитой. Последняя резко несогласно перекрывается эффузивами предполагаемого миоцена — плиоцена, подошва ее срезается сбросами. В стратотипическом разрезе, описанном в правом борту левого истока р. Шаманки, мощность базальных конгломератов, изобилующих галькой гранитов и роговиков, достигает 200—250 м. Конгломераты включают линзы песчаников и углистых алевролитов, в которых найдены многочисленные отпечатки ископаемых растений. В собранной коллекции установлены: *Onoclea sensibilis* L. var. *fossilis* Newb., *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Podocarpus* (?) sp., *Populus balsamoides* Goerr., *Al-*

*nus zurupii* Cheleb., *Carpinus kamtschatica* Cheleb., *Fagus irvajamensis* Cheleb., *Ulmus furcinervis* (Bors.) Ablaŭv, *Cercidiphyllum eojaponicum* Endo, *Tetracentron* sp., *Trochodendroides* sp., *Cocculus ezoensis* Tanai, *Acer arcticum* Heer, *Cordia kamtschatica* Cheleb., *Nyssidium arcticum* (Heer) Pjinsk. Флора шаманкинской свиты имеет много общего со средне- и позднеэоценовыми флорами Тигильского района и Пенжинской губы. Наиболее близка она к позднеэоценовой флоре иргиринской и божедомской свит бухты Подкагерной, в связи с чем возраст ее, наиболее вероятно, не древнее верхнего эоцена.

В верхней части шаманкинской свиты преобладают песчаники прибрежно-морского генезиса с остатками раковин моллюсков и морских ежей. Ранее эти слои относились к снатольской свите. Комплекс моллюсков, собранный авторами в шаманкинской свите, включает: *Mya grewingki* Mak., *Solen tigilensis* Slod., *Acila praedivaticata* Nagao et Nuzioka, *Callista ugolnensis* Devjat., *Nemocardium ezoense* Takeda, *N. karaftoense* L. Krisht., *Ostrea tigilensis* Slod., *Trominina ishikariensis* (Hayasaka et Matsui), *Turritella uvasana* Merr., *Lingula* aff. *hians* Swain.

Большинство видов комплекса характерны для такарадайской свиты Сахалина и формации Породай и Момидзияма Хоккайдо. Присутствие брахиопод и калист, характерных для аманкинской свиты Западной Камчатки и верхов ковачинской свиты этого же района, не позволяет считать шаманкинскую свиту древнее позднего эоцена. Таким образом, по палеонтологическим данным, шаманкинская свита, вероятнее всего, относится к верхнему эоцену. Тем самым определяется верхний предел возраста гранитов Шаманкинского массива, которые, безусловно, были внедрены до позднего эоцена. При геологической съемке эти граниты на основании единичных определений возраста К-Аг-методом считались позднемиоценовыми, однако, с точки зрения авторов, более важны и надежны геологические данные, указывающие на тесную связь гранитов с пачками кислых пород в составе эоценовой кинкильской свиты. Кроме того, в базальных конгломератах кинкильской свиты гранитоиды отсутствуют. Поэтому авторы считают, что внедрение гранитов происходило в среднем эоцене, и именно таков верхний предел формирования надвигов в меловых породах. Наиболее вероятным временем надвигообразования и складчатости следует считать палеоцен.

Установление возраста складчато-надвиговых структур Лесновского поднятия, возраста прорывающих их гранитов и возраста вскрытия и размыва этих гранитных массивов позволяет (с учетом данных по соседним районам)

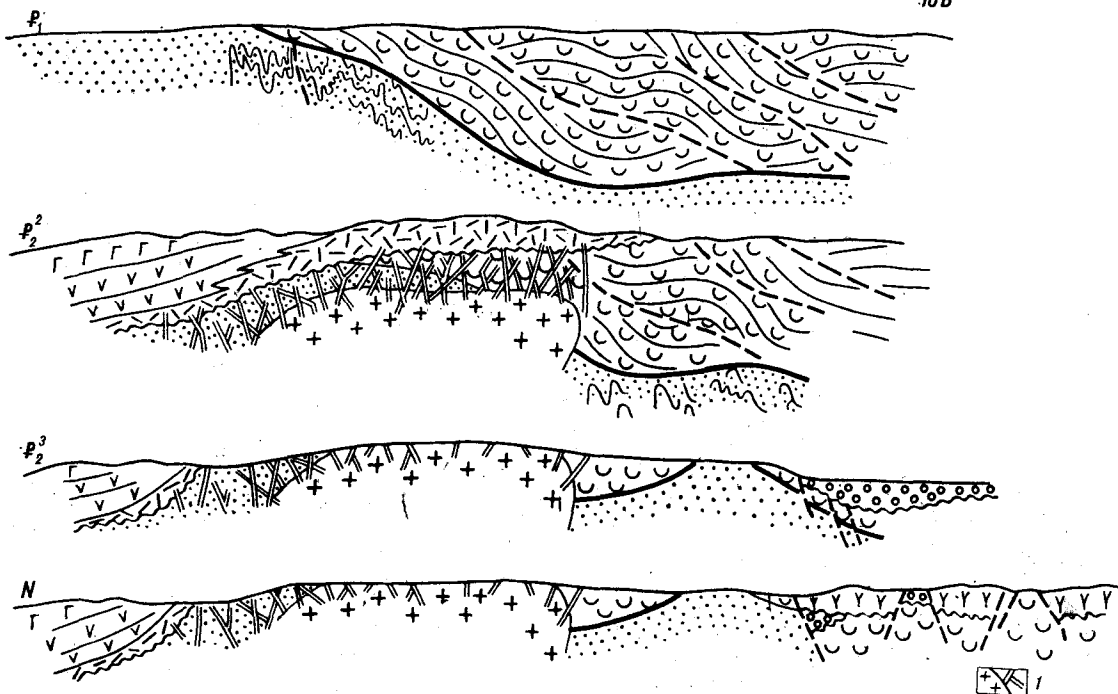


Рис. 3. Схема развития структуры Лесновского поднятия в кайнозое.

1 — нижне-среднеэоценовые граниты и дайковая серия. Остальные усл. обозн. см. на рис. 1.

восстановить последовательность кайнозойских тектонических событий, приведших к формированию современной структуры поднятия и его непосредственного обрамления (рис. 3).

Надвигобразование и складчатость самого раннего кайнозоя привели к формированию на севере Камчатки обширной складчатой области. Морфологически она была выражена интенсивно размывавшимся поднятием, благодаря чему кайнозойские отложения залегают здесь на верхнемеловых с резким несогласием и, как правило, со значительным перерывом. Более поздняя кайнозойская история района — прежде всего история дробления и дифференциации некогда единого крупного поднятия.

Первая стадия указанного процесса относится к началу среднего эоцена. В это время в западной части современного перешейка Камчатки началось прогибание и накопление континентальных эффузивно-пирокластических образований кинкильской свиты. Одновременно с излияниями липаритов, формирующими нижнюю часть свиты, складчато-надвиговые комплексы фундамента прорываются интрузиями гранитов.

Вторая стадия преобразования первичного поднятия наступает в конце эоцена, когда заканчиваются общее прогибание и вулканизм в западной части перешейка и происходит интенсивное поднятие его осевой части (в пределах современного Лесновского поднятия).

Восточная граница воздымающегося блока была, по-видимому, сбросовой и, по крайней мере, вначале очень резкой. У подножия тектонического уступа накопилась толща конгломератов, содержащая наряду с обломками меловых пород обломки гранитоидов и гнейсовидных роговиков Шаманкинского массива, что свидетельствует о глубоком размыве центральной части Лесновского поднятия. Видимо, глубина его эрозионного среза уже тогда была близка к современной, хотя на протяжении практически всего последующего кайнозоя эта зона оставалась областью размыва и, во всяком случае, относительным поднятием. Воздымание западного края Лесновского поднятия было незначительным. Со смежным прогибом, выполненным кинкильскими эффузивами, поднятие сопрягается крутой флексурой, местами осложненной небольшими сбросами. В предпозднеэоценовое время начинает формироваться система сбросов в поле распространения кинкильских вулканитов. Образующиеся при этом грабены заполняются как континентальной, так и прибрежно-морской молассаами (иргинская и ратегинская свиты).

К олигоцену структура южной части Лесновского поднятия в какой-то степени приобретает современные черты. По-видимому, в это время к востоку от поднятия происходят локальные морские ингрессии, и уже проявляется субэраальный вулканизм. К сожалению, до-



стоверных стратиграфических данных по олигоцену Камчатского перешейка в настоящее время нет. Лишь севернее, в бассейне р. Ку-юл, развиты ареальные существенно кислые вулканиды, датируемые олигоценом, а восточнее и северо-восточнее, на Ильпинском полуострове и о. Карагинском, распространены морские отложения, уверенно относимые к олигоцену (ильхатунская свита и ее аналоги).

Дальнейшая трансформация Лесновского поднятия, преобразование его в современный горст, а также перестройка структуры его обрамления происходят последовательно в миоцене, плиоцене и частично в плейстоцене. В миоцене (возможно, с позднего олигоцена) на востоке Камчатского перешейка начинается мощное грабенообразование. Грабенообразные прогибы, имеющие сложные очертания, переполнялись вулканидами и становились в конечном итоге аккумулятивными возвышенностями типа вулканических хребтов и нагорий. Между ними сохранялись реликтовые выступы меловых пород. Эти особенности рельефа хорошо видны в бассейнах рек Тымлата, Кичиги, Хайлюли. Площадь Лесновского поднятия как бы „съедается“ с востока такими вулканотектоническими структурами. С северо-запада от поднятия закладывается крупный грабенообразный Пусторецкий прогиб, который развивается до настоящего времени и является современной отрицательной морфоструктурой. Прогиб трансформируется на север в пределы Паропольского дола. С запада, в относительно стабильной области распространения кинкильских вулканидов, нисходящие движения в миоцене и плиоцене приводят к разрушению палеогеновой зоны. Так же, унаследованно с эоцена, здесь происходит образование грабенов (без проявлений вулканизма), в которых консервируются от размыва терригенные отложения верхнего эоцена и олигоцена (?). Примерами таких грабенов являются депрессия рек Подкагерной, Томмайвайма, Ирриривайма и более мелкие структуры вдоль побережья залива Шелехова. Образовавшийся Лесновский горст в течение неогена и плейстоцена сохраняется как область поднятия, лишь локально перекрытого маломощными эффузивами и осадками. Однако большая его часть была ниже вулканических построек, формировавшихся восточнее, куда смещается водораздел перешейка. Лишь в верхних рек Шаманки и Правой Лесной, благодаря особенно интенсивным воздыманиям, сформировались горы более высокие, чем вершины неогеновых вулканов. Здесь в течение олигоцена (?) и неогена образуется серия высокоподнятых поверхностей выравнивания, осложненных новейшими разрывами и моделированными ледниковыми процессами.

Современное структурное районирование Камчатского перешейка от бассейна р. Пала-

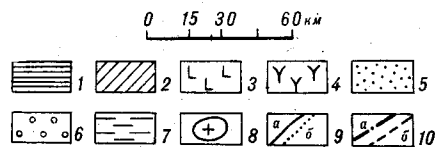
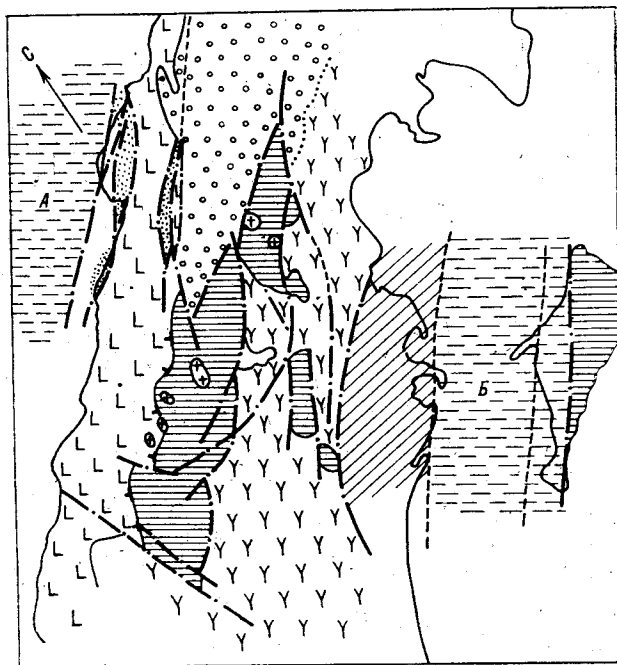


Рис. 4. Структурное районирование Северной Камчатки.

1 — Лесновский горст и более мелкие горстообразные структуры — реликты раннепалеогенового поднятия; 2 — область позднекайнозойского поднятия; 3 — относительная стабильная зона распространения эоценовых (кинкильских) вулканидов, являющаяся в северной части остаточным горстом; 4 — зона грабенов с перекомпенсированным накоплением вулканидов в миоцене; 5 — грабены с накоплением моласс, развивающиеся с позднего эоцена до плиоцена; 6 — Пусторецкий грабенообразный прогиб с терригенным осадконакоплением в миоцене и плиоцене; 7 — грабенообразные прогибы (А — залива Шелехова, Б — пролива Литке — северное продолжение Центрального Камчатского грабена); 8 — интрузии и экструзии кислого состава; 9 — границы: а — геологические, б — фациальные; 10 — разломы: а — установленные, б — предполагаемые.

ны на юге до Паропольского дола на севере показано на рис. 4.

Исходя из рассмотренного материала, в истории перешейка Камчатки, начиная со второй половины позднего мела, можно выделить три стадии. Первая из них, продолжавшаяся, скорее всего, до маастрихта, — стадия геосинклинального прогибания. Представляется вероятным, что в этот период почти одновременно шло накопление кремнисто-вулканогенных толщ ирунейской серии на юго-востоке и терригенных толщ лесновской серии на северо-западе. Вторая стадия охватывает очень короткий промежуток времени в самом начале палеогена и представляет собой стадию складчатости и образования крупных надвигов, по которым происходило перемещение кремнисто-

вулканогенных толщ ирунейской серии на северо-запад. При этом формируется складчатая область, морфологически выраженная в виде обширного поднятия. Наконец, третья стадия, охватывающая практически весь кайнозой,— медленное и неравномерное разрушение сформированного поднятия в результате крупных дифференцированных опусканий, в значитель-

ной степени компенсированных и перекомпенсированных континентальным вулканизмом.

В заключение выражаем признательности И. В. Хворовой, В. И. Григорьеву, Л. В. Белякову и В. С. Милееву, чьи консультации при петрографическом изучении милонитов были очень полезны.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Авдейко Г. П., Храмов Н. А.* Кремнисто-вулканогенные формации Камчатки и их петрохимические особенности.— В кн.: Вулканические фации Камчатки. М.: Наука, 1969.
2. *Александров А. А., Богданов Н. А. и др.* О тектоническом строении северо-восточной части Олюторской зоны.— Геотектоника, 1980, № 3.
3. *Алексеев Э. С.* Основные черты развития структуры южной части Корякского нагорья.— Геотектоника, 1979, № 1.
4. *Богданов Н. А., Челович В. Д. и др.* Тектоника Олюторской зоны.— В кн.: Очерки тектоники Корякского нагорья.— М.: Наука, 1982.
5. *Василенко Л. В., Дундо О. П. и др.* Характерные комплексы фораминифер меловых отложений Корякского нагорья.— В кн.: Стратиграфия и литология меловых, палеогеновых и неогеновых отложений Корякско-Анадырской области. Л.: НИИГА, 1974.
6. *Геология СССР. Т. 31. Камчатка, Курильские и Ко-*

- мадорские острова. Ч. 1. Геологическое описание.— М.: Недра, 1964.
7. *Гречин В. И.* Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации различных структурно-фациальных зон Камчатки.— В кн.: Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979.
8. *Митрофанов Н. П.* Ватынский тектонический покров в Центрально-Корякской складчатой зоне.— Геол. и геофиз., 1977, № 4.
9. *Решения 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по мелу, палеогену и неогену Корякского нагорья, Камчатки, Командорских островов и Сахалина.— Петропавловск-Камчатский, 1982.*
10. *Селиверстов В. А., Гречин В. И.* Петрохимия мел-палеогеновых геосинклинальных вулкаников Камчатки.— В кн.: Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979.

ИФЗ, ГИН АН СССР  
Москва

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР  
Петропавловск-Камчатский

Поступила в редакцию  
4 июля 1983 г.

#### ДИСКУССИЯ

Ю. С. Салин. В своем письме в редакцию, посвященном ответу на мой отзыв о первом варианте статьи, где рекомендуется привести более убедительные обоснования надвигового характера контакта между лесновской и ирунейской сериями, авторы пишут: «Во-первых, с нашей точки зрения, характер *контакта* рассматриваемых толщ, с одной стороны, и их *возрастные соотношения*, с другой,— разные, хотя и связанные вопросы. На первый из них мы отвечаем вполне определенно: толщ разделены пологим разрывом, дискордантным к их внутренней структуре, а на второй столь же определенного ответа дать не можем и лишь высказываем *предположение* о вероятной одновозрастности толщ».

Дискордантный характер пологого контакта по отношению к нижележащим напряженно складчатым отложениям лесновской серии сомнений не вызывает. Породы приконтактной пачки представлены тектонитами: «...мы показывали коллекцию этих пород, с одной стороны, специалистам по структурной геологии и тектонитам (Л. В. Беляков, УДН; В. С. Милеев, МГУ), а с другой — литологам (И. В. Хворова, В. Н. Григорьев, ГИН). Они подтвердили наши определения и полностью исключают возможность трактовки этих пород как нормально-осадочных». Итак, далее авторы вполне правомерно обсуждают варианты лишь с тектоническими контактами. Однако само по себе признание тектонического характера контакта оставляет не ясными многие вопросы структурных и возрастных соотношений:

«Уделяя столько внимания приконтактным поро-

дам, мы, тем не менее, сознаем, что отнесение их к милонитам само по себе еще не является окончательным доказательством крупных надвиговых перемещений на границе двух серий (в конце концов, хотя это и маловероятно, милониты могли сформироваться на месте переходной пачки). Важнее бесспорная согласованность структурных и петрографических данных, независимо указывающих на надвиговую породу границы.

Следующий вопрос о масштабе перемещения по разрыву на границе серий. Это более сложная проблема, связанная с палеотектонической интерпретацией имеющихся фактов. Если срыв на границе серий рассматривать только как следствие их разной компетентности и простое осложнение первично-стратиграфического контакта, ряд вопросов региональной геологии, на которые указано в статье, останется, по существу, без ответа. Поэтому мы предпочитаем другую интерпретацию. Она не является единственно возможной, но представляется достаточно вероятной и, во всяком случае, не менее обоснованной, чем любая другая».

Мне кажется, что вопрос о структурной интерпретации контакта в статье решается более однозначно, чем в письме авторов в редакцию «Тихоокеанской геологии». Изложенные в письме иные варианты, исчерпывающие возможности интерпретации, я счел заслуживающими внимания не только рецензента и редакции, но и широкого круга читателей журнала — специалистов, которые сами могут решить, в случае какой из интерпретаций «ряд вопросов региональной геологии... останется, по существу, без ответа». Надо лишь предоставить им эту возможность.

УДК 551.763.333(571.63)

А. В. Олейников, С. И. Неволлина

СТРАТИГРАФИЯ САМАРГИНСКОЙ СВИТЫ СИХОТЭ-АЛИНЯ

Описаны разрезы самаргинской свиты в стратотипической местности — бассейнах нижнего течения рек Самарга, Единка, Венюковки. Охарактеризованы

литологический состав трех ее подсвит и положение в общем разрезе вулканобразований. Дано палеоботаническое обоснование возраста.

На восточных склонах Сихотэ-Алиня, на широте между р. Кабаньей и мысом Туманным, широко распространена вулканогенная толща, сложенная лавами и туфами основного, среднего и кислого состава, залегающая на практиче-

ски повсеместно распространенных приморских (ольгинских) липаритах и перекрытая липаритами, сопоставляемыми с богопольской свитой.

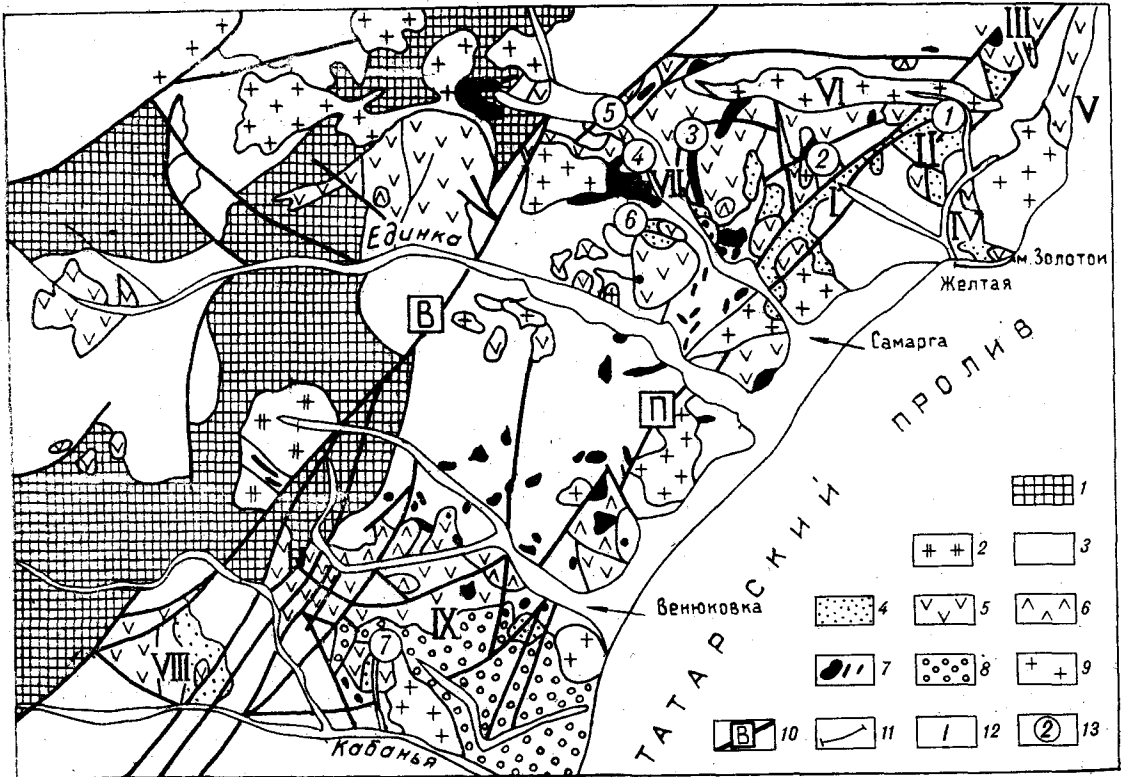


Рис. 1. Схема распространения отложений самаргинской свиты в нижнем течении рек Самарга, Единка, Венюковка, Кабанья (составил А. В. Олейников по материалам А. В. Олейникова, Н. И. Шлепкина, Н. И. Архипова, В. В. Давыдова и др.).

1 — дислоцированные отложения нижнего мела; 2 — гранитоиды венюковского массива сеноманского возраста; 3 — вулканы приморской серии туров-сангонского возраста; 4—7 — самаргинская свита: 4 — нижняя подсвита, вулканогенная моласса, 5 — средняя подсвита, лавово-пирокластическая, 6 — верхняя подсвита, умеренно кислые вулканы, 7 — дайки, экструзии, лавки самаргинской свиты; 8 — отложения кюмской толщи датского возраста; 9 — гранитоиды прибрежного комплекса дат-палеоценового возраста; 10 — главные разломы: В — Восточный, П — Прибрежный; 11 — стратотипический разрез мыса Золотого; 12 — вулканотектонические структуры в Самаргинском поле: I — Брусничная, II — Горная, III — Устьевая, IV — Маячная, V — Береговая, VI — Шумная, VII — Уатовская; в Венюковском поле: VIII — Борисовская, IX — Бурматовская; 13 — гипостратотипические разрезы: 1 — р. Желтой; 2 — р. Кипрейной; 3 — руч. Тохто; 4 — горы Трудовой; 5 — руч. Вум; 6 — руч. Перевального; 7 — руч. Бойкого.

Эти отложения впервые были закартированы В. А. Ярмолюком в 1946 г. в нижнем течении р. Самарги как самаргинская толща с подразделением на две свиты: нижнюю — эффузивно-туфогенную, сложенную туфокогломератами\* и конгломератами, сцементированными лавами (лавоконгломераты), с горизонтами кристаллокластических туфов и отдельными лавовыми потоками; верхнюю — эффузивную, сложенную исключительно лавами андезитов, андезитодацитов и дацитов без пирокластических пород и залегающую несогласно на всех нижележащих толщах, в том числе на нижней свите [16]. Как наиболее полный был приведен разрез в береговых обнажениях Татарского пролива к западу от мыса Золотого до устья р. Желтой (рис. 1).

В. А. Ярмолюк отнес самаргинскую толщу к палеоцену, наблюдая несогласное залегание толщи на ольгинских кварцевых порфирах, считавшихся верхний мел-палеоценовыми, и согласное залегание в толще основных эффузивов, также согласно перекрываемых буроугольными отложениями эоценового возраста.

В последующие годы самаргинская толща служила важным стратиграфическим репером в построениях стратиграфических схем Сихотэ-Алиня и межрегиональных корреляциях Дальнего Востока, но палеоботанической характеристики она не имела.

В 1953 г. указанная толща В. Г. Плахотником, А. А. Трепалиной и Ю. А. Ивановым была переименована в свиту, что подтверждалось решением стратиграфического совещания 1956 г. в Хабаровске [12]. В. Г. Плахотник в 50-х гг. расширил объем свиты, отнес к ней все породы средних эффузивов в бассейне р. Самарги, ниже устья р. Сабу, которые В. А. Ярмолюк считал древнее ее. Впервые в этом месте В. Г. Плахотником была собрана флора, по заключению С. И. Неволной, позднемелового, додатского возраста [10]. Таким образом, она оказалась привязанной к самаргинской свите. На самом же деле палеоботаническую характеристику получила не самаргинская свита, а туфогенно-осадочная пачка в бассейне р. Самарги, ниже устья р. Сабу, неправильно отнесенная В. Г. Плахотником к самаргинской свите. Понимая в таком объеме самаргинскую свиту, В. Г. Плахотник [14] отнес ее к датскому возрасту, не согласившись с определениями остатков флоры. Впоследствии А. Г. Аблаев [4] определил сенонский возраст этого флористического комплекса, назвав его сабуинским.

На II Дальневосточном стратиграфическом совещании было упразднено название «самаргинская свита», и отложения, относимые к ней в Прибрежном поднятии, названы толщей ту-

фов, туфолав дацитов датского возраста [4, 11]. Одна из первоочередных задач, поставленных совещанием, — определение возраста и стратиграфического положения стратотипа самаргинской свиты (р. Самарга и побережье между мысом Золотым и устьем р. Желтой). — выполнена ПГО Дриморгеология в 60—70-е гг. Самаргинская свита получила характеристику литологического состава и положения в разрезе. Возраст обоснован анализом растительных остатков. А. В. Олейниковым из состава самаргинской свиты выделена самостоятельную сабуинская толща и детально изучены разрезы самаргинской свиты у мыса Золотого, в бассейнах рек Желтой, Кабаньей и Венюковки, С. И. Неволной установлен сенонский возраст сабуинской толщи и маастрихтский возраст самаргинской свиты [9]. Эти материалы вошли в программу III Дальневосточного стратиграфического совещания (Владивосток, 1978 г.) [13].

В настоящей статье, кроме своих работ, авторы использовали материалы Н. И. Шлепкина, В. П. Давыдова и др., изучавших самаргинскую свиту в бассейне нижнего течения р. Самарги.

Отложения самаргинской свиты образуют в нижнем течении рек Самарги и Кабаньей два вулканических поля: Самаргинское и Венюковское (см. рис. 1), которые простираются от побережья в глубь хр. Сихотэ-Алиня на 60—70 км. Достоверных сведений о распространении этой свиты севернее изученного района не имеется, а южнее одновозрастные отложения выделены Г. Л. Амельченко, В. П. Овечкиным под названием левособолевской свиты (в несколько ином объеме вместе с залегающими выше эффузивами кислого состава).

Стратотипической местностью самаргинской свиты являются бассейны нижнего течения рек Самарги, Желтой, Кабаньей, Венюковки, Единки. Стратотипом свиты (по Стратиграфическому словарю СССР) считается описанный в 1946 г. В. А. Ярмолюком разрез от мыса Золотого до устья р. Желтой. Вместе с тем оказалось, что разрез мыса Золотого, характеризующий в основном нижнюю часть самаргинской свиты, включая базальные горизонты, не содержит органических остатков и среди других изученных разрезов не является самым полным. Поэтому авторами приведен ряд разрезов — гипостратотипов [15] (вторичных, дополняющих стратотип), охарактеризованных растительными остатками.

Наиболее древними отложениями района, слагающими складчатый фундамент, являются осадочные и вулканогенно-осадочные толщи апт-альба и альб-сеномана. Они прорваны гранитоидами венюковского комплекса. На последних резко несогласно залегают вулканогенные толщи, слагающие Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс: приморская серия

\* Туфокогломераты здесь и далее — вулканомиктовые конгломераты.

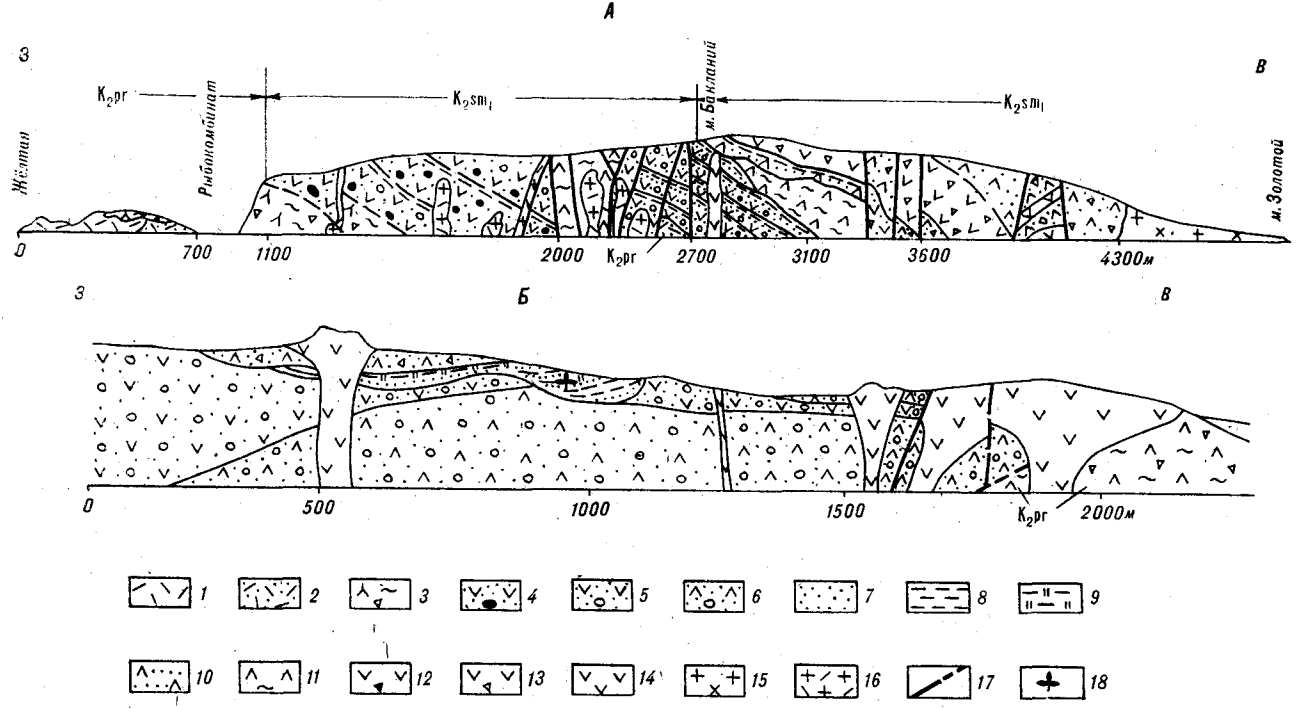


Рис. 2. Разрезы самаргинской свиты к западу от мыса Золотого (А) и нижней части разреза по р. Желтой (Б).  
 1—3 — приморская серия: 1 — экструзивные фельзит-порфиры, 2 — кристаллокластические туфы липаритов, 3 — игнимбриты липаритодацитов; 4—14 — самаргинская свита: 4 — туфоконгломераты с валунами и обломками гранитоидов, 5 — то же, с галькой эффузивов среднего состава, 6 — то же, с галькой эффузивов кислого состава, 7 — туффиты псаммитовые, 8 — то же, пелитовые, 9 — окремненные туффиты, 10 — пепловые туфы трахитов, 11 — туфолавы липаритодацитов, 12 — кластолавы андезитов, 13 — брекчиевые лавы андезитов, 14 — дайки и нежки андезитов; 15 — гранитоиды массива Золотого палеоценового возраста; 16 — дайки гранит-порфиров, дацит-порфиров самаргинского комплекса; 17 — разломы; 18 — место сбора растительных остатков.

кислых эффузивов турон-сантонского возраста, самаргинская свита маастрихтского возраста, юмская толща кислых эффузивов (сопоставляется с богопольской свитой датского возраста Южного Приморья). Эти образования прорваны интрузивами прибрежного комплекса гранитоидов. Завершается разрез отложениями неогена (лавы базальтов, осадочные породы). Отложения приморской серии, слагающие основание вулканогенного разреза, образуют ряд вулканокупольных структур. Самаргинская свита выполяет крупные депрессионные структуры (Самаргинская и Венюковская).

Разрез мыса Золотого имеет следующее строение (рис. 2, А; 3). В основании (от р. Желтой до +110 м) залегают пестроокрашенные (красные, желтые, бордовые и т. п.) витролитокластические туфы умеренно кислого состава, в урзе моря переходящие постепенно в туфы и игнимбриты липаритов кристаллокластические. Они прорваны многочисленными экструзивными флюидальными кластолавами липаритов, также пестрых по окраске. Контакт между самаргинской свитой и приморскими липаритами эрозивный, со следами размыва выветрелых липаритов. Если учесть, что ориентировка флюидальности в игнимбритах в 10 м от контакта на +1120 м разреза (отсчет идет от устья р. Желтой) имеет аз. пад.  $40^\circ \angle 35^\circ$ , а туфо-

конгломераты в нижней части самаргинской свиты залегают по аз. пад.  $10^\circ \angle 30^\circ$ , то в разрезе налицо слабовыраженное угловое несогласие. На коре выветривания приморских липаритов несогласно залегают (снизу вверх; справа указана мощность в м):

1. Туфоконгломераты (вулканомиктовые конгломераты), туфопесчаники, туффиты пелитовые. Обломки конгломератов представлены базальтами, андезитами, гранодиоритами, гранит-порфирами, игнимбритами липаритов . . . . . 350
2. Игнимбриты дацитов красного, кремового цвета, флюидальные, лито- и витролитокристаллокластические . . . . . 45
3. Ритмично-слоистые туфоконгломераты, туффиты псаммо-пелитовые . . . . . 50
4. Игнимбриты, туфы литокластические умеренно кислого состава . . . . . 15
5. Брекчиевые лавы андезитов . . . . . 25
6. Агломератовые туфы андезитов, андезито-базальтов . . . . . 40
7. Туфы кристаллолитокластические липарито-дацитов . . . . . 40
- Общая мощность разреза . . . . . 565 м

В интервале разреза от +110 м до мыса Бакланьего (Сюфрен) обнажена самая нижняя ритмично построенная пачка. При мощности ритмов 30—70 м и пологом северо-восточном падении пачка туфоконгломератов просматривается вдоль берега моря на большом протяжении, а выходы к морю маломощных пластов

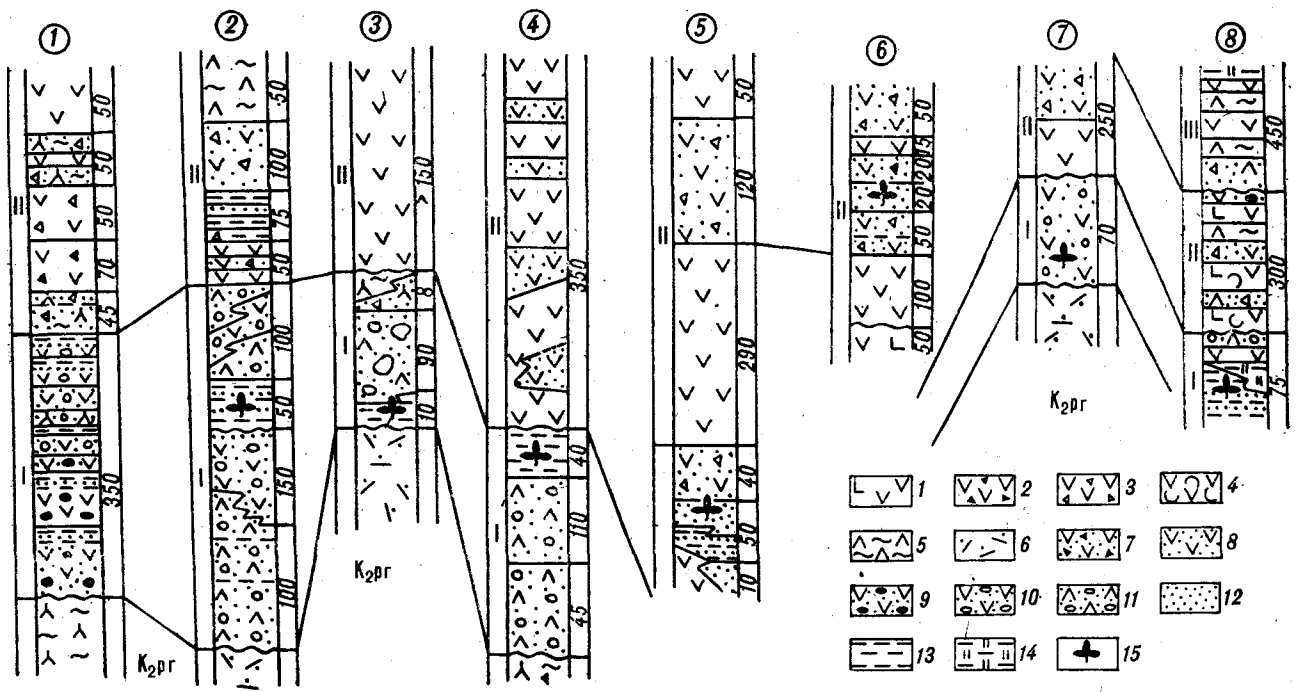


Рис. 3. Сопоставительные колонки самаргинской свиты в Самаргинском (1—7) и Венюковском (8) вулканических полях. Положение разрезов показано на рис. 1. Подсвиты самаргинской свиты: I — нижняя, II — средняя, III — верхняя.

1 — лавы андезитобазальтов; 2 — кластолавы андезитов; 3 — брекчиевые лавы андезитов; 4 — гиаглокластиты андезитобазальтов и андезитов; 5 — ингнимбриты липаритодацитов; 6 — липариты; 7 — туфы литокластические андезитов агломеративные; 8 — то же, псефитовые; 9 — туфокогломераты с валунами гранитоидов; 10 — то же, с галькой и обломками преимущественно андезитов; 11 — то же, с галькой и обломками кислых эффузивов; 12 — песчаники; 13 — алевролиты; 14 — туффиты; 15 — места сбора растительных остатков.

псаммитовых, пелитовых туффитов часто скрыты осыпями. Вероятно поэтому многие исследователи могли видеть внизу практически одни и те же породы — туфокогломераты, тогда как верхние части ритмов, сложенные песчаными и пелитовыми туффитами, выпадали из их поля зрения.

Разрез в целом довольно сильно нарушен разрывами, которые, впрочем, не нарушают целостной картины, так как обычно смещают слои на 5—10 м по вертикали или горизонтали. Характерно также обилие даек и некков кислого, умеренно кислого и среднего состава небольшой мощности, ориентированных чаще всего вдоль дневной поверхности разреза, что также значительно осложняет общую картину.

Особенно много нарушений в интервале +2150—2700 м, где в ряде случаев в тектонических блоках на поверхности выведены породы приморской серии — на уровне +2150 м находится обнажение, точка № 31, где В. А. Ярмолюк наблюдал налегание туфокогломератов на ольгинские липариты. В этом месте действительно виден четкий контакт: внизу — лавоподобные туфы липаритов, сильно обохренные, монолитные, с крупными кристаллами гомогенного кварца и биотитом (очень сходны по облику с типичными липаритами приморской се-

рии); на них развита кора выветривания мощностью 0,2—0,3 м, сложенная аркозовым материалом (кварц, полевые шпаты) с мелкими обломками андезитов; выше — 0,2—0,4 м — залегают туфокогломераты с многочисленными окатанными обломками нижележащих пород и линзами туфов пелитовых, розовато-желтоватых, по химическому составу отвечающих трахилипаритам — трахитам. Пирокластика кислого состава в разрезе появляется сначала в ритмах в виде линзовидных прослоев пелитовых туффитов, а выше по разрезу туффиты просматриваются в виде мощных пластов в ассоциации с туфолавами липаритодацитов. В интервале +3150—3400 м можно отчетливо наблюдать разворот нека флюидальных липаритодацитов в покров туфолав. Состав обломочной части туфокогломератов очень своеобразен. Нижние части ритмов обогащены валунами и обломками гранитоидов, дресвой гранитов (которой местами так много, что порою напоминает выветрелые граниты). Верхние части ритмов обогащены обломками эффузивов кислого и среднего состава. Ближе к некку Бакланьего мыса (+2700 м разреза) гранитоиды вообще исчезают из обломочной части, а их место занимают базальты и андезиты. Характерна высокая степень окатанности валунов и га-

лек указанных пород в сочетании с остроугольными обломками разных размеров (до глыб размером  $5 \times 10$  м). Верхние части мощных ритмов (мегаритмов) в верхней части сложены песчаниками, туфоконгломератами, туффитами. В интервале +3200—2900 м видны три маломощных ритма: 1,5—2,0; 3,0 и 5—6 м мощности, где в разрезе есть слоистые терригенные осадочные породы, но в них не обнаружено органических остатков.

В северо-восточном направлении; к контакту с интрузивом мыса Золотого, судя по геологическим маршрутам, выше по разрезу преобладают базальты, андезитобазальты, андезиты.

Другой разрез, который предлагается принять в качестве гипостратотипа, располагается в 12 км северо-восточнее, в бассейне р. Желтой (см. рис. 1), где на коре выветривания приморских липаритов залегают (снизу вверх):

1. Туфы неяснослоистые, перемытые, туфоконгломераты, состоящие в основном из обломков липаритов приморской серии, в различной степени окатанных	100
2. Такие же породы, но сложенные преимущественно обломками основных и средних эффузивов	150
3. Пачка ритмично переслаивающихся туффитов, песчаников, алевролитов. Во всех породах многочисленные отпечатки растений (см. таблицу)	50
4. Переслаивание туфоконгломератов, сложенных обломками эффузивов кислого или среднего состава (ритмы мощностью 20—50 м)	100
5. Переслаивание базальтов, андезитобазальтов, андезитов и их агломератовых туфов	50
6. Пачка переслаивающихся лав и туфов агломератовых (перемытых), андезитов, алевролитов, песчаников, туффитов	75
7. Туфы агломератовые (перемытые) неяснослоистые, состоящие из обломков андезитов	100
8. Туфолавы липаритов коричневатожелтые, тонкофлюидальные	50
Общая мощность разреза	675 м

Туффиты, песчаники и алевролиты с флорой располагаются в виде линзы в средней части разреза и имеют ритмичное строение; отмечены ритмы нескольких порядков: от миллиметровых (ритмов по Л. Н. Ботвинкиной) до мощностью 1—5 м, различного типа: 2—5-членные, с выраженной в различной степени слоистостью, тонкообломочные и псефитовые, часто с градационной слоистостью, характерны прослои в различной степени перемытой пирокластике кислого состава. При формировании отложений их облик, состав, характер слоистости обуславливались действием нескольких процессов: поступлением в осадочный бассейн пирокластике, ее обработкой (окаыванием), разложением (формированием хемогенно-осадочных пород — фтанитов, силицитов и в различной степени окремненных туффитов), приростом терригенного (глинистого, песчаного) и органического (детрита) материала. Особенно велика роль в осадках материала из нижележащих отложений приморской серии. Действие

названных процессов привело к большому разнообразию пород как по размерности, так и по составу (отмечены практически все разности тефроидов, вулканотерригенных и других групп пород по классификации Е. Ф. Малеева и Л. Н. Ботвинкиной).

Поиски и сборы флоры проведены во всех слоях, но основная коллекция собрана из верхней части пачки, которая вскрыта практически сплошной канавой.

В 12 км юго-западнее расположен следующий разрез (р. Кипрейной, см. рис. 1). Здесь на коре выветривания приморских липаритов залегают (снизу вверх):

1. Туффиты псаммо-целитовые, слоистые, в переслаивании с перетолженными туфами литокластическими умеренно кислого состава	12
2. Туфы грубообломочные, перемытые, состоящие из обломков эффузивов кислого состава	90
3. Туфы и игнимбриты липаритов	8
4. Лавы и туфы андезитов	150
Общая мощность разреза	260 м

В нижней пачке собран маастрихтский комплекс растительных остатков, поэтому разрез приводится (см. таблицу) несмотря на его невыразительность.

Следующий разрез (водораздел рек Тохто и Самарги) расположен в 10 км западнее (см. рис. 1). Здесь на размытой коре выветривания игнимбритов липаритов приморской серии залегают (снизу вверх):

1. Туфоконгломераты со слабо выраженной слоистостью, с валунами и обломками кислых и средних эффузивов	45
2. Туфы умеренно кислого состава, перемытые в различной степени, слоистые (по размерности), с редкими маломощными горизонтами псаммитовых туффитов	110
3. Пачка тонкого переслаивания псаммитовых и целитовых туффитов с горизонтами туфоконгломератов мощностью 1—2 м. Обнаружены остатки флоры (см. таблицу)	40
4. Андезиты, андезитобазальты, переслаивающиеся с туфами	350
Общая мощность разреза	545 м

Следующие разрезы (5 и 6, см. рис. 1) расположены в долине р. Самарги, в правом борту.

В разрезе горы Трудовой не обнажены базальные горизонты конгломератов, и флоры найдены в обломочных породах среди пластов андезитов и базальтов, т. е. в более высоких горизонтах самаргинской свиты. Здесь от уреза воды р. Самарги обнажаются (снизу вверх):

1. Андезиты	10
2. Переслаивание алевролитовых и псаммитовых туффитов. Единичные прослои андезитов. В туффитах — растительные отпечатки (см. таблицу)	40—60
3. Туфы андезитов агломератовые слабо перемытые (туфоконгломераты)	40
4. Андезиты и базальты пироксен-плагноклазовые, туфы андезитов	290

Распределение остатков растений в самаргинской свите (маастрихт) Среднего Сихотэ-Алиня

№ п/п	Название растений	Стратиграфические уровни и номера разрезов							№ п/п	Название растений	Стратиграфические уровни и номера разрезов						
		Нижняя (молассовая) подсвита				Средняя (лаво-пирокластическая) подсвита					Нижняя (молассовая) подсвита				Средняя (лаво-пирокластическая) подсвита		
		1	2	3	4	5	6	7			1	2	3	4	5	6	7
1	Selaginella sp.	-	+	+	+	-	-	-	39	Protophyllum cf. sibiricum (J. Lebedev) Kutuzk.	-	-	+	-	+	-	-
2	Equisetites sp.	-	+	+	+	+	+	+	40	Pr. aff. sternbergii Lesq.	-	+	+	-	+	-	-
3	Ginkgo ex gr. adiantoides (Ung.) Heer	-	-	-	+	-	-	-	41	Pr. praestans Lesq.	-	+	+	-	+	-	-
4	Araucarites sp.	-	+	-	-	-	-	-	42	Pr. cf. leconteanum (Lesq.) Lesq.	-	-	-	+	+	-	-
5	Pinus cf. hyperborea Heer	-	+	+	-	+	+	+	43	Pr. aff. ignatianum Krysh. et Baik.	-	-	+	-	+	-	-
6	P. (Pitiosirobus) cf. quens-tedtii (Heer) — шишка	-	-	-	-	+	-	-	44	Pr. sp.	+	-	-	-	-	-	-
7	P. sp.	+	+	+	-	+	-	-	45	Pseudoprotophyllum sp.	-	+	-	+	-	-	-
8	Pseudolarix? sp. (семя с летучкой)	-	+	+	-	-	-	-	46	Grewiopsis ex gr. orientalis Krysh.	-	+	+	-	+	-	-
9	Sequoia cf. affinis Heer	-	-	-	-	+	-	-	47	Pterospermites? cf. amurensis Krysh.	-	+	+	-	+	-	-
10	Sequoia? sp. (шишка и листья)	+	+	+	-	+	-	-	48	Corylites (Pterospermites) anianicus (Krysh.)	-	+	-	+	+	-	-
11	Parataxodium sp.	+	+	+	+	+	-	-	49	Corylites aff. insignis (Heer)	-	+	+	+	+	-	-
12	Glyptostrobus cf. groenlandicus (Heer)	-	+	+	+	+	-	-	50	Corylites sp.	+	-	-	-	-	-	-
13	Thuja sp. (cf. cretacea (Heer) Newb.)	-	-	-	-	+	+	-	51	Corylus cf. jeliseevii Krysh.	-	+	+	-	-	-	+
14	Brachyphyllum cf. crassum Lesq. (шишка)	-	+	-	-	-	-	-	52	Celastrinites? sp.	+	+	-	+	-	-	-
15	Ciparissidium cf. minimum Velen. (шишка)	-	+	-	+	-	-	-	53	Rubus sp.	+	-	+	-	-	-	-
16	Lybocedrus catenulata Bell.	-	-	-	+	-	+	-	54	Alnites? sp.	-	-	-	-	+	+	+
17	Elatocladus (Cephalotaxopsis) cf. heterophylla (Holl.)	+	+	+	+	+	+	+	55	Acer? cf. arctica Heer	-	-	+	-	+	-	-
18	E. (C.) cf. intermedia (Holl.)	-	-	+	+	+	-	-	56	Cissites sp.	+	-	-	-	+	-	-
19	Laurophyllum sp. sp.	-	-	-	+	-	-	-	57	Vitis sp.	-	-	-	-	+	-	-
20	Menispermities cf. septentrionalis Holl.	-	+	+	+	+	+	+	58	Ampelopsis sp.	-	+	+	-	-	-	-
21	M. cf. reniformis Dawson	-	+	+	+	+	+	+	59	Ampelophyllites? attenuatus (Lesq.) Knowlt.	-	-	+	-	+	-	-
22	M. sp.	-	+	+	+	+	+	-	60	Cornus? cf. ceterus Hollick	-	+	-	-	-	-	-
23	Nymphaeites sp.	-	+	+	+	+	+	-	61	Dalbergia cf. hyperborea Heer	-	+	+	-	-	-	-
24	Nelumbites sp.	-	+	+	+	+	+	+	62	Viburnum cf. simile Knowlt.	+	+	-	-	+	-	-
25	Nelumbo? amurensis Krysh.	-	-	-	-	+	-	-	63	V. cf. nordenskioldii Heer	+	-	+	+	+	-	-
26	Trochodendroides ex gr. arctica (Heer) Berry	-	+	+	+	+	+	+	64	V. beringianum Krysh.	-	+	+	+	+	-	-
27	T. vasilenkoi Rom. et Iljinsk.	-	-	+	+	-	-	-	65	V. anadyrense Krysh.	-	+	+	+	+	-	-
28	T. sachalinensis Krysh.	-	-	+	+	-	-	-	66	V. asperum Newb.	-	-	+	-	-	-	-
29	T. sreciosa (Ward) Berry	-	-	-	-	-	+	+	67	V. cf. limpidum Ward.	-	-	+	-	-	-	-
30	Trochodendrocarpus cf. arcticus (Heer) Krysh.	-	-	-	-	-	+	-	68	V. cf. tilioides Ward	-	-	-	-	+	+	-
31	Platanus cf. coloradensis Knowlt.	+	+	-	-	-	-	-	69	V. cf. elongatum Ward	-	+	-	-	+	-	-
32	P. cf. williamsii Bell	+	+	+	-	-	-	-	70	Sapindus? cf. pacificus Dawson	-	+	-	-	-	-	-
33	P. cf. tshulimense Leb.	-	+	+	-	-	-	-	71	Phyllites? cf. walsanburgensis Lee end Knowlt.	-	-	+	+	+	-	-
34	P. sp.	+	+	+	-	+	+	+	72	Macclintockia? sp.	-	-	-	-	+	-	-
35	Ficus? sp. (cf. planicostata Lesq.)	-	+	+	-	+	-	-	73	Araliaephyllum sp.	-	-	-	-	+	-	-
36	Credneria truncatodenticulata Bell	-	-	+	-	-	-	-	74	Zizyphus sp.	+	-	+	-	-	-	+
37	Cr. cf. inordinata Holl.	-	-	+	-	+	-	-	75	Poacites? sp.	+	+	+	-	+	+	+
38	Cr. sp.	+	+	+	-	+	-	-	76	Phragmites sp.	+	+	+	+	+	+	+
		+	+	+	-	+	-	-	77	Carex? sp.	+	+	+	+	+	+	+

Примечание. — отсутствие, + наличие отпечатков. Разрезы: 1 — р. Кирейная, 2 — р. Желтая, 3 — р. Тохто, 4 — руч. Бойкий, 5 — гора Трудовая, 6 — руч. Перевальный, 7 — р. Буй.



5. Туфы андезитов . . . . .	120
6. Туфы андезитов агломератовые . . . . .	50
Общая мощность разреза . . . . .	570 м

Разрез р. Буи (6) расположен в четырех километрах выше по долине р. Самарги и отвечает еще более высоким горизонтам свиты (см. рис. 3). В береговых обрывах р. Самарги обнажены (снизу вверх):

1. Андезиты плагиоклазовые . . . . .	50
2. Андезиты флюидалные . . . . .	100
3. Туфы андезитов витролитокластические, псефитовые . . . . .	50
4. Туфы литокристаллокластические перемытые, туффиты. Обнаружены деформированные растительные отпечатки (см. таблицу)	20
5. Туфы андезитов агломератовые . . . . .	20
6. Переслаивание андезитов и туфов литокластических псефитовых . . . . .	15
Общая мощность разреза . . . . .	260 м

В этом же разрезе гипсометрически выше на слое 1 залегают несогласно (через кору выветривания) флюидалные липариты, ксенотуфы, обсидианы, которые исследователями сопоставляются с богоспольской свитой датского возраста, но, возможно, являются более молодыми.

В бассейне р. Единки имеется единственная точка с флорой (см. таблицу, графа 7) — по руч. Перевальному (левому притоку р. Единки), в 3,0 км от устья. Флора сохранилась в пачке туффитов мощностью 50—70 м, залегающей на игнимбритах липаритодацитов приморской серии и подстилающей андезиты самаргинской свиты.

В пределах Венюковского поля находится один разрез (8) с флорой по руч. Бойкому (левому притоку р. Кабаньей), в 7,0 км от устья руч. Бойкого и 20 км от устья р. Кабаньей.

В левом борту руч. Бойкого, по распадку, обнажены:

1. Пачка переслаивающихся туфоалевролитов, туфопесчаников, туфогравелитов, гиаокластиков андезитобазальтов, туфов андезитов псефитовых. В туффитах и алевролитах присутствует флора (см. таблицу) . . . . .	75
2. Толща переслаивающихся андезитобазальтов, гиаокластиков, туфов с маломощными прослоями игнимбритов липаритов, туфопесчаников . . . . .	300
Общая мощность разреза . . . . .	375 м

Выше несогласно залегают игнимбриты, лито- и кристаллокластические туфы липаритов, туфоконгломераты с галькой андезитов кюмской толщи (мощность более 200 м), сопоставляемой с богоспольской свитой. Флора руч. Бойкого расположена в нижней части свиты.

Как уже отмечалось, Самаргинское и Венюковское поля представляют собой систему вулканотектонических структур, выполненных отложениями самаргинской свиты, наложенных на верхнемеловые вулканогенные комплексы и деформированные последующими тектоническими процессами. В морфоструктурном плане

Самаргинское поле (как и Венюковское) представляет собой сильно эродированный вулканогенный покров. Северные и северо-западные фланги его сильно деформированы на контакте с гранитоидами Кипрейного массива, а южные — разбиты тектоническими нарушениями на опущенные блоки, где сохранились нижние части разреза. С севера на юг происходит сокращение мощности верхних частей разреза (с 600—700 до 150—200 м).

В Самаргинском поле самаргинская свита может быть разделена на две толщи или подсвиты: нижнюю — молассовую и верхнюю — лавово-пирокластическую. Граница между ними возможна по подошве самого нижнего потока лав базальтов, андезитов и, вероятно, будет носить условный характер, так как наверняка появление первых потоков по всей впадине не было синхронным.

Венюковское поле имеет в принципе аналогичное строение, но южные части структур скрыты под более молодыми отложениями кюмской толщи.

В этом поле самаргинская свита имеет большую мощность, и обобщенный разрез свит выглядит следующим образом (снизу вверх; справа мощность в м):

1. Толща андезитов флюидалных, туфов андезитов псефитовых, туфов липаритов литокристаллокластических дацитов, конгломератов, гиаокластиков, туффитов с растительными остатками . . . . .	250—315
2. Андезиты, андезитобазальты, туфы андезитов, гиаокластиты, линзы пепловых туфов липаритов, подушечные лавы андезитобазальтов, конгломераты и др. . . . .	300
3. Кластолавы дацитов, флюидалных андезитов, игнимбриты липаритодацитов, пепловые туфы липаритов, туффиты . . . . .	450

В Венюковском поле самаргинская свита может быть разделена на три толщи с условными границами между ними (граница между второй и третьей толщами проводилась по подошве нижнего мощного пласта туфов или лав кислого состава и также носит условный характер).

На основании описанных гипостратотипов, а также других разрезов может быть составлен обобщенный разрез самаргинской свиты:

1. Нижняя подсвита — ритмично переслаивающиеся туфы среднего состава агломератовые литокластические, туфоконгломераты, туффиты, песчаники, алевролиты, реже — лавы андезитов, дацитов, гиаокластиты . . . . .	400
2. Средняя подсвита — переслаивание лав и кластолав андезитов, базальтов, андезитобазальтов, дацитов, их туфов литокластических, дачек туффитов, песчаников и алевролитов, гиаокластиков, подушечных лав андезитобазальтов (внизу), пепловых туфов трахиллиаритов и трахитов . . . . .	300
3. Верхняя подсвита — кластолавы, туфы дацитов, андезитов, игнимбриты липаритодацитов, туфы кислого состава пепловые . . . . .	450

Растительные отпечатки собраны во многих точках, но списки видового состава даны для наиболее представительных местонахождений (см. таблицу). Местные палеофлористические комплексы или флоры (названные по местонахождениям) в сумме образуют «самаргинскую» флору и располагаются в самаргинской свите на пяти уровнях.

Флора р. Кипрейной располагается на самом низком, I уровне, рек Желтая, Тохто, Бойкая — на II уровне. Последняя приурочена к нижней, молассовой, а флора рек Трудовая, Буя, Перевальная (III, IV, V уровень соответственно) — к средней подсвите. Третья под-свита растительных остатков не содержит.

Палеомагнитные датировки, выполненные А. Н. Сокаревым, помогли скоррелировать приведенные выше разрезы, а также их части относительно друг друга.

Подробное рассмотрение вопросов магматизма самаргинской свиты не входило в задачи данной статьи, но все же авторы посчитали нужным для полноты характеристики привести основные сведения по магматизму.

В разрезах самаргинской свиты переслаиваются потоки лав по составу от базальтов до липаритов, трахилипаритов, но основным типом пород, наиболее широко распространенным, являются андезиты. Для всех пород характерна повышенная щелочность, особенно для кислых разновидностей, среди которых отмечены калиевые щелочные липариты (комендиты) и трахиты. Вулканизм был синхронным с осадконакоплением и, вероятно, вначале носил кислый характер; возможно, продолжали действовать старые вулканические центры приморской серии (наличие в молассе горизонтов кристаллокластических туфов и игнимбритов липаритов). Кислые эффузивы (маломощные потоки и туфы), залегающие среди лав базальтов и андезитов, вероятней всего, имеют анатектическую природу (как вышлавки из пород земной коры в результате воздействия основной магмы). Это подтверждается в какой-то мере тем фактом, что щелочность основных и средних вулканитов лишь несколько повышена, тогда как кислые вулканиты преимущественно субщелочные и щелочные при преобладании калия над натрием.

Относительно молассы можно отметить следующее. Все имеющиеся данные (залегание во впадинах, грубообломочный характер отложений, значительная роль пирокластиков, ритмичность, крайне «незрелый» состав обломочных пород, пестрый фациальный набор пород в разрезе и их сложные взаимоотношения, сохранение первичных, «материнских» ассоциаций элементов в петрофонде, слабое проявление новых, седиментационных ассоциаций) свидетельствуют о том, что нижняя подсвита са-

маргинской свиты вполне отвечает понятию «вулканогенная» моласса.

Самаргинская флора содержит высшие споровые и двуклеточные растения — плауновидные, членистостебельные, голосеменные и покрытосеменные, с преобладанием покрытосеменных. Среди последних наблюдается большое разнообразие семейств *Platanaceae*, *Cercidiphyllaceae*, *Menispermaceae*.

Семейство *Platanaceae* представлено родами *Platanus*, *Pseudoprotophyllum*, *Credneria*, семейство *Cercidiphyllaceae* содержит все известные морфологии или виды, включающиеся в сборный полиморфный вид *Trochodendroides ex gr. arctica* Berry. Семейство *Menispermaceae* содержит два вида: *Menispermites septentrionalis* Holl. и *M. cf. reniformis* Dawson.

Из других семейств покрытосеменных растений приблизительно в равных количествах присутствуют *Corylaceae* и *Caprifoliaceae*. Первое включает виды родов *Corylus* и *Corylites*, второе — шесть видов рода *Viburnum*. Менее разнообразны семейства *Moraceae* (*Ficus* sp.), *Tiliaceae* (*Grewiopsis?* cf. *orientalis* Krysht.), *Aceraceae* (*Acer?* cf. *arctica* Heer), *Vitaceae* (*Vitis* sp., *Ampelopsis* sp.), водные растения семейств *Nimphaeaceae* (*Nimphaeites* sp.), и *Nelumbonaceae* (*Nelumbites* sp., *Nelumbo* cf. *amurensis* Krysht.) и др.

Голосеменные растения занимают после покрытосеменных второе место, уступая им в видовом разнообразии. Они представлены двумя порядками: *Ginkgoales* и *Coniferales*. Первый включает один род (*Ginkgo*), второй — 12 родов (*Araucarites*, *Pinus*, *pitiostrabus*, *Pseudolarix*, *Sequoia*, *Parataxodium*, *Glyptostrobus*, *Thuja*, *Brachyphyllum*, *Ciparissidium*, *Cryptomeria*, *Lybocedrus*, *Elatocladus* (*Cephalotaxopsis*). Доминирует род *Elatocladus* (*Cephalotaxopsis*).

При обосновании маастрихтского возраста учитываются: а) реликты (*Platanus* cf. *tshulimense* Leb., *Brachyphyllum* cf. *crassum* Lesq., *Ciparissidium minimum* Velen.) сеноман-турона, заканчивающие свое существование в маастрихтское время; б) характерные для сеноманского времени, не встречающиеся выше маастрихта виды: *Platanus* cf. *williamsii* Bell., *Credneria truncatodenticulata* Bell., *Viburnum amurense* Krysht., *V. cf. simile* Knowlt., *Pterospermities* (*Corylites*) *anianicus* Krysht. и др.; в) виды, начавшие свое развитие в маастрихтское время и имеющие расцвет в дании: *Lybocedrus catenulata* Bell., *Ficus?* sp. (cf. *planicostata* Lesq.), *Grewiopsis* cf. *orientalis* Krysht., *Pterospermities?* cf. *amurensis* Krysht., *Corylites* aff. *insignis* Heer, *Viburnum nordenskioldii* Heer, *Viburnum limpidum* Ward и др.; г) сообщество родов, развивавшихся с сеномана — турона и процветавших в маастрихте: *Platanus*, *Proto-*

phyllum, Credneria, Corylites, Trochodendroides, Menispermities.

По систематическому составу самаргинская флора наибольшее сходство проявляет с маастрихтскими флорами Августовки (Сахалин) [2, 6], Северо-Востока СССР, бухты Угольной (корякская свита) [5], Японии (формация Хакобучи) [18], Аляски (зона VII по Ч. Смайли) [19, 20], Канады (нижняя часть свиты Эдмонтон) [17], отличаясь от них отсутствием цикадофитов *Nilssonia* и *Pterophyllum*. От кампанских флор самаргинская отличается незначительным количеством цельнолистных термофильных растений в составе комплекса, от датских — отсутствием более молодых хвойных (*Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Taxodium olriki* Heer) и покрытосеменных (*Alnus*, *Betula*, *Carya*, *Sorbargya*, *Fraginus* и др.) растений.

Маастрихтский возраст самаргинской свиты, основанный на изучении макрофоссилий, подтвержден палинологическим анализом по р. Желтой, где В. С. Маркевич [8] выделила полинокомплекс с преобладанием *Aquilarpollenites*, *Mancisogrpus*, *Wodehouseia*, *Orbicularpollis*.

Анализ систематического состава самаргинской флоры и детальное изучение разрезов самаргинской свиты, благодаря которому установлено четкое положение флороносных слоев, дают возможность выделить два подкомплекса (две фазы развития флор) — нижний, характерный для молассовой подсвиты (уровни I, II),

и верхний, характерный для средней подсвиты (уровни III—V). Заметно некоторое изменение систематического состава — исчезновение в верхней толще древних реликтов сеномана — турона, сокращение видового разнообразия семейства *Platanaceae* и рода *Viburnum*, смена видов рода *Trochodendroides* и др.

В Южном Сихотэ-Алине выделен дорофеевский палеофлористический комплекс, аналогичный самаргинскому Среднего Сихотэ-Алиня. Оба комплекса составляют самаргинскую стратофлору, характеризующую Самаргинский стратиграфический горизонт [3, 9].

Публикуя материалы по геологии самаргинской свиты в стратотипической местности, авторы ставили цель, ознакомить читателей со стратотипом самаргинской свиты, что будет (и должно) способствовать более уверенному выделению этих отложений на геологических картах и при различных исследованиях. Следует напомнить, что отложения маастрихтского возраста также широко распространены южнее, в бассейнах рек Максимовки, Соболевки, Пей, Светлой и др., где выделены Г. Л. Амельченко, В. Н. Овечкиным и др. под названием левособолевской свиты, хотя в несколько ином объеме (включая залегающие выше лициариты датского возраста) и с другим подразделением на подсвиты. Корреляция между этими районами затруднена, но не безнадежна.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Аблаев А. Г. Позднемеловая флора Восточного Сихотэ-Алиня и ее значение для стратиграфии. — Новосибирск: Наука, 1974.
2. Вахрамев В. А. Позднемеловые флоры Тихоокеанского побережья СССР, особенности их состава и стратиграфическое положение. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 3.
3. Вдовин Ю. М. Стратиграфия палеогеновых эффузивов на побережье Татарского пролива к северу от мыса Сюркум. — Тез. докл. и выступлений на Совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем Дальнего Востока. Хабаровск: АН СССР, 1956.
4. Геология СССР. Т. 32. Приморский край. Ч. 1. — М.: Наука, 1969.
5. Дундо О. П., Короткевич В. Д., Кореньков Г. П. Опорный разрез маастрихтских отложений Центрально-Корякской структурно-фациальной зоны. — В кн.: Опорный разрез маастрихтских отложений центральной части Корякского нагорья. Л.: НИИГА, 1971.
6. Красилов В. А. Меловая флора Сахалина. — М.: Наука, 1979.
7. Криштофович А. Н., Байковская Т. Н. Меловая флора Сахалина. — М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1960.
8. Маркевич В. С. Меловая палинофлора Приморья. Автореф. канд. дис. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982.
9. Неволлина С. И. О возрасте самаргинской свиты. — В кн.: Стратиграфия кайнозойских отложений Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.
10. Плахотник В. Г. Стратиграфия верхнемеловых и ПГО Приморгеология. Владивосток
11. кайнозойских вулканогенных образований Северо-Восточного Сихотэ-Алиня. — Сов. геол., 1962, № 3.
12. Решения II Дальневосточного стратиграфического совещания. — Л.: ВСЕГЕИ, 1971.
13. Решения III межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР. Владивосток, 1978. — Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1982.
14. Салун С. А., Плахотник В. Г. О границе меловой и палеогеновой системы в Сихотэ-Алине. — Международные геологические конгрессы XXI сессия. Докл. советских геологов. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
15. Стратиграфический кодекс СССР. Временный свод правил и рекомендаций. — Л.: ВСЕГЕИ, 1977.
16. Ярмолюк В. А., Усёвко С. Ф. Геологическое строение бассейнов рек Самарги и Единки. — Тр. Дальневосточной научно-исследовательской базы. Сер. геол., 1948, № 1.
17. Bell W. A. Uppermost Cretaceous and Paleocene floras of western Alberta. — Bull. Can. Dept. Intern. Res. Geol. Surv., 1949, v. 13.
18. Endo S. Nilssonia-bed of Hokkaido and its flora. — Sci. Repts. Tohoku Imp. Univ., ser. 2, 1925, N 7.
19. Smiley C. J. Cretaceous floras of Chandler—Colville region, Alaska: stratigraphy and preliminary floristics. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1969, v. 53.
20. Smiley C. J. Plant megafossil sequence, North Slope Cretaceous. — Geosci. and Man, 1972, v. 4.

Поступила в редакцию  
1 ноября 1983 г.