

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ISSN 0207-4028

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

2

1983

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Главный редактор Н. А. ШИЛО

Ю. А. Косыгин (зам. главного редактора), *А. Д. Щеглов* (зам. главного редактора), *Г. Л. Кириллова* (ответственный секретарь), *К. В. Боголепов*, *Ч. Б. Борукаев*, *Г. М. Власов*, *А. А. Врублевский*, *В. И. Гончаров*, *В. В. Иванов*, *Е. В. Краснов*, *Е. А. Кулиш*, *В. А. Кулындышев*, *А. П. Милов*, *В. Г. Моисеенко*, *Е. А. Радкевич*, *К. Ф. Сергеев*, *С. М. Тильман*,
И. К. Туезов.

Адрес редакции: 680063, Хабаровск, 63, ул. Ким Ю Чена, 65, ком. 203, тел. 33-39-46.

Зав. редакцией *Г. С. Залмына*
Мл. редактор *Н. В. Болдовская*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Технический редактор *Н. М. Бурлаченко*
Корректоры *С. В. Блинова*, *А. А. Надточий*

Слано в набор 21.12.82. Подписано к печати 21.03.83.
МН-12021. Формат 84×108¹/₁₆. Высокая печать. Усл.-печ.
л. 13,4. Усл. кр.-отт. 14. Уч.-изд. л. 15. Тираж 782 экз.
Заказ № 443.
Издательство «Наука», Сибирское отделение, 630099,
Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука», 630077, Новоси-
бирск, 77, Станиславского, 25.

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Журнал основан в 1982 г.

Выходит 6 раз в год

МАРТ — АПРЕЛЬ

НОВОСИБИРСК

№ 2, 1983

СОДЕРЖАНИЕ

		<i>КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ</i>	
К. Ф. Сергеев, М. Л. Красный, Ю. Л. Неверов, В. Ф. Остапенко. Вещественный состав кристаллического фундамента юго-западного окончания вала Зенкевича (поднятие Хоккайдо)	3	А. В. Можеровский, С. Г. Плисс, А. В. Сорочинская, К. П. Толоч, Л. М. Грамм-Осипов, В. В. Гусев. Особенности формирования донных отложений залива Угловое (Японское море)	93
Ф. Р. Лихт. Фациальный анализ современного седиментогенеза и возможности палеофациальных реконструкций (на примере Японского моря)	9	Л. А. Мастюлин, Ю. В. Талтыкин. Предварительные результаты изучения глубинной электропроводности в современных тектонически активных зонах юга Дальнего Востока СССР	97
Е. П. Леликов, В. Т. Съедин, Ю. Б. Евланов, А. И. Свининников, Е. П. Терехов. Магматические комплексы дна Японского моря	20	С. Г. Бялбжеский, В. П. Похпалайнен. Новые местонахождения отложений позднего неокома на востоке Корякского нагорья	101
Л. М. Парфенов, Б. А. Натальин, Л. И. Попеко. Тектоника восточной части Монголо-Охотской складчатой системы и природа сопряженных с ней зон мезозойской тектономагматической активизации Алдано-Становой области	26	В. М. Кузнецов. Особенности строения Сугойского синклинория и его положение в мезозоидях Северо-Востока СССР	105
Л. И. Брянский. Блоковая структура Ханкайского массива	34	С. П. Гарбузов, Г. П. Василенко, В. И. Таскаев. Минералогия и геохимия серебра в рудах одного из скарново-полиметаллических месторождений Приморья	109
В. П. Хворостов, В. П. Зайцев. Рудоносные магматические комплексы Ичигин-Уннэйваймского района (Корякское нагорье)	42	Е. И. Кудрявцева. О йоде в подземных водах Камчатки	114
В. И. Шпигерман, А. В. Сотников. Полиметаллическое оруденение в позднеюрских вулкано-генных образованиях юга Омудевского поднятия	49	<i>КРИТИКА И ДИСКУССИИ</i>	
Н. Е. Аблесимов, Ю. М. Дубик, В. Н. Землянухин, Е. Н. Ипатов, Г. Н. Ковалев, И. В. Цой. Структура вулканических стекол экструзивных куполов	55	Н. В. Бердников, С. В. Горкуша, Ю. А. Косыгин. Заметки о геотектонических гипотезах. Заметка седьмая. О «Гипотезе изначально гидридной Земли» В. Н. Ларина	116
А. А. Степашко. Петрохимическая модель гранитоидного магматизма Комсомольского рудного района	61	А. Д. Щеглов. К металлогении срединных массивов	119
Н. В. Ичетовкин. Пространственно-временные тренды петрохимического состава гранитоидов Северного Прихотья и их использование для тектономагматического районирования	68	<i>ХРОНИКА</i>	
Ю. С. Салин. Основные геометрические модели геологии. Статья вторая. Дифференциальные и проективные модели	77	Некоторые итоги и пути развития науки на Северо-Востоке СССР	122
Ю. А. Колясников. Эволюция представлений о происхождении базальтовой магмы	85	Тектоника активизированных областей	124
		<i>ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ</i>	
		<i>ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ</i>	
		70-летие НИКОЛАЯ АЛЕКСЕЕВИЧА ШИЛО	
		Александр Иванович Косыгин (к 100-летию со дня рождения)	

CONTENTS

K. F. Sergeev, M. L. Krasny, Yu. L. Neverov, V. F. Ostapenko. Substance of crystalline basement of the Zenkevich rampart south-east flank.	3	BRIEF COMMUNICATIONS	
F. R. Likht. Facies analysis of the modern sedimentogenesis and possibilities of paleofacies reconstructions (on the Sea of Japan model).	9	A. V. Mozherovsky, S. G. Pliss, A. V. Sorochinskaya, K. P. Tolok, L. M. Gramm-Osipov, V. V. Gusev. Peculiarities of formation of benthonic depositions in Uglovoy Gulf (Sea of Japan).	93
E. P. Lelikov, V. T. S'edin, Yu. B. Evlanov, A. I. Svininnikov, E. P. Terechov. Magmatic complexes of the Sea of Japan floor.	20	L. A. Mastulin, Yu. V. Taltykin. Preliminary results of the abyssal electrical conductivity studing in the modern tectonic active zones at the south of the USSR Far East.	97
L. M. Parfenov, B. A. Natal'in, L. I. Popeko. Tectonics of the Mongolia-Okhotsk folded system eastern part and the nature of joint zones of Mesozoic tectono-magmatic activation in Aldan — Stanovoy region.	26	S. G. Byalobzhesky, V. P. Pokhialainen. New deposits of the Late Neocomian at the east of the Koryak Upland.	101
L. I. Bryansky. The Khankay massif block structure.	34	V. M. Kuznetsov. The Sugoy synclinolium peculiarities of structure and its position in mesozoids of the USSR Far East.	105
V. P. Khvorostov, V. P. Zaitsev. The ore-bearing magmatic complexes of Ichigan — Unneivayamsk region (Koryak Upland).	42	S. P. Garbuzov, G. P. Vasilenko, V. I. Taskaev. Silver Mineralogy and geochemistry in ores of one of the skarn-polymetallic occurrences in Primor'e.	109
V. I. Shpikerman, A. V. Sotnikov. Polymetallic ores in the Late Jurassic volcanogenic formations of the Omul Upland south.	49	E. I. Kudryavtseva. On iodine in the underground waters of Kamchatka.	114
N. E. Ablesimov, Yu. M. Dubik, V. N. Zemlyanukhin, E. N. Ipatova, G. N. Kovalev, I. V. Tsoy. The structure of volcanic glasses in extrusive domes.	55	CRITICISM AND DISCUSSION	
A. A. Stepashko. Petrochemical model of granitoid magmatism of the Komsomolsk Ore Region.	61	N. V. Berdnikov, S. V. Gorkusha, Yu. A. Kosygin. Notes on geotectonic hypotheses.	116
N. V. Ichetovkin. Space-temporal trends of petrochemical composition of the North Priokhot'e granitoids and their employment in tectono-magmatic zonation.	68	A. D. Sheglov. To the metallogeny of median massifs.	119
Yu. S. Salin. The main geometric models of geology. The second paper. Differential and projective models.	77	CHRONICLES	
Yu. A. Kolyasnikov. The evolution of ideas on the origin of basaltic magma.	85	Some results and prospects of science in the USSR Far East.	122
		Tectonics of the active regions.	125
		JUBILEES	
		Nikolay Alexeevich Shilo.	126
		Alexander Ivanovich Kosygin (to the 400 anniversary).	128

УДК 550.834(265.3)

К. Ф. Сергеев, М. Л. Красный, Ю. Л. Неверов,
В. Ф. Остапенко

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА ЮГО-ЗАПАДНОГО ОКОНЧАНИЯ ВАЛА ЗЕНКЕВИЧА

(поднятие Хоккайдо)

На основании последних геолого-геофизических исследований, выполненных в пределах поднятия Хоккайдо, установлено, что интрузивные образования, слагающие выходы кристаллического фундамента на дно океана, образуют непрерывный ряд от монзонитов и диорит-монзонитов до гранитов при преобладании гранодиоритов с устойчивой минералогической ассоциацией «бiotит — роговая обманка — калишпат». Кислые разности пород вулканического происхождения характеризуются подобной же минералогической ассоциацией

Поднятие Хоккайдо является юго-западным окончанием краевого океанического вала Зенкевича, представляющего собой довольно пологое малоамплитудное (до 500 м) воздымание океанического дна юго-восточнее Курило-Камчатского глубоководного желоба. Из материалов ГСЗ известно [7], что земная кора здесь имеет мощность всего около 5—7 км и соответствует по особенностям внутренней структуры океаническому типу, т. е. представляет собой совокупность двух регионально прослеживающихся слоев: «осадочного», состоящего из первого и второго океанических слоев, и «базальтового». Изучение «надбазальтового» комплекса пород методом НСП показало, что его строение отнюдь не такое простое и однообразное, как это вырисовывалось по результатам упомянутых исследований. Пожалуй, впервые это стало ясно после работ Сахалинского КНИИ ДВНЦ АН СССР во время экспедиционного рейса научно-исследовательского судна «Пегас» в 1976 г. [1, 2] и затем нашло подтверждение в результатах геолого-геофизических наблюдений, выполненных осенью 1980 г. с борта того же судна в пределах юго-западного участка (рис. 1) поднятия Хоккайдо [4].

По ряду сейсмических параметров (интенсивность и степень корреляции сейсмического сигнала, его фазовая и частотная характеристики, наличие или отсутствие явлений дифракции, геометрия отражающих границ и др.) на временных разрезах, получаемых методом

ей при практически полном отсутствии плагноклаз-пироксеновых разновидностей.

Представляется, что поднятие Хоккайдо, как и окраинный океанический вал Зенкевича в целом, не является первично океаническим структурным сооружением, а претерпел сложную и длительную историю геологического развития с интенсивными орогеническими движениями, которые имели место в середине мелового периода и предшествовали излияниям субщелочных базальтов в процессе посторогенных опускающих земной коры.

НСП, в этой части земной коры отчетливо выделяются три сейсмо-геологических комплекса или слоя (сверху вниз): акустически прозрачный, акустически непрозрачный и акустический фундамент.

В пределах практически повсеместно распространенного акустически прозрачного слоя, мощность которого изменяется от 0 до 1000 м, иногда выделяются короткие акустические раздели субгоризонтального залегания с малыми значениями энергии отраженных волн. Акустически непрозрачный слой имеет гораздо меньшую мощность (до 200—300 м), а на ряде участков полностью выклинивается. Его особенностью является наличие нескольких сейсмических разделов, характеризующихся весьма значительной энергией отраженных волн.

Материалы бурения в Прикурильской части Тихого океана [11, 12] и результаты драгирований океанского дна [1, 2, 8] показывают, что названные слои сложены пелагическими осадками. К сожалению, не представляется возможным определенно установить нижний возрастной предел этих отложений, поскольку единственная в пределах вала Зенкевича скважина 193 не вышла за пределы плейстоценовой толщи [11]. Можно лишь констатировать, что субгоризонтальное залегание отражающих горизонтов в верхней части акустически прозрачного слоя вниз по разрезу сменяется наклонным, конформным по отношению к рельефу поверхности акустического фундамента.

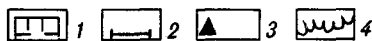
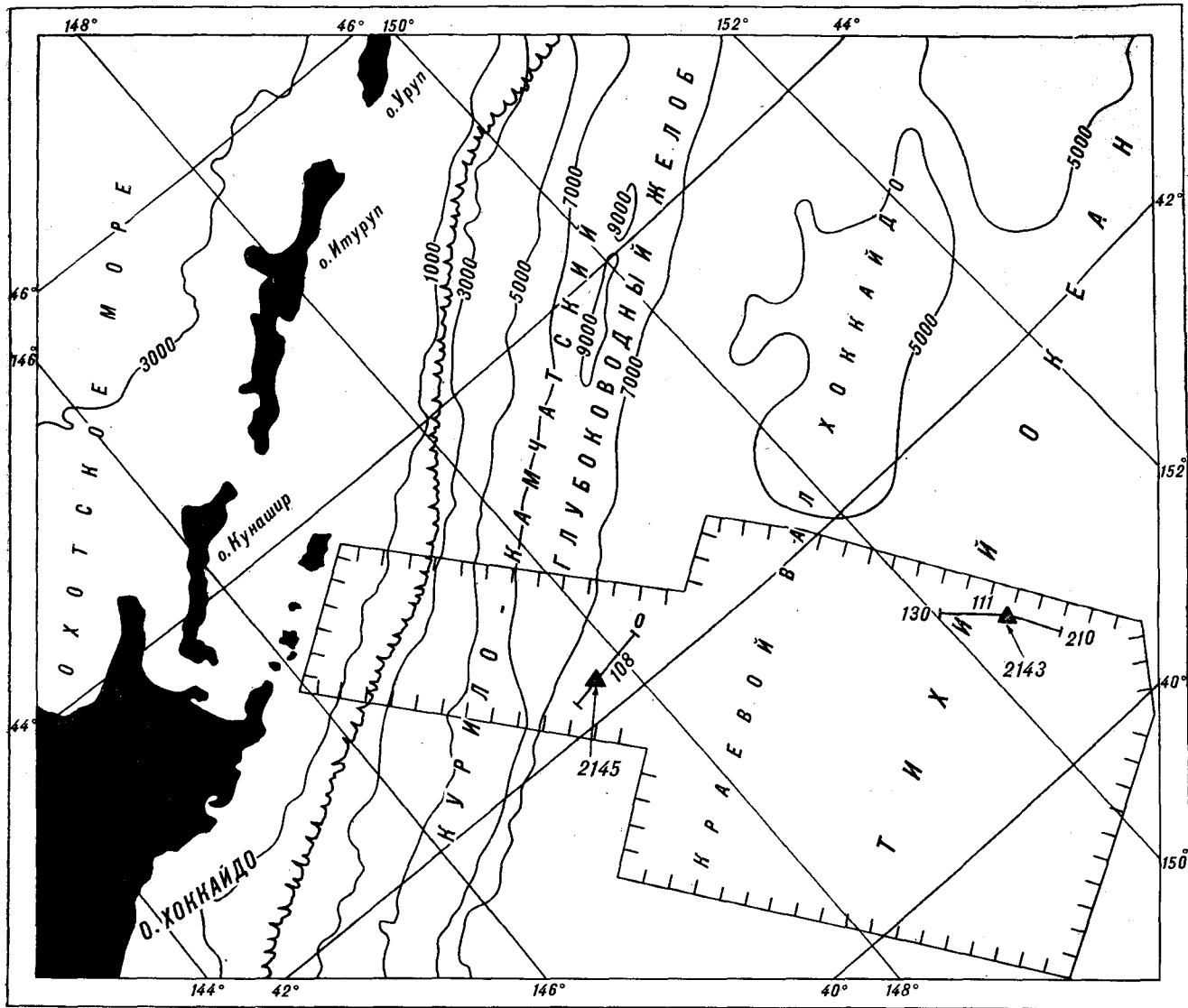


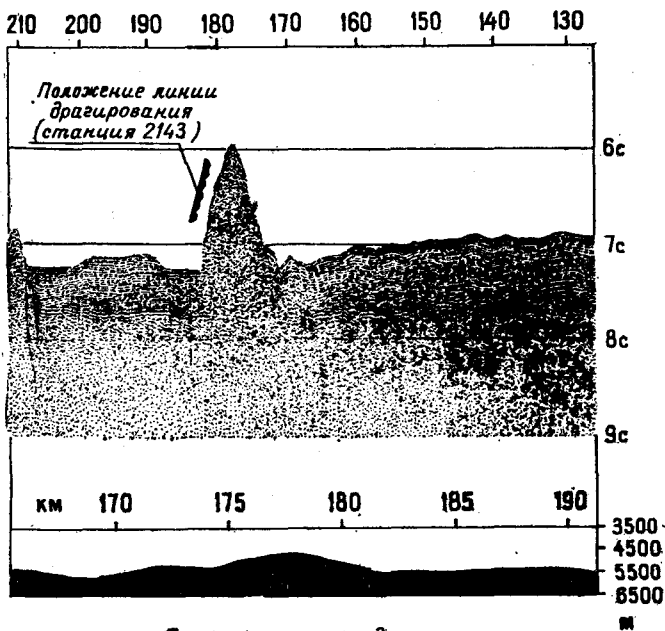
Рис. 1. Обзорная карта района исследований.

1 — контуры геолого-геофизического полигона; 2 — геофизические профили, цифрами показаны километраж и номера профилей; 3 — местоположение станций драгирования и их номера; 4 — граница распространения льдов в наиболее суровые зимы.

Комплексный анализ имеющейся в настоящее время геолого-геофизической информации приводит к выводу о том, что акустический фундамент краевого океанического вала, фиксируемый наблюдениями методом НСП, должен отождествляться со вторым (вулканогенно-осадочным) слоем осадочного слоя модели океанической земной коры, построенной по результатам ГСЗ. О вещественном составе этого слоя можно судить лишь по результатам драгирования отдельных подводных гор.

В процессе драгирования, проведенного в 1976 г. Б. И. Васильевым на южной акватории вала Зенкевича, были подняты глыбы, облом-

ки, щебенка, реже галька пород самого различного состава: песчаники, алевролиты, аргиллиты, базальты, долериты и андезитовые порфириты, кварцевые и фельзитовые порфиры, разнообразные сланцы и роговики, гранодиориты, граниты, гранит-порфиры, аплиты и др. Преобладающими типами драгированных пород оказались в разной степени измененные базальтоиды и диабазы, которые, по мнению исполнителей проведенных работ, достаточно надежно характеризуют вещественный состав акустического фундамента вала Зенкевича. Породам же среднего и кислого состава, а также базальтоидам кайнотипного облика отводится роль



Профиль рельефа дна
в масштабе 1:1

Рис. 2. Временной разрез по профилю 111.
Местоположение см. рис. 1.

«экзотических» образований, скорее всего, появившихся в изученном районе благодаря ледовому разносу с островной и материковой суши [1, 2].

Результаты геологических исследований, проведенных осенью 1980 г. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР на НИС «Пегас» в акватории южной части поднятия Хоккайдо (см. рис. 1), вынуждают иначе рассматривать вопрос о вещественном составе акустического фундамента этого района. Здесь было выполнено результативное драгирование на двух станциях (2143 и 2145), приуроченных к склонам горстовых поднятий фундамента (рис. 2, 3).

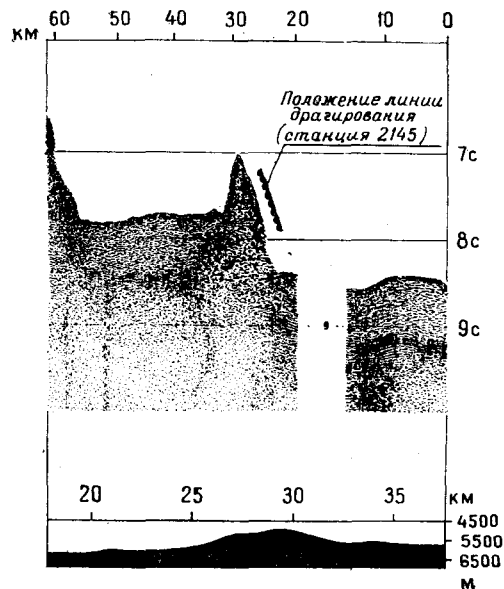
Станция 2143 (40°50' с. ш., 150°21' в. д.) расположена на юго-восточном склоне субмеридионально вытянутой горстовой гряды, глубина основания которой составляет около 5400 м, а вершинной поверхности — около 4500 м (интервал драгирования 5000—4800 м). Станция 2145 (42°10' с. ш., 147°50' в. д.) приурочена к юго-восточному склону ориентированного в юго-восточном направлении горстового поднятия фундамента. Основание склона фиксируется на глубинах около 6300 м, а его верхняя бровка — 5250 м (интервал драгирования 5900—5300 м).

На обеих станциях поднят значительный объем каменного материала в виде глыб, обломков, щебня, песка, глины, а также небольшого количества галек, валунов и железо-марганцевых конкреций. Большинство поднятых обломков покрыто мощными (до 5 см) железо-марганцевыми корками, однако многие из них имеют «свежие» поверхности сколов, что свиде-

тельствует об отрыве их от коренных обнажений. Состав поднятого неокатанного материала в обоих случаях практически тождествен, несмотря на большое расстояние между станциями. Это, главным образом, магматические (эффузивные, интрузивные, пирокластические), реже вулканогенно-осадочные и метаморфические породы.

По внешнему облику, характеру и интенсивности вторичных изменений обособляются две группы пород. Первая представлена широко распространенными сильно выветрелыми, каолинизированными, мелкопорфировыми и афировыми плагиобазальтами, обломки и глыбы которых всегда имеют железо-марганцевую оторочку. Степень выветривания этих пород настолько высока, что их изучение петрографическими методами возможно лишь в пределах внутренних «ядер» крупных глыб. Породообразующими минералами плагиобазальтов, помимо плагиоклаза (лабрадор), являются практически нацело замещенные гидроокислами железа, гидрослюдами и хлоритом темноцветные минералы, среди которых в виде реликтов иногда распознается моноклинный пироксен (авгит). Среди слабо измененных пород второй группы микроскопически диагностируются следующие разновидности.

Диабазы (ст. 2143 и 2145) с диабазовой, долевитовой или толеитовой структурой сложены часто сосюртитизированным плагиоклазом и моноклинным пироксеном. В интерстициях обычны альбит, хлорит, карбонаты, эпидот, актинолит; реже наблюдаются биотит и гранобластовый кварц.



Профиль рельефа дна
в масштабе 1:1

Рис. 3. Временной разрез по профилю 108.
Местоположение см. рис. 1.

Базальтовые и андезито-базальтовые порфиры (ст. 2143 и 2145) порфировой, иногда полифировой структуры имеют долеритовую и толеитовую структуру основной массы. По составу темноцветных минералов, образующих порфировые выделения, различаются орто-, клино- и дупироксеновые разновидности. Породообразующими минералами, помимо пироксенов, являются слабо серицитизированный плагиоклаз и замещенный хлорит-гидробиотитовым агрегатом оливин. Породы изменены от стадии слабой пропилитизации до полного зеленокаменного переорождения. Среди новообразований, помимо уже упомянутых минералов, встречаются карбонаты, эпидот, альбит.

Андезитовые порфириты (ст. 2143 и 2145) являются преобладающими среди эффузивных образований. Это в разной степени зеленокаменно преобразованные породы, вкрапленники которых представлены плагиоклазом, пироксеном и роговой обманкой. Характерно замещение плагиоклаза серицитом, мусковитом и альбит-слюдистым агрегатом, а роговой обманки и пироксенов — актинолитом и хлоритом. Основная масса обычно лепидогранобластовой структуры сложена альбитом, биотитом, эпидотом, хлоритом, актинолитом с примесью кварца и апатита.

Для роговообманковых и пироксен-роговообманковых андезито-дацитовых порфиров (ст. 2145) характерна фельзитовая или микропойкилитовая кварц-полевошпатовая основная масса. Развитые по ней и по вкрапленникам плагиоклаза, пироксена и роговой обманки новообразования представлены серицитом, эпидотом, кварцем, альбитом, иногда тонкочешуйчатым гидробиотитом.

Дацитовые порфиры (ст. 2143 и 2145) во вкрапленниках содержат плагиоклаз, роговую обманку, реже кварц и биотит. По основной массе фельзитовой или микропойкилитовой структуры развиты новообразования серицита, хлорита, гидробиотита, альбита, реже эпидота. Последний иногда совместно с мусковитом и хлорит-серицитом выполняет микропрожилки. Значительным изменениям подвержены и порфировые выделения. Обычно альбитизированный плагиоклаз замещен эпидотом, хлоритом, серицитом, актинолитом; роговая обманка — хлоритом, гидробиотитом, иногда актинолитом; биотит — мусковитом. Породы нередко рассланцованы, иногда ороговикованы до стадии узловатых сланцев, обнаруживающих реликтивно-порфировую структуру и представляющих собой кварц-альбит-биотитовый агрегат с редкими розетковидными обособлениями биотита.

Литокластические туфы среднего (ст. 2143 и 2145) состава обычно псефитовой и псаммитовой размерности сложены, как правило, обломками андезитовых порфиритов. Встречаются витро-кристаллокластические разновидности

пород, состоящие из обломков интенсивно хлоритизированного стекла, кристаллов плагиоклаза и роговой обманки, заключенных в цеолитовую цементирующую массу.

Туфы кислого состава (ст. 2143 и 2145) чаще всего алевролитовой размерности, витрокристаллокластические. Их обломочная фракция представлена перекристаллизованным вулканическим стеклом, плагиоклазом, калишпатом, кварцем, реже роговой обманкой и биотитом. Как и для туфов среднего состава, для них характерно зеленокаменное преобразование, выражающееся в наличии новообразований хлорита, эпидота, альбита, кварца и лейкоксена. Нередко наблюдаются элементы сланцеватости, подчеркивающиеся параллельными плоскостям рассланцевания микропрожилками хлорит-цеолитового и кварц-альбитового состава с хлоритом и эпидотом.

Среди вулканических образований эпизодически встречаются в виде неокатанных обломков фельзиты, содержащие многочисленные микролейсты биотита (ст. 2143), и кварцевые порфиры (ст. 2143) с обильными вкрапленниками кварца и полевого шпата, почти нацело замещенного агрегатом серицита и мусковита.

Состав обломочной фракции вулканогенно-осадочных и осадочных пород (песчаников, алевролитов, глинистых сланцев) близок к вышеописанному.

В группе интрузивных пород преобладают граниты и гранодиориты, менее характерны монзониты, кварцевые диориты и диориты, диорит-монзониты, аплиты и спессартиты.

Граниты (ст. 2143 и 2145) представлены биотит-роговообманковыми и биотитовыми разновидностями, обычно лейкократовыми, среднекристаллическими. Характерны порфировидные структуры, нередко выраженные столь отчетливо, что появляются переходные от гранитов к гранит-порфирам породы с графической или аплитовой структурой основной массы. Породы этой группы сильно катаклазированы, нередко наблюдается гнейсовидная текстура. Среди минеральных новообразований встречаются эпидот, хлорит, актинолит, мусковит; акцессорные минералы, помимо обычных апатита и магнетита, нередко представлены сфеном и ортитом.

Крупно-среднекристаллические гранодиориты (ст. 2143 и 2145) сложены плагиоклазом, кварцем, калишпатом, зеленой роговой обманкой и хлоритизированным биотитом. Плагиоклаз почти вдвое преобладает над калишпатом, примерно такие же соотношения в количествах роговой обманки и биотита.

В состав кварцевых диоритов (ст. 2145) входят плагиоклаз (45%), роговая обманка (до 30%), кварц (15%) и хлоритизированный биотит (до 10%). Обычны микропрожилки кварц-биотит-полевошпатового состава.

Диориты (ст. 2145) — среднекристаллические, состоят из серицитизированного плагиоклаза (65—70%), часто уралитизированного моноклинного пироксена, роговой обманки, замещенного хлоритом биотита, кварца (до 3%).

Диорит-монцониты (ст. 2145) отличаются от диоритов только присутствием калиевого полевого шпата (до 10%).

Монцониты (ст. 2143 и 2145) также представлены среднекристаллическими разновидностями и сложены плагиоклазом, калишпатом и роговой обманкой, которые присутствуют примерно в одинаковых количествах, а также биотитом (около 1—2%) и акцессорными минералами (апатит, магнетит, сфен).

Аплиты (ст. 2143 и 2145) — мелкокристаллические породы кварц-полевошпатового состава аплитовой или микропегматитовой структуры с редкими микровыделениями мусковита и рудных минералов.

Спессартиты (ст. 2143 и 2145) отличаются от аплитов присутствием роговой обманки и моноклинного пироксена.

Достаточно представительной является группа метаморфических пород (ст. 2143 и 2145), которые представлены эпидот-хлорит-альбитовыми, эпидот-плагиоклазовыми и кварц-эпидот-плагиоклазовыми метасоматитами, альбит-биотитовыми и плагиоклаз-биотит-актинолитовыми роговиками, а также кварц-альбит-биотитовыми, кварц-альбит-биотит-амфиболовыми и пренит-серицит-альбитовыми сланцами.

Следует заметить, что подобные вышеописанным образования были в значительных количествах подняты драгированием выступов океанического дна в северных районах окраинного океанического вала Зенкевича — на широтах о-вов Итуруп, Онекотан и г. Петропавловска-Камчатского (6). Это позволяет думать, что они вообще характерны для акустического фундамента вала Зенкевича на всем его протяжении.

Высказывавшееся ранее мнение об «экзотическом» характере описанных пород [1, 2] опровергается не только уже приводившимися морфологическими характеристиками глыб и обломков, свидетельствующими об отрыве их от коренных выходов, но и общностью минералогического состава и петрохимических особенностей (табл. 1) магматических пород. В самом деле, поднятые при драгировании интрузивные образования представляют собой непрерывный ряд от монцонитов и диорит-монцонитов до гранитов (при преобладании гранодиоритов). Для всех членов этого ряда характерна устойчивая минералогическая ассоциация «биотит — роговая обманка — калишпат», чего вряд ли можно было ожидать, если бы появление описанных пород здесь было обусловлено их переносом из районов современной суши. Это генетически единая интрузивная серия, породы которой

Химический состав магматических пород подводного поднятия Хоккайдо (вес. %)

Оксиды	Таблица 1																					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	47,75	49,35	52,20	52,90	54,34	54,41	55,36	55,85	61,12	62,66	63,61	66,47	72,30	72,46	63,34	56,71	60,41	61,19	62,81	63,35	67,88	72,40
TiO ₂	1,06	0,74	0,63	1,07	0,71	0,82	0,68	0,70	0,72	0,78	0,54	0,76	0,27	0,28	0,89	0,72	1,06	0,65	0,47	0,34	0,55	0,23
Al ₂ O ₃	19,10	21,00	10,62	14,58	17,99	18,30	15,89	17,55	15,14	15,09	15,02	13,82	12,30	13,50	15,44	16,23	16,66	14,82	15,18	14,80	13,17	13,07
Fe ₂ O ₃	2,77	5,54	6,20	4,22	2,91	1,70	0,25	5,06	6,27	2,09	0,41	1,93	1,70	1,47	1,32	3,82	2,13	0,43	3,32	2,27	0,07	0,30
FeO	6,49	3,43	6,20	6,48	5,28	5,30	6,83	3,53	2,08	3,46	5,37	3,16	1,62	1,05	4,85	3,67	4,44	6,14	3,02	4,11	5,93	3,32
MnO	0,14	0,15	0,26	0,17	0,12	0,17	0,16	0,22	0,15	0,29	0,41	0,11	0,10	0,05	0,19	0,36	0,84	0,16	0,20	0,14	0,18	0,08
MgO	5,49	4,54	4,87	3,97	4,41	2,87	3,39	4,33	2,70	2,44	2,19	1,39	0,76	0,64	1,25	3,61	1,84	3,04	2,10	2,22	1,07	0,28
CaO	8,76	7,05	13,25	7,03	7,48	8,30	6,35	7,40	5,00	3,67	5,38	2,24	1,88	0,93	2,36	4,67	2,97	6,01	4,93	5,49	3,67	1,87
Na ₂ O	5,95	4,32	4,26	3,24	4,70	3,10	3,83	3,18	3,52	4,81	4,22	4,64	5,39	3,22	4,04	6,17	5,04	3,93	3,92	3,66	3,79	5,12
K ₂ O	0,88	1,15	5,00	2,60	1,42	1,11	0,97	0,68	1,78	3,22	1,66	3,47	2,66	0,07	3,71	1,54	2,75	2,41	2,98	2,10	3,01	5,12
P ₂ O ₅	0,31	0,29	0,39	0,33	0,19	0,19	0,12	0,18	0,13	0,26	0,13	0,19	0,06	0,04	0,03	0,31	0,02	0,13	0,17	0,14	0,10	0,06
SO ₃	0,03	0,04	0,97	0,04	0,02	0,01	0,01	0,05	0,03	0,05	0,04	0,01	0,01	0,04	0,03	0,05	0,02	0,15	0,02	0,03	0,02	0,01
H ₂ O	0,22	0,41	0,55	0,24	0,14	0,39	0,21	0,06	0,33	0,27	0,14	0,49	0,16	0,31	0,18	0,22	0,27	0,15	0,05	0,35	0,23	0,28
Пш	0,97	2,61	1,36	2,40	0,64	3,52	5,81	1,57	0,20	1,05	1,05	1,51	0,92	1,79	4,77	1,76	1,64	0,46	1,18	0,50	0,15	0,08
Сумма	99,72	100,60	100,96	100,29	100,05	99,68	99,85	100,36	100,17	100,07	99,54	100,18	99,72	99,60	99,65	99,83	99,83	99,62	100,35	99,70	99,82	100,31

Примечание 1 — обр. 2145-127 — долерит; 2 — обр. 2145-17 — долерит; 3 — обр. 2145-73 — трахилерит; 4 — обр. 2145-118 — трахизальцит; 5 — обр. 2145-121 — базальтовый порфирит; 6 — обр. 2143-9 — базальтовый порфирит; 7 — обр. 2145-6 — андезитовый порфирит; 8 — обр. 2145-11 — андезитовый порфирит; 9 — обр. 2145-4 — андезит; 10 — обр. 2145-135 — трахитандезит; 11 — обр. 2145-121 — андезитовый порфирит; 12 — обр. 2145-10 — фельзит; 13 — обр. 2145-5 — кварцевый порфир; 14 — обр. 2143-8 — кварцевый порфир; 15 — обр. 2145-26 — трахитандезит; 16 — обр. 2145-40 — натровый монцонит; 17 — обр. 2145-2; 18 — обр. 2145-7 — диорит; 19 — обр. 2145-25 — кварцевый диорит; 20 — обр. 2143-19 — кварцевый диорит; 21 — обр. 2143-18 — гранодиорит; 22 — обр. 2145-58 — гранит.

Данные абсолютного возраста пород краевого океанического вала Зенкевича

№ п/п	Номер образца	Порода	Абсолютный возраст, млн. лет	Возраст по геохронологической шкале
1	2145-35	Диорит	83	Верхний мел
2	2145-3	Гранит	77	Верхний мел
3		Гранит	105	Граница верхнего и нижнего мела
4	2145-70	Дациит	61	Палеоцен
5		Базальт	41	Граница олигоцена и эоцена
6		Базальт	31,6	Олигоцен

Примечание. 3, 5, 6 по данным [2].

формировались в пределах рассматриваемого района.

То же самое следует сказать и о породах вулканического происхождения, для кислых разновидностей которых характерна та же минералогическая ассоциация при практически полном отсутствии плагиоклаз-пироксеновых разновидностей. Последние резко преобладают среди эффузивных образований Курильских островов и «зеленотуфовых» районов Японии и трудно объяснить их отсутствие в рассматриваемом районе с позиций представлений о привносе распространённых здесь вулканитов со стороны материка.

Итак, драгированные с поднятия Хоккайдо породы интрузивного и вулканогенно-эффузивного комплексов с большой степенью вероятности можно считать входящими в состав акустического фундамента этой структуры. Несмотря на то, что современная земная кора в ее пределах соответствует океаническому типу, вряд ли правомерно рассматривать поднятие Хоккайдо, как и окраинный океанический вал Зенкевича в целом, в качестве первично-океанического структурного сооружения, поскольку охарактеризованные выше интрузивные, пирокластические и эффузивные комплексы по классификации Ю. А. Кузнецова [5] являются свой-

ственными подвижным (геосинклиналим) зонам на орогенных этапах их развития. Судя по результатам определения абсолютного возраста интрузивных пород К-Аг методом (табл. 2), орогенические движения имели здесь место, вероятно, в середине мелового периода и предшествовали излияниям субщелочных базальтов, которые, видимо, имели место в процессе посторогенических опусканий земной коры.

Анализ особенностей геологического строения о-ва Хоккайдо [10, 13] приводит к выводу о том, что структура поднятия Хоккайдо является, по-видимому, продолжением структуры осевой зоны одноименного острова, в пределах которой в середине мелового периода имели место интенсивные орогенические движения, сопровождавшиеся формированием гранитоидных plutонов и метаморфизмом ранее накопившихся толщ. Такому выводу, казалось бы, противоречат данные геофизики, в соответствии с которыми модели земной коры для сравниваемых районов принадлежат к принципиально различным — континентальному и океаническому — типам. Одновременно изложенное выше трудно согласовать и с широко распространённым мнением о глубокой древности глубоководных желобов периферии Тихого океана, в том числе и Курило-Камчатского желоба, отделяющего подводное поднятие Хоккайдо от одноименного острова.

Однако, поскольку сейчас уже вряд ли можно сомневаться в возможности не только нисходящих, но и восходящих перемещений глубинных геофизических разделов, определяющих мощность и тип земной коры [3], обсуждение первого из отмеченных «несоответствий» вообще теряет смысл. Думается, нуждаются в пересмотре и представления о значительной древности глубоководных желобов, ибо по результатам глубоководного бурения в северной части Японского желоба установлено наличие вулканитов наземного происхождения, перекрытых мелководными ракушечниками с возрастом всего 25 млн. лет [9].

ЛИТЕРАТУРА

1. Васильев В. И., Егорова М. Г. и др. Новые данные о строении вала Зенкевича. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 11.
2. Васильев В. И., Жильцов Э. Г., Суворов А. А. Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга — желоб. М.: Наука, 1979.
3. Косыгин Ю. А. Тектоника. М.: Недра, 1969.
4. Красный М. Л., Неверов Ю. Л. и др. О вещественном составе пород краевого океанического вала Хоккайдо (Тихий океан). Препринт СахКНИИ. Новоалександровск, 1981.
5. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964.
6. Неверов Ю. Л., Кичина Е. Н., Остапенко В. Ф. Петрография пород зоны сочленения Курило-Камчатского и Алеутского желобов. — В кн.: Геология дна северо-запада Тихого океана. Владивосток, 1980.
7. Строение земной коры в области перехода от Азиатского конт. к Тихому океану. М.: Наука, 1964.
8. Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба. М.: Наука, 1980.
9. Шило Н. А., Косыгин Ю. А. и др. Строение и геологическое развитие земной коры Охотоморского и Японского регионов. — Тихоокеанская геол., 1982, № 1.
10. Geological Map of Hokkaido. 1:600 000. — Geological Survey of Hokkaido, 1980.
11. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, US Government Printing Office, 1973, v. 19.
12. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, US Government Printing Office, 1975, v. 31.
13. Tectonic Map of the Japanese Islands and their Environments. Scale 1:3 000 000. Naigaichizu Co., Ltd., Tokyo, 1981.

Поступила в редакцию 19 июля 1982 г.

Ф. Р. Лихт

ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СОВРЕМЕННОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА И ВОЗМОЖНОСТИ ПАЛЕОФАЦИАЛЬНЫХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

(на примере Японского моря)

Целью исследований осадков поверхностного слоя дна Японского моря было выявление связи среды современного осадкообразования со структурно-вещественными особенностями самих осадков. Разработаны принципы фациально-генетической типизации процессов современного седиментогенеза, в основу которой положено соотношение топологических и процессуальных факторов, контролирующих образование осадков. Первые соответствуют физико-географическим (ландшафтным) условиям, вторые — генетическим (литодинамическим) процессам. В совокупности они могут быть представлены в виде своеобразной системы координат, осями ко-

торой являются указанные условия и процессы, что позволяет фиксировать пространственное положение конкретных типов осадков.

Выделение формаций на дне современных морей и океанов правомерно только тогда, когда наряду с вещественной характеристикой донных осадков и их положением в рельефе дна учитывается также предистория изучаемого этапа седиментогенеза.

Детальность и надежность палеофациальных реконструкций, использующих в актуалистическом аспекте фациально-генетические особенности современного седиментогенеза, уменьшаются по мере удревления изучаемых отложений.

В последние годы появились работы, посвященные генетической [10, 28, 29], фациальной [12] и даже формационной [1, 3] типизации современного морского седиментогенеза. Изучение современных морских осадков и их сравнение с ископаемыми с целью познания генезиса последних было начато работами Н. И. Андрусова, А. Д. Архангельского, Я. В. Самойлова, Н. М. Страхова, которые представляли собой практическую разработку метода актуализма, его сравнительно-литологической модификации. Из всего многообразия факторов, влияющих на процесс седиментогенеза, наибольший интерес с позиций сравнительно-литологического метода исследований представляют те, которые особенно четко отражают изменения структурно-вещественных свойств осадков.

Выявление закономерностей связи среды осадкообразования и самого осадка, принципиальных изменений характера осадков под влиянием конкретных факторов седиментогенеза — основная цель исследований, объектом которых были осадки поверхностного слоя дна Японского моря. При таком подходе методологическую основу исследований составляет литолого-фациальный анализ. Вместе с этим, как отмечал Н. М. Страхов [21], в работах по геологии моря «утрачена основная идейная установка — о тесной связи исследований осадков современных морей с изучением осадочных пород» (с. 18). По мнению П. П. Тимофеева [23], морские геологи практически не используют метод деталь-

ного литолого-фациального анализа. «Существует унаследованное убеждение, что для изучения современных морских осадков нет необходимости его применять, поскольку он мало что дает, а генезис в достаточной мере и так известен... Это ничем не оправданное заблуждение» [23, с. 189].

В своей программной статье, намечающей пути развития советской литологии, П. П. Тимофеев [24] говорил о необходимости еще более широкого внедрения генетического направления в сравнительный анализ процессов седименто- и литогенеза в океанах и на континентах, в корреляцию геологических явлений настоящего и прошлого. Несколько раньше [26] было показано на конкретном материале, что метод литолого-фациального анализа применим и к глубоководным морским осадкам, он позволяет выделять фации и отвечающие им генетические типы отложений.

Рациональность применения литолого-фациального метода анализа при изучении отложений современных морей и океанов заключается в возможности выделения генетически взаимосвязанных образований. Только он позволяет обоснованно сопоставлять современные и древние условия осадконакопления. Самая четкая формализация признаков, определяющих облик осадков, но не затрагивающая генетической, процессуальной стороны их появления (накопления) и соотношения между собой, недостаточна, поскольку не позволяет использовать эти

признаки в качестве надежных индикаторов палеогеографических ретроспекций. Потеря генетической информации еще на стадии анализа практически не восстановима при синтезе.

Убедительные доказательства необходимости получения такой информации дает практика. Как известно, разработка надежных критериев поиска нефти и газа немыслима, если известны только тектоническая структура региона и вещественные характеристики толщ. Необходимо знать также закономерности распределения органического вещества, которые определяются, главным образом, фациально-генетическими особенностями среды осадконакопления. С наибольшей полнотой эти закономерности доступны для изучения в современных обстановках осадконакопления. Вот почему еще в начале 30-х годов П. Траск изучал условия концентрации органического вещества в осадках разных (преимущественно морских) водоемов. Эти исследования проводились по программе Американского нефтяного института, субсидируемого Д. Рокфеллером [21]. Можно также вспомнить о проводившихся по заданию американской нефтяной компании «Магнолия» исследованиях, казалось бы, далеких от поисков нефтяных месторождений, — исследованиях изменений некоторых статистических показателей структуры осадков в разных обстановках осадконакопления (и прежде всего в морских). Разработанная на их основе генетическая С—М диаграмма [36] находит широкое применение в палеогеографических и литолого-фациальных исследованиях, помогает выявлять перспективные в нефтегазоносном отношении площади.

Наконец, необходимо указать на многочисленные исследования в нашей стране, объектом которых являются осадки современных морей, а результаты используются для уточнения методик описания фациальных условий седиментации. Последние необходимы при постановке разведочных и поисковых работ на различные виды полезных ископаемых, строительные материалы, россыпи, нефть и газ. В качестве примера можно привести разработку Г. Ф. Рожковым [18] метода палеодинамических реконструкций условий накопления осадков при поисках литологических ловушек нефти и газа (на основе применения динамогенетической диаграммы).

Если необходимость применения литолого-фациальных исследований при сопоставлении условий современного и древнего седиментогенеза объективно ясна, то диапазон возможностей самих исследований может определяться пока только субъективно, в зависимости от тех понятий, которые вкладываются в содержание терминов, используемых в литолого-фациальном анализе. Не вдаваясь в детальный разбор раз-

личных взглядов, существующих на этот счет, отметим лишь некоторые моменты.

Необходимо сразу же указать, что термины «литологический тип», «генетический тип», «фация», «формация» вначале использовались при изучении ископаемых осадков и лишь сравнительно недавно стали применяться в морской геологии.

Под фациальным анализом обычно понимают метод, который призван «...дать возможно полное представление о среде отложений» [6, с. 55]. Это «анализ изменений одновозрастных отложений...; выяснение закономерностей этих изменений и, в конечном счете, установление причин этих изменений» [4, с. 133]. Все сказанное относится к отложениям, т. е. осадкам, претерпевшим различные изменения своих свойств и признаков. Фациальный анализ должен «снять» эти изменения, представить породу в виде осадка. Неадекватность осадков и отложений является основной причиной «многоликости» термина «фация».

Термин «фация» введен швейцарским геологом А. Грессли для обозначения вещественно-литологических разновидностей прослеживаемой по простиранию толщи. Он выделял различные литологические *обличья* таких толщ (вероятно, так наиболее близко по смыслу и содержанию можно перевести термин «фация»). Но, называя фацией конкретное материальное образование, Грессли тут же добавил в определение фации и условия ее возникновения, тем самым снимая все изменения первичного осадка, превратившие его в породу. Неопределенность термина «фация» возникла с момента его возникновения, ибо Грессли в определение фации наряду с отражением реальных литологических обличий толщи включал не наблюдаемое, а синтезируемое им (на основании этих обличий) представление об условиях образования осадка.

Таким образом, индуктивная и дедуктивная составляющие научного исследования результируются единым термином — фация, что с точки зрения общей теории систем и ее метода — системного анализа — недопустимо. Каждая из составляющих термина: первая — литологическая (индуктивная) и вторая — генетическая (дедуктивная) принадлежит не только к разным системам, но и подчинена разным видам системных анализов, которые могут быть названы в первом значении — системно-структурным, во втором — системно-функциональным и системно-историческим.

Дуалистическое содержание термина «фация» у Грессли вынуждало вводить понятие о современных и ископаемых фациях [3, 15]; К. С. Маслов [14] упоминает о «первородных фациальных признаках» осадков; Л. Б. Рухин [20] термин «фация» использует только для осадков,

считая, что применительно к породам он утрачивает свое значение, так как «фациально различные осадки представлены обычно одинаковыми породами...» (с. 390).

В тех случаях, когда термин «фация» использовался без учета его дуалистического содержания, исследователям представляется выбор применять его, «придерживаясь понимания Грессли» [4], т.е. определять им конкретное литологическое образование (а также признаки, отличающие это образование от тех, которые составляют другие фации), или же кроме названия породы включать в этот термин и условия ее образования. Наиболее распространено последнее понимание фации, которое Г. Ф. Крашенинников [9] определяет как генетическое, поскольку критерием для объединения пород в фации служат физико-географические условия их образования. В свою очередь, генетический принцип понимания фации имеет варианты в зависимости от того, что именно рассматривается в качестве примата: материальные тела (отложения) либо физико-географические условия среды отложения.

Наконец, существует и альтернативная представлениям А. Грессли точка зрения на содержание этого термина*. М. Г. Бергер [2], например, предлагает следующее определение: «фация — это область формирования или однотипного изменения осадков, пород или аутигенных минеральных парагенезов одного типа» (с. 90). Не занимаясь критическим разбором этого определения, заметим, что термин «фация» в приведенном смысле в равной мере относится как к современным, так и к древним геологическим образованиям, причем «как к седиментационным, так и к фациям диагенеза, катагенеза, метаморфизма, а также любых других стадий и этапов образования и изменения осадков, пород и аутигенных минеральных парагенезов различного типа» (там же).

В качестве менее радикальных мер устранения многозначности термина «фация» предлагается упорядочить применение терминов «фациальные особенности», «фациальные признаки», «фациальные обстановки», «фациальные условия» [5, 11] или ввести новые термины, определяющие условия седиментогенеза — «седиментационные» и «антиседиментационные фации», либо различия в обозначении обликов горной породы — геологического тела (парагенетического комплекса пород) и места, в ко-

тором они возникли или преобразовывались («литофации» и топофации» [14]) и т. п.

По мнению автора, принципиальным в содержании термина «фация» является ответ на вопрос — отмечает ли она только вещественную неоднородность сопоставляемых материальных тел — геологических объектов — или же дает и принципиальную оценку причине этой неоднородности? Другими словами, какой принцип закладывается в содержание термина — формального сопоставления (системно-структурный) или генетический (системно-функциональный и системно-исторический). Думается, что более правомерен и действителен генетический принцип.

Генетический принцип фациального (литолого-фациального) анализа предусматривает выделение генетических типов осадков (отложений). Генетический тип осадков и (или) отложений — также понятия не адекватные. Подобно тому, как Л. Б. Рухин [20] разделял фации на современные и древние, можно говорить о генетических типах современного и древнего седиментогенеза. Генетический тип осадка, по П. П. Тимофееву [23], состоит из одного или нескольких литологических (гранулометрических) типов осадков, обладающих общностью первичных (генетических) признаков, к которым относятся структурно-текстурные особенности пород, цвет, минеральный состав, остатки фауны и флоры, конкреции и пр.

В отличие от генетических типов отложений в понимании А. П. Павлова, генетический тип осадка по П. П. Тимофееву «выступает как элементарная генетическая единица разреза осадочных образований и является отправной точкой для всех последующих генетических построений» [23, с. 184]. Можно напомнить, что генетический тип отложений по А. П. Павлову регламентируется работой «определенных геологических агентов». На этой основе Е. В. Шанцером [31—34] разработана схема морфогенетической классификации континентальных осадочных образований, включающая парагенетические ряды, группы, подгруппы и типы. Наиболее крупные классификационные единицы схемы — парагенетические ряды — определяются «работой определенных геологических агентов», которые создают элювиальные, склоновые, аллювиальные, субтерральные, ледниковые, эоловые парагенетические ряды.

Ни А. П. Павлов, ни Е. В. Шанцер не разработали подобной классификации для древних морских и континентальных образований. П. П. Тимофеев [23] скептически оценивает возможность применения методических приемов, использованных при разработке схемы континентальных отложений для классификации современных морских осадков, поскольку морфогенетический критерий, на котором основана

* Некоторые авторы считают, что А. Грессли в качестве фации выделял лишь отличительные признаки пород, а не сами породы с присущими им индивидуальными особенностями. В ошибочности этого мнения легко убедиться, обратившись к работам А. Грессли или выдержкам из них, приведенным Н. С. Шатским [35], Г. Ф. Крашенинниковым [9], М. С. Дюфуром [5] и др.

схема континентальных образований, к морским осадкам малоприменим.

Ближе к определению А. П. Павлова толкование генетического типа континентальных осадочных образований у Н. И. Николаева [16], которое может быть названо геолого-динамическим и основано на связи отложений с определенным процессом.

С подобных же позиций разработана классификация генетических типов морских отложений В. Т. Фроловым [28], вошедшая в геологический словарь. Впоследствии эта классификация была им несколько видоизменена [29, 30], сохранив свою принципиальную структуру. Ранее морские отложения рассматривались как единый генетический тип. Однако анализ современного седиментогенеза показывает, что условия образования субаквальных осадков могут быть достаточно разнообразны, и относить их к одному генетическому типу, по-видимому, нельзя. Трудность разработки классификаций генетических типов морских осадков [10, 28—30] определяется необходимостью сохранения генетического принципа для всего иерархического ряда классификационных подразделений, что, как показывает анализ существующих классификационных схем, не всегда выдерживается. К этому добавляются чисто терминологические затруднения, поскольку почти каждый из авторов старается использовать термин «генетический тип» в том значении, которое в него вкладывал А. П. Павлов, но в то же время неизбежно сталкивается с необходимостью расширенного толкования этого термина применительно к морской обстановке.

Наконец, на самое важное обстоятельство в определении значения термина «генетический тип» обратил внимание П. П. Тимофеев [23]: «Если геологи, изучая молодые образования, при выделении генетического типа в понимании А. П. Павлова шли от общего к частному, т. е. они вначале определяли генетический тип, а затем исследовали его составные части, то на древних отложениях геологи должны по отдельным разрезам восстанавливать единое целое. Здесь уже генетический тип по А. П. Павлову есть не исходный, а конечный результат исследования» (с. 186). Для избежания путаницы, связанной с разным понятием генетического типа для молодых и древних отложений, П. П. Тимофеев предлагает генетический тип в понимании А. П. Павлова сделать синонимом *группы отложений*, которая, в свою очередь, будет состоять из генетических типов осадка.

Заслуга В. Т. Фролова в разработке генетических типов морских отложений в том, что им проведена аналогия (относительная, из-за разности сред) процессов, обуславливающих формирование определенных генетических типов континентальных отложений, и процессов, кон-

тролирующих морской седиментогенез. Так, например, у Е. В. Шанцера [31] генетическим типом континентальных отложений является их совокупность, «возникшая в ходе какого-либо определенного геологического процесса, видоизменяющего поверхность суши» (с. 9). Это определение по смыслу соответствует определению А. П. Павлова. Для морских осадков критерии выделения их генетических сообществ определяются «единством сил и форм переноса и накопления» [28, с. 33]. В. Т. Фролов не отмечает соотношение генетических типов и фаций, так же как и не выделяет фации (применительно к морским отложениям), однако о соотношении этих понятий он высказал свое мнение в более ранней работе, считая их не соподчиненными, а принципиально различными понятиями, отражающими различные стороны объекта исследования. Термин «генетический тип» он использует для обозначения отложений одного генезиса, а фацию рассматривает как часть разновозрастных образований, отличающуюся от других комплексом литологических и палеонтологических признаков. Генетический тип — классификационная единица причинной зависимости свойств объекта, фация — классификационная единица следственной, результирующей зависимости свойств изучаемого объекта. Здесь следует подчеркнуть, что в данном значении фации традиционно используются американскими литологами, как это отмечено в дискуссии на сессии Американского геологического общества. С подобных же позиций рассматривал фации В. П. Маркевич [11].

Г. Ф. Крашенинников и М. С. Дюфур [5] отмечают соподчиненность фаций и генетических типов. Так, например, Г. Ф. Крашенинников считает, что генетический тип — это геологическое тело, представляющее собой комплекс генетически связанных фаций, возникших в одной ландшафтной обстановке (на суше или на дне моря) и большей частью под влиянием одного ведущего процесса. Примерно такое же представление о соотношении фаций и генетических типов у М. С. Дюфура.

По П. П. Тимофееву [23] «генетический тип превращается в фацию или ее часть только тогда, когда становятся известными условия накопления его осадка» (с. 187). Следовательно, применительно к современному морскому седиментогенезу, условия которого, как правило, нам известны, мы во всех случаях можем устанавливать фации непосредственным наблюдением. В то же время, по П. П. Тимофееву [23], генетический тип и фация не являются соподчиненными, а начинают два иерархических ряда — генетический и формационный.

Еще М. В. Кленова [7] в работе, посвященной составу морских осадков, отмечает, что гранулометрия является функцией данного уча-

стка, т. е. функцией интенсивности гидродинамических процессов. По ее мнению, правильно сделанный механический анализ является ключом, который позволяет вскрыть общее направление процесса седиментогенеза. Поэтому начальный шаг литолого-фациальных исследований состоит в выделении литологических типов пород на основе структурных и гранулометрических признаков [22]. Поскольку гидродинамический режим может непосредственно изучаться в современном седиментогенезе, структура реальных осадков может прямо сопоставляться с конкретными гидродинамическими параметрами как в природных, так и в лабораторных условиях (под структурой осадков понимается не размерное соотношение зерен, а их распределение по гидравлически-эквивалентному признаку).

Разработанные Р. Пассега [36], Г. Вишером [37], Г. Ф. Рожковым [18] и другими исследователями диаграммы и графики отражают изменение структурных свойств осадков в гидродинамически разнотипных обстановках седиментогенеза и несут информацию о гидродинамических особенностях среды седиментогенеза.

Динамика среды осаждения материала определяется общей ландшафтно-географической ситуацией. Связать эту ситуацию и процесс осадконакопления — прямая задача литолого-фациального анализа. Объектом последнего является как сам осадок, так и все многообразие различных природных факторов, регулирующих процесс седиментогенеза. Отсюда — естественное желание поставить и решить обратную задачу: по структурным особенностям и другим свойствам отложений получить информацию об основных условиях обстановки осадкообразования, ее фациально-генетических факторах. По такому пути идут многие исследователи, занимающиеся литолого-фациальным анализом древних отложений. В то же время существует и иная точка зрения, отрицающая возможность распознавания фациально-генетических факторов древнего седиментогенеза по каким-либо отличительным свойствам отложений. В первую очередь это относится к структуре осадков, которая, как упоминалось, наиболее чутко реагирует на изменения в гидродинамическом режиме.

Как представляется автору, существующие разногласия связаны с неправильным соотношением уровней (а отсюда и объемов) информации прямой задачи (определение закономерностей связи осадок — среда осадкообразования) с диагностическими возможностями обратной задачи (воссоздание этой среды по особенностям осадочной породы).

Устанавливая прямую функциональную зависимость между гидродинамикой среды и структурой осадка в современном седиментогенезе, мы вправе рассчитывать на то, что данная зави-

симость существовала и в прошлом. Сохраняя равнозначность информативных уровней прямой и обратной задач литолого-фациальных исследований, можно рассчитывать на восстановление, по крайней мере, основных особенностей подобного же режима при анализе древних отложений (с учетом неизбежных потерь информации, которые возрастают с увеличением возраста отложений). Однако фациально-палеогеографические факторы, определяющие гидродинамический режим осадкообразования, соотносятся со структурой осадка уже не по принципу прямой функциональной зависимости, а подчинены более сложным, нередко случайным связям. Поэтому восстановить все эти связи, так же, как и картину былого седиментогенеза (с конкретной характеристикой фациально-палеогеографической обстановки), располагая лишь информацией о тех или иных признаках осадочных пород, практически невозможно.

Следовательно, основной задачей литолого-фациальных исследований современного седиментогенеза является определение влияния конкретных факторов обстановки осадконакопления на конкретные же свойства осадка (в первую очередь — на его структурные особенности).

Функциональная зависимость между гидродинамическим режимом и структурой осадков отражается разнообразием литологических типов осадков. Общая ситуация (обстановка седиментогенеза) контролируется особенностями рельефа дна (физико-географические, ландшафтные или топологические факторы) и причинами, с которыми связан механизм осадкообразования (генетические, литодинамические, процессуальные факторы). Топологические и большинство процессуальных факторов оказывают свое влияние на седиментогенез уже не в прямом, а в опосредованном виде, через гидродинамику среды. Поэтому судить о конкретном выражении топологических и процессуальных факторов на основе только структурных отличий отдельных литологических типов невозможно. В этом заключается смысл выводов С. И. Романовского [19] о ненадежности фациальных реконструкций по структуре осадков.

Климатические условия по характеру своего воздействия на седиментогенез во времени и пространстве могут считаться фоном, на котором действуют топологические и генетические факторы. В свою очередь топологические и генетические факторы могут рассматриваться в качестве двух независимых переменных или аргументов, а осадок представляет собой функцию, подчиненную одновременно им обоим. При этом положение осадка по отношению к данным причинным факторам может быть зафиксировано в своеобразной системе координат: местонахождение — процесс, представляющей в графическом выражении поверхность (в на-

Физико-географические (фациальные) условия

Ряд	Группа	Тип
Литоральный (Л)	Супралиторальная (ЛС)	Клифа (ЛСК) Бенча (ЛСБ) Пляжа (ЛСП) Надводной дельты (ЛСД)
	Литоральная (ЛЛ)	Осушки (ЛЛО) Приливо-отливных каналов (ЛЛК)
Неритовый (Н)	Лагунно-бухтовая (НЛ)	Подводной дельты в малых заливах (НЛД) Малых заливов и бухт (НЛЗ) Малых заливов-ловушек и бухт-ловушек (НЛБ) Лагун (НЛЛ)
	Подводного берегового склона (НБ) (0—30 м)	Заливов (НБЗ) Открытого побережья (НБО) Подводной дельты (НБД) Островных архипелагов (НБА) Подводных валов-баров и отмелей (НБВ) Подводных ям и западин (НБЯ)
	Внутреннего шельфа (НВ) (20—70 м)	Заливов (НВЗ) Открытого побережья (НВО)
	Внешнего шельфа (НШ) (70—200 м)	Заливов (НШЗ) Открытого побережья (НШО) Пролива-прогиба (НШТ) Банок (НШБ)
	Проливов (НП)	Широких (НПШ) Узких (НПУ)
	Подводных возвышенностей (НГ)	Вершин (НГВ) Склонов (НГС) Седловин и оснований склонов (НГН)
Баттальный (Б)	Бордерленда (ББ)	Вершин (ББВ) Склонов (ББС) Межгорных долин (ББД)
	Опущенного шельфа (БШ)	
	Материкового склона (БМ)	Крутой (БМК) Пологий (БМП)
	Подножий склонов (БП)	
	Подводных долин (БД)	
	Подводных каньонов (БК)	

Ряд	Группа	Тип
Баттальный (Б)	Подводных котловин (БЯ)	
	Подводных хребтов (БХ)	Вершин (БХВ) Склонов (БХС) Межгорных долин (БХД)
	Отдельных возвышенностей (БГ)	Вершин (БГВ) Склонов (БГС) Подножья (БГП)
	Сложно построенных подводных возвышенностей (БА)	Вершин (БАВ) Склонов (БАС) Подножья (БАП)
Абиссальный (А)	Отдельных мелких островов (БУ)	Абразионно-аккумулятивно-го мелководья (БУА) Склона (БУС) Подножья (БУП)
	Абиссальных котловин (АК)	Холмов (АКХ) Равнин (АКР)

шем случае — поверхность дна). Такой подход позволяет говорить о закономерном положении изучаемого осадка (или осадков) в данном, а не в каком-нибудь другом месте дна, образовавшегося (или образовавшихся) под влиянием конкретного литодинамического процесса (процессов).

Основанная на таком принципе фациально-генетическая типизация осадков Японского моря приведена в табл. 1—3. Она отражает попытку определить параметрическую зависимость (и пределы колебания) структуры осадков от конкретных условий среды и процессов осадкообразования.

Фациальные условия седиментогенеза отражены в табл. 1 рядами, группами и типами. В вещественном выражении фациальный ряд условий соответствует ландшафту или ландшафтной зоне, фациальная группа — макрофации, а фациальный тип — фации. Генетический ряд представлен в табл. 2 генетическими группами и генетическими типами. Соотношение фаций и генетических типов результируется в соответствующих пересечениях столбцов и строк табл. 3 и составляет фациально-генетический тип осадка, выражаемый буквенно-цифровым индексом (БМК-10, БЯ-26 и т.п.). Следует отметить условность и приближенность выделения некоторых фациально-генетических типов, так как фациальная принадлежность их генетических типов пока точно не определена. Так, например, известно, что разделение бере-

Генетические (литодинамические) процессы

Ряд	Группа	Подгруппа	Тип
Механогенный	Волнения (I)		Волноприбойный (I-1) Волноприливной (I-2) Постоянный (I-3) Штормовой (I-4)
	Течений (II)	Седиментогенных	Речной (II-5) Аккумуляционный (II-6) Циркуляционный (II-7) Придонный контурный (II-8)
		Аседиментогенных	Транзитный (II-9) Эрозионный мелководный проливов и узостей (II-10) Эрозионный глубоководный (II-11)
		Седиментогенных — аседиментогенных	Вдольбереговой (II-12) Приливо-отливный (II-13) Придонный мелководный (II-14) Придонный глубоководный (II-15)
	Спокойных вод (III)		Отстойный (лагунно-бухтовый) (III-16) Западно-шельфовый (III-17) Затишно-глубоководный (III-18)
	Подводно-гравитационная (IV)		Коллювиально-оползневой (IV-19) Суспензионный (IV-20)
	Ледово-морская (V)		Ледово-припайный (V-21) Ледовый (V-22)
Эдафогенная (VI)		Элювиально-эдафогенный (VI-23) Коллювиально-эдафогенный (VI-24)	
Вулкано-генный	Пирогенная (VII)		Пирогенный (VII-25)
Биогенный	Биогенная (VIII)		Планктонный (VIII-26) Бентосный (VIII-27)

говой зоны на пляж и подводный береговой склон является результатом воздействия разных динамических факторов — прибойного потока и колебательного волнения, разделяющихся зоной разрушения волны, что и нашло отражение в табл. 2. Однако выделение фациально-генетических типов литорали и подводного берегового склона в табл. 3 не может еще считаться установленным, оно является скорее возможным, что обозначено соответствующим условным знаком.

Использование структуры осадков как индикатора обстановки седиментогенеза возможно лишь при обеспечении надежной корреляции сопоставляемых осадков между собой. Таким корреляционным уровнем в наших исследованиях была современная поверхность морского дна.

Поскольку за основу выделения генетичес-

ких типов взяты литодинамические процессы образования осадков, мы получаем соотношение генетических типов и фаций, в котором фация, используя определение В. И. Попова и его соавторов [17], может быть названа динамической фацией и «обособляется от других таких же единиц по способам движения слагающего ее вещества» (с. 46). В свое время М. В. Кленовой [8] была предложена динамическая классификация осадков Мирового океана, в которой впервые закономерно связывались физико-географические и гидродинамические условия осадкообразования со структурными особенностями осадков, т. е. определены фациально-генетические критерии их типизации.

Как и следовало ожидать, структурные характеристики отдельных литологических типов осадков Японского моря, образовавшихся под

Фациально-генетическая типизация современного седиментогенеза Японского моря (см. таблицы 1 и 2)

Группы и типы фациальных условий (табл. 1)	Типы генетических (литодинамических) процессов (табл. 2)																											
	I-1	I-2	I-3	I-4	II-5	II-6	II-7	II-8	II-9	II-10	II-11	II-12	II-13	II-14	II-15	III-16	III-17	III-18	IV-19	IV-20	V-21	V-22	VI-23	VI-24	VII-25	VIII-26	VIII-27	
ЛСК	—	—	—	—	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	
ЛСБ	—	—	—	—	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
ЛСП	—	—	—	—	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
ЛСД	o	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
ЛЛО	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
ЛЛК	o	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
НЛД	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
НЛЗ	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
НЛБ	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
НЛЛ	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
НВЗ	o	o	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
НБО	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
НБД	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
НБА	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
НБВ	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
НБЯ	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
НВЗ	o	o	o	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
НВО	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
НШЗ	o	o	o	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
НШО	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
НШТ	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
НШБ	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
НШШ	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
НШУ	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
НГЗ	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
НГС	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
НГН	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
БВВ	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
БВС	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
БВД	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
БШ	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
БМК	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
БМП	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
БОК	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
БОП	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
БП	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
БД	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
БК	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
БЯ	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
БХВ	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
БХС	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
БХД	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
БГВ	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
БГС	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
БГП	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
БАВ	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
БАС	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
БАП	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
БУА	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
БУС	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
БУП	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
АКХ	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
АРР	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o

Примечание. «o» — осадкообразование отсутствует; «—» — процесс осадкообразования возможен, но не изучен; «X» — процесс осадкообразования изучен на уровне генетического ряда или нескольких генетических типов; «+» — изучен генетический тип процесса осадкообразования.

влиянием различных литодинамических процессов и находящихся в различных фациальных условиях, могут быть сходными или даже аналогичными. Вместе с тем ассоциации литологических типов, обусловленные одними и теми же типами литодинамических процессов, как правило, отчетливо различны даже в одних и тех же фациальных условиях.

Если структурные характеристики литологических типов осадков соответствуют только конкретным условиям и процессам их образования и не повторяются в других ситуациях, данные структурные характеристики могут рассматриваться как их индикатор. Во всех других случаях информация о структуре осадков непригодна для однозначного решения обратной задачи — воссоздания условий образования древних осадков с однотипной структурой, поскольку система соотношения условий и процессов осадкообразования со структурами осадков является многовариантной. Выбор варианта может быть определен только тогда, когда известна принадлежность исследуемой структуры древних осадков хотя бы к одному из параметров координатной системы — фациально-генетической типизации. Более реально установление принадлежности осадка к определенным литодинамическим факторам осадкообразования, определение его генетического типа.

Постановка палеофациальных реконструкций возможна при обеспечении следующих условий:

— доказанной синхронности сопоставляемых осадков;

— полноте сочетаний литологических типов, соответствующих тем или иным конкретным фациальным условиям.

Первое условие предусматривает не только надежную корреляцию изучаемых отложений, но и теоретически — нулевые, практически — минимальные мощности этих отложений. Второе условие предопределяет необходимость полноты сведений о латеральных взаимоотношениях изучаемых литологических разностей. Как уже говорилось, фациальные условия древнего терригенного седиментогенеза не могут быть определены с детальностью, превышающей типизацию этих условий для современного седиментогенеза вследствие неизбежных потерь информации. Все вышесказанное позволяет усомниться в надежности и однозначности детальной диагностики обстановок древнего седиментогенеза, когда по структурным и иным вещественным характеристикам отложений восстанавливаются фациальные условия, хотя условия синхронности сопоставляемых образований и характера их латеральных взаимоотношений не обеспечены.

С точки зрения автора возможности фациально-генетической типизации современного се-

диментогенеза ограничиваются выделением фаций, макрофаций и генетических групп осадков, поскольку все закономерности осадкообразования рассматриваются по отношению к поверхности седиментации, которая отождествляется с поверхностью дна.

Понятие «формация» еще более многозначно, чем «фация». Однако с любых позиций истолкования основным элементом его содержания является объемность изучаемого объекта. И это естественно, поскольку формация в отличие от фации представляет собой более высокий иерархический уровень организации генетических связей среда — осадок, являясь полифациальным образованием, которое характеризуется направленной сменой ландшафтов, а следовательно, и осадков во времени и пространстве [25].

Поэтому применительно к современному седиментогенезу направленная смена ландшафтов может устанавливаться только в ретроспективе, в сочетании с выявлением особенностей развития основных тектонических структур. Можно считать общепринятым, что далеко не каждый набор осадков и фаций образует формацию. Под формацией, по П. П. Тимофееву и соавторам [27], должен пониматься естественный, парагенетически связанный крупный комплекс фаций, приуроченный к определенной стадии геотектонического процесса. Таким образом, формационная типизация современного седиментогенеза возможна лишь при условии установления его предыстории в соотношении с геотектоническим развитием региона. Но такой анализ, строго говоря, уже выводит предмет исследований за рамки современного седиментогенеза.

По мнению автора, выделение формаций может производиться лишь по отношению к какому-нибудь определенному этапу развития седиментогенеза. О формациях, включающих современные осадки, в общем случае говорят как о формациях новейшего этапа седиментогенеза. Поэтому выделение формаций на дне современных морей и океанов только лишь по вещественной характеристике донных осадков и их положению в рельефе дна является неоправданным.

Таким образом, наиболее простая форма функциональной зависимости в современном седиментогенезе определяется взаимосвязью гидродинамика — структура осадка и представляет собой систему с множеством «степеней свободы», поскольку ее состояние контролируется лишь энергетическим уровнем среды осаждения материала. Вещественным выражением наиболее простой формы зависимости среда осаждения — осадок является литологический (гранулометрический) тип, пространственное положение которого неопределенно.

Если установлен ведущий литодинамический фактор (факторы) осадкообразования, эта зависимость представляет более сложную систему среда — осадок. «Степени свободы» этой системы определены более конкретно и соответствуют применяемой генетической типизации (той или иной степени детальности). Вещественным выражением является генетический тип, который уже может быть пространственно определен, хотя и не всегда достаточно четко.

И, наконец, самая сложная зависимость свойств осадка от всего многообразия условий среды его образования учитывается фациально-генетической типизацией седиментогенеза. «Степени свободы» системы ограничены парными соотношениями процессуальными (генетическими) и топологическими (фациальными) факторами, контролирующими седиментогенез. Вещественным выражением являются фация, макрофация, генетическая группа, положение которых на плоскости (площади дна) четко определено.

Формация как вещественно-литологическая категория выходит за пределы этой плоскости, для ее конкретизации необходима еще одна мера процесса седиментогенеза — временная. Формация определяется уже не плоскостными, а объемными соотношениями слагающих ее элементов (фаций, генетических типов) и латеральными, такими же объемными соотношениями с другими формациями.

В соответствии с указанными свойствами дифференцируются информативные и диагностические возможности литологических разностей. Литологические типы определяют своими структурными особенностями лишь основные свойства гидродинамического режима, генетические типы — принципиальную связь с тем или иным литодинамическим процессом и общие предположения о характере рельефа дна, его главных отличительных чертах. Фации, макрофации и генетические группы могут дать наиболее полную информацию как о литодинамических процессах, обусловивших их возникновение, так и о морфоструктурных категориях рельефа дна, коррелятного осадкам древнего бассейна. Наконец, изучение формаций позволяет выявить не только общую направленность процесса седиментогенеза, но и характер геотектонического развития региона.

Детальность фациальных реконструкций, сделанных с помощью решения обратной задачи в системе среда — осадок, не может превышать детальность, с которой могут быть изучены аналогичные вещественно-литологические образования. Почти неизбежные потери информации по мере удорожания изучаемых отложений сокращают диапазон возможностей литолого-фациального метода исследований и надежность палеорекоonstrуций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Безруков П. Л., Мурдма И. О. Осадочные формации океанов. — В кн.: История Мирового океана. М.: Наука, 1974.
2. Бергер М. Г. К вопросу о фациях (к столетию учения о фациях в России). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 11.
3. Вбрисак А. А. Курс исторической геологии (геологические периоды). Петроград: Госиздат, 1922.
4. Давыдов Т. Н., Гольдштейн Ц. Л. О понятиях «фациальный анализ» и «фация». — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965, т. 40.
5. Дюфур М. С. Многозначность термина «фация» и возможности ее устранения. — В кн.: Литология и палеогеография. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973.
6. Жемчужников Ю. А. Что такое фация? — Литологический сб., 1948, № 1.
7. Клейнова М. В. Механический состав морских осадков. — Сов. геол., 1947, № 18.
8. Клейнова М. В. Геология моря. М.: Ученгиз, 1948.
9. Крашенинников Г. Ф. О понимании термина «фация» и его генетическом содержании. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1968, т. 42.
10. Лизунов В. И., Чочия Н. Г. Генетическая классификация плейстоценовых отложений. — Вест. МГУ, География, 1973, № 5.
11. Маркевич В. П. Понятие «фация». — М.: Изд-во АН СССР, 1957.
12. Мурдма И. О. Океанские фации. — В кн.: Геология океана: Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979.
13. Мурдма И. О., Хайн В. Е. Карта осадочных формаций Тихого океана. — В кн.: Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. М., 1981.
14. Маслов К. С. От понятия «фация» к понятиям «литофация» и «геофация». — Сов. геол., 1971, № 12.
15. Наливкин Д. В. Учение о фациях. Т. 1, 2. М.: ГОНТИ, 1932.
16. Николаев Н. И. Генетические типы новейших континентальных отложений. — Бюл. МОИП, Отд. геол., 1946, т. 21.
17. Попов В. И., Макарова С. Д. и др. Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методика фациально-палеогеографического картирования. Л.: Гостоптехиздат, 1963.
18. Рожков Г. Ф. Дифференциация оломочного материала и гранулометрическая диаграмма $\alpha - \tau$ по косвенному счету частиц. — В кн.: Механическая дифференциация твердого вещества на континенте и шельфе. М.: Наука, 1978.
19. Романовский С. И. Седиментологические основы литологии. Л.: Недра, 1977.
20. Рухин Л. Б. Основы литологии. Л.: Гостоптехиздат, 1961.
21. Страхов Н. М. Развитие литогенетических идей в России и СССР. М.: Наука, 1971.
22. Тимофеев П. П. Геология и фации юрской угленосной формации южной Сибири. М.: Наука, 1969.
23. Тимофеев П. П. Некоторые вопросы литолого-фациального анализа осадочных отложений. — В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975.
24. Тимофеев П. П. Советская литология и пути ее развития. — В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981.
25. Тимофеев П. П. Формация — генетически обуслов-

ленное геологическое тело.— Литология и полезные ископаемые, 1981, № 3.

26. Тимофеев П. П., Еремеев В. В. Мезозойско-кайнозойские осадочные формации восточной части Атлантического океана (по материалам глубоководных скважин 41 рейса б/с «Гломар Челленджер»).— В кн.: Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. М.: Наука, 1980.
27. Тимофеев П. П., Холодов В. П., Еремеев В. В. О пленуме междуведомственного литологического комитета.— Литология и полезные ископаемые, 1981, № 3.
28. Фролов В. Т. Опыт выделения и систематики генетических типов морских отложений.— Вест. МГУ. Геология, 1968, № 6.
29. Фролов В. Т. Принципы генетической типизации морских и океанских отложений. М.: Наука, 1977.
30. Фролов В. Т. Генетическая типизация морских отложений. Автореф. докт. дис. М., 1981.
31. Шанцер Е. В. Генетические типы четвертичных отложений.— В кн.: Краткое полевое руководство по комплексной геологической съемке четвертичных отложений. М.: Изд-во АН СССР, 1957.
32. Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических континентальных осадочных образованиях. М.: Наука, 1966.
33. Шанцер Е. В. О принципах генетической классификации осадочных образований.— В кн.: Генезис и классификация осадочных пород. М.: Наука, 1968.
34. Шанцер Е. В. Некоторые общие вопросы учения о генетических типах отложений.— В кн.: Процессы континентального литогенеза. М.: Наука, 1980. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 350).
35. Шатский Н. С. Фации и формации (Грессли и его учение о фациях). Избр. тр., т. 4. М.: Наука, 1965.
36. Passega R. Texture as characteristic of clastic deposition.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1957, v. 41, 9.
37. Visher G. Grain size distributions and depositional processes.— Journ. Sediment. Petrol., 1969, v. 39, 3.

ТОИ ДВНЦ АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
19 апреля 1982 г.

Е. П. Леликов, В. Т. Съедин, Ю. Б. Евланов,
А. И. Свинников, Е. П. Терехов

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ДНА ЯПОНСКОГО МОРЯ

Систематизирован материал по магматизму дна Японского моря, в пределах которого установлены разновозрастные комплексы гранитоидов (от позднеархейского до позднемелового), развитые в участках дна с «субконтинентальным» типом земной коры. Кайнозойские вулканогенные образования, залегающие на возвышенностях и в глубоководных впадинах с «субокеаническим» типом коры, впервые подразделены на че-

Многочисленными геологическими исследованиями дна Японского моря установлено широкое развитие магматических пород, представленных разновозрастными гранитоидами и базальтоидами, которые подразделяются на восемь возрастных групп. Гранитоиды играют важную роль в строении участков дна, характеризующихся корой «субконтинентального» типа, слагающая крупные массивы в пределах подводных возвышенностей, шельфа, материкового и островного склонов. Базальтоидный вулканизм проявился как в пределах тех же возвышенностей, так и в глубоководных впадинах с «субокеанической» корой (см. рисунок).

В настоящей статье дана краткая характеристика выделенных комплексов, поскольку более полное описание магматических пород дна Японского моря с данными химических анализов и обоснованием возраста приведены в ряде работ авторов. Здесь же мы приведем только новые результаты радиоизотопных определений возраста пород (табл. 1, 2).

Архей-раннепротерозойские граниты установлены в западной части Японского моря на возвышенности Криштофовича в составе гнейсо-мигматитового комплекса [8], представленного роговообманковыми и биотит-роговообманковыми плагиогнейсами и мигматитами. Обычно это гнейсо-граниты, образующие мелкие послонные тела, состоящие из олигоклаза (25—27% An), микроклина, кварца и биотита, а также лейкократовые граниты, сложенные олигоклазом (25—28% An), кварцем и микроклином.

По структурно-петрографическим особенностям и химическому составу породы комплекса относятся к метаморфической формации каликатрового ряда и сходны с образованиями ар-

хейских и раннепротерозойских серий массивов Нанним Северной Кореи, Собэк и Кенги Южной Кореи [3]. Эти граниты, по-видимому, сформировались в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма в архей-раннепротерозойское время (2729, 2231, 2139, 2097, 1983 млн. лет) и согласно Ю. А. Кузнецову [6] могут быть отнесены к глубинным образованиям формации мигматитов амфиболитовой фации и связанных с ними анатектитов.

Позднепротерозойский комплекс развит в центральной части впадины Японского моря на юго-западной оконечности Южного хребта Ямато. Здесь установлены метаморфические породы, представленные биотит-амфиболовыми гнейсами, сложенными плагиоклазом (25—28% An)

Таблица 1
Результаты определения возраста пород

№ п/п	Номер образца	Содержание К, вес. %	Содержание радиогенного аргона	Ag/K · 10 ³	Возраст, млн. лет
1	1443-7	0,81	18,69	18,8	310±20
2	1172	3,43	38,1	9,1	157±6
3	1172-6	6,66	79,7	9,8	168±6
4	1172-к	7,24	80,7	9,1	157±6
5	1179	6,02	74,79	10,15	174±6
6	1186	5,37	68,67	10,5	179±6
7	1313-2	5,78	67,12	9,5	163±6
8	1294-2	6,42	83,65	10,65	182±6
9	1657	1,69	32,4	16,1	270±10
10	1622	4,08	30,7	6,3	110±5
11	1628	3,27	22,5	5,8	102±5

Примечание. 1443-7 — роговая обманка из диорита позднепротерозойского комплекса; породы среднепалеозойского комплекса: 1172 — гранит, 1172-6, 1179, 1186, 1313-2 — биотит из гранитов, 1172-к — калиевый полевой шпат гранита; 1294-2 — биотит из гранита позднепалеозойского комплекса хребта Оки; 1657 — гранит из позднепалеозойского комплекса Северного хребта Ямато; 1622, 1628 — граниты раннемелового комплекса возвышенности Криштофовича. Анализы выполнены в лаборатории треста Киевгеология II, М. Котлярьским.

Схема морфоструктурного районирования дна Японского моря по Н. П. Васильковскому [2].

1 — шельф; 2 — поверхности шельфов, опущенные до глубины 300—500 м; 3 — материковый и островной склоны; 4 — склон Цусимского шельфа; 5 — подводные возвышенности и хребты складчатого строения; 6 — глубоководные котловины, желоба, прогибы; 7 — одиночные горы, преимущественно вулканические; 8 — скважины глубоководного бурения.

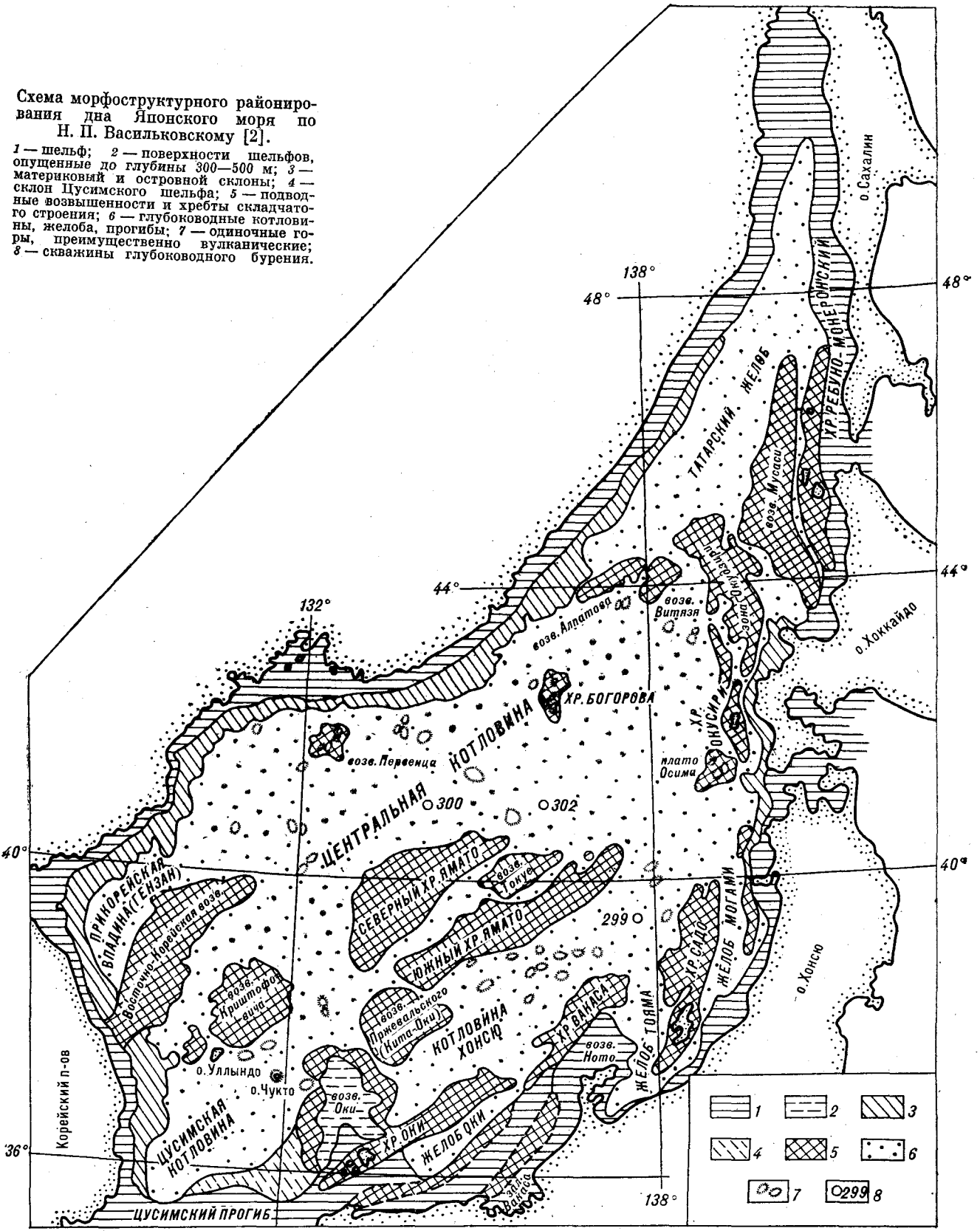


Таблица 2

Результаты определения возраста пород

№ п/п	Номер образца	Содержание К, %	K ⁴⁰ ·10 ⁷ , г/г	Ar ⁴⁰ ·10 ⁷ , г/г	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$	Возраст, млн. лет.
1	1807-1	1,58	19,276	0,4023	0,02087	332,0
2	428-6	2,50	31,23	0,275	0,0088	152,0
3	428-2а	2,35		0,375	0,0131	222,0
4	1404	1,15	14,03	0,1647	0,0117	194,0
5	431-6	3,51		0,0248	0,0070	178,0
6	428-6а	2,73		0,0198	0,0071	181,0
7	1413	2,85	34,74	0,2684	0,0077	130,0
8	7732	1,74	21,228	0,1390	0,0065	110,5
9	686-5	0,83	10,126	0,01362	0,001345	23,2
10	790-6	2,07	25,254	0,02618	0,001036	18,0
11	791-6	0,51	6,222	0,01205	0,001937	33,4
12	791-2	0,58	7,076	0,00989	0,001989	24,2
13	803-В	1,42	17,324	0,02421	0,001397	24,1

Примечание. 1807-1 — диорит, 428-6, 428-2а, 1404, 431-6, 428-6а, 1413 — граниты позднепалеозойского комплекса возвышенности Ямато; 7732 — гранит нижнемелового комплекса возвышенности Гебасс; 686-5, 790-6, 791-2, 803-В — базальты базальт-андезит-липаритовой формации шеффа у берегов Южного Приморья. Обр. 1807, 428-6, 1404, 1413, 686-5, 790-6, 791-6, 791-2, 803-В, 7732 проанализированы в лаборатории объединения Приморгеология А. А. Грачевой; обр. 428-2а, 431-6, 428-6а — в СВКНИИ (г. Магадан) А. П. Миловым.

до 45%, роговой обманкой до 20%, биотитом до 20%, кварцем до 20%, микроклином, а также амфиболитами, состоящими из роговой обманки (до 50%) и андезина (32—35% An). Наряду с этими породами здесь же развиты биотит-амфиболовые кварцевые диориты (андезин 32—34% An, роговая обманка 20—30%, биотит 5—10%, кварц 5—15%), гранодиориты с микроклином (до 10%), биотитовые и мусковитовые граниты, часто разгнейсованные.

По набору пород, составу, степени и характеру метаморфизма и особенно по петрохимическим характеристикам (основности, содержанию кальция и калия) породы комплекса сходны с комплексом «габброидов» Южно-Приморской зоны Приморья [5], отличаясь от них только несколько повышенной общей щелочностью (в среднем (K + Na) до 5%).

Это типичные среднеглубинные образования габбро-гранитной формации, позднепротерозойский возраст которых (618 млн. лет) определяется на основании радиоизотопных анализов, выполненных рубидий-стронциевым методом в лаборатории СВКНИИ, г. Магадан.

Среднепалеозойский комплекс. В западной части Японского моря на юго-восточном склоне Восточно-Корейской возвышенности установлены выходы гранитов, слагающих крупный массив, протягивающийся в пределах изученной его части (с севера на юг) примерно на 200 км при ширине свыше 25 км.

Массив образован неравномерно-зернистыми (от крупно- до среднезернистых) порфиroidными гранитами, содержащими 20—40% микро-

клина, 25—60% плагиоклаза (25—30% An), 15—25% кварца и 2—15% биотита. Широкое развитие крупнопорфировых разностей, вкрапленники которых представлены решетчатым микроклином с высокой степенью упорядоченности (0,9—1,0), с большим количеством мirmekитизированных включений плагиоклаза в них, а также состав биотитов (высокое содержание алюминия в шестерной координации 0,48—0,64), характерный для абиссальных гранитоидов [14], и отсутствие магнетита в этих гранитах свидетельствуют о том, что вышеописанные породы представляют собой глубинные образования, кристаллизовавшиеся из магмы с высоким содержанием водной фазы при сравнительно низкой температуре (570—620°C) и высоком давлении.

Анализ химического состава гранитов (в частности, величины отношения суммарного количества магния, кальция и железа к алюминию [4]) показывает, что как по основности (10—25%), так и другим характеристикам (железистости, общей щелочности, калиевости, содержанию кальция) они аналогичны гранитам Шмаковского массива Приморья. При этом железистость, щелочность, содержание калия и кальция возрастают с повышением основности пород.

Комплекс по ряду признаков, в частности по площади распространения тела, отсутствию связанных с ним эффузивных аналогов, развитию однообразных микроклиновых и биотитовых гранитов в составе массива, относится к формации гранитных батолитов [6].

В краевых частях массива сохраняются реликты биотитовых и биотит-амфиболовых плагиогнейсов. В ассоциации с ними встречаются плагиогранитные разновидности пород, обогащенные биотитом; с гнейсовидной текстурой вокруг гнейсовых ксенолитов.

Наличие батолитов палингенных среднеглубинных гранитов с реликтами метаморфических пород амфиболитовой фации может свидетельствовать о том, что в период их становления в пределах Восточно-Корейской возвышенности существовала кора континентального типа с мощным гранитным слоем.

Время кристаллизации гранитов массива определяется довольно условно. Радиоизотопные датировки (калий-аргоновый метод) дают мезозойский возраст (см. табл. 1). В пределах близлежащей суши (на Корейском полуострове) к мезозойским гранитам с близкими значениями радиоизотопного возраста относятся танчхонские граниты [3], которые по петрохимическим характеристикам существенно отличаются от вышеописанных гранитов, в частности, резко повышенной кальциевостью, основностью, пониженной железистостью, щелочностью и калиевостью. При этом по геологическому положе-

нию, петрографическому составу слагающих их разновидностей, а главное по петрохимическим особенностям граниты Восточно-Корейской возвышенности очень близки среднепалеозойским гранитам Шмаковского массива Приморья, что позволяет нам отнести их к среднепалеозойскому комплексу.

Позднепалеозойские граниты установлены на Северном хребте возвышенности Ямато, где они слагают крупный массив шириною до 50 км, протягивающийся примерно на 220 км от западной части до северо-восточной оконечности хребта. Кроме того, выходы этих гранитов наблюдаются на возвышенностях, расположенных к востоку от Ямато и на хр. Оки.

Большая часть массива сложена биотит-роговообманковыми, биотитовыми и лейкократовыми гранитами с высокоупорядоченным микроклином (0,75—1,0). В подчиненном количестве развиты биотитовые плагиограниты, биотит-роговообманковые диориты и гранодиориты. При этом более основные разновидности (диориты и гранодиориты) установлены в восточной части массива.

Породы комплекса отличаются от гранитоидов других регионов Дальнего Востока повышенной основностью [4], а также пониженной калиево-стью и некоторым повышением железистости, кальциево-сти и щелочности в более основных диоритовых разновидностях. Это среднеглубинные образования гранодиорит (адамеллит)-гранитной формации, характерные для зон с развитой сиалической жорой [6].

Позднепалеозойский возраст пород устанавливается на основании радиоизотопных данных (см. табл. 1, 2). «Омоложение» возраста гранитов в отдельных образцах, вероятно, связано с тем, что в состав этого крупного магматического тела могли быть включены разновозрастные образования.

Меловые гранитоиды развиты широко и обнаружены в различных частях Японского моря. Определения возраста (калий-аргоновый метод) позволяют подразделить их на ранне- и поздне-меловой комплексы (см. табл. 1, 2).

Раннемеловые гранитоиды наблюдаются в северной части возвышенности Криштофовича, где они слагают крупное (свыше 2000 км²) сложное интрузивное тело, в составе которого развиты биотит-роговообманковые диориты, гранодиориты, граниты, биотитовые граниты, гранит-порфиры и снит-порфиры с жилами аплитов и дайками диоритовых порфиритов и спессартитов.

Биотитовые двуполевошпатовые граниты, поднятые в западной части Центральной глубоководной котловины (возвышенность Гебасс), сходны с гранитами вышеописанного массива и могут быть отнесены к этому же комплексу.

По химическому составу породы этого комп-

лекса отличаются от мезозойских гранитоидов Дальнего Востока [4] пониженной (5—10%) кальциево-стью, повышенной щелочностью, при повышении калиево-сти только в наиболее основных разновидностях.

Позднемеловые граниты (90, 78, 60 млн. лет) развиты на шельфе и материковом склоне у берегов южного и юго-восточного Приморья, где они слагают крупные тела, площадь которых в подводной части во много раз превышает их береговые выходы, а также небольшие массивы на восточном склоне Южного хребта Ямато (67—74 млн. лет) [2].

Массивы у берегов Приморья сложены биотитовыми и лейкократовыми разновидностями [7], калиевый полевой шпат в которых представлен ортоклазом с различной степенью упорядоченности (0,37—0,72), причем более высокоупорядоченные ортоклазы отмечаются в гранитах из глубинных частей массива. Им свойственно также значительное содержание (40—48%) альбитового компонента, что указывает на высокотемпературные условия их кристаллизации [4].

Интрузивный массив Ямато прорывает и метаморфизует вулканогенные образования предположительно мезозойского возраста. В его составе выделяются биотитовые граниты, содержащие андезин (32—34% An) в количестве 50—70%, калиевый полевой шпат (5—25%), кварц (до 20%) и биотит (до 10%), а также биотитовые (5—15% биогита) с плагиоклазом олигоклазом (20/30% An), лейкократовые граниты и гранит-порфиры.

Все они характеризуются пониженной основностью, кальциево-стью, а для гранитов Ямато и калиево-стью по сравнению с гранитами других массивов Дальнего Востока [4], при этом железистость, общая щелочность и калиево-сть повышаются при снижении основности пород.

Для меловых гранитоидов в целом наблюдаются резкие изменения структуры и петрографического состава в пределах массива, развитие гранофировых структур и зональных плагиоклазов. Эти данные, наряду с особенностями состава калиевого полевого шпата, могут свидетельствовать о неустойчивости режима кристаллизации, свойственного интрузивным породам, сформированным в условиях малых глубин.

По геологическому положению, составу и условиям образования породы раннемелового комплекса могут быть отнесены к типабиссальным гранитам плутонической гранодиорит(адамеллит)-гранитной формации, а позднемеловые представляют собой малоглубинные образования формации субвулканических гранитов [6].

Вулканиты Японского моря по химическому составу, структурному положению и возрасту могут быть подразделены на четыре серии, сопоставимые с формациями, выделенными Ю.А.

Жузнецовым [6]: *базальт-липаритовую орогенных областей, трахиандезитовую, щелочно-оливин-базальтовую и щелочно-базальтоидную.*

Образования первой серии развиты в пределах крупных подводных возвышенностей, таких, как Ямато, и на шельфе у берегов Приморья, т. е. участков дна, характеризующихся «субконтинентальным» типом земной коры, в пределах которых они слагают покровы, формировавшиеся при многократных излияниях в длительный период времени от среднего палеогена до раннего миоцена (49—19 млн. лет). Обычно это низкокалиевые пироксеновые, пироксен-оливиновые базальты, насыщенные кремнекислотой, и липариты [12]. Для этого комплекса характерно обилие пирокластического материала, развитие туфов различного состава с обломками осадочных пород.

Образования *трахиандезитовой* серии имеют широкое распространение в южной и юго-восточной частях Японского моря на возвышенностях Криштофовича, Ямато, Восточно-Корейской, Пржевальского, Уллындо, на хр. Оки и банке Вакаса [10].

В составе покровов развиты щелочные вулканы, представленные игнимбритами андезито-дацитовыми, трахилипарит-дацитовыми, липарит-трахитовыми, туфами трахилипаритовыми и смешанного состава, андезито-дацитовыми порфиритами, трахилипаритами и липаритами. Эти толщи залегают непосредственно на докембрийских метаморфических породах и палеозойско-мезозойских образованиях, подвергшихся блоковым дислокациям и эрозии до начала формирования вулканизов. Формирование вулканизов, вероятно, связано с глубинными разломами, по которым происходило излияние щелочных магм.

Время образования вулканизов трахиандезитовой формации на основании радиоизотопного анализа (калий-аргоновый метод) определяется как поздний палеоген — ранний миоцен (24—27,5 млн. лет) [10]. По возрасту, геологическому положению и составу они сходны с нижнемиоценовыми вулканидами зоны зеленых туфов Японии [11].

Образования *трахибазальтовой* серии слагают многочисленные вулканические постройки и хребты в глубоководных котловинах Японского моря и наложенные вулканические постройки в краевых частях крупных подводных возвышенностей, примыкающих к глубоководным впадинам — Ямато, Ното и Восточно-Корейской. Это обычно пористые, оливиновые, оливин-пироксеновые базальты, трахибазальты, трахиандезиты и трахиты, характеризующиеся преобладанием натрия над калием.

На отдельных вулканических постройках, в частности во впадине Хонсю, отмечаются полностью кристаллические интрузивные породы — диаба-

зы, долериты, кварцевые диориты, гранодиориты и граниты (12 млн. лет), встречающиеся в виде включений в туфах базальтов и, вероятно, представляющие собой дифференциаты базальтовой магмы, раскристаллизованные в приповерхностных условиях [9]. Возраст вулканизов этой формации, отвечающий времени формирования вулканических построек и хребтов, соответствует раннему миоцену — плиоцену (18—3,5 млн. лет).

Породы, сходные со *щелочно-базальтоидной* формацией, представляют собой щелочные (высококалиевые), недосыщенные кремнекислотой высокотитанистые (TiO_2 до 3,4%) базальты, эволюционирующие до щелочных трахитов. Они развиты в юго-западной части Японского моря, где слагают острова-вулканы (Уллындо, Чукто), расположенные в непосредственной близости к жестким блокам земной коры с древним докембрийским фундаментом. Среди них выделяются оливиновые, оливин-пироксеновые базальты, щелочные трахиты и фонолиты, излияние которых началось со среднего миоцена (12 млн. лет) и продолжалось в голоцене [3].

Кайнозойский вулканизм Японского моря представлен исключительно континентальным (сиалическим) типом базальтоидов [13]. При этом образование вулканизов второй, третьей и четвертой серий, вероятно, связано с активизацией впадины Японского моря и с заложением глубинных разломов.

Большинство вышеописанных магматических комплексов впадины Японского моря аналогичны образованиям окружающей суши, что может свидетельствовать о едином плане строения и общих закономерностях формирования земной коры континента и крайнего моря. Эти данные позволяют предполагать, что ее заложение происходило на сиалическом основании.

Основные морфоструктуры дна Японского моря различаются по строению земной коры. На шельфе у берегов Приморья при общей мощности коры до 26 км она имеет четко выраженное трехчленное строение с мощностью промежуточного («гранитного») слоя до 10 км [2]. По строению кора крупных подводных возвышенностей сходна с корой континентального типа, отличие состоит в уменьшении ее общей мощности (20—24 км) за счет сокращения мощности «гранитного» слоя, который в пределах возвышенности Ямато не превышает 6,5 км, под Восточно-Корейской возвышенностью и хр. Оки составляет 3—3,5 км. Кора глубоководных котловин сходна с океанической, отличаясь от последней увеличенной мощностью (16—18 км) и наличием маломощного (1,67 км) промежуточного слоя со скоростями прохождения волн 5,6 км/с².

Несоответствие между глубиной становления гранитоидных массивов и современной мощно-

стью «гранитного» слоя на ряде возвышенностей указывает на его сокращение в процессе формирования этой впадины, вероятно в результате магматической эрозии, связанной с подъемом нагретого мантийного вещества. Важную роль при этом играло перемещение блоков земной коры по глубинным разломам, с кото-

рыми связан подъем щелочных магм. Время излияния вулканитов трахиандезитовой серии (поздний олигоцен — ранний миоцен) мы считаем началом блокового опускания подводных возвышенностей, собственно морские отложения на поверхности которых представлены среднемиоцен-плиоценовыми толщами.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Валуй Г. А., Афанасьева Г. Б., Нарнов Г. А.* Структурно-оптические типы кали-натровых полевых шпатов малоглубинных гранитоидов.— В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973.
2. *Васильковский Н. П., Безверхний В. Л. и др.* Основные черты геологического строения дна Японского моря. М.: Наука, 1978.
3. Геология Кореи. М.: Недра, 1964.
4. *Коренбаум С. А.* Петрохимические особенности гранитоидов Японо-Курило-Камчатской островной дуги.— В кн.: Петрология, петрохимия магматических и метаморфических пород. Владивосток, 1975.
5. *Коренбаум С. А., Валуй Г. А. и др.* Гранитоидный магматизм Южного Приморья.— В кн.: Изверженные породы Востока Азии. Владивосток, 1976.
6. *Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964.
7. *Леликов Е. П.* Граниты материкового склона восточной части залива Петра Великого.— В кн.: Геология окраинных морей Тихого океана. Владивосток, 1975.
8. *Леликов Е. П., Пирогова Л. Г.* Петрохимические и геохимические особенности пород гнейсо-мигматитового комплекса юго-западной части Японского моря.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 5.
9. *Леликов Е. П.* Включения гранитоидов в вулканических породах впадины Хонсю (Японское море).— ДАН СССР, 1981, т. 257, № 2.
10. *Леликов Е. П., Терехов Е. П.* Щелочные вулканиты Японского моря.— Тихоок. геол., 1982, № 2.
11. *Минато М., Горои М., Фунагаси М.* Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968.
12. *Съедин В. Т., Леликов Е. П.* Базальтоиды центральной и юго-западной части Японского моря.— В кн.: Новые данные по геологии Дальневосточных морей. Владивосток, 1979.
13. *Съедин В. Т.* Базальтоидный магматизм Японского моря.— В кн.: Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М., 1980.
14. *Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С.* Петрология магматических гранитоидов. М.: Недра, 1975.

ТОИ ДВНЦ АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
15 апреля 1982 г.

Л. М. Парфенов, Б. А. Натальин, Л. И. Попеко

ТЕКТОНИКА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МОНГОЛО-ОХОТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ И ПРИРОДА СОПРЯЖЕННЫХ С НЕЙ ЗОН МЕЗОЗОЙСКОЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ АЛДАНО-СТАНОВОЙ ОБЛАСТИ

Зоны мезозойской тектоно-магматической активизации Алдано-Становой области тесно связаны с эволюцией Монголо-Охотской складчатой области. Реконструируются тектонические элементы, характерные для активных континентальных окраин кордильерского типа: тыловой прогиб (Южно-Алданская система впадин), пояс гранодиоритовых батолитов Станового поднятия, система преддуговых прогибов (Удский, Тором-

ский, Амгунский и др.), аккреционный клин. Сложность и многоэтапность складчатых и разломных деформаций в Тукурингра-Джагдинском сегменте Монголо-Охотской системы, пологие надвиги и складчатость юрских отложений Чульманской и других впадин обусловлены длительной коллизией Восточно-Сибирского и Буреинско-Ханкайского древних сиалических мегаблоков.

Монголо-Охотская система протягивается на 2000 км от Удской губы Охотского моря до центральных районов Монголии. Северным ее обрамлением является Становая складчатая система палеозойско-раннепротерозойского возраста, располагающаяся вдоль южного края Восточно-Сибирского древнего сиалического мегаблока. К югу от Монголо-Охотской системы располагается Буреинско-Ханкайский раннедокембрийский сиалический мегаблок, к которому, по-видимому, относится и Приаргунский массив Восточного Забайкалья.

В продольном направлении Монголо-Охотская система подразделяется на ряд сегментов (рис. 1). В пределах рассматриваемой восточной части системы северному краю Буреинского массива противостоит Тукурингра-Джагдинский сегмент, ширина которого местами составляет всего 8 км. К востоку от него располагается Галамский сегмент шириной около 200 км.

В результате геолого-съёмочных и тематических исследований последних 10—15 лет в восточной части Монголо-Охотской системы установлены отложения всех систем палеозоя и предполагаются отложения позднего докембрия [7, 10, 25]. Они представлены вулканогенно-кремнистыми и сланцево-граувакковыми образованиями; характерны зеленокаменно измененные базальтоиды, которые по особенностям химического состава сопоставляются с базальтами современных океанов [15, 24]. Верхнетриасово-юрские мощные, преимущественно

сланцево-граувакковые, толщи слагают тектонические клинья и пластины в пределах Тукурингра-Джагдинского сегмента, Удский, Торомский прогибы и Амгунский синклинорий, входящие в состав Галамского сегмента (рис. 2, 3). Различия между сегментами определяются не столько отличиями стратиграфических разрезов и составов формаций, сколько характером и степенью деформаций, что отчетливо коррелируется с шириной складчатых зон.

Дислокации в Тукурингра-Джагдинском сегменте исключительно сложны. Здесь установлено наложение друг на друга складок нескольких генераций [10, 23], описаны транспозиционные структуры [5, 6]. Характерна сложная система чешуйчатых надвигов, которая была названа Джагдинской [12, 21]. Наряду с преобладающими крутыми надвигами и взбросами, плоскости которых примерно параллельны осевым поверхностям самых поздних изоклинальных складок, развиты более молодые пологие надвиги (Северо-Тукурингский разлом). О значительных горизонтальных перемещениях по разломам свидетельствует совмещение по ним разнофациальных комплексов при отсутствии переходных фаций.

Поперечными сдвигами, расположенными в бассейнах рек Дел и Ирмакит, Джагдинская система делится на восточный, центральный и западный отрезки. В пределах восточного и западного отрезков надвиги и взбросы наклонены к югу, в пределах центрального — к северу. Примечательно, что регионально развитый

кливаж также в целом подчиняется этой закономерности. Можно полагать, что надвиги и кливаж были переориентированы в связи со сдвигами в один из наиболее поздних этапов деформации.

В Галамском сегменте палеозойские отложения образуют протяженные линейные складки, которые группируются в ряд синклиналий, разделенных антиклиналями чешуйчатого строения. Складки осложнены продольными взбросами и крутыми надвигами, многие из которых были заложены, по-видимому, в палеозое и оставались активными в мезозое, поскольку они местами затрагивают мезозойские образования вплоть до меловых. Отмечаются тектонические покровы. Мезозойские отложения Удского и Торомского прогибов залегают полого. Сложные дислокации, представленные изоклинальными складками и надвигами, характерны для Амгунского синклинория [13].

К западу от Тукурингра-Джагдинского сегмента, в Восточном Забайкалье намечаются Боршевочный и Агинский сегменты Монголо-Охотской системы, имеющие ширину соответственно около 5 и 200 км.

Мезозойские тектонические движения отчетливо проявлены не только в Монголо-Охотской системе, но и в пределах ее рамы, в частности в Становой системе, на Алданском щите и в палеозойских складчатых сооружениях Забайкалья и Центральной Монголии. Они выразились в формировании сводовых и сводово-глыбовых поднятий и прогибов, выполненных молассоидными отложениями, интенсивном эффузивном и интрузивном магматизме, образовании крупных разломов.

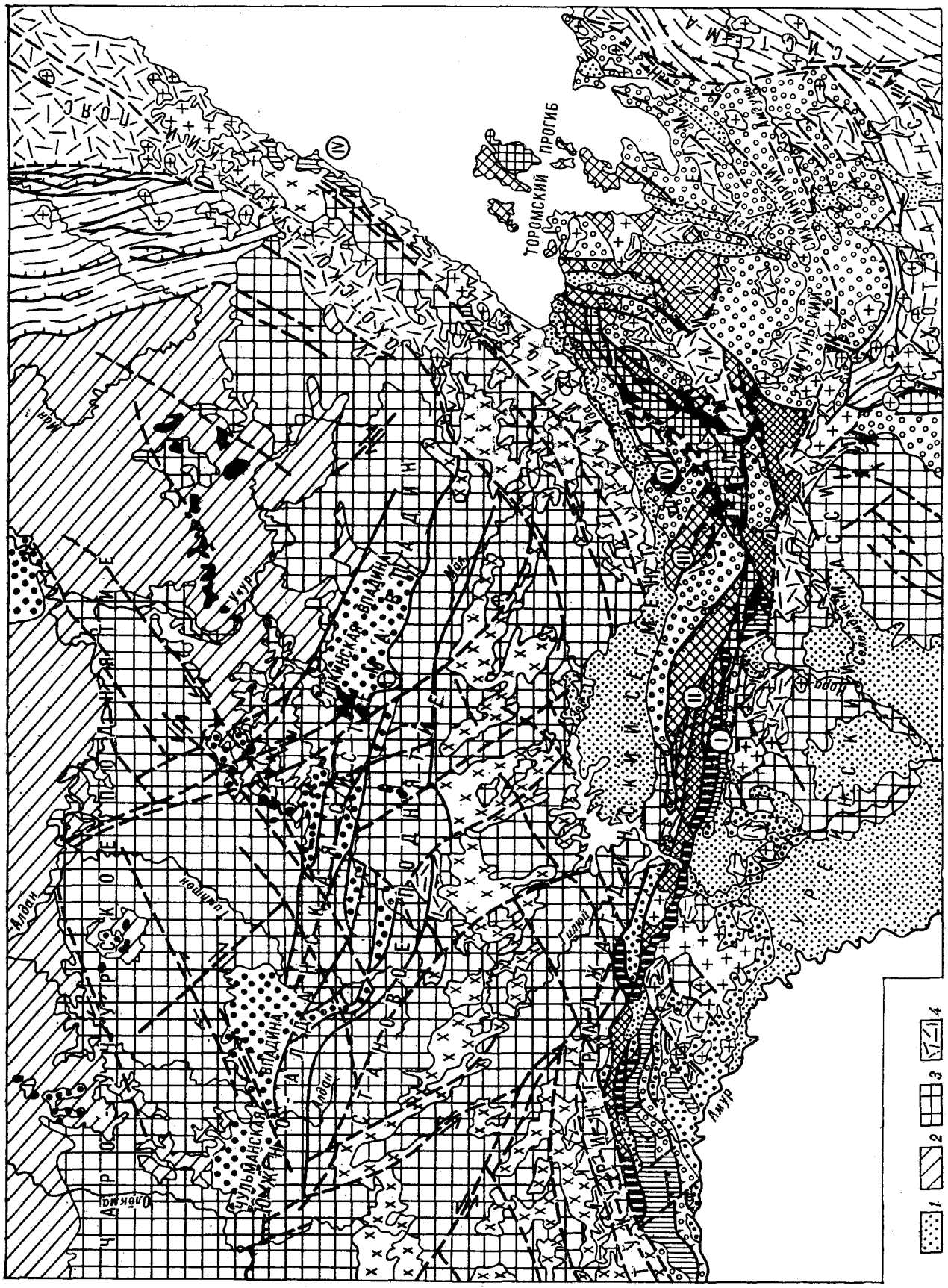
К северу от Монголо-Охотской системы параллельно ей располагаются последовательно сменяющие друг друга Становой плутонический пояс, Южно-Алданская система мезозойских континентальных впадин и пояс малых интрузий Чаро-Учурского поднятия.

Становой плутонический пояс представлен многофазными трещинными массивами габбро, диоритов и более поздних гранодиоритов, гранитов и граносиенитов, среди которых преобладают эпизональные батолитоподобные тела гранодиоритов [3]. Он протягивается в Восточное Забайкалье, следуя параллельно мезозойским складчатым зонам Монголо-Охотской системы. Пояс пересекает разнородные тектонические элементы: раннекембрийскую Становую складчатую систему, каледонскую Хилок-Витимскую и герцинскую Хэнтэй-Даурскую зоны. На всем протяжении пояса калий-аргоновые датировки магматических пород колеблются от 70 до 140 млн. лет, а иногда достигают 200 млн. лет [3]. Т. А. Милай, В. Н. Мошкин и Е. М. Заблоцкий [3] предполагают, что первые проявления магматизма

в пределах пояса относятся к триасово-юрскому времени. В бассейне р. Уды интрузивы ассоциируются с андезитами джелонской свиты, которая наряду с юрско-неокомовыми, возможно, включает и триасовые образования. Раннемезозойские вулканы на большей части Станового хребта отсутствуют. Они появляются в Верхнем Приамурье и широко распространены в ассоциации с гранитоидами пояса в Забайкалье. Присутствие в составе среднеюрских песчаников Южно-Алданских впадин, которые формировались главным образом за счет размыва Станового поднятия, обломков кислых и средних вулканитов (10—17%), указывает на наличие в пределах последнего раннемезозойских вулканитов. Об этом же свидетельствует наличие пирокластического материала, отмечающегося в том или ином количестве во всех толщах юрского разреза Чульманской впадины [9] и среди верхнетриасово-среднеюрских отложений Тукурингра-Джагдинского сегмента Монголо-Охотской системы.

Южно-Алданская система впадин включает Чульманскую (240 × 80 км) и Токинскую (150 × 60 км) впадины и около 20 более мелких, которые протягиваются в виде широкой (120 км) полосы вдоль южной окраины Алданского щита параллельно Становому плутоническому поясу. Впадины выполнены терригенными угленосными лимническими отложениями, главным образом юрского и в меньшей мере неокомового возраста [4, 26]. Мощность этих отложений в южных, наиболее прогнутых частях крупных впадин согласно геофизическим данным достигает 4000 м [19]. Большая часть этой мощности приходится на верхнеюрские отложения; мощность ниже-среднеюрских отложений (до 1000 м) существенно не изменяется как в пределах впадин, так и на большей части Алданского щита.

Впадины в разрезе имеют асимметричное строение. Фундамент впадин наиболее глубоко опущен в южных их частях, вблизи ограничивающих впадины разломов. Юрские отложения южных зон впадин обычно интенсивно дислоцированы. В наиболее изученной Чульманской впадине установлены антиклинальные и синклинальные складки шириной до нескольких километров с углами наклона крыльев 40—70°, осложненные многочисленными субпараллельными взбросами, наклоненными к югу [17]. В пределах северных частей крупных впадин юрские отложения залегают спокойно (от 0 до 2°), полого погружаясь к югу. Разломы, ограничивающие впадины с юга, представляют собой надвиги, переходящие в покровы, по которым архейские толщи надвинуты на юрские отложения. Амплитуда горизонтального перемещения по Южно-Чульманскому надвику достигает 15 км [19]. С мезозойскими движе-



- 1 [Symbol: Dotted pattern]
- 2 [Symbol: Diagonal lines /]
- 3 [Symbol: Diagonal lines \]
- 4 [Symbol: Horizontal lines]
- 5 [Symbol: Vertical lines]
- 6 [Symbol: Cross-hatch pattern]
- 7 [Symbol: X pattern]
- 8 [Symbol: Diagonal lines /]
- 9 [Symbol: Diagonal lines \]
- 10 [Symbol: Grid pattern]
- 11 [Symbol: Horizontal lines]
- 12 [Symbol: Vertical lines]
- 13 [Symbol: Dotted pattern]
- 14 [Symbol: Dotted pattern]
- 15 [Symbol: Dotted pattern]
- 16 [Symbol: Dotted pattern]
- 17 [Symbol: Dotted pattern]
- 18 [Symbol: Dotted pattern]
- 19 [Symbol: Dotted pattern]
- 20 [Symbol: Dotted pattern]
- 21 [Symbol: Dotted pattern]
- 22 [Symbol: Dotted pattern]
- 23 [Symbol: Dotted pattern]

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23

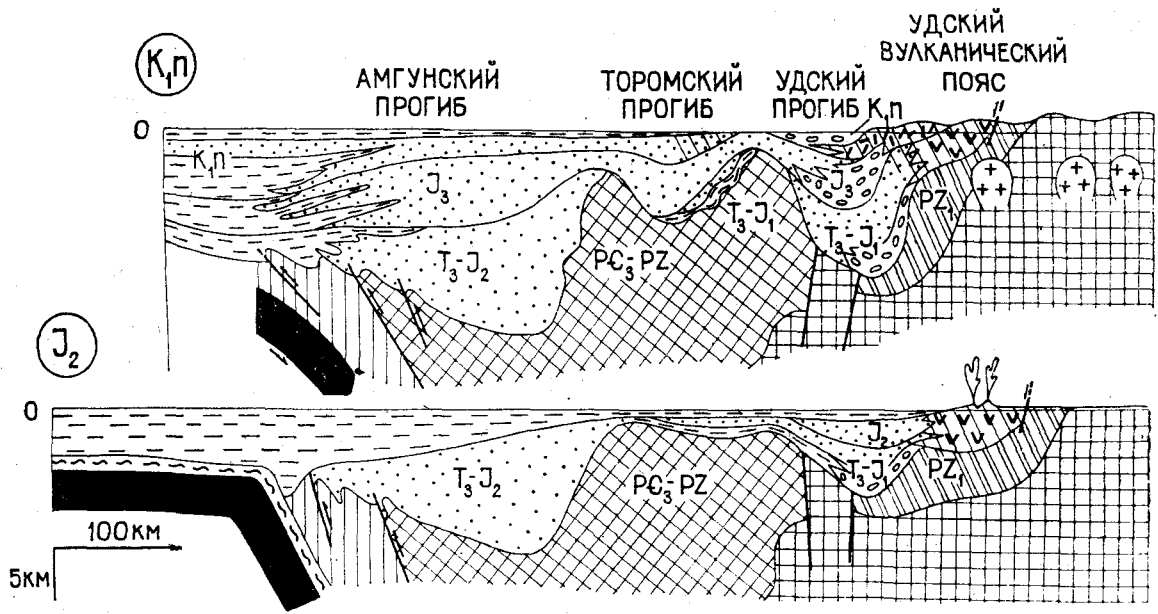


Рис. 2. Палеотектонические разрезы Галамского сегмента.
Условные обозначения те же, что к рис. 3.

ниями связано также развитие линейных зон зеленосланцевых диафторитов и бластомилонитов по архейским кристаллическим породам. Сланцеватость диафторитов, как и плоскости охарактеризованных выше надвигов, наклонена преимущественно к югу (под углами от 25 до 70°).

Накопление мезозойских осадков происходило в едином предгорном бассейне, возможно, состоявшем из ряда седиментационных ванн, разделенных поперечными поднятиями [9, 17]. Главным источником сноса обломочного материала во все время существования бассейна, как показала Т. А. Ишина, оставалось Становое поднятие.

В пределах Чаро-Учурского поднятия в мезозое формировались вулканы и мелкие гипабиссальные интрузивы. Они характеризуются большим разнообразием состава (известково-щелочные гранитоиды, субщелочные и щелочные калиевые породы, дуниты, кимберлиты) и различными формами проявления (штоки, дайки, силлы, траппы, кольцевые интрузивы,

кальдеры и др.) [14, 16]. В целом они образуют широкий пояс широтного простирания, охватывающий Чаро-Учурское поднятие и частично Южно-Алданскую систему впадин. Пояс не заканчивается в пределах Алданского щита, а прослеживается в северные районы Читинской области, располагаясь параллельно плутоническому поясу Станового хребта.

Магматизм развивался в течение весьма длительного времени. Наиболее ранние его этапы фиксируются наличием галек магматических пород в нижнеюрских конгломератах [2, 16]. Присутствие витрокластических туфов и туфогенных песчаников в отложениях всех отделов юры указывает на развитие магматизма в юрское время. Прорывание интрузивами верхнеюрских отложений позволяет предполагать продолжение магматизма и в меловое время. Л. М. Минкин [16] обращает внимание на зональность в изменении состава пород вкрест простирания пояса. В районах, ближе всего расположенных к поясу гранодиоритовых батолитов Станового хребта, — Сутамском и Го-

Рис. 1. Восточная часть Монголо-Охотской складчатой системы и сопряженные с ней зоны мезозойской тектоно-магматической активизации.

1 — кайнозойские отложения; 2 — чехол Сибирской платформы; 3 — нижнедевонские образования; 4 — меловые континентальные вулканы; 5 — ассоциирующиеся с ними гранитоиды; 6 — юрско-неокомовые вулканы Удского пояса; 7 — мезозойские гранитоиды Станового поднятия; 8 — метаморфический комплекс позднедевонско-раннепалеозойского возраста; 9 — ассоциирующий с ним комплекс метабазальтов; 10 — кембрийские вулканогенно-кремнистые образования; 11 — силурийско-среднедевонские вулканогенно-кремнистые и сланцево-граувакковые образования; 12 — девонско-верхнепалеозойские сланцево-граувакковые образова-

ния; 13 — карбонатно-терригенные и терригенные образования среднепалеозойского возраста в Тукуруингра-Джагдинском сегменте (вдоль северной окраины Бурейнского массива) и ранне-среднепалеозойского возраста вдоль северо-западной окраины Галамского сегмента; 14 — мезозойские морские сланцево-граувакковые образования Монголо-Охотской системы; 15 — позднеюрско-неокомовые молассы; 16 — мезозойские континентальные отложения Южно-Алданских впадин и склонов Чаро-Учурского поднятия; 17 — мезозойские магматические образования Алданского щита; разломы раннемезозойские: 18 — ближе неопределенные; 19 — надвиги; разломы позднемезозойские: 20 — ближе неопределенные; 21 — надвиги; 22 — сдвиги; 23 — складчатые комплексы Сихото-Алинской и Яно-Колымской систем.

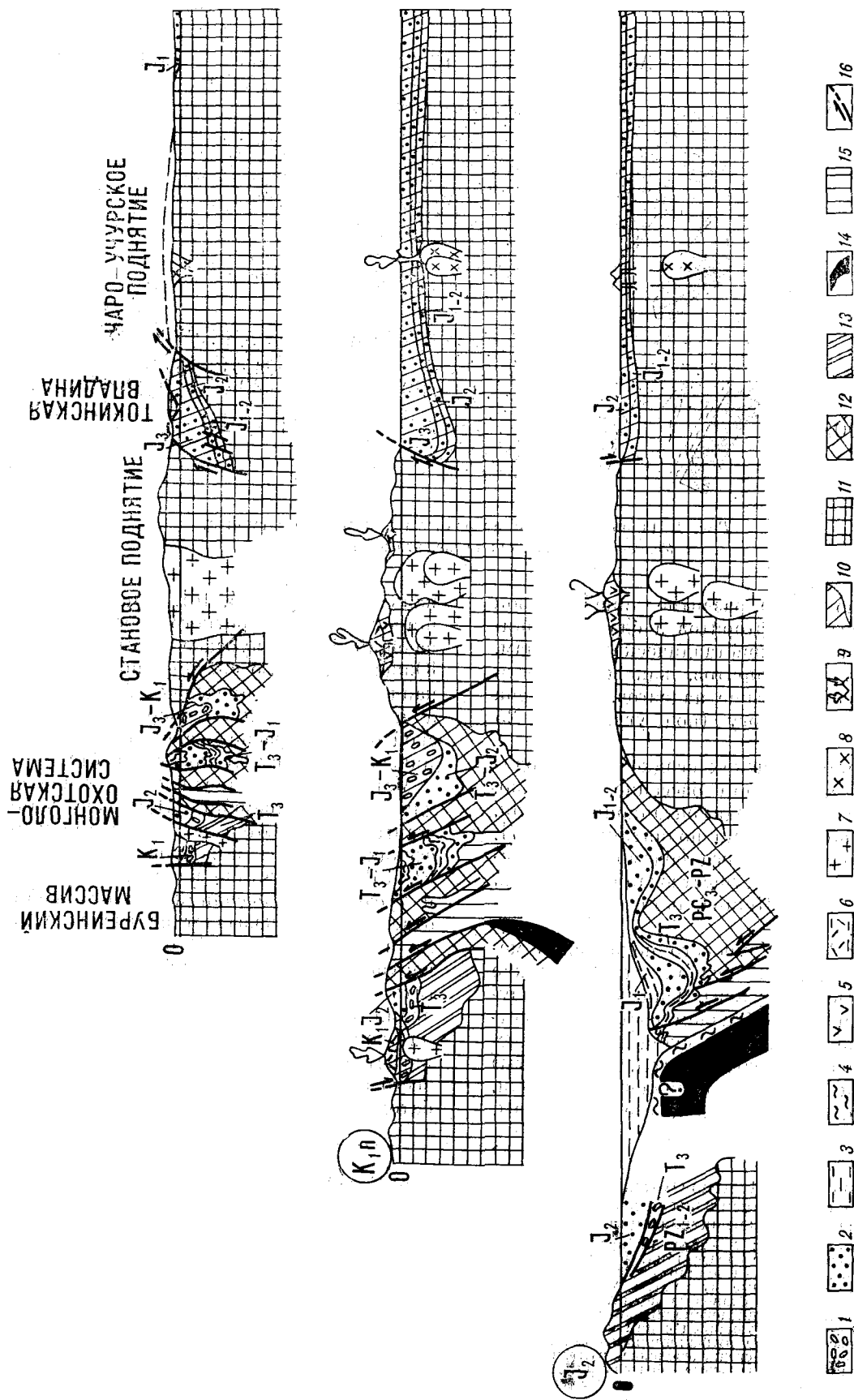


Рис. 3. Палеотектонические разрезы Туquirинтра-Джалдинского сегмента.

1 — конгломераты и гравелиты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты и глинистые сланцы; 4 — кремнистые породы; 5 — вулканиты среднего состава; 6 — вулканиты кислого состава; 7 — гранитоиды; 8 — субщелочные и щелочные интрузивные образования; 9 — вулганы; 10 — субаральные образования; 11 — нижнедокембрийские кристаллические образования; 12 — образования эвгеосинклинального типа; 13 — образования миогеосинклинального типа; 14 — оксидная кора; 15 — субдукционный комплекс; 16 — разломы.

дамском преобладают известково-щелочные гранодиориты и диориты, в то время как роль щелочных пород возрастает при удалении от края щита.

Разломы северо-восточного и северо-западного направлений, широко распространенные в пределах Чаро-Учурского поднятия, на многих участках наследуют направления тектонических нарушений более древнего, в том числе докембрийского, возраста, в частности разломы, трассируемые дайками предъюдомских диабазов. Однако, как определенная система разрывных нарушений, они возникли в конце мезозоя. Они секут и смещают широтные надвиги, ограничивающие Южно-Алданские впадины, и отчетливо прослеживаются в пределах Станового хребта, где смещают мезозойские батолиты. Продолжение этих разломов можно видеть в структурах Монголо-Охотской системы и на северной окраине Буреинского массива. Большинство из них является сдвигами, среди которых устанавливаются как право-, так и левосторонние. Общее движение масс при этом таково, что блоки коры как бы расходятся в стороны — к западу и востоку, освобождая пространство перед фронтом Буреинского массива (см. рис. 1).

Эти процессы тектоно-магматической активизации рамы Монголо-Охотской складчатой системы одни исследователи связывают с развитием мезозойской Монголо-Охотской геосинклинали [20, 27], другие считают автономными [11, 28]. Введение понятия «автономная активизация», однако, не объясняет соотношений между различно проявленными, но синхронными геологическими явлениями. Для увязки их представляются плодотворными попытки объяснения строения и тектонической эволюции Монголо-Охотской системы с позиций тектоники плит [8, 12, 22]. В основу этих построений положен анализ латеральной зональности мезозойских структурно-вещественных комплексов и событий и их сопоставление с комплексами и процессами на современных активных континентальных окраинах.

Параллельное расположение зон мезозойской активизации и Монголо-Охотской системы, выдерживающееся на протяжении 1000—1500 км, синхронность главных событий в пределах этих зон и складчатой системы приводят к естественному выводу, что между ними существует тесная генетическая связь. Ключевое значение для выяснения природы такой связи имеет определение типовой принадлежности пояса гранодиоритовых батолитов Станового поднятия. В восточной своей части пояс по простиранию переходит в Удско-Мургальскую вулканическую дугу. Это обстоятельство, а также сходство батолитов Станового поднятия с мезозойскими батолитами североамериканских

Кордильер, отмечаемое рядом исследователей [4], позволяют предполагать существование в раннем мезозое активной континентальной окраины кордильерского типа [22]. Мезозойские отложения Удского и Торомского прогибов, а также северо-восточной окраины Тукурингра-Джагдинского сегмента в пределах так называемой Ланской зоны являются образованиями преддуговых прогибов. Отсутствие их к западу от Ланской зоны, возможно, связано со значительными надвиговыми перекрытиями по Северо-Тукурингскому разлому. Мезозойские отложения Амгунского синклинория и Западно-Джагдинской зоны также представляют собой образования преддуговых прогибов, но другого типа, более продвинутых вниз по континентальному склону. Сложнодислоцированные палеозойские и, возможно, позднекембрийские вулканогенно-кремнистые образования Монголо-Охотской системы слагают аккреционный клин активной континентальной окраины. Мезозойские офиолиты в Монголо-Охотской системе неизвестны. Возможно, что это связано с недостаточной изученностью системы и в будущем мезозойские офиолиты будут отделены от более древних комплексов. С другой стороны, опыт реконструкций активных континентальных окраин показывает, что офиолиты, входящие в аккреционный клин, всегда древнее комплексов преддуговых прогибов и магматических поясов.

Замыкание морских прогибов в Тукурингра-Джагдинском сегменте произошло в поздней юре в связи с коллизией Буреинско-Ханкайского и Восточно-Сибирского мегаблоков. С этим событием связано появление мощных грубообломочных континентальных отложений верхней юры и мела. Они слагают ряд узких приразломных впадин, с глубинами до фундамента около 4 км [19], располагающихся вдоль границы Тукурингра-Джагдинского сегмента со Становой системой. Отложения, выполняющие впадины, осложнены пологими надвигами, вдоль которых породы обычно интенсивно рассланцованы. Отложения этого типа широко распространены к югу от Тукурингра-Джагдинского сегмента, где их мощность достигает 5000 м [18].

Верхнеюрско-нижнемеловые грубообломочные образования южного обрамления Тукурингра-Джагдинского сегмента перекрыты нижнемеловыми вулканидами, которые совместно с ассоциирующимися с ними гранитоидами образуют Умлекано-Огоджинский вулкано-плутонический пояс, протягивающийся на 600 км. Вулканиды представлены лавами и в меньшей степени пирокластическими образованиями преимущественно андезитового и андезитобазальтового состава, в верхах разреза отмечаются вулканиды умеренно кислого состава.

В западной части пояса большую роль играют кислые породы повышенной щелочности, также тяготеющие к верхам разреза [3]. Гранитоиды представлены небольшими гипабиссальными телами диоритов, гранодиоритов, гранитов и гранит-порфиров.

По составу и строению Умлекано-Огоджинский пояс обнаруживает много общего с окраинно-континентальными вулканоплутоническими поясами типа Охотско-Чукотского, принципиально отличаясь от них своей тектонической позицией. Умлекано-Огоджинский пояс возник в результате коллизии Восточно-Сибирского и Буреинско-Ханкайского мегаблоков. Пояса такого типа ранее были названы коллизионными вулканоплутоническими поясами [22]. Точнее их следует называть *эпиколлизионными поясами*, поскольку они возникают после коллизий.

Возраст континентальных грубообломочных отложений, фиксирующих время замыкания морских прогибов Монголо-Охотской системы, последовательно омолаживается вдоль ее простираия в направлении с запада на восток. В Восточном Забайкалье они появляются в начале средней юры, в Верхнем Приамурье — в поздней юре, а в Западном Приохотье лишь в раннем мелу [18]. Во всех районах вслед за ними формируются вулканоплутонические пояса и зоны, аналогичные Умлекано-Огоджинскому поясу, возраст которых также омолаживается в восточном направлении. Большинство этих поясов, вероятно, имеет ту же природу, что и Умлекано-Огоджинский пояс.

С замыканием прогибов, существовавших на месте Монголо-Охотской системы, коррелируется активизация процессов воздымания в пределах Станового хребта и Чаро-Учурского поднятия. Об этом свидетельствует резко увеличенная мощность верхнеюрских отложений по сравнению с ниже-среднеюрскими и ее отчетливая дифференциация по площади.

Коллизия Восточно-Сибирского и Буреинско-Ханкайского мегаблоков продолжалась в течение достаточно продолжительного времени. С ее развитием может быть связано дальнейшее усиление тектонических движений в пределах Станового поднятия и формирования вдоль северной его окраины грубообломочной толщи (300 м) позднего неокома — апта, образование падающих навстречу друг другу крупных надвигов вдоль северной и южной окраин Станового поднятия, складчатость юрских отложений на юге Южно-Алданских впадин, переориентировка надвигов и кливажа в Монголо-Охотской системе, образование здесь пологих надвигов. К заключительному этапу коллизии относится формирование диагональных систем разломов с характерным движением по ним блоков коры.

Анализ разрезов палеозойских комплексов восточной части Монголо-Охотской системы приводит к выводу, что начиная с раннего палеозоя или даже с позднего докембрия здесь существовал морской глубоководный бассейн, вероятно, с корой океанического типа. Сложная дислоцированность и местами повышенный метаморфизм палеозойских толщ, широкое распространение крупных надвигов, которые, возможно, перекрывают целиком некоторые геологические комплексы, не позволяют в большинстве случаев наметить латеральные ряды палеозойских комплексов и тем самым определить пассивный или активный характер континентальных окраин. Однако отсутствие проявлений известково-щелочного магматизма палеозойского возраста к северу от восточной части Монголо-Охотской системы, увеличение грубости обломочного материала в этом направлении, преобладание песчаников над глинисто-кремнистыми и вулканогенными породами в Ланской зоне Тукурингра-Джагдинского сегмента, увеличение роли аркозовых пород вкрест простираия Галамского сегмента, широкое распространение на многих стратиграфических уровнях в составе обломочного материала пород, несомненно принадлежащих Становой системе, указывают на пассивный характер границы Монголо-Охотской системы с Восточно-Сибирским мегаблоком в палеозое. В пользу этого вывода свидетельствует также наличие Шевлинской зоны, отложения которой формировались в условиях мелководного плейфа, сменяясь к югу все более и более глубоководными образованиями.

Активную континентальную окраину, возможно, представляло южное ограничение системы, на границе с Буреинским массивом. Обилие пирокластического материала в среднедевонско-нижнекаменноугольных отложениях вдоль северной окраины Буреинского массива и наличие среди них горизонтов вулканитов основного, среднего и кислого состава позволяют предполагать существование вулканической островной дуги, ныне перекрытой надвигами.

Мезозойскую эволюцию Монголо-Охотской складчатой системы и зон тектоно-магматической активизации Становой складчатой системы и Алданского щита не следует рассматривать в отрыве друг от друга. В их составе реконструируются элементы, характерные для активной континентальной окраины кордильерского типа: Южно-Алданская система впадин, являющихся аналогом тыловых прогибов, пояс гранодиоритовых батолитов Станового поднятия и параллельный ему пояс малых интрузий Чаро-Учурского поднятия, система преддуговых прогибов (Удский, Торомский, Ланский, Амгунский и др.) и аккреционный клин, включающий верхнедокембрийско-палеозойские вул-

капогенно-кремнистые толщи. Существование в мезозое активной континентальной окраины позволяет предполагать значительную разобщенность Восточно-Сибирского и Буреинско-Ханкайского древних сиалических мегаблоков, что находит отражение в палеобиогеографическом районировании [22]. Сближение мегаблоков в мезозое и сокращение площади разделявшего их бассейна с океанической корой определяли тектоническую эволюцию Монголо-Охотской геосинклинали и ее обрамления. Столкновение Буреинско-Ханкайского и Восточно-Сибирского мегаблоков не было одновременным на всем протяжении. На западе мегаблоки вступили в соприкосновение в средней юре, а на востоке — в поздней. С процессом

коллизии связано образование узких прогибов, заполняющихся грубообломочными отложениями, и вулканоплутонических пород.

Предложенная модель объясняет многие структурные особенности Монголо-Охотской системы, в частности узость и интенсивный характер дислоцированности толщ системы во фронтальной части Буреинско-Ханкайского мегаблока и резкое расширение ее к западу и востоку от мегаблока, сопровождающееся столь же резким уменьшением степени дислоцированности толщ; диагональные системы разломов, возникающие на заключительных этапах коллизии в обстановке сжатия с характерным движением по ним блоков коры и др.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бевзенко П. Е. Магматическая эволюция ложа и складчатого обрамления Тихого океана. М.: Наука, 1979.
2. Биджиев Р. А., Минаева Ю. И. К вопросу об источниках сноса в период формирования нижнеюрских континентальных отложений в Центральной Якутии (бассейн Амги).— ДАН СССР, 1961, т. 136, № 2.
3. Геология северо-восточной Азии. Т. 3. Л.: Недра, 1973.
4. Желинский В. М. Мезозойская угленосная формация Южной Якутии. Новосибирск: Наука, 1980.
5. Зимин С. Г. Кливаж, слоистость и транспозиционные структуры в центральной части Джагдинской складчатой зоны.— В кн.: Структурный анализ дислокаций. Хабаровск, 1974.
6. Зимин С. Г. Структуры Джагдинской зоны дислокаций.— В кн.: Тектоника и магматизм Дальнего Востока. Хабаровск, 1974.
7. Зимин С. Г., Мамонтов Ю. А. и др. Схема тектоники восточной части Монголо-Охотской системы.— В кн.: Принципы тектонического районирования. Владивосток, 1975.
8. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976.
9. Ишина Т. А. Стратиграфия, литология и фации юрских угленосных отложений Якутии.— В кн.: Южно-Якутская угленосная площадь. М.— Л., 1961.
10. Кириллова Г. Л., Турбин М. Т. Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М.: Наука, 1979.
11. Комаров Ю. В., Хренов П. М. О типе развития мезозойских континентальных тектонических структур Восточной Азии.— В кн.: Складчатые области Евразии. М., 1964.
12. Косыгин Ю. А., Парфенов Л. М. и др. Тектоника, глубинное строение и структурная эволюция советского Дальнего Востока.— В кн.: Тектоника территории СССР. М., 1979.
13. Майборода А. А. Тектоника Ульбанского прогиба и тектоническая природа мезозойских прогибов Приамурья. Автореф. канд. дис. Хабаровск, 1980.
14. Максимов Е. П. Опыт формационного анализа мезозойских магматических образований Алданского щита.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 4.
15. Мамонтов Ю. А., Попеко В. А. Палеозойский базальтоидный магматизм восточной части Монголо-Охотского пояса.— В кн.: Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток, 1975.
16. Минкин Л. М. Закономерности размещения и возраст мезозойских интрузий Алдана.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. 1960, вып. 2.
17. Мокринский В. В. Тектоника Южно-Якутской угленосной площади.— В кн.: Южноякутская угленосная площадь. М.— Л., 1961.
18. Нагибина М. С. Стратиграфия и формации Монголо-Охотского пояса. М.: ВИНТИ, 1969.
19. Павлов Ю. А., Парфенов Л. М. Глубинное строение Восточно-Саянского и Южно-Алданского ограниченной Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1973.
20. Павловский Е. В. Тектоника и геоморфология.— В кн.: Геология СССР. Т. 18. Якутская АССР. М.— Л., 1947.
21. Парфенов Л. М., Бердников Н. В. и др. Тектонические районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979.
22. Парфенов Л. М., Натальин Б. А. и др. Тектоническая эволюция активных континентальных окраин на северо-западе Тихоокеанского обрамления.— Геотектоника, 1981, № 1.
23. Парфенов Л. М., Попеко В. А. Дислокации вулканогенно-осадочных комплексов хребта Тукурингра (Зейского ущелья).— В кн.: Структурный анализ дислокаций. Хабаровск, 1974.
24. Парфенов Л. М., Попеко В. А. Докембрийская тектоника Урало-Монгольского пояса и проблема палеоокеанов.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 7. М., 1976.
25. Роганов Г. В. Тектоника восточной части Монголо-Охотской складчатой геосинклинальной системы. Автореф. канд. дис. Хабаровск, 1975.
26. Слюдюков Ш. А., Каримова С. С. и др. Стратиграфия мезозойских угленосных отложений Южно-Якутского бассейна.— В кн.: Стратиграфия, палеогеография, литология Южно-Якутского угольного бассейна и прогноз его угленосности. Л., 1979.
27. Шейнманн Ю. М. Области интрузий в пределах рам складчатости и их значение.— Сов. геол., 1958, № 1.
28. Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л.: Недра, 1968.

Л. И. Брянский

БЛОКОВАЯ СТРУКТУРА ХАНКАЙСКОГО МАССИВА

Предложена гравиметрическая модель Ханкайского массива, реализующая представление об определяющей связи аномального гравитационного поля с его блоковой структурой. Показано, что в общем случае имеет место градиентно-инверсионное распределение плотности с глубиной. Разработана методика оценки параметров таких блоков по гравиметрическим данным и сделаны расчеты блоков высоких рангов, расположенных в юго-восточной части Ханкайского массива.

Тектоническая природа Ханкайского массива до настоящего времени служит предметом дискуссий. Одни исследователи [1, 8 и др.] относят его к каледонским и герцинским структурам, другие [9, 11 и др.] — к байкальским, третьи [2, 11, 12] рассматривают его в качестве остаточного, возникшего в результате тектонической деструкции некогда обширной Китайской платформы. Несмотря на существование различных точек зрения на природу формирования массива, неоспоримыми фактами остаются двухэтажное его строение и преимущественное развитие разломных деформаций в пределах его фундамента и чехла.

Мы придерживаемся точки зрения тех исследователей, которые полагают, что геосинклиналиное развитие массива завершилось в нижнем кембрии. Именно в верхах нижнего кембрия отмечается наиболее отчетливая граница между нижележащими высокоплотными глубоко метаморфизованными и вышележащими менее плотными слабо метаморфизованными и неметаморфизованными образованиями.

Нижний структурный этаж массива (фундамент) разделяется на два яруса. Нижний структурный ярус представлен дорифейскими гнейсами, кристаллическими сланцами и мраморами и рифейскими терригенными и карбонатными отложениями. Мощный комплекс терригенно-карбонатных отложений нижнего палеозоя формирует верхний структурный ярус. Средне-позднепалеозойские терригенные грубообломочные и эффузивные образования, а также меловые вулканиты слагают чехол массива.

Блоковое строение массива отражается в полигональности аномалий гравитационного поля. Гравитационные ступени — границы бло-

ков — во многих случаях совпадают с установленными зонами региональных и глубинных разломов.

Одним блокам соответствуют относительные максимумы поля силы тяжести, другим — минимумы (рис. 1). Сравнительно небольшие размеры исследуемых аномалий (площадь 200—400 км²) позволяют отвлечься от гравитационного влияния глубинных источников и полагать, что выделяемые блоки располагаются в верхней части разреза земной коры. Расчеты, выполненные по палеткам [3, 7], показали, что нижняя кромка блоков не опускается ниже границы Конрада, установленной по данным ГСЗ [4].

Максимумами поля силы тяжести, имеющими близкий уровень поля, картируются так называемые главные блоки Ханкайского массива [5], в пределах которых распространены обширные участки протерозойских и нижнекембрийских пород фундамента массива, имеющих среднюю плотность 2,75 г/см³, т. е. на 0,1—0,15 г/см³ большую, чем палеозойские и мезозойские образования чехла. Глубина до нижней кромки главных блоков колеблется в пределах 8—17 км, в то время как верхняя кромка выходит на дневную поверхность или залегает неглубоко.

Межблоковые пространства (промежуточные блоки) отмечаются относительно небольшими минимумами поля силы тяжести. В их пределах закартированы лишь очень небольшие по площади единичные выходы докембрийских и нижнекембрийских пород, которые фиксируются в гравитационном поле только при проведении детальных съемок. Количественные оценки говорят о неглубоком (обычно сотни

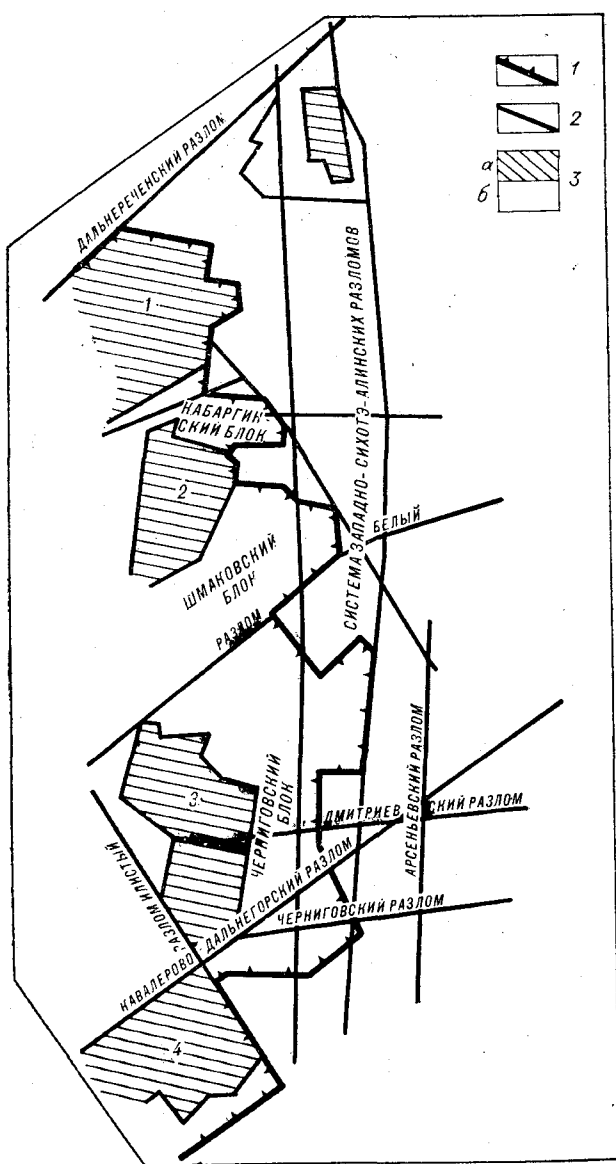


Рис. 1. Схема тектонического районирования Ханкайского массива по гравиметрическим данным.

1 — граница Ханкайского массива; 2 — глубинные и региональные разломы; 3 — тектонические блоки II ранга: а — главные, б — промежуточные. Главные блоки: 1 — Дальнереченский; 2 — Лесозаводский; 3 — Нахимовский; 4 — Вознесенский.

метров) залегании нижних кромок таких тел.

На поверхности промежуточных блоков широко развиты осадочные и вулканогенные образования палеозойского возраста, субплатформенный чехол мезозойских и кайнозойских рыхлых образований, а также тела гранитоидов разного возраста. Однако в ряде случаев расчеты позволяют установить под мощной толщей этих образований (2—4 км) присутствие относительно тонких (мощностью 1—3 км) пластин высокоплотных пород, которые можно идентифицировать с породами кристаллического фундамента.

Таким образом, можно предполагать, что главные блоки — это относительно стабильные и слабо измененные выступы древних метаморфических пород, останцы фундамента Китайской платформы. Промежуточные блоки — переработанные среднепалеозойскими и мезозойскими тектоно-магматическими процессами участки массива.

С точки зрения решения обратной задачи гравиметрии главные блоки являются достаточно простыми объектами. Их морфология показана нами в работе [5]. В то же время изучение промежуточных блоков только по гравиметрическим данным без привлечения гипотетических предположений затруднительно.

Приведенная выше информация позволяет считать, что в общем случае в пределах промежуточных блоков верхняя часть разреза земной коры имеет трехслойное строение. Сверху расположены образования наложенного активизированного чехла и эпигеосинклинальные комплексы, глубже — пластина древнего цоколя, снизу переработанная глубинными процессами, которые привели к разуплотнению основания массива.

В зависимости от степени переработки цоколя массива «сверху» и «снизу» возможны соответствующие модификации общей модели, вплоть до полного преобразования, «исчезновения» пород фундамента массива.

В рамках принятой модели Ханкайский массив объединяет блоки с сохранившимися пластинами древнего кристаллического фундамента, и он таким образом представляет собой область практически сплошного развития пород древнего фундамента в верхней части коры. За пределами этих контуров встречаются только отдельные разобщенные блоки фундамента массива.

При изучении стыка Ханкайского массива и Арсеньевской зоны, совпадающего с Западно-Сихотэ-Алинским разломом, были выполнены расчеты глубин до нижних кромок пластов, пограничных с Ханкайским массивом, по формуле для плоскопараллельного слоя. Полученные оценки глубин в 1,5—2 раза меньше, чем глубины до нижних кромок главных блоков массива. Это свидетельствует о том, что осадочно-вулканогенные породы верхнепалеозойского и мезозойского возраста, выполняющие Арсеньевский прогиб, имеют в целом плотность большую, чем измеренная плотность этих же пород в близповерхностных условиях, что может быть обусловлено присутствием на глубине неучтенных высокоплотных масс либо существованием градиента плотности этих пород.

В данной работе рассматривается вариант градиентного плотностного разреза верхней части земной коры,

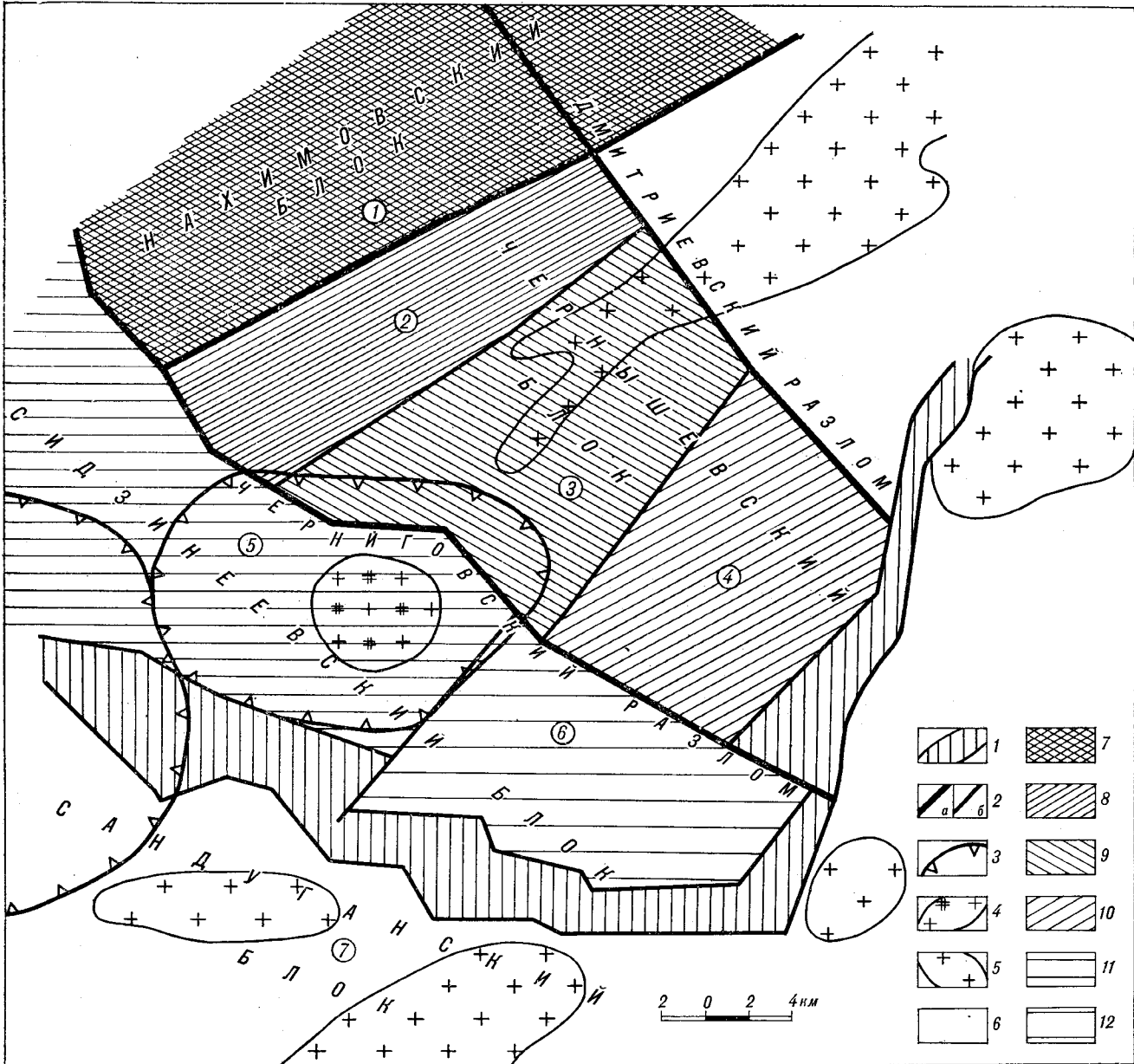


Рис. 2. Схема тектонического районирования юго-восточной части Ханкайского массива по типу разреза верхней части земной коры.

1 — граница Ханкайского массива; 2 — граница тектонических блоков массива: а — третьего ранга, б — четвертого ранга; 3 — границы вулканоструктур; 4 — субинтрузия граносиенитов; 5 — интрузивы кислого и среднего состава; 6—12 — блоки IV ранга (их характеристика приведена в таблице в соответствии с обозначенными номерами).

Даже для кристаллических образований (Украинский, Канадский щиты) установлен градиент плотности пород фундамента $0,01 \text{ г/см}^3$ на 1 км [6]. По-видимому, такого же порядка градиент плотности может иметь место для главных блоков Ханкайского массива.

Для промежуточных блоков градиент плотности должен быть, несомненно, больше указанного по крайней мере до глубины верхней кромки пластин кристаллических пород. Для упрощения будем считать, что плотность по-

род промежуточных блоков возрастает с глубиной по линейному закону до определенного уровня, который назовем границей выравнивания плотностей. Можно предположить, что такое выравнивание происходит на уровне нижних кромок главных блоков массива. Таким образом, нижняя кромка массива в рамках гравитационной модели — это граница выравнивания плотностей всех блоков.

Функция плотности от глубины имеет вид:

$$\sigma = \sigma_0 + Kz,$$

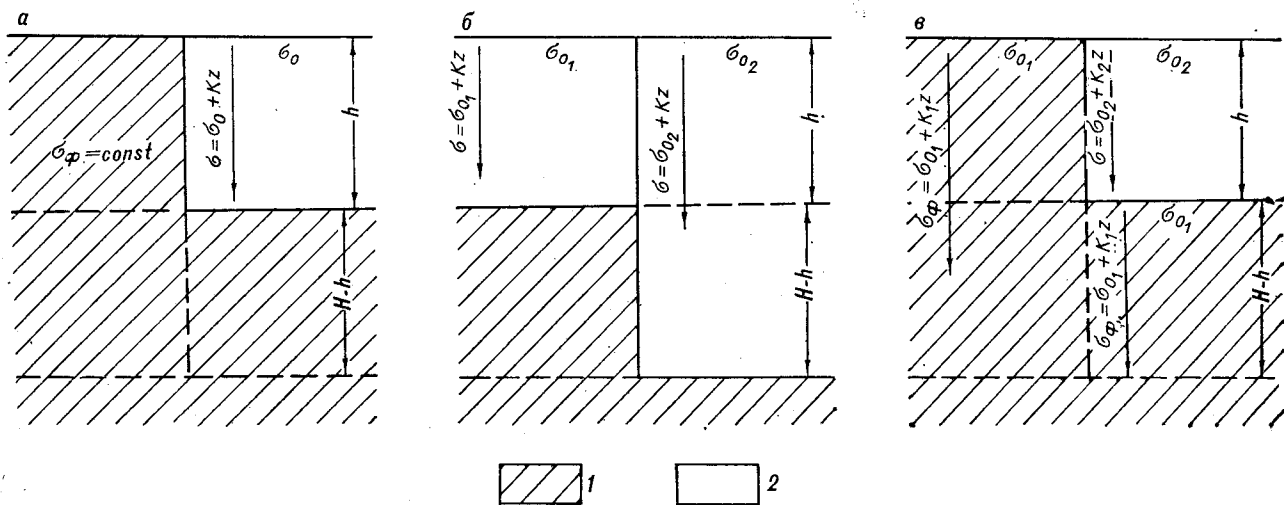


Рис. 3. Принципиальные градиентно-плотностные модели (пояснения в тексте).
1 — фундамент; 2 — чехол.

где σ_0 — плотность пород на поверхности (при $z=0$), K — градиент плотности, z — глубина.

По предложенной модели были выполнены расчеты в юго-восточной части Ханкайского массива, которая представляет собой с севера на юг переходную зону от главного Нахимовского блока через промежуточный Черниговский блок к обрамлению массива (см. рис. 1, 2).

Черниговский блок с поверхности сложен среднекембрийскими и девонскими осадочными и вулканогенными образованиями. Эти породы с юга и юга-востока обрамляют нижнекембрийские терригенно-осадочные породы Нахимовского блока. Краевая юго-западная часть Нахимовского блока, Дмитриевский блок (см. рис. 2), характеризуются максимальными значениями поля силы тяжести, которое ступенчато убывает в направлении на восток и юг.

Сопоставление гравиметрической карты с геологической показывает, что в направлении с севера на юг от центра Дмитриевского блока происходит смена комплексов пород в такой последовательности: терригенно-карбонатные породы дмитриевской свиты нижнего кембрия с плотностью $2,78 \text{ г/см}^3$ сменяются алевролитами и песчаниками реттиховской свиты среднего кембрия с плотностью $2,68 \text{ г/см}^3$ и далее алевролитами и песчаниками вассиановской свиты среднего девона с плотностью $2,65 \text{ г/см}^3$ (плотность определена по керну скважин). Таким образом, убывание гравитационного поля с севера на юг от Дмитриевского блока может быть объяснено ступенчатым погружением верхней кромки блоков фундамента в этом направлении. Рассмотрим принципиальные плотностные градиентные модели, определяющие основные взаимоотношения между разноподнятыми блоками (рис. 3).

Нами было показано [4], что в случае, когда избыточная плотность изменяется с глубиной по линейному закону (см. рис. 3, а), формула для плоскопараллельного слоя $\Delta g = 2\pi f \Delta \sigma h$ приводится к виду:

$$\Delta g = 2\pi f h (\Delta \sigma_0 - Kh/2) \text{ или}$$

$$z^2 - \frac{2\Delta \sigma_0}{K} z + \frac{\Delta g}{\pi f K} = 0, \quad (1)$$

где $\Delta \sigma_0 = \sigma_\phi - \sigma_0$, $\sigma_\phi = \text{const}$ — плотность пород фундамента, f — гравитационная постоянная. Для более общего случая (см. рис. 3, б) при одинаковом градиенте изменения плотности с глубиной по обе стороны от вертикальной границы раздела блоков ($K_1 = K_2$) будем иметь

$$\Delta g = \Delta g_1 + \Delta g_2,$$

где Δg_1 — гравитационный эффект на границе градиентных по плотности блоков мощностью h ;

Δg_2 — гравитационный эффект от ступени на границе блоков мощностью $(H-h)$.

Средневзвешенная плотность пластины с мощностью $H-h$ при линейном законе изменения плотности равна [4]:

$$\sigma_{с.в.} = \sigma_0 + K(H+h)/2.$$

Для случая, когда $h=0$, $\sigma_{с.в.} = \sigma_0 + KH/2$.

Тогда $\Delta g_1 = 2\pi f h \left[\sigma_{01} + \frac{K}{2} h - \left(\sigma_{02} + \frac{K}{2} h \right) \right]$,

$$\Delta g_1 = 2\pi f h \Delta \sigma_0^*, \text{ где } \Delta \sigma_0^* = \sigma_{01} - \sigma_{02}. \quad (2)$$

Можно также записать

$$\Delta g_2 = 2\pi f (H-h) \left[\sigma_\phi - \sigma_{02} - \frac{K}{2} (H+h) \right];$$

$$\sigma_\phi - \sigma_{02} = \Delta \sigma_0.$$

После преобразований получим:

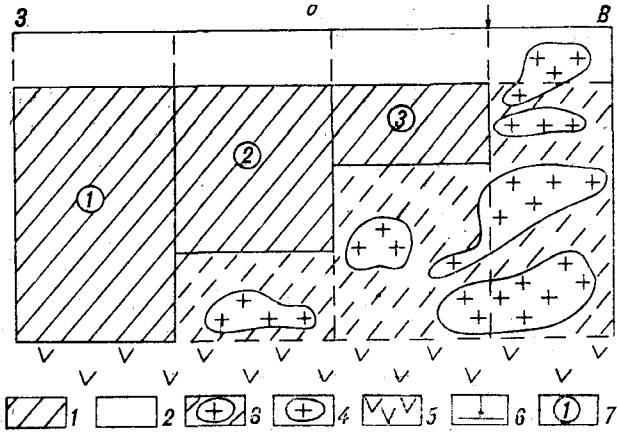
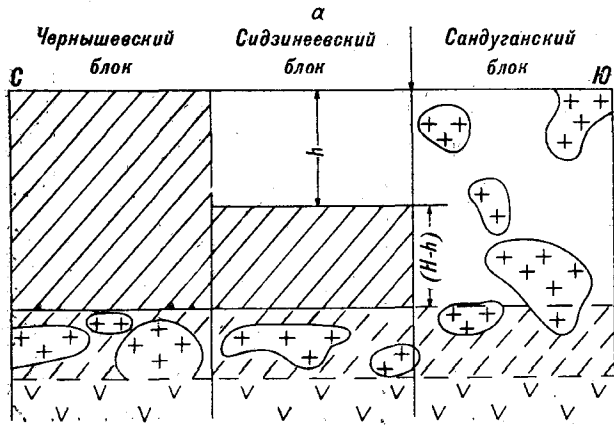


Рис. 4. Гравиметрические модели блоков III ранга Ханкайского массива.

1 — фундамент Ханкайского массива; 2 — породы активизированного чехла; 3 — гранитизированный фундамент массива; 4 — инъецированные гранитоидами активизированный чехол массива; 5 — «базальтовый слой» земной коры; 6 — граница Ханкайского массива; 7 — номер блока IV ранга.

$$H^2 - \frac{2\Delta\sigma_0}{K} H - \left[h^2 + \frac{(\Delta\sigma^* - \Delta\sigma_0)^2}{K} h - \frac{\Delta g}{\pi f K} \right] = 0. \quad (3)$$

Третья модель (см. рис. 3, в) предполагает существование градиента плотности не только образований чехла, но и фундамента. Введено допущение, что в опущенном блоке фундамента на верхней кромке $\sigma_0 = \sigma_{01}$.

Так же как в случае модели 2-б

$$\Delta g = \Delta g_1 + \Delta g_2.$$

Можно показать, что

$$\Delta g_1 = 2\pi f h \left[\Delta\sigma_0^* - \frac{\Delta K}{2} h \right], \quad (4)$$

где $\Delta\sigma^* = \sigma_{01} - \sigma_{02}$, $\Delta K = K_2 - K_1$,

$$h^2 - \frac{2\Delta\sigma_0^*}{\Delta K} h + \frac{\Delta g}{\pi f \Delta K} = 0, \quad (5)$$

$\Delta g_2 = 2\pi f (H - h) \Delta\sigma_0^*$, т. к. $K_1 = K_2$, $\Delta K = 0$.

В этом случае $\Delta\sigma_0^* = \sigma_{02} - (\sigma_{02} - K_1 h) = K_1 h$,

$$\Delta g_2 = 2\pi f (H - h) \cdot K_1 h, \quad (6)$$

$$\Delta g = \Delta g_1 + \Delta g_2 = 2\pi f h \left[\Delta\sigma_0^* - \frac{\Delta K}{2} h + (H - h) K_1 \right]. \quad (7)$$

Воспользуемся полученными формулами для расчета параметров выделенных блоков кристаллического фундамента.

В пределах исследуемой территории было выделено три блока III ранга, отличающихся по глубине до их верхних кромок (см. рис. 2, 4, а).

Перепад поля силы тяжести на границе Чернышевского и Сидзинеевского блоков со-

ставляет 10 мГл, а на границе Сидзинеевского и Сандуганского блоков — 15 мГл.

Для определения величины h — глубины до верхней кромки фундамента Сидзинеевского блока воспользуемся формулой (1). Известны $\Delta g = 10$ мГл, $\Delta\sigma_0 = 2,78 - 2,70 \approx 0,10$ мГл, не известен параметр K — градиент плотности. По условию задачи уравнение (1) имеет действительные корни при

$$\frac{\Delta\sigma_0^2}{K^2} - \frac{\Delta g}{K\pi f} \geq 0; \quad K \leq \frac{\Delta\sigma_0^2 \cdot \pi f}{\Delta g}.$$

Для поставленных условий $K \leq 0,021 \cdot 10^{-3}$ г/(см³ · м), а величина $h \approx 3,5$ км. Предположим, что имеет место модель 3-в. В этом случае $\Delta K = K_2 - K_1 = 0,01 \cdot 10^{-3}$ г/(см³ · м), что равносильно уменьшению градиента плотности K_2 для модели 3-а. В этом случае $h = 2,8$ км. Расчет по формуле для плоскопараллельного слоя при $K_1 = K_2 = 0$ дает $h = 2,4$ км. Примем $h_{ср} = 3$ км — глубина до верхней кромки кристаллических пород фундамента Сидзинеевского блока.

Для определения H — глубины до нижней кромки неизмененных пород кристаллического фундамента Сидзинеевского блока воспользуемся формулой (3). Известно, что на границе между Сидзинеевским и Сандуганским блоками $\Delta g = 15$ мГл, $\Delta\sigma_0 = 2,78 - 2,65 \approx 0,15$ г/см³, $\Delta\sigma_0^* = 2,70 - 2,65 = 0,05$ г/см³, $h = 3$ км, $K = 0,02 \cdot 10^{-3}$ г/(см³ · м). Для принятых условий $H = 6,4$ км. Близкие значения получаются при использовании формулы (7). Таким образом, в пределах Сидзинеевского блока сохранилась пластина переработанных древних метаморфических пород цоколя массива мощностью около 3,4 км, залегающая на глубине до верхней кромки порядка 3 км.

В пределах блоков III ранга, как уже отмечалось, гравитационное поле убывает в на-

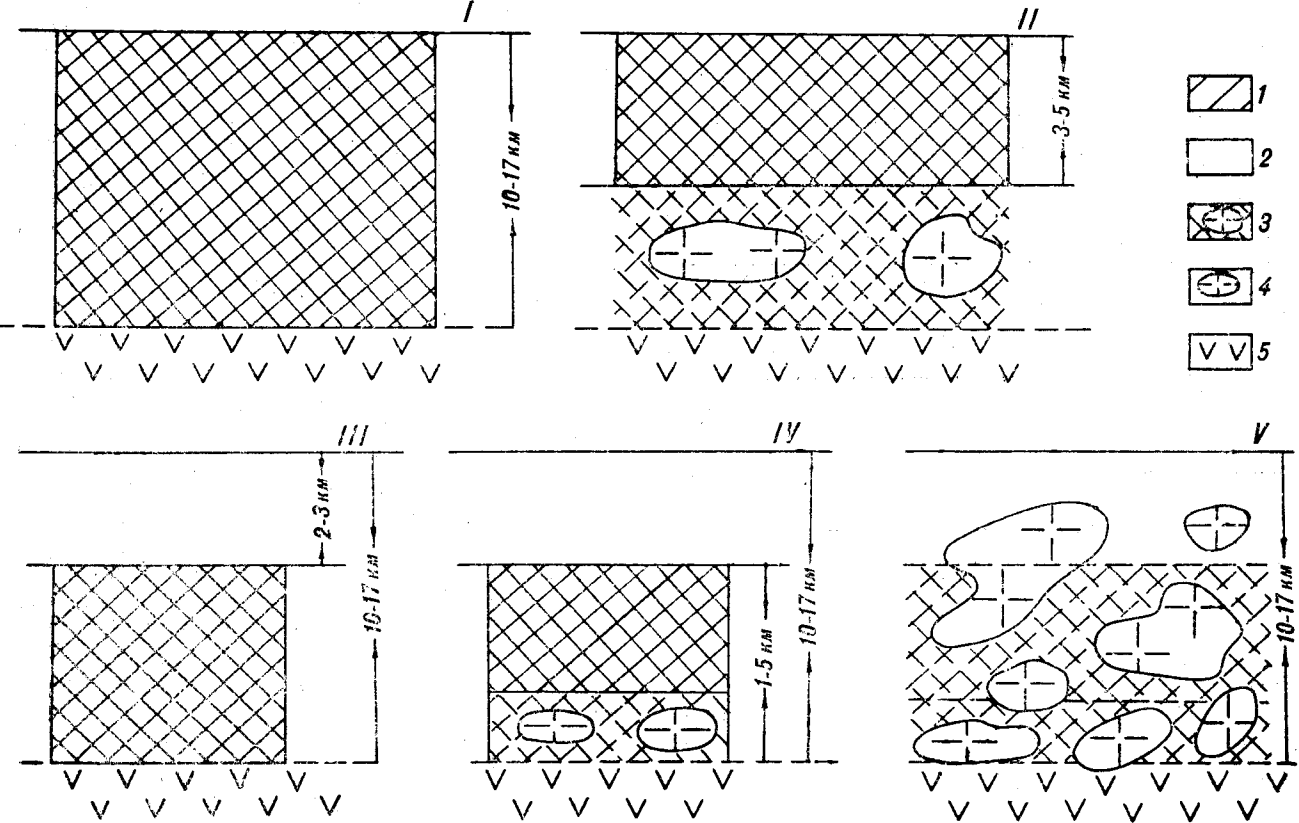


Рис. 5. Типы разрезов верхнего отдела земной коры Ханкайского жесткого массива.

I — ненарушенный гранито-метаморфический слой (метаморфические породы кристаллического фундамента массива); II — метаморфический фундамент с гранитизированным основанием; III — метаморфический фундамент, перекрытый активизированным чехлом; IV — метаморфический фундамент с гранитизированным основанием, перекрытый активизированным чехлом; V — гранитизированный фундамент («современное» обрамление Ханкайского массива); 1 — кристаллический фундамент массива; 2 — чехол массива; 3 — образования гранитизированного фундамента; 4 — чехол с интрузиями гранитоидов; 5 — «базальтовый» слой земной коры.

правления с запада на восток. Это убывание не может быть объяснено в данном случае погружением верхних кромок фундамента, так как в пределах Чернышевского блока на поверхности во всех частях зафиксированы разновозрастные породы верхнего структурного яруса фундамента. Расчеты по палеткам Ю. Я. Вацилова показывают, что такой характер поля силы тяжести объясняется опусканием нижней кромки неизмененных пород фундамента в направлении от периферии в глубь массива (см. рис. 4, 6). Если глубина до нижней кромки краевых восточных блоков составляет 3—4 км, то для Дмитриевского блока ее величина достигает 8 км.

Таким образом, анализ гравитационного поля дал возможность построить объемную модель блокового строения юго-восточной части Ханкайского массива. Общее относительное вертикальное перемещение блоков третьего ранга можно оценить, воспользовавшись формулой (6).

$$\Delta g = 2\pi f \Delta h \cdot K \cdot H,$$

где Δh — относительное вертикальное перемещение блоков, H — их мощность.

Если эту формулу сравнить с выражением (2), то можно заметить, что

$$\Delta \sigma_0 = K \cdot \Delta h. \quad (8)$$

Из формулы (8) следует, что между Сидзиевским и Сандуганским блоками относительное перемещение составляло:

$$\Delta h = \frac{2,68 - 2,65}{0,02} \cdot 1000 = 1,5 \text{ км}$$

при $K = 0,02 \cdot 10^{-3} \text{ г/см}^3 \cdot \text{м}$.

В пределах «выделенного» контура Ханкайского массива четко различаются по особенностям строения его северная и южная части. Этот факт был отмечен В. В. Аргентовым и др. [1], которые считают (по данным ГСЗ), что Северный блок имеет менее мощную земную кору, чем Южный. Другие исследователи [10] находят, что Северный блок занимает более устойчивое положение, чем Южный.

Действительно Северный блок в целом менее раздроблен, чем Южный (см. рис. 1). Это выражается в большей мощности образований, слагающих его главные блоки, и в более широком их распространении на площади по

Характеристика тектонических блоков юго-восточной части Ханкайского массива и его обрамления

Блоки II ранга	Блоки III ранга	Номера блоков IV ранга	Параметры блоков в км (рис. 2)		Тип разреза земной коры (рис. 5)
			<i>H</i>	<i>h</i>	
Нахимовский главный блок	Дмитриевский	1	8,0	0	I
Черниговский промежуточный блок	Чернышевский	2	6,5	0,5	II
		3	4	0,5	II
		4	3,5	0,5	II
	Сидзинеевский	5	6,5	3	IV (III)
		6	3,5	3	IV
Обрамление массива	Сандуганский	7	8	—	V

сравнению с активизированными участками. Промежуточный Кабаргинский блок представляет собой структуру типа грабена. По расчетам избыточной плотности он сложен в основном базифицированными образованиями.

Южный блок Ханкайского массива является структурой интенсивной тектонической переработки. Его основание, очевидно, гранитизировано. В его пределах только Вознесенский блок имеет мощность порядка 15 км, сопоставимую с мощностью кристаллического фундамента Северного блока. Нахимовский блок имеет мощность порядка 10—12 км. Активизированные участки широко развиты на площади Южного блока.

Для Ханкайского массива Северный и Южный блоки являются структурными элементами I ранга. Они включают главные и промежуточные блоки в качестве структур II ранга.

Проведенная интерпретация результатов гравиметрических съемок позволяет выполнить крупномасштабное объемное тектоническое районирование юго-восточной части Ханкайского массива по типу разреза верхней части земной коры на блоки более высоких III и IV рангов. В рамках разработанной гравиметрической модели можно выделить пять типов тектонических блоков (рис. 5): блоки неизменного древнего фундамента (тип I — однослойная модель); блоки древнего фундамента, ин-

тенсивно разуплотненные, гранитизированные снизу (тип II — двухслойные модели); те же блоки с развитым чехлом (типы III, IV — двух- и трехслойные модели); блоки обрамления массива с мощным чехлом, с гранитизированным фундаментом и чехлом (тип V — двухслойные модели). Модели типа III, IV, V с развитым чехлом являются градиентно-плотностными. Модели типа II и IV с разуплотненным основанием классифицируются как инверсионно-плотностные. Тип I — однородно-плотностная (или с малым градиентом плотности) модель. В пределах Ханкайского массива сохранились четыре главных блока I типа, разобщенные между собой промежуточными активизированными блоками. Промежуточные блоки II ранга разделяются на блоки III ранга по параметру *h* — глубине до верхней кромки фундамента. Блоки IV ранга (II—IV тип) отличаются между собой по положению пластины неизмененных пород фундамента в разрезе верхней части земной коры (см. таблицу). Блоки V типа, для которых неизменный фундамент не устанавливается, формируют обрамление массива. Степень активизации массива, видимо, определялась главным образом воздействием соседней Сихотэ-Алинской складчатой системы и выразилась в гранитизации основания массива и его раздробленности системой глубинных разломов. Активизация проявилась наиболее четко на восточной окраине Южного блока массива, где его гранитизированное основание образует клин разуплотненных пород, круто погружающийся под массив. Тектоно-магматическая активизация, проявившаяся во внутренних частях Ханкайского массива, связана с системой северо-западных — близширотных разломов, длительное время являвшихся ослабленными зонами, по которым происходило опускание пластин фундамента с формированием впадин, выполненных осадочными и вулканогенными породами.

Сопоставление схемы районирования по гравиметрическим данным юго-восточной части массива и его обрамления с геологическими данными позволяет найти определенные пространственные связи процессов осадконакопления, вулканизма и магматизма с блоковой структурой массива. В частности, закономерную пространственную позицию занимают вулкано-тектонические депрессии по отношению к блокам высоких рангов (см. рис. 2).

ЛИТЕРАТУРА

1. Аргентов В. В., Гнибиденко Г. С. и др. Глубинное строение Приморья. М.: Наука, 1976.
 2. Беллещевский Н. А. Очерк геологии Приморья. — В кн.: Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 1. М., 1956.

3. Брянский Л. И. Методика изучения прибортовых частей вулкано-тектонических депрессий по гравиметрическим данным. — В кн.: Структурный анализ дислокаций. Хабаровск: изд-во ДВНЦ АН СССР, 1974.

4. *Брянский Л. И.* Методика изучения глубинного строения мезозойско-кайнозойских впадин (на примере Буреинской впадины).— В кн.: Районирование геофизических полей и глубинное строение Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.
5. *Брянский Л. И.* Блоково-слоистая структура земной коры Ханкайского массива.— В кн.: Принципы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979.
6. *Беланов В. М., Голиздра Г. Я. и др.* Изучение тектоники докембрия геолого-геофизическими методами. М.: Недра, 1972.
7. *Ващиллов Ю. Я.* Глубинные гравиметрические исследования. М.: Наука, 1973.
8. Геология СССР. Т. 32. Приморский край. М.: Недра, 1966.
9. *Громов Ю. Я.* Тектоника и история формирования Уссури-Ханкайского срединного массива.— Сов. геол., 1959, № 12.
10. *Косыгин Ю. А., Малышев Ю. Ф., Петрищевский А. М.* Глубинная структура Ханкайского массива.— ДАН СССР, 1981, т. 259, № 1.
11. *Смирнов А. М.* Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1963.
12. *Чиков Б. М.* Срединные массивы и вопросы тектонического районирования складчатых сооружений. Новосибирск: Наука, 1978.

ИТГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
26 июля 1982 г.

УДК 551.21+553.06

В. П. Хворостов, В. П. Зайцев

РУДОНОСНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ИЧИГИН-УННЭЙВАЯМСКОГО РАЙОНА (Корякское нагорье)

Среди магматических образований Ичигин-Уннэйваямского района выделяются два комплекса: ичигинский субвулканический и уннэйский вулканогенно-интрузив-

ный. С первым связано золото-серебряное, а со вторым оловянное и олово-серебряное оруденения.

Исследованный район расположен в юго-западной части Центрально-Корякской структурно-формационной зоны, в пределах которой выделяются два структурных этажа: нижний, сложенный верхнемеловыми терригенными, вулканогенно-осадочными и вулканогенно-кремнистыми отложениями, и верхний, сложенный позднепалеогеновыми магматическими образованиями.

кремнистыми породами, яшмами, кремнисто-глинистыми сланцами и ассоциирующими с ними габбро и гипербазитами. По данным Н. П. Митрофанова [12], образования свиты слагают крупный Ватынский тектонический покров, шарьированный с юго-востока. Терригенные, вулканогенно-осадочные и вулканогенно-кремнистые породы дислоцированы в складки северо-восточного простирания.

Терригенные образования представлены глинистыми сланцами, аргиллитами, алевролитами и песчаниками, включающими линзы конгломератов и гравелитов. По данным Н. П. Митрофанова [11], они характеризуются флишвидным характером разреза. Нижние части разреза, в которых доминируют аргиллиты, выделены в песчано-аргиллитовую толщу (аяонская свита), верхние, в которых преобладают песчаники, — в аргиллитно-песчаниковую толщу (тавенская свита). Максимально видимая мощность терригенных пород в районе устанавливается в 5300 м. Общую мощность флишвидных отложений на юге зоны Б. В. Ермаков [4, 5] определяет в 8—11 тыс. м. Возраст определяется им как кампан-маастрихтский. В. А. Титовым [19] они относятся к Корякской серии сенонского возраста.

Позднепалеогеновые магматические образования верхнего структурного этажа относятся к корякской вулканогенно-плутонической ассоциации [12, 15] и слагают Ичигин-Уннэйваямский вулканический район, являющийся фрагментом палеогенового Пенжинско-Западно-Камчатского вулканогенного пояса [8, 21].

В юго-западной части района (рис. 1) картируются вулканогенно-осадочные образования эссоевской свиты сантон-кампанского возраста, представленные базальтовыми и андезитовыми порфиритами, туфами среднего и основного состава.

Проведенный нами анализ пространственно-и временного положения, условий формирования и развития магматических образований района, их петрографические, петрохимические и геохимические особенности, а также взаимоотношения с оруденением позволяют выделить в составе корякской вулканогенно-плутонической ассоциации два магматических комплекса: уннэйский кислого состава и ичигинский среднего состава. Вулканические и интрузивные фации каждого комплекса рассматриваются как комагматы, которые являются производными единого магматического очага и развиваются в пределах единой геотектонической структуры в течение единого этапа тектоно-магматического цикла [2, 20].

Поля вулканогенно-кремнистых образований ватынской свиты сантон-кампанского возраста широко развиты на востоке и юго-востоке района, где они сложены спилитами, диабазами, базальтовыми и андезитовыми порфиритами, кератофирами, туфами, туфо-

Взаимоотношения между фациями и структурные условия формирования комплексов позволяют характеризовать уннэйский комплекс как вулканогенно-интрузивный, а ичигинский комплекс как субвулканический в понимании В. Н. Котляра [7].

Ранее эти образования рассматривались как

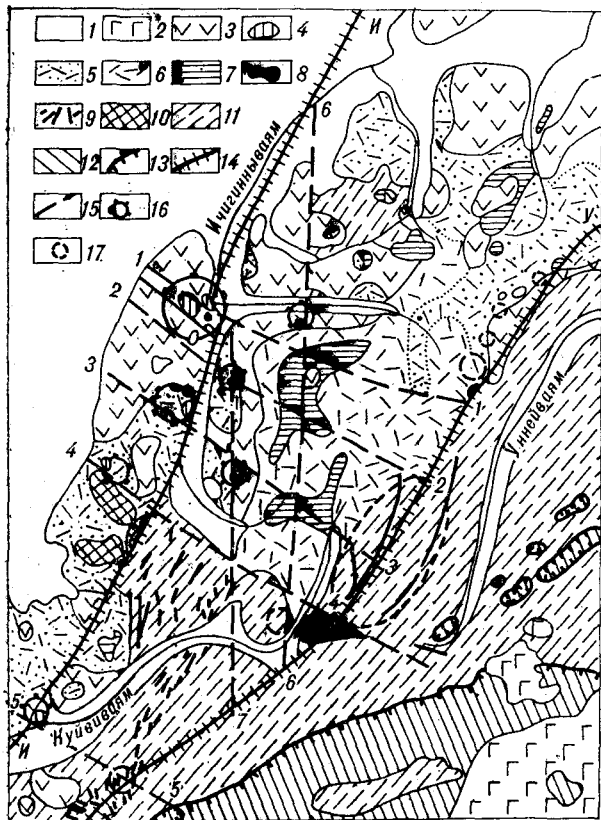


Рис. 1. Геолого-структурная схема Ичигин-Уинжайваймского района.

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — неогеновые вулканогенные образования: андезиты, андезито-базальты, базальты; 3—9 — магматические образования палеогеновой корянской вулканоплутонической ассоциации: 3—4 — ичигинский субвулканический комплекс, фации: 3 — покровная и экструзивно-жерловая, 4 — субвулканическая; 5—9 — уинжайвский вулкано-интрузивный комплекс, фации: 5 — покровная, 6 — экструзивно-жерловая, 7 — субвулканическая, 8 — гипабиссальная, 9 — дайковая; 10—12 — образования верхнемелового фундамента: 10 — вулканогенно-осадочные образования эссовеимской свиты, 11 — терригенные отложения аюцкой и тавенской свит, 12 — вулканогенно-кремнистые образования ватынской свиты; 13 — границы тектонических покровов; 14 — продольные разломы глубокого заложения: И — Ичигинский, У — Уинжайваймский; 15 — поперечные разломы глубокого заложения: 1 — Тклаваймский, 2 — Акропольский, 3 — Бурный, 4 — Гилянский, 5 — Уйви-Куйви-ваймский, 6 — Магнитный, 7 — Гравитационный; 16 — вулканотектонические рукоконтролирующие структуры центрального типа; 17 — тектоно-магматические структуры другого типа.

единый вулканоплутонический комплекс с вулканическими и интрузивными образованиями от ультракислого до основного состава, что явилось одной из причин разнообразия существующих стратиграфических схем и малой обоснованности металлогенических построений для района [9, 11, 12, 14, 15].

Уинжайвский вулкано-интрузивный комплекс сложен породами кислого состава, широко распространенными в районе, особенно в восточной его части. Вулканические породы комплекса представлены покровными и экструзивно-жерловыми фациями, в формировании которых намечается 2 этапа, что обусловило их двухчленное строение. Нижняя часть разреза

сложена стратифицированными игнимбритоподобными липаритами и липарито-дацитами с прослоями туфов, туфопесчаников, туфоалевролитов, туффитов. Она характеризуется частым чередованием отдельных потоков, что свидетельствует о длительных перерывах, паузах в извержениях. Количество вулканогенно-осадочного материала и степень его сортировки увеличиваются вверх по разрезу, где выделена пачка (30—40 м) частого переслаивания хорошо отсортированных туффитов, туфоалевролитов, туфодиазомитов с прослоями углей. Видовой состав диатомей свидетельствует об образовании осадков в условиях проточного, достаточно глубоководного озера, которое, судя по площади развития тонкослоистой толщи, занимало большую часть района.

Верхняя часть разреза комплекса представлена однородными гиаоигнимбритами и порфирокластическими игнимбритами, которые в центральной части района образуют большие экструзивные массивы однородных пород, в периферических частях которых с большим трудом удается откартировать отдельные потоки, обычно наблюдаемые в рельефе в виде уступов. Контакты таких массивов рвущие, с зоной черных стекол, постепенно сменяющихся на некотором расстоянии от контакта порфирокластическими игнимбритами. Отличительной чертой комплекса является наличие в покровных фациях и по контактам экструзивно-жерловых тел большого количества равномерно распределенных мелких (до 1—5 см) обломков терригенных пород, реже андезитов. В отдельных покровах количество обломков достигает 20—30%, здесь же отмечены зерна граната размером до 2—3 мм.

Субвулканические фации комплекса представлены гранит-порфирами и гранодиорит-порфирами, образующими сложные тела и дайки как среди терригенных, вулканогенно-осадочных пород нижнего структурного этажа, так и среди вулканитов верхнего структурного этажа. Крупные субвулканические тела в центральной части района имеют площадь выходов десятки квадратных километров (см. рис. 1). На периферии тел гранит-порфиры обычно сменяются липаритами, с которыми образуют сложные экструзивно-субвулканические массивы. По данным гравиметрических работ, проведенных А. Н. Портновым в 1972 г., гравитационное поле этой части района резко отрицательное и имеет симметричное строение, что позволяет предполагать залегание под экструзивно-субвулканическим массивом крупного гранитоидного плутона овальной формы размером 20 × 40 км с подошвой на глубине 9—10 км. На это же указывает наличие выходов интрузивных пород гипабиссильной и дай-

ковой фаций в восточной и юго-восточной частях района, которые рассматриваются как апикальные части нескрытого батолита. Площадь интрузий колеблется от нескольких десятков квадратных метров до десятка квадратных километров (Валунный, Айнаветкинский интрузивы), протяженность даек до 5—8 км при мощности до 5—20 м. Центральные части интрузий сложены крупно- и мелкозернистыми пироксен-биотитовыми и амфибол-биотитовыми гранодиоритами, а краевые зоны — средне- и мелкозернистыми биотитовыми гранитами и гранит-порфирами. В контактах и кровле интрузивных тел наблюдаются зоны биотитовых, биотит-кордиеритовых, биотит-серицитовых роговиков по вмещающим терригенным породам. По мере удаления от контактов роговики сменяются пятнистыми и узловатыми сланцами.

Ичигинский субвулканический комплекс сложен породами среднего состава, они распространены в северо-западной и западной частях района. Породы покровной фации имеют преимущественное развитие и образуют обширные поля слабо дифференцированных двупироксеновых андезитов и андезито-дацитов, полого залегающих либо на верхнемеловом основании, либо на покровах нижней части увнэйского комплекса. В ряде мест района, особенно на стыке различных вулкано-тектонических структур, наблюдается переслаивание отдельных потоков лав ичигинского комплекса с потоками лав увнэйского комплекса. Характер разрезов, изученных при детальном картировании таких участков, свидетельствует о сопряженных во времени и пространстве извержениях различных по составу лав из самостоятельных магматических очагов. При этом отдельные потоки очень быстро выклиниваются по латерали и создают различные типы переслаивания: в одних случаях толща липаритов перекрывается андезитами, в других, наоборот, липариты залегают на андезитах. Эти частные разрезы породили множество стратиграфических схем для района (схемы А. И. Поздеева, Б. А. Михайлова, Н. П. Митрофанова, В. И. Полунина, С. Д. Шелудченко, Е. Е. Белкова и др.), в результате чего в районе выделяются разновозрастные свиты и под-свиты с различными возрастными взаимоотношениями, нередко с обратными для одних и тех же объектов.

Экструзивно-жерловые фации ичигинского комплекса представлены кластолавами, лавами андезитов, андезито-дацитов, т. е. теми же литологическими разновидностями пород, что и их покровные аналоги. Отличительными признаками экструзивных и жерловых тел является купольная форма построек, часто трахитоидная текстура пород с отчетливо крутой ориентиров-

кой вкрапленников. Контакты экструзий и жерловин — рвущие, приконтактные породы имеют брекчиевый облик. Округлая в плане форма тел легко дешифрируется на аэрофотоснимках. Вулканические купола и жерловины часто образуют цепочки вдоль разломов субмеридионального простирания.

Наибольший интерес представляют субвулканические фации ичигинского комплекса, развитые локально в отдельных вулкано-тектонических структурах и завершающие развитие комплекса. Они представлены штоко- и лакколитообразными телами диоритовых порфиритов (первая фаза) и дацитовых порфиритов с ксенолитами диоритовых порфиритов (вторая фаза). Для субвулканических тел характерна изменчивость текстурных и структурных признаков пород даже в пределах одного тела. Резко меняются количество и размер вкрапленников, основная масса плохо раскристаллизована (витрофировые, фельзитовые и микролитовые структуры). Приконтактные зоны обычно сложены эруптивными брекчиями. Содержание щелочей в породах колеблется от 5—6 до 10—12% при преобладании K_2O над Na_2O . Указанные особенности пород свидетельствуют о формировании их в близповерхностных условиях при насыщенности магмы летучими компонентами, в том числе хлором, при широком развитии ликвации и прерывистости процессов кристаллизации [6].

Ниже рассматриваются петрохимические (табл. 1) и геохимические (табл. 2) особенности пород комплексов. Согласно классификациям Ритмана и Пикока, магматические породы корякской вулкано-плутонической ассоциации

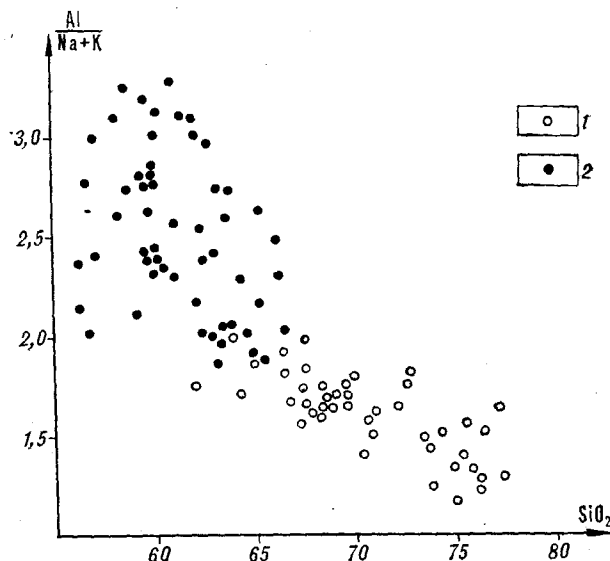


Рис. 2. Алюминий-щелочное отношение в породах корякской вулкано-плутонической ассоциации. 1 — породы увнэйского вулкано-интрузивного комплекса; 2 — породы ичигинского субвулканического комплекса.

Средние химические составы пород Корякской вулcano-плутонической ассоциации

Комплекс	Фация	Порода	К-во проб	Содержание окислов (вес. %)										Al		Fe ³⁺ + Fe ²⁺		MgO
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Na+K	Fe ³⁺	Fe ³⁺ + Fe ²⁺	Fe ₂ O ₃ +FeO	
Ичигинский	Покровная	Андезито-базальт	1	56,70	0,86	13,57	7,34	3,82	0,08	3,86	6,31	1,95	1,54	2,80	0,46	0,34		
		Андезит	4	60,28	0,83	16,04	3,76	3,13	0,12	2,71	5,48	2,97	1,75	2,40	0,40	0,39		
		Андезито-дацит	8	63,02	0,72	14,84	3,53	2,40	0,08	2,56	4,63	3,08	2,43	2,00	0,40	0,45		
		Дацит	3	66,39	0,55	14,42	3,12	1,65	0,08	1,73	3,64	3,36	2,23	1,90	0,47	0,37		
	среднее		16	61,59	0,74	14,72	4,44	2,75	0,09	2,72	5,02	2,84	1,99	2,28	0,43	0,39		
	Экструзивно-жерловая	Андезит	4	59,48	0,85	16,68	2,51	3,69	0,14	3,65	5,60	2,73	1,59	2,70	0,24	0,59		
		Андезито-дацит	4	63,15	0,79	15,18	2,49	3,30	0,10	3,41	4,83	2,35	2,02	2,57	0,25	0,60		
		Дацит	5	65,69	0,64	14,61	1,83	2,90	0,09	1,66	3,55	2,77	1,87	2,00	0,22	0,36		
		среднее		13	62,77	0,76	15,49	2,28	3,3	0,11	2,91	4,66	2,62	1,83	2,42	0,24	0,52	
	Субвулканическая	Диоритовый порфирит	17	59,20	0,68	14,86	1,46	4,19	0,11	3,7	5,39	2,32	1,64	2,60	0,14	0,64		
		Дацитовый порфир	9	63,03	0,79	15,17	1,22	4,27	0,11	2,34	4,82	2,46	2,11	2,50	0,11	0,46		
		среднее		26	61,41	0,74	15,02	1,34	4,23	0,11	3,02	5,11	2,39	1,88	2,55	0,125	0,55	
среднее по комплексу		55	61,82	0,75	15,08	2,69	3,43	0,10	2,88	4,93	2,62	1,90	2,42	0,26	0,49			
Уннэйский	Покровная	Дацит	5	66,48	0,64	15,03	3,09	1,69	0,08	1,04	3,84	3,26	2,50	1,82	0,50	0,21		
		Липарито-дацит	4	69,64	0,43	14,61	2,45	1,71	0,06	0,7	2,76	3,31	2,98	1,65	0,39	0,17		
		Липарит	1	73,62	0,16	14,01	1,23	1,37	0,01	0,22	1,36	3,74	3,36	1,40	0,47	0,08		
		среднее		10	69,91	0,41	14,55	2,26	1,59	0,05	0,65	2,65	3,44	2,95	1,62	0,45	0,15	
	Экструзивно-жерловая	Дацит	1	66,10	0,40	17,66	0,15	3,72	—	0,69	2,95	3,42	2,13	2,20	0,02	0,19		
		Липарито-дацит	6	69,96	0,40	14,39	1,43	2,3	0,05	0,8	2,66	3,28	2,89	1,66	0,24	0,21		
		Липарит	2	76,76	0,26	12,58	1,28	1,35	0,03	0,165	0,53	1,46	3,57	1,3	0,28	0,07		
		среднее		9	70,94	0,35	14,88	0,95	2,46	0,026	0,55	2,05	2,72	2,86	1,72	0,26	0,16	
	Субвулканическая	Гранодиорит-порфир	10	69,27	0,36	15,03	0,90	2,75	0,05	1,03	2,6	3,21	2,93	1,7	0,11	0,27		
		Гранит-порфир	8	75,92	0,12	12,39	0,42	1,38	0,03	0,27	0,91	2,93	3,79	1,4	0,11	0,14		
		среднее		18	72,6	0,24	13,71	0,66	2,06	0,04	0,65	1,76	3,07	3,36	1,55	0,11	0,21	
	Дайковая	Гранодиорит-порфир	6	67,29	0,51	15,82	1,44	3,17	0,05	1,55	3,35	2,89	2,55	2,15	0,17	0,33		
Гипабиссальная	Гранит	2	74,64	0,15	12,59	0,6	1,64	0,025	0,34	1,29	3,42	4,4	1,2	0,12	0,125			
	среднее по комплексу		45	71,06	0,33	14,31	1,18	2,18	0,04	0,75	2,22	3,11	3,22	1,65	0,21	0,20		

относятся к известково-щелочной серии (тихоокеанский тип). Индекс Пикока равен 59. Индекс Ритмана (σ) колеблется от 1,3 (ичигинский комплекс) до 1,7 (уннэйский комплекс) при соотношении щелочей $\text{Na}_2\text{O} \cong \text{K}_2\text{O}$. На диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{Al}/(\text{N} + \text{K})$ (рис. 2) выявились два самостоятельных роя точек, разграниченных по значениям $\text{SiO}_2 \approx 66,5\%$, $\text{Al}/(\text{Na} + \text{K}) \approx$

$\approx 2,0$, и характеризующих ичигинский и уннэйский комплексы. Магматические образования ичигинского комплекса в отличие от уннэйского имеют повышенные содержания железа, титана, магния, кальция, т. е. элементов протокристаллизации, которые свидетельствуют о большей глубинности выплавления пород. На это же указывают величины магний-желе-

Средние содержания ряда элементов в породах Корякской вулканоплутонической ассоциации, г/т

Комплекс	Фаши, породы	K ₂ O проб	Pb	Tl	V	Cr	Ni	Ba	Be	Sn	Y	Li	Zr	Ag	Yb	Zn	Rb	Ta	Nb	Au	Sr	Co
Ичигинский	Покровная (адезиты, дациты)	9	96	3030	92	64	23	715	0,7	9	5,8	35	64	0,23	2,3	275	—	—	—	0,01	485	10,8
	Экструзивно-жерловая (адезиты, адезито-дациты)	5	94	2960	80	50	22	530	0,6	10	2,7	25	68	0,20	1,9	245	—	—	—	0,02	525	10,9
	Субвулканическая (диоритовые порфириты, дацитовые порфириты)	7	188	3020	94	75	29	955	0,6	11	8,8	49	78	0,4	2,3	458	—	—	—	0,007	452	10,9
Уннэйский	Среднее по комплексу	21	126	3000	88	63	25	730	0,6	10	5,8	36	70	0,3	2,2	326	12*	0,8*	7*	0,01	487	10,9
	Покровная (липариты)	1	300	1000	50	70	10	700	2,0	10	30	100	70	4,0	5,0	150	—	—	—	0,005	100	4
	Экструзивно-жерловая (липариты, витрофировые липариты)	4	65	2250	40	37	17	875	2,0	7	24	42	82	0,1	3,7	137	—	—	—	0,007	162	10,7
Уннэйский	Дайковая *	1	29	2700	110	35	—	—	—	23	—	29	—	0,4	—	105	83	0,6	10,2	—	—	—
	Гипабиссальная (граниты)	1	620	3000	53	70	50	1170	1,5	13	21	40	100	1,3	2,0	300	72*	1,8*	12*	0,01	230	9
	Среднее по комплексу	6	253	2250	62	53	25	915	1,8	13	25	48	84	1,4	3,6	173	77	1,2	11,1	0,007	164	7,9

Примечание. Звездочкой отмечены анализы А. М. Подольского, 1975.

зистого отношения, которые различны для производных базальтовой и гранитной магм, возрастая к конечным, наиболее дифференцированным членам серий. Средние значения этого отношения для пород различных фаций ичигинского комплекса колеблются в пределах 0,39—0,55, достигая максимума в субвулканических образованиях. Для пород уннэйского комплекса оно значительно ниже и составляет 0,15—0,33 с максимальными значениями в породах субвулканической и дайковой фаций.

Отнесение магматических образований комплексов к различным фашиальным группам, помимо полевых наблюдений и петрографических определений, корректировалось расчетами коэффициента окисленности железа $w = \frac{Fe^{3+}}{Fe^{3+} + Fe^{2+}}$ (рис. 3 и 4). Для ичигинского комплекса выделяются три области со значениями w , равными 0,02—0,2; 0,2—0,3 и 0,3—0,6, соответствующие субвулканической, экструзивно-жерловой и покровной фашиям. Для уннэйского комплекса породы субвулканической, экструзивно-жерловой и покровной фаший также образуют рои точек со значениями w , равными 0,02—0,2; 0,2—0,3 и 0,3—0,7.

Для пород ичигинского комплекса характерно повышенное содержание элементов, свойственных для мафитов и ультрамафитов, — титана, цинка, ванадия, хрома, кобальта, золота, тогда как магматические образования уннэйского комплекса содержат повышенные концентрации элементов, типичных для гранитных магм, — бериллия, олова, иттрия, лития, циркона, ниобия, бария (см. табл. 2). Весьма показательной при разделении комплексов является величина индикаторного отношения K/Rb. По данным Л. С. Бородина [1], для серии дифференцированных пород (от базальтов к кислым эффузивам) величина этого отношения должна оставаться постоянной. В породах ичигинского комплекса отношение K/Rb составляет около 2000, а в породах уннэйского комплекса оно колеблется, по данным А. М. Подольского, в пределах 240—390, что не позволяет рассматривать эти комплексы как дифференциаты одной исходной магмы.

Анализ индикаторных геохимических отношений с разнонаправленными трендами концентрации элементов в главных магматических сериях (табл. 3) также подтверждает правомерность выделения в составе корякской вулканоплутонической ассоциации двух магматических комплексов.

При сравнении составов пород уннэйского комплекса с гранитоидами различных геохи-

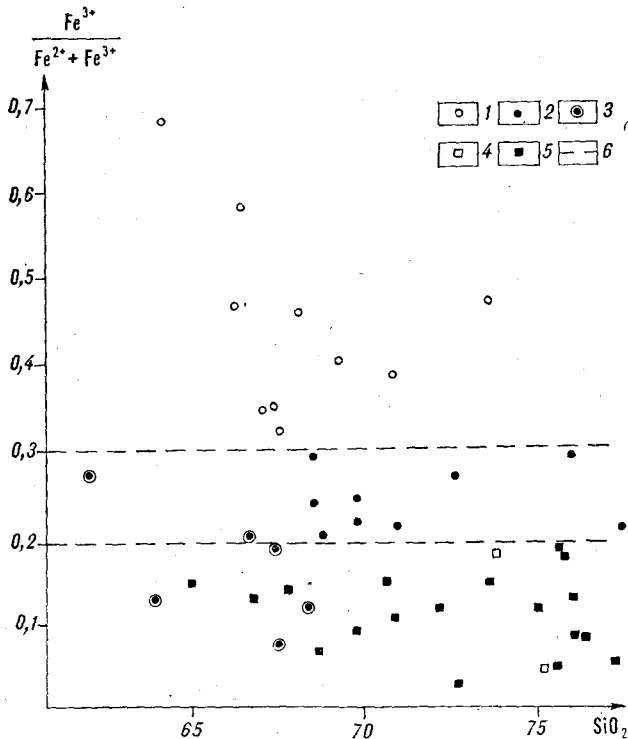


Рис. 3. Диаграмма фациальной принадлежности пород узнэйского комплекса.

Фашии: 1 — покровная, 2 — экструзивно-жерловая, 3 — дайковая, 4 — гипабиссальная, 5 — субвулканическая; 6 — границы фациальных зон.

мических типов, выделяемых Л. В. Таусоном [18], обнаруживается, что наиболее близкой в геохимическом отношении группой являются палингенные граниты известково-щелочного ряда, в апикальных частях которых могут развиваться поля редкометалльных пегматитов, а также зоны с кварц-касситеритовым оруденением (табл. 4).

С гранитоидами, относимыми нами к гипабиссальной фашии узнэйского комплекса, многие исследователи [9, 10, 12—17] связывают оловянное оруденение района, при этом все они

Таблица 3

Комплекс, фашия	Индикаторные отношения			
	V/Sn	Tl/Zr	Cr/Be	Co/Y
Ичигинский				
Покровная	10,2	47	91	1,90
Экструзивно-жерловая	8,0	44	83	4,04
Субвулканическая	8,5	39	125	1,19
Среднее по комплексу	8,9	43	100	2,37
Узнэйский				
Покровная	5	14	35	0,43
Экструзивно-жерловая	5,7	27	18	0,45
Дайковая	4,8	—	—	—
Гипабиссальная	4,1	30	47	0,43
Среднее по комплексу	4,9	24	33	0,37

указывают на положительную геохимическую специализацию пород комплекса на олово (2—4 раза выше кларка), свинец (2—2,5) и особенно серебро (8—16) и отмечают наличие акцессорного касситерита в породах. Этими же исследователями обосновываются представления о внутрикоровом образовании пород комплекса.

Отличительной особенностью пород ичигинского комплекса является то, что все они, независимо от состава и фашиальной принадлежности, содержат вкрапленники ромбического пироксена, в ассоциации с которым находятся моноклинный пироксен, амфибол, плагиоклаз, кварц, калиевый полевой шпат. Современные экспериментальные данные по плавлению энстатита в силикатных расплавах позволяют считать, что вкрапленники ромбического пироксена кристаллизовались из маловодных магм при давлении не менее 8 кбар, т. е. в нижней части земной коры или в верхней мантии [3]. Таким образом, породы ичигинского комплекса относятся к гиперстеновой серии, что говорит об их глубинном происхождении [3]. На это же указывают и геохимические особенности пород комплекса, пониженные содержания рубидия и бария, повышенные содержания элементов протокристаллизации — титана, цинка, ванадия, кобальта, золота. Кларки концентрации в породах ичигинского комплекса достигают для свинца — 12, цинка — 6,2, серебра — 5,9, золота — 3,6, что свидетельствует о его существенно «халькофильной» специализации. Отмеченные элементы являются элементами-индикаторами золото-серебряного оруденения района. Эти данные, так же как выдержанная

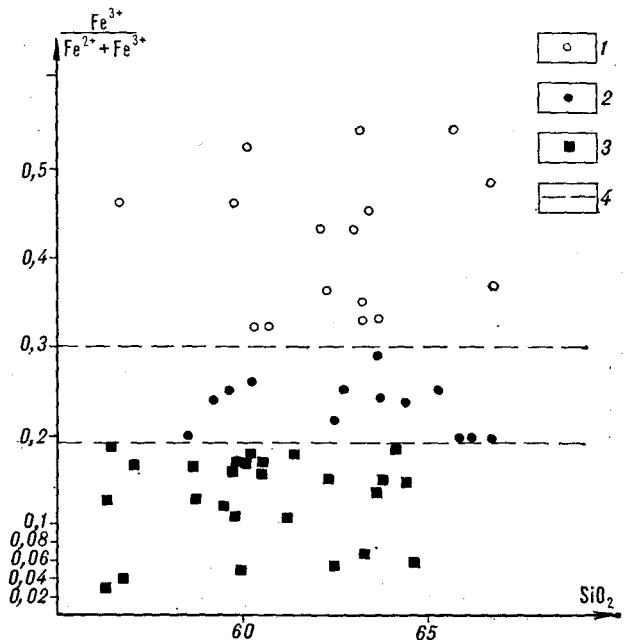


Рис. 4. Диаграмма фациальной принадлежности пород ичигинского комплекса (усл. обозн. см. рис. 3).

Комплексы	Содержание элементов (К и Na в %, остальные в г/т)																	
	K	Na	Li	Rb	Be	Sr	Ba	Sn	Pb	Zn	Nb	Ta	Zr	V	Cr	Ni	Co	K/Rb
Палингенные граниты по Таусону [18]	3,3	2,8	50	175	3	330	830	6,2	27	51	19	2,9	190	21	38	17	11	200
Породы Уннэйского комплекса	3,4	3,0	48	77	1,8	164	915	13	253	173	11	1,2	84	62	53	25	8	300

пространственная и временная связь гидротермальных метасоматитов, золото-серебряной минерализации с субвулканическими телами, петрографические и петрохимические особенности последних, свидетельствуют о том, что золото-серебряное оруденение парагенетически связано с ичигинским магматическим комплексом.

Таким образом, в пределах Ичигин-Уннэйва-ямского вулканического района в пространственной и временной сопряженности развивались два контрастных магматических комплекса с разноглубинными магматическими источниками: уннэйский внутрикоровый вулкано-интрузивный и ичигинский субвулканический комплекс глубинного происхождения. Совокупность петрографических и петрохимических признаков свидетельствует о том, что «инициальными» для появления очагов коровых

магм уннэйского комплекса были андезитовые расплавы ичигинского комплекса, что привело как к общности, так и к отличиям указанных комплексов и позволяет рассматривать их в составе одной коряжской позднепалеогеновой вулкано-плутонической ассоциации.

Изложенные выше данные по геохимической специализации комплексов и связи с ними оруденения свидетельствуют о возможности обнаружения в других, менее изученных частях Пенжинско-Западно-Камчатского вулкано-генного пояса (в частности, в Ванэат-Гайчавемском секторе) в пространственной и временной связи с субвулканическими фациями ичигинского комплекса золото-серебряного оруденения, а с гипабиссальными, дайковыми фациями уннэйского комплекса оловянного, олово-серебряного оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бородин Л. С. Геохимия главных серий изверженных пород. М.: Недра, 1981.
2. Власов Г. М., Ярмолюк В. А. Структурно-тектонические районы Камчатки.— ДАН СССР, 1959, т. 127, № 1.
3. Гельман М. Л. Позднемезозойские вулканические серии на Северо-Востоке СССР.— Тез. 3-го Всесоюзного вулканического симпозиума. Владивосток, 1976.
4. Ермаков Б. В., Коляда А. А. и др. Стратиграфическое расчленение ритмичных отложений центральной части Коряжского нагорья.— В кн.: Стратиграфия и литология меловых, палеогеновых и неогеновых отложений Коряжско-Анадырской области. Л., 1974.
5. Ермаков Б. В., Супруненко О. И. Строение и условия формирования позднемеловых и миоценовых флишевых образований Коряжско-Камчатской области.— Сов. геол., 1975, № 12.
6. Иванкин П. Ф., Волярович Г. П. и др. Основные черты процесса формирования субвулканических золото-серебряных месторождений.— Сов. геол., 1979, № 6.
7. Котляр В. Н. Вулкано-генные гидротермальные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968.
8. Лебедев М. М., Апрельков С. Е. и др. Системы островных дуг Коряжско-Камчатской складчатой области.— Вулканология и сейсмология, 1979, № 5.
9. Лугов С. Ф., Рожков Ю. П., Иванов А. А. Геологические особенности оловянного оруденения Коряжского нагорья и его перспективы.— Геол. рудн. мест., 1974, № 16.
10. Митрофанов Н. П. Некоторые вопросы размещения и локализации олова в Коряжском нагорье.— В кн.: Новые данные по геологии оловянных месторождений СССР. М., 1975. (Тр. ВИМС, вып. 24).
11. Митрофанов Н. П. Геология, магматизм и оловоносность юго-западной части Коряжской складчатой зоны. Автореф. канд. дис. М., 1977.
12. Митрофанов Н. П., Подольский А. М. и др. Коряжский вулкано-плутонический пояс.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 7.
13. Поздеев А. И. Проявления оловоносности в юго-западной части Коряжского нагорья.— В кн.: Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР. М.: Наука, 1969.
14. Поздеев А. И., Тарасенко Т. В. и др. Новые данные о перспективах оловоносности юго-западной части Коряжского нагорья.— В кн.: Основные проблемы металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1974.
15. Поздеев А. И. Позднепалеогеновый наземный вулканизм Коряжского нагорья и его металлогеническая особенность.— Сов. геол., 1972, № 7.
16. Поздеев А. И. Олово.— В кн.: Геология СССР. Т. 31. М.: Недра, 1977.
17. Рожков Ю. П. О золото-серебряных рудопроявлениях бассейна реки Уннэйва.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Коряжского нагорья. Петропавловск-Камчатский, 1969.
18. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977.
19. Тигон В. А. Стратиграфия меловых отложений Коряжского нагорья.— Тр. Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР. Магадан, 1959.
20. Устиев Е. К. Геологические и петрологические аспекты проблемы вулкано-плутонических формаций.— В кн.: Теоретические проблемы вулкано-плутонических формаций. М.: Наука, 1969.
21. Филомова Н. И. Меловой — палеогеновый вулканизм зоны перехода Верхояно-Чукотской и Коряжско-Камчатской области.— Геотектоника, 1979, № 5.

УДК 553.44(571.65)

В. И. Шпикерман, А. В. Сотников

ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В ПОЗДНЕЮРСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ ЮГА ОМУЛЕВСКОГО ПОДНЯТИЯ

Дана характеристика отдельных представителей и общих особенностей полиметаллических месторождений в позднеюрских вулканитах Омuleвских гор, хр. Черского.

В южной части Омuleвских гор, входящих в систему хр. Черского, выявлены многочисленные стратиформные рудопоявления и месторождения флюорит-свинцово-цинковых руд, залегающих в карбонатных отложениях девона [2, 3, 5, 7]. Целью настоящей статьи является характеристика менее известной группы полиметаллических месторождений, связанных с позднеюрским вулканизмом, которые также широко распространены на характеризуемой территории.

Первое указание на наличие полиметалличе-

Описанные объекты сходны с месторождениями Приморья (СССР) и района Восточный Тинтик (США).

ской минерализации среди изверженных пород в верховьях р. Сеймчан было сделано в 1934 г. П. И. Скорняковым. В 1938 г. В. А. Титов открыл Кунаревское полиметаллическое месторождение, исследованием которого в разные годы занимались П. А. Аверченко, Г. Б. Жилинский, В. К. Лазарчук, А. Н. Ручкин, Н. Н. Тухватулина, В. И. Шпикерман. В дальнейшем был выявлен ряд подобных объектов, изучавшихся В. Г. Гуриным, В. И. Зединым, Б. И. Мальковым, Ю. Т. Мартыновым, А. В. Сотниковым, В. И. Шпикерманом.

ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА

Вулканогенно-осадочные образования поздней юры выполняют, по Б. И. Малькову [1], орогенные прогибы и залегают со структурным несогласием на дислоцированном комплексе палеозойского основания (нижний структурный ярус). Последний представлен карбонатными и терригенно-карбонатными толщами, слагающими практически непрерывный разрез от нижнего ордовика до верхней перми (местами до триаса) включительно. Общая мощность палеозоя превышает 12 км.

В основании вышележащего структурного яруса обычно залегают толща грубообломочных осадочных пород бат-келловейского возраста (тасканская свита) мощностью от 150 до 800 м; выше лежат лавы андезитов и андезито-дацитов, сменяющиеся в средней части разреза липаритами. Венчается вулканогенный разрез покровами базальтов. По находкам фауны двусторчатых среди осадочных прослоев возраст вулканитов определяется как кимериджский. Мощность отложений кимериджа изменяется

от 500 до 2000 м. Среди полей эффузивов и за их пределами широко распространены субвулканические тела состава всех перечисленных разновидностей вулканитов.

По морфологическим особенностям можно выделить две группы позднеюрских орогенных структур. Первая и наиболее распространенная включает в себя грабены субмеридиональной ориентировки протяженностью до 280 км при ширине 10—40 км (Лыглыхтахский, Гармычанский, Элекчанский). Вторая группа, наиболее важная с точки зрения рудоносности, объединяет локальные (не более 20 км²) овально-кольцевые вулканоструктуры (Орлиная, Упорная, Кунаревская) и различно ориентированные небольшие (до 40—50 км²) вулканогенные прогибы (Супканьинский, Верхне-Тасканский грабены). Наиболее интересные объекты приурочены ко второй группе структур. Ниже приводится их обобщенное описание.

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ПРОЯВЛЕНИЙ

Из известных в настоящее время полиметаллических проявлений в позднеюрских вулканитах Омулевского поднятия самыми представительными являются Кунаревское месторождение, рудопроявления Орлиное и Террасное. Они наиболее детально изучены и могут служить эталоном для поисков аналогичных объектов среди вулканитов как на Омулевском поднятии, так и в пределах всего Уяндино-Ясачнинского вулканогенного пояса.

РУДОПРОЯВЛЕНИЕ ОРЛИНОЕ

Рудопроявление приурочено к одноименной овално-кольцевой вулкано-тектонической структуре оседания, наложенной на терригенно-карбонатный комплекс силура — девона. Сложена она кимериджскими вулканитами (рис. 1). Ограничения вулканоструктуры в основном разрывные, лишь на отдельных участках сохраняются несогласные стратиграфические контакты вулканитов с подстилающими отложениями палеозоя. Достоверных данных о мощности вулканогенных образований в центральной части вулканоструктуры нет. Однако пологое залегание пород, а также некоторые особенности поведения геохимических аномалий дают основание предполагать, что мощность эта невелика. Центральная часть вулканоструктуры разбита серией северо-западных и радиальных разломов, часть из которых «залечена» дайками липаритов, андезито-дацитов, габбро-диабазов и кварц-кальцитовыми жилами. Серия радиальных даек прослеживается и за пределами вулканоструктуры. К настоящему времени в ее южной части выявлено три полиметаллических рудных тела.

Рудное тело Четвертое представляет собой оруденелую кварц-кальцитовую жилу, участками переходящую в систему сближенных прожилков. Жила приурочена к радиальному разлому, секущему позднеюрские вулканиты. В свою очередь, она в нескольких местах пересечена дайками габбро-диабазов.

Рудное тело Южное является пластообразной метасоматической залежью среди алевролитистых известняков эйфеля, приуроченной к стратиграфическому контакту с перекрывающими вулканитами кимериджа. Предполагается, что последние играют роль структурного экрана. В этом случае тело должно иметь пологое падение на север.

Рудная зона Дарья представляет собой линейную зону прожилково-вкрапленного оруденения в отложениях силура — девона, строго приуроченную к контакту с вулканитами верхней юры. Характер залегания зоны на глубине не известен.

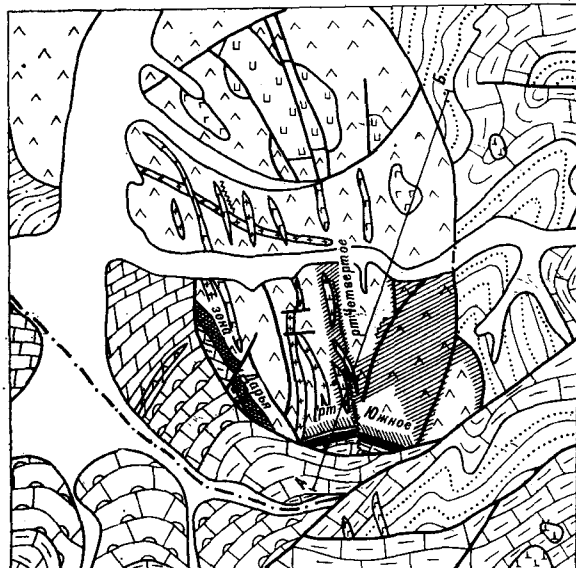


Рис. 1. Схема геологического строения полиметаллического рудопроявления Орлиное.

1 — четвертичные отложения: аллювиальные пески, галечники; 2—3 — вулканогенно-осадочный комплекс кимериджа; 2 — верхняя толща: базальты; 3 — нижняя толща: туфы и лавы андезито-дацитов; 4—8 — терригенно-карбонатный комплекс палеозоя: 4 — средний девон, живетский ярус: песчаники; 5 — средний девон, эйфельский ярус: известняки, глинистые известняки, известковые алевролиты; 6 — нижний девон: коралловые известняки; 7 — верхний силур: мергели, глинистые известняки и доломиты; 8 — нижний силур: глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, известковые брекчи; 9 — позднеюрские субвулканические тела кислого состава: а — гранит-порфиры, б — липариты; 10 — позднеюрские дайны габбро-диабазов; 11 — разрывные нарушения; а — прослеженные, б — скрытые под четвертичными отложениями; 12 — кварц-карбонатные жилы с рудной минерализацией; 13 — метасоматические рудные тела; 14 — зоны прожилково-вкрапленного оруденения; 15 — метасоматические изменения: а — пропилиты, б — вторичные кварциты; 16 — названия рудных тел.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ КУНАРЕВСКОЕ

Геологическая структура месторождения представляется в виде небольшого прогиба субширотного прогибания, наложенного на дислоцированный терригенно-карбонатный комплекс девона, карбона и перми. По данным А. Н. Ручкина (1980 г.), прогиб выполнен преимущественно отложениями тасканской свиты бат-келловейского возраста. Она состоит из двух толщ: нижней, состоящей из известковых конгломератов (150—160 м), и верхней существенно аргиллитовой (500—600 м). В западной части прогиба отложения тасканской свиты с небольшим несогласием перекрывают киме-

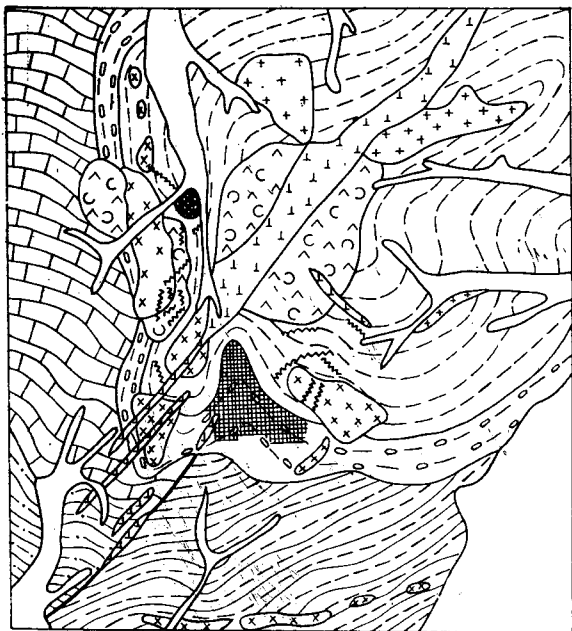


Рис. 2. Схема геологического строения Кузнаревского полиметаллического месторождения (составлена с использованием материалов Н. Н. Тухватулиной, А. Н. Ручкина).

1 — четвертичные отложения: аллювиальные пески, галечники; 2 — кимериджские отложения: туфы смешанного, преимущественно андезито-дацитового состава; 3—4 — средне-верхнеюрские отложения (тасканская свита): 3 — верхняя толща — аргиллиты, алевролиты; 4 — нижняя толща: известковые конгломераты; 5—7 — терригенно-карбонатный комплекс палеозоя: 5 — пермь: песчано-глинистые сланцы, алевролиты; 6 — нижний карбон: алевролиты, кремнистые алевролиты; 7 — девон: а — известняки, доломиты, известковые алевролиты, б — мраморы; 8 — позднеюрские субвулканические тела кислого состава: а — гранит-порфиры, б — липариты; 9 — позднеюрские малые интрузии диоритов; 10 — разрывные нарушения; 11 — жильные скарново-рудные тела; 12 — участки развития метасоматических руд.

риджскими туфами андезитового и андезито-дацитового состава (рис. 2). В пределах месторождения широко развиты позднеюрские субвулканические тела андезитов, липаритов, гранит-порфиров и малые интрузии диоритов.

Для Кузнаревского месторождения известно два основных типа рудных тел: секущие скарново-полиметаллические жилы и эпидот-хлоритовые метасоматические залежи. Рудные тела первого типа встречаются в терригенных породах тасканской свиты, в кимериджских туфах среднего состава и в диоритовых интрузивах. Рудные тела второго типа вызвали к себе интерес в последние годы. По устному сообщению А. Н. Ручкина (1979 г.), эпидот-хлоритовые метасоматические залежи обнаружены на двух стратиграфических уровнях: в мраморизованных известняках девона под верхнеюрскими туфами и аргиллитами и в известковых конгломератах нижней толщи тас-

канской свиты под аргиллитами верхней толщи. И в том, и в другом случае перекрывающие отложения, по-видимому, являлись структурным экраном. Метасоматические залежи на дневной поверхности обнажаются в виде разрозненных выходов и судить об их морфологии без данных бурения невозможно.

РУДОПРОЯВЛЕНИЕ ТЕРРАСНОЕ

Рудопроявление располагается во внешней юго-западной части Верхне-Тасканского грабена, сложенного кимериджскими вулканитами, которые подстилаются конгломератами, песча-

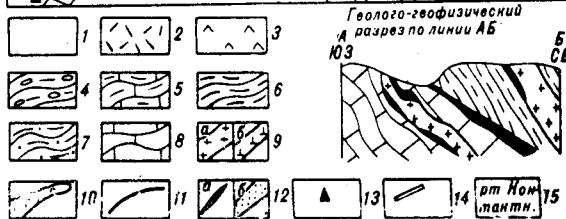


Рис. 3. Схема геологического строения скарнового полиметаллического рудопроявления Террасного.

1 — четвертичные отложения: аллювиальные пески, галечники; 2—3 — вулканогенно-осадочный комплекс кимериджа: 2 — верхняя толща: липариты, их туфы; 3 — нижняя толща: туфы андезито-дацитов, дацитов; 4 — средне-верхнеюрские отложения: известковые алевролиты, песчаники, конгломераты; 5—8 — терригенно-карбонатный комплекс палеозоя: 5 — верхняя пермь: глинистые известняки, алевролиты; 6 — средний карбон — нижняя пермь: алевролиты, известковые алевролиты, известняки; 7 — верхний девон — нижний карбон: известковые алевролиты; 8 — верхний девон, франский ярус: известняки; 9 — позднеюрские субвулканические тела кислого состава: а — вскрытые, б — липариты; 10 — позднеюрские тела габбро-диабазов; 11 — разрывные нарушения; 12 — рудные тела: а — вскрытые, б — предполагаемые по геофизическим и геохимическим данным; 13 — локальные проявления рудной минерализации; 14 — каналы; 15 — название рудного тела.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД И МЕТАСОМАТИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД

никами и алевролитами бат-келловейского возраста (тасканская свита). Обнажающееся здесь днище грабена сложено дислоцированными толщами палеозоя, пронизанными многочисленными субвулканическими телами (как правило, сидами) гранит-порфиров, липаритов и габбро-диабазов. Главное *рудное тело Контактное* приурочено к тектоническому контакту известняков франского яруса с кремнисто-терригенными породами карбона — перми (рис. 3). Оно имеет линзообразную форму, осложнено пострудными разломами. По геофизическим данным тело рудных скарнов падает на северо-восток под углом 45°. Ряд мелких линз оруденелых скарнов приурочен к непосредственным контактам гранит-порфиров с вмещающими породами. В северо-западной части рудопроявления, по данным электроразведки и геохимических поисков, предполагается наличие нескрытого рудного тела.

ТИПЫ РУДНЫХ ТЕЛ

Среди месторождений и рудопроявлений характеризуемой группы выявлены следующие структурно-морфологические типы рудных тел.

1. Жилы выполнения трещин в алюмосиликатных породах верхнего структурного яруса месторождения. Представителями данного типа являются кварц-карбонатная жила в позднечурских туфах рудопроявления Орлиного (рудное тело Четвертое), а также скарновые жилы в юрских аргиллитах, туфах и диоритах Кунаревского месторождения.

2. Зоны прожилково-вкрапленных руд в терригенно-карбонатных породах нижнего структурного яруса месторождения. Такая зона выявлена во внешней части вулканоструктуры Орлиной, в непосредственной близости от границы с вулканиками (рудная зона Дарья).

3. Метасоматические залежи в терригенно-карбонатных породах под экраном вышележащих алюмосиликатных пород. Типичным представителем этого типа является рудное тело Южное рудопроявления Орлиного. На Кунаревском месторождении такие залежи, по видимому, существуют на двух уровнях.

4. Скарновые метасоматические тела, приуроченные к тектоническим контактам карбонатных и алюмосиликатных пород нижнего структурного яруса. Такое рудное тело выявлено на рудопроявлении Террасном.

5. Небольшие линзы скарнов на контактах позднечурских субвулканических тел кислого состава с терригенно-карбонатными породами нижнего структурного яруса. Несколько таких тел известно на рудопроявлении Террасном.

Минеральный состав руд месторождений изучен еще слабо. Тем не менее по ассоциациям уже известных жильных и рудных минералов довольно уверенно можно выделить три основных типа руд.

1. Кварц-карбонат-сульфидные руды в жилах среди вулканитов.

2. Кварц-хлорит-эпидот-сульфидные руды метасоматических тел в терригенно-карбонатных породах.

3. Сульфидные скарновые руды в карбонатных и алюмосиликатных породах.

В табл. 1 приведен минеральный состав первичных и окисленных руд выделенных типов.

Кратко коснемся характеристики основных разновидностей околорудных и рудовмещающих метасоматических пород.

Пропилиты встречаются в вулканиках над метасоматическими залежами полиметаллических руд. Первичные структуры вулканогенных пород в результате пропилитизации часто полностью преобразованы в микрозернистые гранобластовые агрегаты существенно альбитового состава, часто с карбонатом. На их фоне широко развиты участки эпидот-карбонатного либо хлорит-эпидот-карбонатного состава, которые придают породам пятнистую текстуру и зеленоватый оттенок.

Вторичные кварциты развиваются по вулканикам андезито-дацитового состава и приурочены к участкам развития кварц-карбонат-сульфидных жил. Макроскопически это светлые розовато-серые тонкозернистые породы. Под микроскопом часто удается установить реликты первичной андезитовой структуры пород. Максимальная степень изменения приводит к образованию пород кварц-мусковитового состава микролепидогранобластовой структуры.

Эпидозиты, и эпидот-хлоритовые породы являются наиболее существенной частью экранированных метасоматических залежей в терригенно-карбонатных породах нижнего структурного яруса месторождений. Макроскопически — это оливково-зеленые мелкозернистые породы, пересеченные рудными и кварц-карбонатными прожилками. Они состоят из эпидота (40—60%), хлорита (30—40%) и кварца (до 35%). Кварц встречается как в форме обломков алевритовой размерности, так и в виде гранобластовых агрегатов. Часто присутствует кальцит.

Джаспероиды так же, как и предыдущие образования, являются составной частью метасоматических залежей. Это серые мелкозернистые породы, внешне похожие на песчанис-

Таблица 1

Минеральный состав руд позднерурских полиметаллических месторождений юга Омурского поднятия

Степень распространённости	Типы руд	Минералы		
		в первичных рудах	в окисленных рудах	жилые
Главные	I	галенит сфалерит пирит	гетит лимонит	кальцит кварц полевые шпаты
	II	сфалерит галенит халькопирит пирит	церуссит смитсонит азурит	эпидот кварц кальцит доломит
	III	галенит сфалерит халькопирит пирротин пирит гематит	ковеллин азурит смитсонит	геденбергит гранат (гроссуляр — андрадит) эпидот цоизит роговая обманка кварц
Второстепенные	I	халькопирит	церуссит смитсонит гидроокислы Mn	эпидот доломит
	II	блеклые руды (теннантит-тетраэдрит)	малахит гипс аурихальцит гидроокислы Mn	хлорит волластонит
	III	аргентит магнетит	малахит	волластонит кальцит, ильваит
Редкие	I	—	—	флюорит, мусковит
	II	касситерит	пираморфит	флюорит, гранат
	III	рутил	—	флюорит

тые известняки. Под микроскопом устанавливается, что они на 80—90% состоят из неравномерно-зернистого кварцевого агрегата гранобластовой структуры. Участками сохраняются реликты терригенно-карбонатных пород.

Скарны весьма широко распространены на Кунаревском месторождении и рудопроявлении Террасном и не известны на рудопроявлении Орлином. Это темно-зеленые плотные породы геденбергит-гранатового, реже эпидот-

роговообманкового состава. Текстуры их: радиально-лучистая, бурундучно-полосчатая либо пятнистая. Две последние вызваны замещением скарнов кварц-кальцит-сульфидными агрегатами.

Процесс рудообразования на всех изученных объектах происходил в два основных этапа: сначала формировались предрудные метасоматиты (скарны, эпидозиты, джаспероиды и др.), на них накладывалась кварц-кальцит-сульфидная минерализация.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Ведущими рудными элементами для характеризующих месторождений являются свинец, цинк, медь. Их значение для различных объектов не одинаково (табл. 2).

При изучении мономинеральных фракций было установлено, что в трех главных рудных минералах — галените, сфалерите и халькопирите в повышенных концентрациях содержатся мышьяк, сурьма, кобальт, висмут, марганец, кадмий, медь (в галените и сфалерите), серебро, ртуть. Содержания этих элементов-примесей для различных объектов варьируют, что видно на примере галенита (табл. 3).

Из таблицы видно, что в ряду объектов Орлиное — Кунаревское — Террасное наблюдается тенденция увеличения в галените роли таких элементов, как кобальт и висмут, при одновременном понижении содержаний мышьяка, сурьмы, ртути. Это обстоятельство, очевидно, связано с различной удаленностью объектов от рудогенерирующего источника и температурной зональностью. Наиболее удаленным и низкотемпературным является рудопроявление Орлиное.

Комплекс элементов-индикаторов оруденения, установленный при изучении первичных ореолов рассеяния на характеризующих рудо-

Таблица 2

Вещественный состав руд позднерурских месторождений и проявлений юга Омурского поднятия

Рудные элементы	Название объектов		
	Орлиное	Кунаревское	Террасное
Свинец	1,0	1,0	1,0
Цинк	0,8	2,5	5,0
Медь	0,05	?	—

Примечание. Цифрами показано условное содержание металла в рудах относительно свинца, содержание которого принято за 1,0. Знаком «—» показаны металлы, не имеющие самостоятельного значения.

Таблица 3

Содержание важнейших элементов-примесей (10^{-3} вес. %) в галенитах позднеюрских полиметаллических месторождений и проявлений юга Омuleвского поднятия

Название объекта	Количество проб	Элементы-примеси							
		As	Sb	Co	Bi	Mn	Cd	Cu	Hg
Орлиное	6	9	30	0,8	3	290	18,0	430	57
Кунаревское	4	—	27	1,0	260	100	1,2	?	?
Террасное	11	—	15	3,0	350	200	10,0	8	20

Примечание. Приведены данные полуколичественного спектрального анализа. «—» компонент не выявлен. Для Кунаревского месторождения использовались материалы А. Н. Ручкина (1980 г.).

проявлениях, несколько отличается от комплекса элементов, приведенных в табл. 3. Наиболее детально первичные ореолы изучались на рудопроявлении Террасном, где из коренных пород отбирались геохимические пробы способом пунктирной борозды с шагом 5 м, а затем анализировались полуколичественным спектральным методом на приборе ДФС-8 с приставкой УСА-5 (в Центральной лаборатории Северо-Восточного производственно-геологического объединения) на широкий круг элементов. На основе корреляционного анализа с тремя ведущими рудными элементами было установлено, что со всеми из них прочные положительные корреляционные связи имеют серебро, кобальт, висмут, марганец, цирконий, галлий, молибден. Кроме того, устойчиво коррелируются с большинством ведущих элементов никель, вольфрам, титан, олово, кадмий, литий. Все они могут использоваться как дополнительные элементы-индикаторы данного типа оруденения.

Рассмотренные черты полиметаллического оруденения в позднеюрских вулканогенных образованиях южной части Омuleвского под-

нятия позволяют сделать следующие выводы.

1. По основным особенностям охарактеризованные объекты аналогичны месторождениям Дальнегорской группы Приморья [4]. Определенное сходство имеется и с североамериканскими месторождениями района Восточный Тинтик [6].

2. В размещении месторождений большую роль играет структурный фактор, именно — приуроченность к локальным вулканоструктурам и небольшим вулканогенным прогибам позднеюрского возраста, наложенным на дислоцированный палеозойский комплекс.

3. В локализации оруденения ведущую роль играют магматический и структурный факторы: насыщенность субвулканическими телами, наличие структурных экранов и контактов карбонатных и алюмосиликатных пород.

4. Описанные месторождения можно объединить в единую конкретную рудную формацию, которой предлагается дать название «кунаревский рудный комплекс». При сравнении минерального состава и геохимических особенностей руд отдельных объектов внутри этой формации могут быть выделены минеральные типы месторождений, составляющие температурный ряд от высокотемпературных скарновых (Террасное) до среднетемпературных гидротермальных метасоматических и жильных (Орлиное) образований. Кунаревское месторождение несет в себе черты тех и других. Этот температурный ряд, по-видимому, связан с вертикальной зональностью в размещении месторождений, на основании чего можно предполагать наличие скарновых руд на более глубоких горизонтах рудопроявления Орлиного.

5. Дальнейшее изучение и поиски месторождений данной группы, в совокупности с другими типами, должны существенно расширить перспективы Омuleвского поднятия на полиметаллы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мальков Б. И. Схема развития юго-восточной части Яно-Колымской геосинклинальной системы.— В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971.
2. Мерзляков В. М. Стратиграфия и тектоника Омuleвского поднятия. М.: Наука, 1971.
3. Омиков О. Н. Некоторые особенности полиметаллического оруденения Урультуно-Тасканского района.— В кн.: Генетические типы свинцово-цинковых месторождений СССР, их промышленное значение и методы поисков. Всес. научно-техн. семинар. (Тез. докл.). М., 1973.
4. Смирнов В. И., Горжевский Д. И. Месторождения свинца и цинка.— В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 2. М.: Недра, 1978.
5. Грудин Б. А., Шпикерман В. И. Стратифицированные проявления свинцово-цинковой минерализации.— В кн.: Материалы по геол. и полезн. ископ. СВ СССР, вып. 23, кн. 1. Магадан, 1977.
6. Шепард У. М., Морис Х. Т., Кук Д. Р. Геология и рудные месторождения района Восточный Тинтик, штат Юта.— В кн.: Рудные месторождения США. Т. 1. М.: Мир, 1972.
7. Щеглов А. Д. Стратиформные свинцово-цинковые месторождения восточных районов СССР.— В кн.: Минеральные месторождения. М.: Наука, 1976.

*Н. Е. Аблесимов, Ю. М. Дубик, В. Н. Землянухин,
Е. Н. Ипатова, Г. Н. Ковалев, И. Г. Цой*

СТРУКТУРА ВУЛКАНИЧЕСКИХ СТЕКОЛ ЭКСТРУЗИВНЫХ КУПОЛОВ

С помощью методов электронной микроскопии, рентгеноструктурного анализа, инфракрасной спектроскопии и ядерной гамма-резонансной спектроскопии изучены стекловатые компоненты андезитов экструзивных куполов вулканов Шивелуч (извержение 1980 г.) и Безымянный.

В образцах отмечено наличие неоднородностей на электронно-микроскопическом уровне. Во всех типах стекол микролиты представлены андезином. Вода в во-

досодержащих образцах присутствует в молекулярной форме и участвует в сильной водородной связи. Обнаружены кремний-кислородные структуры с трех- и шестичленными Si—O кольцами, что показывает степень полимеризации исходной жидкости. Полное окисление элементов образца Ш-80017 говорит об особых условиях формирования данной породы, вероятнее всего, в приконтактной зоне подводящего канала.

ВВЕДЕНИЕ

Природные магматические системы [10] недоступны для исследования инструментальными физико-химическими методами, дающими информацию о химической связи и локальной структуре твердых тел. Поэтому естественной является мысль о моделировании природных процессов магмообразования. Такие работы ведутся достаточно интенсивно в последние 25 лет [4, 12]. Однако исследуются, как правило, системы с ограниченным числом компонентов, вследствие чего сопоставление результатов экспериментальных исследований с природными явлениями обычно затруднено.

Существует и другой путь изучения магматических систем, основанный на сходстве в строении жидкости и стекла, образующегося при ее быстром охлаждении. Отличие стекла от жидкости состоит в том, что в последней тепловое движение непрерывно изменяет конфигурацию атомов, тогда как стекло является как бы «фотографией» жидкости, где фиксирована некоторая мгновенная конфигурация групп атомов. Поэтому мы и обратились к изучению вулканического стекла, считая его мгновенной моделью реальной магмы.

До настоящего времени не создана теория стеклообразного состояния и нет общепринятого понятия «стекло». Это связано с необычайно сложными процессами, протекающими при образовании стекла. Наиболее полно существенные стороны процесса стеклообразования отражает понятие «стекло», данное Р. Л. Мюллером [8]: «Стекло является неравновесным

раствором, переохлажденным до температуры стабилизации некоторых сложных структур, переходных от жидкого к равновесному кристаллическому состоянию».

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В качестве объектов исследования были выбраны стекловатые породы из районов вулканов Шивелуч (экструзивный купол 1980 г.) и Безымянный, представленные типичными андезитами — продуктами дифференциации известково-щелочной исходной базальтовой магмы. Материал с вулкана Шивелуч отобран в ходе извержений 1964—1980 гг. и представляет собой ряд последовательно поступающих на поверхность порций вязкого андезитового вещества. Таблицы 1 и 2 дают представление о химическом и минеральном составе этих пород. Лавовые потоки извержения 1964 г. (Ш-64) формировались за счет быстро поднявшегося к поверхности глубинного слабо раскристаллизованного вещества, а андезиты экструзивного купола 1980 г. (Ш-80001, 80016, 80017, 80034) кристаллизовались в приповерхностных условиях в течение достаточно длительного времени при постепенной дегазации исходной магмы. Структура андезитов сериально-порфировая, с вкраплениями плагиоклаза, роговой обманки и пироксена по крайней мере двух генераций. Гомогенное вулканическое стекло в интерстициях встречается редко, обычно оно содержит большое количество микролитов. Отличие андезитов вулкана Безымян-

Таблица 1

Химический состав андезитов вулканов Шивелуч и Безымянный, вес. %

Оксид	Ш-64	Ш-80001	Ш-80016	Ш-80017	Ш-80034	Б-80011
SiO ₂	60,56	60,38	60,94	61,10	60,80	57,80
TiO ₂	0,63	0,63	0,63	0,63	0,63	0,78
Al ₂ O ₃	16,32	16,48	16,43	16,48	16,38	16,77
Fe ₂ O ₃	2,41	2,70	2,63	4,10	2,59	3,78
FeO	2,70	2,56	2,50	1,03	2,47	4,74
MnO	0,15	0,16	0,15	0,16	0,15	0,08
MgO	4,33	4,21	4,06	3,95	3,90	3,52
CaO	5,91	5,91	5,91	5,91	6,21	7,35
Na ₂ O	4,52	4,52	4,55	4,52	4,59	3,42
K ₂ O	1,35	1,35	1,42	1,42	1,50	1,54
H ₂ O ⁻	0,21	0,14	0,16	0,16	0,14	0,19
H ₂ O ⁺	0,28	0,17	0,06	0,08	0,12	—
P ₂ O ₅	0,19	0,19	0,20	0,19	0,19	0,25

ного (обр. Б-7751, Б-80011) заключается, главным образом, в том, что основным цветным порообразующим минералом в них является пироксен.

Для сравнения изучались также обсидиан из района Карымского озера, стекловатые образцы из внутреннего слоя бомбы Карымского вулкана и пирокластики Большого трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг.

Стекла из указанных выше пород выделялись по следующей методике. Образец горной породы весом до 100 г дробился в фарфоровой ступке и просеивался через сито с ячейками 0,16 мм. В мерный цилиндр помещался порошок породы, заливался водой и интенсивно взбалтывался. После минутного отстаивания взвесь сливалась на фильтр и просушивалась при комнатной температуре. Таким образом, стекловатая часть породы, обладающая меньшей плотностью, отделялась от сопутствующих минералов.

Обычные геолого-петрографические методы исследования не позволяют изучать стекловатую часть породы. «Увидеть» реальную структуру стекла экструзивных пород можно с по-

Таблица 2

Минеральный состав андезитов вулкана Шивелуч, вес. %

Образец	Amf	Pl I	Pl II	Px	Mt	Стекло
Ш-64	9,1	17,9	6,9	0,6	2,2	63,3
Ш-80001	26,0	33,5	8,2	0,9	1,3	30,6
Ш-80016	20,6	24,5	5,8	1,0	2,5	45,6
Ш-80017	21,4	25,0	5,3	0,9	2,6	44,6
Ш-80034	19,3	27,5	8,6	1,1	2,1	42,4

мощью неразрушающих методов исследования, к которым относятся: электронная просвечивающая микроскопия (ЭМ), рентгеноструктурный анализ (РСА), инфракрасная спектроскопия (ИКС) и ядерная гамма-резонансная спектроскопия (ЯГРС).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Методы РСА и ЭМ применялись для диагностики степени кристалличности образцов. Критериями стеклообразного состояния являются отсутствие пиков на дифрактограммах и однородное поле на электронно-микроскопических снимках.

Образцы вулканических стекол исследовались на электронном микроскопе BS-613 методом угольной реплики. Для скрепления частичек порошка использовалась рентгеновская пленка, смоченная уксусом. Нанесенный на поверхность пленки толстый слой образца придавливался грузом, в результате чего образовалась ровная поверхность из частичек порошка. Затем на эту поверхность в вакууме напылялся угольный слой. После обработки в смеси HF + H₂SO₄ и промывки в дистиллированной воде угольная пленка просматривалась в электронном микроскопе при увеличении 4000 и 12000.

Электронно-микроскопические фотографии некоторых образцов приведены на рис. 1—3. На рис. 1 через поле обсидиана проходят ветвевидные полоски, аналогичные обнаруженным в образцах перлитов [7]. На рис. 2 и 3 видны веретенообразные локальные структуры стекол, которые не отмечались в работах, посвященных электронно-микроскопическим исследованиям вулканических стекол Мухор-Талы и Азербайджана [6, 9]. Эти факты доказывают наличие в исследованных стеклах микро-неоднородностей. При исследовании оптическими методами обсидианов горы Артени [2] была отмечена их сильная пористость, причем поры имели веретеновидную форму. Возможно, что между отмеченными макро- и микроструктурами существует связь.

На всех фотографиях образцов на фоне стекла отчетливо видны микролиты различных размеров и формы, не отделяющиеся от стекловатой части по принятой методике. Минеральный состав этих образований был определен с помощью метода РСА.

Были получены дифрактограммы всех образцов на дифрактометре ДРОН-2,0 с FeK_α-излучением. Практически во всех образцах, кроме обсидиана, обнаружена примесь кристаллической фазы. По данным дифрактограмм она соответствует смеси плагиоклазов различного состава.

Рис. 1. Обсидиан района Карымского вулкана.

П — ветвеобразные полдрски. Увеличение 4000.

В качестве методов непосредственного изучения локальной структуры стекла были применены ИК- и ЯГР-спектроскопии. Спектры поглощения образцов в ИК-области регистрировались на инфракрасном спектрофотометре UR-20 в диапазоне частот 400—1800, 3000—3700 см^{-1} с призмами NaCl, KBr, LiF. Для изучения кремний-кислородного каркаса структуры применялась стандартная методика прессования таблеток из KBr с навеской пробы 0,3%. Для анализа структуры и формы вхождения воды препарат приготавливался методами вазелиновой пасты [5, 11] и суспензии [11].

На рис. 4 показаны спектры поглощения стекол в области частот 400—1600 см^{-1} . Они характеризуются сглаженной широкой основной полосой поглощения 900—1200 см^{-1} и интенсивными полосами поглощения 700—800 и 450—500 см^{-1} . Они обусловлены валентными и деформационными колебаниями атомов кремния и кислорода в структуре силикатного стекла, что говорит о неупорядоченности тетраэдров SiO_4 в исследованных образцах. Спектры поглощения расположены в порядке уменьшения интенсивности полосы 700—800 см^{-1} , положение которой, по данным [11], показывает степень полимеризации кремний-кислородных тетраэдров. Ее высокочастотное положение (780—800 см^{-1}) у образца обсидиана Ш-64 связано с локальными структурами в виде шестичленных колец $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]^{12-}$, а низкочастотное (740—750 см^{-1})

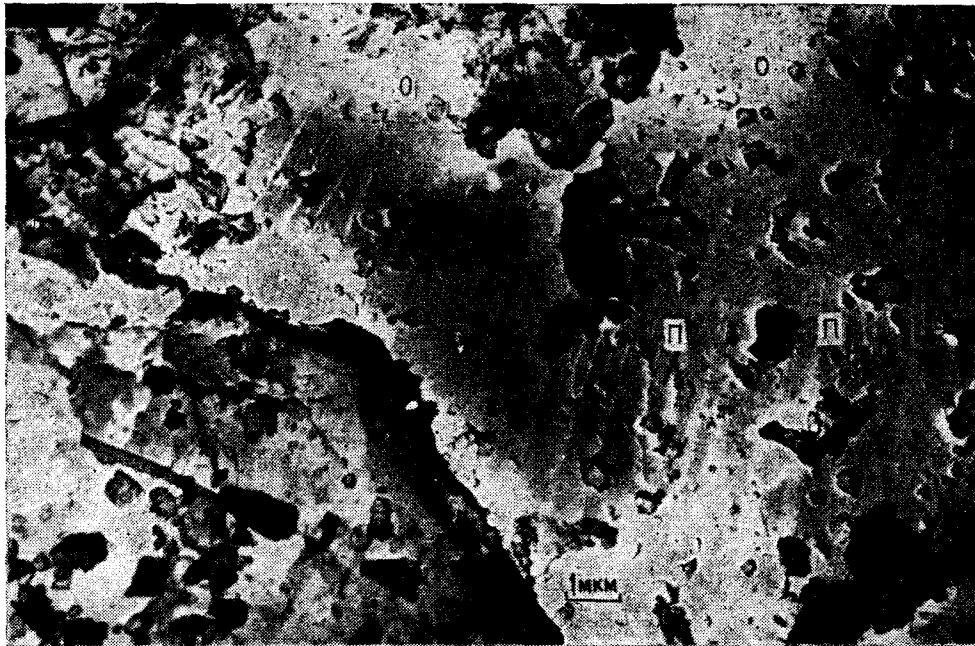


Рис. 2. Стекловатая часть породы образца Ш-80017. В — веретенообразные структуры; М — микролиты. Увеличение 12 000.

у образцов стекол из пирокластики БТТИ, Ш-80001, Ш-80016, Ш-80034, Ш-80017 — в виде трехчленных колец $[\text{Si}_3\text{O}_9]^{6-}$. Приведенные спектры подтверждают данные РСА о наличии в образцах незначительной примеси плагиоклаза, полосы поглощения которых 542, 585, 633 см^{-1} характерны для андезина.

Известно, что ИК-спектроскопия очень информативна в изучении состояния воды в стек-

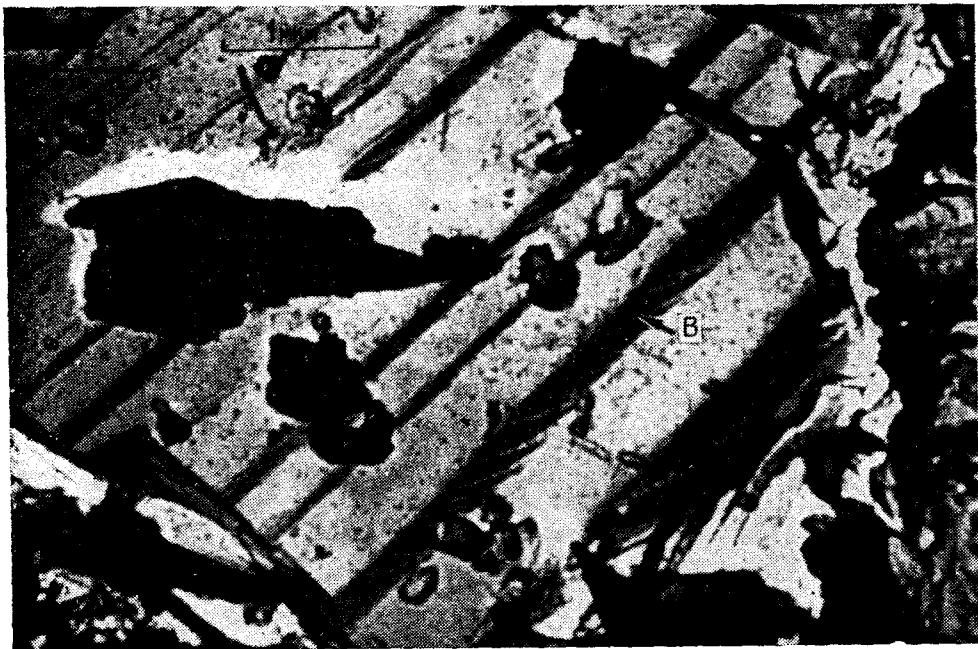


Рис. 3. Стекловатая часть внутреннего слоя бомбы Карымского вулкана.

В — веретенообразные структуры. Увеличение 12 000.

лах [1—3, 5—7, 9, 11]. Исследованные образцы можно разделить по содержанию воды на две группы: содержащие заметное количество воды (обсидиан, Ш-64, Ш-80017) и практически безводные (Ш-80001, Ш-80016, Ш-80034). Группировки OH^- и H_2O в природных силикатных магматических системах наблюдаются только при медленном их остывании [6]. В изучавшихся образцах отсутствует полоса поглощения при $1400\text{—}1470\text{ см}^{-1}$, соответствующая колебаниям OH^- -групп [3], что свидетельствует о разрушении связи Si—OH . На рис. 5 наблюдаются только полосы при 1640— и $3300\text{—}3700\text{ см}^{-1}$, которые соответствуют деформационным и валентным колебаниям OH -групп молекулярной воды. Широкая полоса поглощения валентных колебаний OH -групп и наличие нескольких слабовыраженных максимумов говорит о возмущении их водородными связями.

Рядом авторов [11, 13] были построены корреляционные зависимости между длиной водородной связи и положением полосы поглощения валентных OH -колебаний. Используя корреляционную зависимость Адамса [13] для образцов 1, 2, 3 (см. рис. 5), находим, что длина водородной связи лежит в интервале $2,94\text{—}3,1\text{ \AA}$. Исключение составляет образец 8 (Ш-80017), полоса валентных колебаний которого сдвинута в область низких частот ($3100\text{—}3650\text{ см}^{-1}$), что говорит об образовании более сильной водородной связи, длина которой колеблется от $2,94\text{—}3,16\text{ \AA}$.

Важными структурообразующими элементами в стеклах являются катионы. Информацию

о валентном и структурном состоянии атомов железа в твердых телах можно получить с помощью мессбауэровской спектроскопии.

Спектры ядерного гамма-резонанса получены на спектрометре ЯГРС-4М с многоканальным анализатором импульсов АИ-4096 в режиме постоянных ускорений.

Источником резонансных гамма-квантов служил кобальт-57 в матрице палладия активностью $1,48 \cdot 10^9$ распад/с (40 мКюри). Экспери-

ментальная ширина линии поглощения с нитропруссидом натрия составляла $0,28\text{ мм/с}$. Калибровка спектрометра осуществлялась по комплексу стандартных железосодержащих гамма-резонансных образцов № 9 по государственному реестру мер и измерительных приборов СССР (Госстандарт СССР, ВНИИФТРИ). Изомерные сдвиги даны относительно нитропрусида натрия. Спектры получены при комнатной температуре.

Полученные результаты приведены на рис. 6 и в табл. 3. Прежде всего отметим, что изомерные сдвиги ионов железа (Fe^{2+} , $1,32 + 1,36\text{ мм/с}$; Fe^{3+} , $0,68 + 0,70\text{ мм/с}$) в исследованных образцах отвечают катионам в шестерной координации в стеклах [14]. Все спектры, кроме спектра образца Ш-80017, представляют собой суперпозицию двух дублетов квадрупольного расщепления (Fe^{2+} , $2,27 + 2,36\text{ мм/с}$; Fe^{3+} , $1,05 + 1,10\text{ мм/с}$) и незначительно отличаются долей дублета трехвалентного железа (см. табл. 3). Типичный спектр приведен на рис. 6, а. В образце Ш-80017 наблюдается единственный интенсивный дублет трехвалент-

Таблица 3
Степень окисления стекла из образцов

Образец	$\text{Fe}^{3+} / \text{Fe}_{\text{общ}}^{3+}, \%$	Образец	$\text{Fe}^{3+} / \text{Fe}_{\text{общ}}^{3+}, \%$
Обсидиан	0÷5	Ш-64	35
Б-7751	26	Ш-80001	48
Б-80011	19	Ш-80016	47
Наружный слой бомбы Карымского вулкана	20	Ш-80034	80
		Ш-80017	100

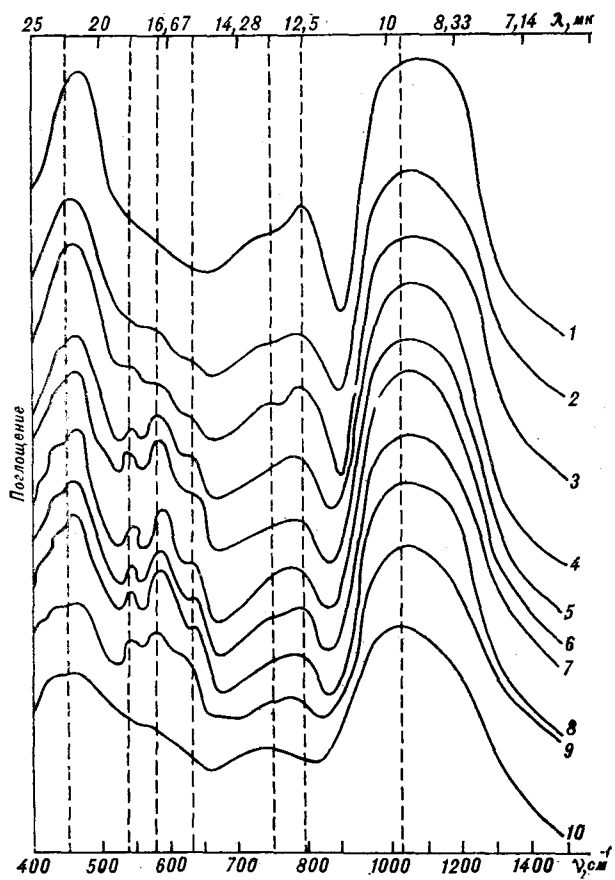


Рис. 4. Спектры поглощения вулканических стекол. 1 — обсидиан; 2 — Б-7751; 3 — Ш-64; 4 — внутренний слой бомбы Карымского вулкана; 5 — Ш-80 001; 6 — Ш-80 016; 7 — Ш-80 034; 8 — Ш-80 017; 9 — Б-80 011; 10 — пирокластика БТТИ.

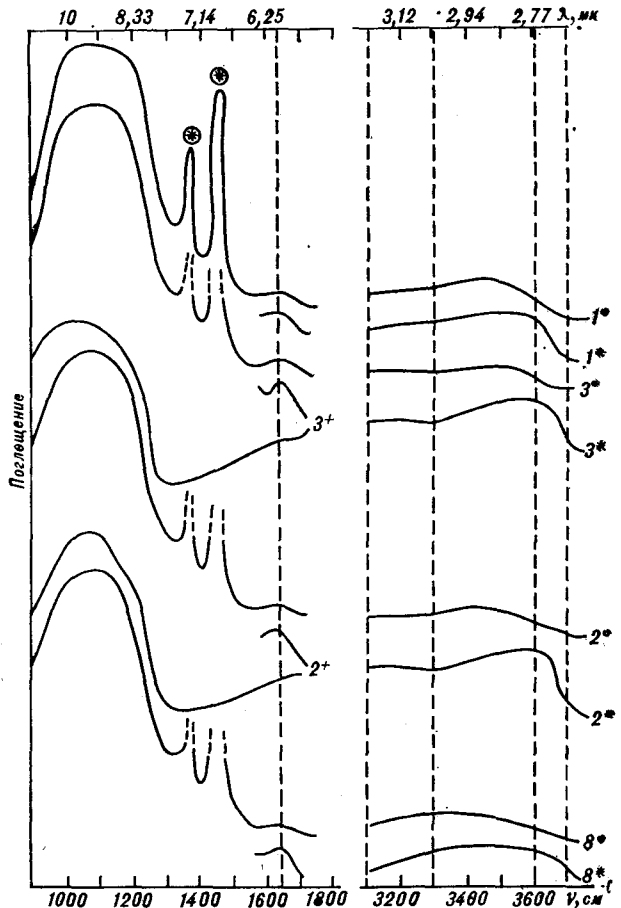


Рис. 5. Спектры поглощения водосодержащих вулканических стекол.

1 — обсидиан; 2 — Б-7751; 3 — Ш-64; 8 — Ш-80 017. Звездочкой в кружке обозначены полосы вазелинового масла; ° — метод пасты [5]; * — метод пасты [1]; + — метод суспензии [3].

ного железа с указанными выше параметрами (см. рис. 6, б). Интересно, что образец самой породы Ш-80017 также отличается высокой степенью окисления (см. табл. 1). Из данных обычного химического анализа невозможно понять, за счет какой минеральной составляющей это происходит. Мессбауэровская спектроскопия позволила дать однозначный ответ: за счет нераскристаллизованной части, которая для данного образца породы составляет 44,6%. Помимо высокой степени окисленности стекло Ш-80017 выпадает из серии образцов Шивелуч (1980 г.) и по содержанию воды (см. рис. 5, ИК-спектр № 8).

ВЫВОДЫ

1. Применение методов электронной микроскопии, РСА, ИКС и ЯГР в исследовании структуры и свойств остаточного вулканического стекла в изверженных породах дает новую информацию об условиях становления природных магматических систем.

2. Проведенные исследования демонстрируют возможность определения степени полимеризации природного стекла. Отмечается существенное различие в структуре стекол в зависимости от способа извержения. В тех случаях, когда стекло фиксирует условия быстрого застывания поднявшегося к поверх-

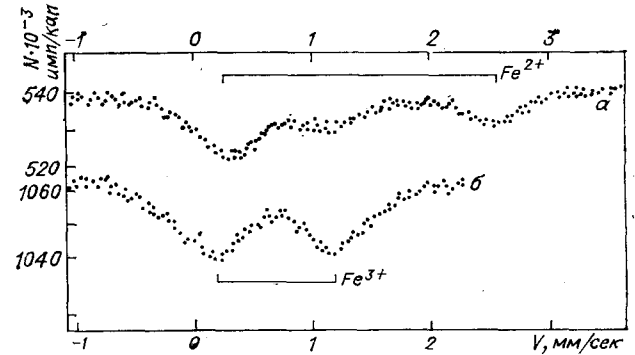


Рис. 6. Спектры ЯГР образцов стекол: а — Ш-80016, б — Ш-80017.

ности глубинного вещества (Ш-64) и вещества, кристаллизующегося в приповерхностных условиях, перечисленные методы выявляют эти различия весьма эффективно.

3. Отношение $Fe^{3+}/Fe_{общ}$ служит показателем окислительно-восстановительных условий формирования пород. Минимальные значения этого отношения (Ш-64) для данного типа пород отражают относительно восстановительную среду, а максимальные — окислительную обстановку в верхних частях вулканического канала (Ш-80017).

4. Применение метода ИКС позволяет разделить породы, остаточное стекло которых сбрасывало воду в процессе кристаллизации в промежуточных камерах, и слабо раскристаллизованные лавы магмы, излившиеся на поверхность.

В заключение авторы считают своим приятным долгом поблагодарить В. А. Попеко за постоянное внимание и поддержку данной работы, а Л. М. Ильина за обеспечение бесперебойной работы использованной аппаратуры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Азманова М. В., Карякин А. В., Юхневич Г. В. Определение гидроксильных групп в силикатных минералах методом ИК-спектров.— *Геохимия*, 1963, № 6.
2. Водные вулканические стекла и поствулканические минералы. М.: Наука, 1967.
3. Волянюк Н. Я. Вулканические стекла Мухор-Талы и связанные с ними шаровые образования. М.: Наука, 1972.
4. Иодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965.
5. Кузнецова Л. Г. Инфракрасные спектры поглощения основных породообразующих минералов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973.
6. Махмудов Х. И. Вулканические стекла Азербайджана.— Баку: Азернешр, 1974.
7. Махмудов Х. И. Исследование перлитов и обсидианов Азербайджана методом электронной микроскопии и ИК-спектроскопии.— В кн.: Вопросы минералогии, геохимии и петрологии Азербайджана. Баку: Изд-во ЭЛМ, 1981.
8. Мюллер Р. Л. О стеклообразном состоянии материи.— *Стекло и керамика*, 1956, № 4.
9. Наседкин В. В. Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезис и изменения. М., 1963. (Тр. ИГЕМ, вып. 98).
10. Петров Т. Г. О невозможности определения последовательности кристаллизации по индивидуальным характеристикам минералов.— *Зап. ВМО*, 1977, ч. 106, вып. 4.
11. Плюснина И. И. Инфракрасные спектры минералов. М.: Изд-во МГУ, 1977.
12. Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981.
13. Adams R. V. Infra-red absorption due to water in glasses.— *Physics and Chemistry of Glasses*, 1961, v. 2.
14. Iwamoto N., Tsunawaki Y. et al. Investigation of calcium-iron-silicate glasses by the Mössbauer method.— *Journal of non-crystalline solids*, 1978, v. 29, 3.

Поступила в редакцию
27 мая 1982 г.

ИТнГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск
ИВ ДВНЦ АН СССР
Петропавловск-Камчатский

А. А. Степашко

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА КОМСОМОЛЬСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

С помощью кластер-анализа суммарная, совокупность химических анализов гранитоидов Комсомольского района разбита на семь относительно однородных групп. Показано, что в петрохимическом пространстве (П-пространстве) пять групп лежат примерно на одной прямой. Эти группы объединены в одну петрохимическую серию (П-серию). По степени близости в П-пространстве группы, вошедшие в состав П-серии, разделены на два петрохимических комплекса (П-комплекса). Группы, не вошедшие в состав П-серии, объединены в третий П-комплекс. Установлено, что выделенные П-комплексы соответствуют трем гранитоидным комплексам Комсомольского района: Силинскому, Чалбин-

скому (Мяо-Чанская серия) и Пурильскому. Изучены структуры П-комплексов, которые определяются взаиморасположением в П-пространстве входящих в комплексы групп. Установлено, что: 1. Принадлежность П-комплексов к П-серии определяется тем, что проекция элементарных групп этих П-комплексов в координатных плоскостях $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$, MgO , CaO , MnO , FeO , Fe_2O_3 , K_2O лежат на одной прямой ($r \geq 95\%$). 2. Различия между тремя П-комплексами определяются различиями в совместном поведении Na_2O , K_2O .

Делается вывод, что формационная специфика гранитоидных комплексов определяется их петрохимической структурой.

ПОСТРОЕНИЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ

Проблема расчленения гранитоидов Комсомольского района на отдельные комплексы имеет важное значение для выяснения характера связи интрузивных комплексов с оловорудными месторождениями района. Существующие схемы расчленения выглядят неубедительными прежде всего из-за отсутствия ясной методики их построения. Критериев проверки истинности получаемых схем вообще нет. Все это в значительной степени снижает их доказательность.

Обычно при расчленении магматических образований исследователь стремится суммировать факты обо всех доступных ему геологических свойствах объекта: тектонических, петрографических, петрофизических, петрохимических и т. д. Схемы, построенные таким образом, будем называть геологическими моделями магматизма. По нашему мнению, более перспективным является другой путь. Первоначально строятся схемы расчленения (модели) по отдельным относительно независимым подсистемам свойств: петрографической, тектонической, петрофизической и т. д. Полученные в рамках частных моделей разбиения должны обладать однозначным соответствием между собой, которое подтверждает истинность частных моделей и позволяет синтезировать их в единую геологическую модель объекта. Такой путь конструирования геологической модели объекта является логически строгим и ясным. Он исключает интуитивные допущения о связи между различными подсистемами свойств объекта, необходимые при построении геологической модели традиционным способом.

Имеющийся в нашем распоряжении материал по Комсомольскому району позволял построить частную модель гранитоидных комплексов достаточно строго только для петрохимической подсистемы свойств (петрохимическую модель).

Исходная выборка включала около 150 химических анализов интрузивных пород Комсомольского района. Каждому анализу выборки соответствует точка в многомерном петрохимическом пространстве (П-пространстве), на осях которого откладываются содержания отдельных породообразующих окислов. Мерность пространства определяется количеством окислов. Совокупность точек в П-пространстве, соответствующих анализам исходной выборки, будем называть «петрохимическим облаком». Построение петрохимической модели основывалось на допущении, что разные по составу гранитоидные комплексы должны занимать разное положение в П-пространстве, т. е. исходное петрохимическое облако должно быть неоднородным и распадаться на отдельные «сгустки», разделенные статистическими минимумами. Предполагалась также внутренняя однородность отдельных «сгустков», что означает петрохимическую однородность комплексов. Выделив методами математической статистики эти «сгустки», можно определить количество комплексов и их петрохимическую специализацию.

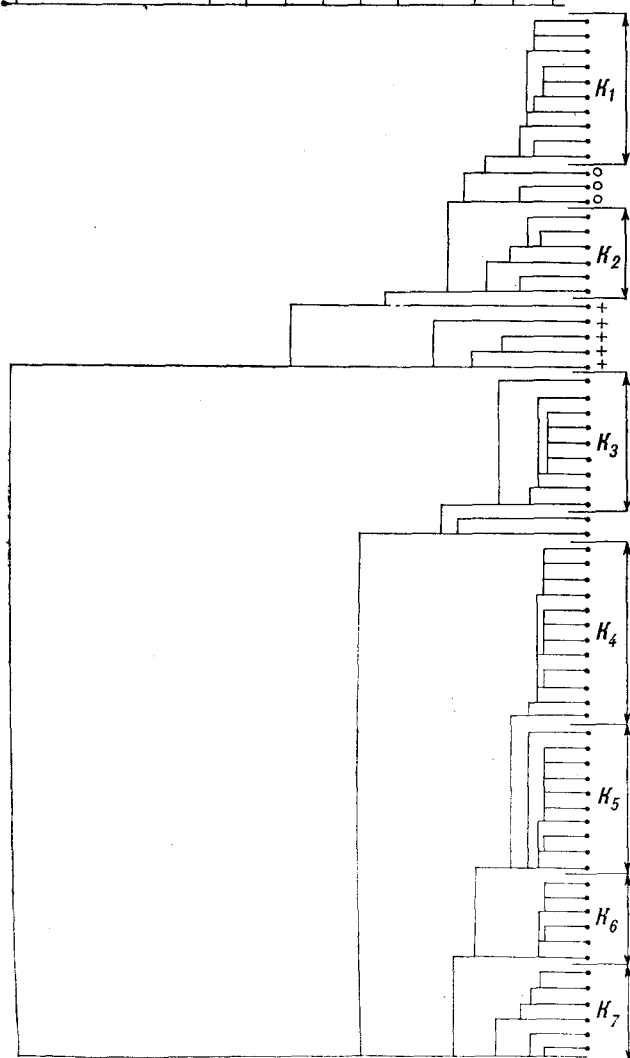


Рис. 1. Дендрограмма сходства анализов гранитоидных пород суммарной выборки Комсомольского района.

При построении дендрограммы группы анализов, в которых коэффициент корреляции между анализами был равен 0,9999, заменены средними по группам; r — коэффициент корреляции, остальные обозначения в тексте.

Разбиение исходного облака осуществлялось при помощи кластер-анализа [3]. В качестве меры сходства двух точек использовался коэффициент корреляции между векторами, характеризующими данные точки в восьмимерном пространстве (не учитывалось содержание MnO , а содержание Fe_2O_3 приводилось к FeO). На кластерной дендрограмме (рис. 1) выделяется семь относительно однородных групп — $K_1, K_2, K_3, K_4, K_5, K_6, K_7$. Дальнейшее изучение полученного разбиения осуществлялось при помощи процедуры, предложенной В. В. Грузой [1]. В Π -пространстве искались направления, по которым близкие группы разделялись наилучшим образом (рис. 2). Для проверки значимости полученных разбиений использо-

вался критерий Гольдина [2], который с большой вероятностью подтвердил неслучайный характер найденных минимумов (см. рис. 2).

Полученные результаты позволяют утверждать, что петрохимическое облако является неоднородным и распадается на семь групп («сгустков»). В соответствии с принятыми допущениями следует предполагать существование в Комсомольском районе семи позднемоловых гранитоидных комплексов, что маловероятно. По-видимому, неверна первоначальная посылка о петрохимической однородности гранитоидных комплексов. Выделенные группы соответствуют не магматическим комплексам, а их элементам.

Дадим следующие определения.

Определение 1. Центром элементарной группы ($A_i \in A$) будем называть точку в Π -пространстве, вектор которой $X_i = (\bar{x}_1, \bar{x}_2, \dots, \bar{x}_n)_i$, где \bar{x}_i — среднее для признака в группе A_i , n — размерность Π -пространства. Между центрами элементарных групп ($A_a, A_b \in A$) определим эвклидово расстояние d :

$$d(X_a, X_b) = \left[\sum_{i=1}^n p_i (\bar{x}_{ia} - \bar{x}_{ib})^2 \right]^{1/2},$$

где p_i — нормированный коэффициент, обратно пропорциональный максимальной разности между центрами по i -му признаку

$$p_i \sim \frac{1}{\max | \bar{x}_{ij} - \bar{x}_{ik} |}, \quad j, k = 1, \dots, l.$$

Расстояние между элементарными группами будем определять как расстояние между их центрами.

Определение 2. Петрохимической серией (Π -серией, S_n) будем называть подмножество элементарных групп $A^s \in A$, если: 1) для любой тройки элементарных групп, принадлежащих A^s , выполняется условие: если $d(A_a, A_c) > d(A_a, A_b)$, $d(A_b, A_c)$, то $d(A_a, A_c) \approx d(A_c, A_b) + d(A_b, A_c)$, $A_a, A_b, A_c \in A^s$; 2) количество групп в подмножестве $A^s \geq 4$.

Расстояние между центрами максимально удаленных групп равно сумме двух других расстояний.

Определение 3. Петрохимическим комплексом в составе Π -серии (Π -комплексом, K_{Π}^n) будем называть подмножество элементарных групп, принадлежащих Π -серии, если:

1) для любой группы (A_a) из этого подмножества найдется такая группа (A_b) этого подмножества, что $d(A_a, A_b) < d(A_a, A_c)$, где A_c — ближайшая к A_a группа Π -серии, не входящая в подмножество; 2) минимальное количество групп в подмножестве равно двум.

Рассмотрим граф эвклидовых расстояний для полученных семи элементарных групп

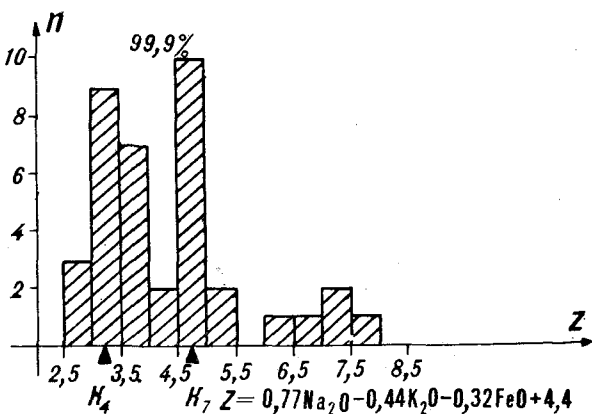
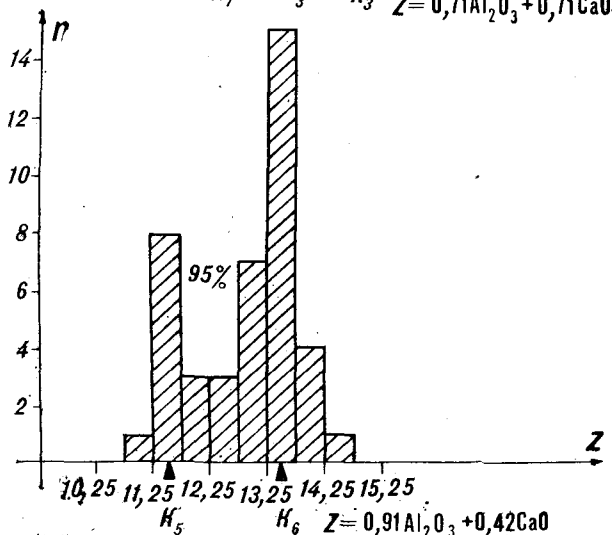
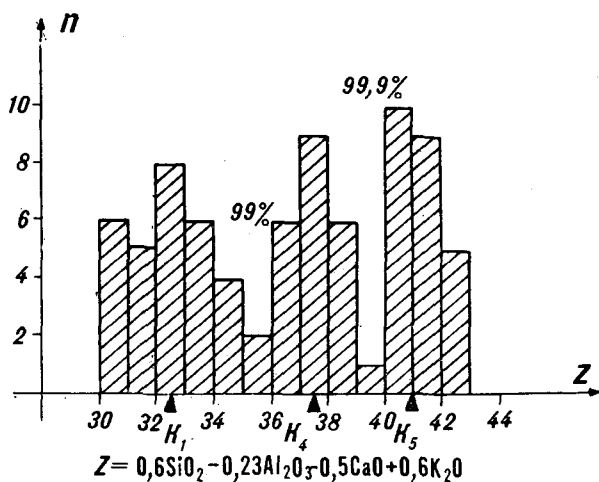
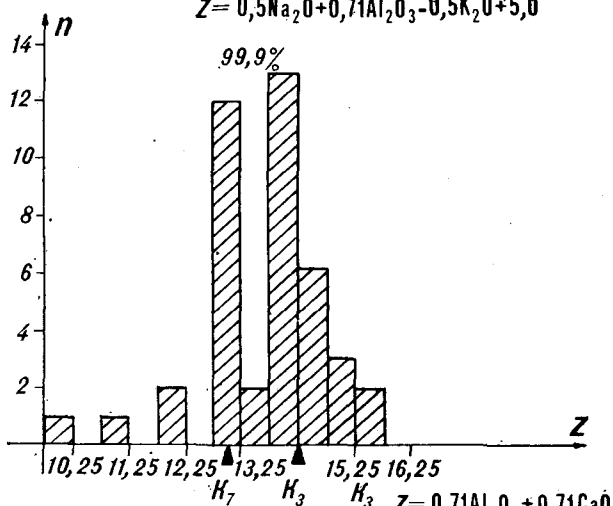
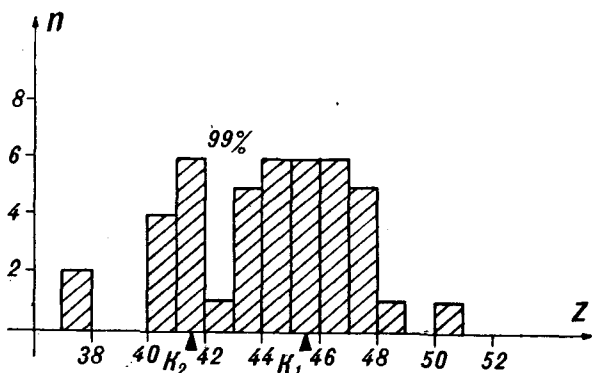
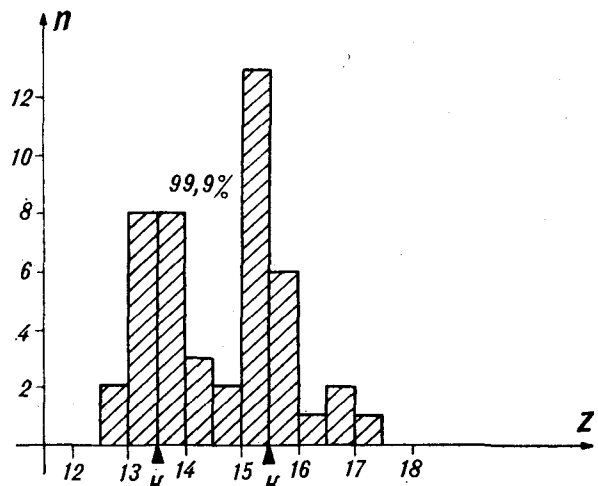


Рис. 2. Статистические минимумы между элементарными группами по направлениям.
 K_n — группы, n — частота, цифры над чертами — значения вероятностей существования минимумов.

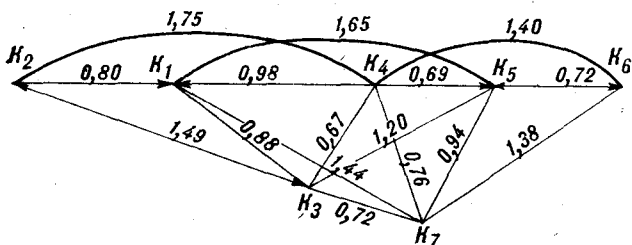


Рис. 3. Граф евклидовых расстояний между элементарными группами.

(рис. 3). Нетрудно видеть, что

$$d(K_2, K_4) \approx d(K_2, K_1) + d(K_1, K_4),$$

$$d(K_1, K_5) \approx d(K_1, K_4) + d(K_4, K_5),$$

$$d(K_4, K_6) \approx d(K_4, K_5) + d(K_5, K_6).$$

По определению 2 группы K_1, K_2, K_4, K_5, K_6 представляют собой П-серию. По определению 3 в состав П-серии входят два П-комплекса $K_{II}^1 = \{K_1, K_2\}$ и $K_{II}^2 = \{K_4, K_5, K_6\}$. Группы K_3, K_7 , не вошедшие в состав П-серии, естественно объединить в комплекс $K_{II}^3 = \{K_3, K_7\}$.

Таким образом мы построили иерархическую петрохимическую модель гранитоидного магматизма Комсомольского района, имеющую три уровня:

1-й уровень. Элементарные группы K_1, K_2, \dots, K_7

2-й уровень. П-комплексы $K_{II}^1, K_{II}^2, K_{II}^3$.

3-й уровень. П-серия $S_{II}^1 = \{K_{II}^1, K_{II}^2\}$.

ПРОВЕРКА ПЕТРОХИМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ

Как указывалось в начале работы, проверить специализированную модель можно, установив соответствие между ее элементами и элементами других специализированных моделей того же объекта. Но так как у нас нет такой возможности, то остается сравнивать петрохимическую модель с существующими схемами расчленения гранитоидов Комсомольского района. Учитывая то, что при их построении петрохимические данные использовались мало, в основном для сравнения уже выделенных комплексов, возможность допустить ошибку, вероятно, незначительна.

Большинство исследователей выделяют в Комсомольском районе два главных гранитоидных комплекса: Силинский и Чалбинский. Исходя из этого, все анализы первоначальной выборки были разбиты на две группы: 1) анализы, относимые авторами к Силинскому комплексу; 2) анализы, относимые к Чалбинскому комплексу. В последние годы В. Г. Гоневным в Комсомольском районе был выделен но-

вый комплекс гранитоидов натриевой специализации — Пурильский [4]. В состав этого комплекса были включены Пурильский, Секташский и Верхнесилинский массивы. Анализы, относимые авторами к этим массивам, в том числе первоначально вошедшие в первые две группы, были выделены в третью группу. Таким образом, мы сформировали три проверочные совокупности: чалбинскую, силинскую и пурильскую, которые отвечают наиболее обоснованной схеме расчленения гранитоидов Комсомольского района [4]. Установить соответствие между этой схемой и петрохимической моделью — значит, показать, что каждой из сформированных проверочных совокупностей соответствует свой П-комплекс петрохимической модели.

1. П-комплекс $K_{II}^1 = \{K_1, K_2\}$. Из тридцати анализов элементарной группы K_1 двадцать пять относятся к силинской проверочной совокупности, а пять — к пурильской проверочной совокупности. По данным Э. П. Изоха эти пять анализов соответствуют дайкам, которые он считает «реликтовыми» дайками Верхнесилинского массива (Пурильский комплекс). Вероятно, это мнение является ошибочным, так как по петрохимическим данным их следует включать в Силинский комплекс. Из тринадцати анализов группы K_2 двенадцать анализов относятся к силинской проверочной совокупности. Таким образом, П-комплекс K_{II}^1 соответствует Силинскому комплексу.

2. П-комплекс $K_{II}^2 = \{K_4, K_5, K_6\}$. Из двадцати одного анализа группы K_4 одиннадцать принадлежит чалбинской проверочной совокупности, шесть пурильской и четыре силинской совокупностям. Соответствие плохое, однако, учитывая совмещенность в пространстве интрузивных комплексов Комсомольского района, сложность картирования в малообнаженном районе и отсутствие строгой методики при объединении интрузивных тел (и особенно даек и штоков) в комплексы, мы склонны отнести анализы группы K_4 к Чалбинскому комплексу. Из шестнадцати анализов группы K_5 пятнадцать относятся к чалбинской проверочной совокупности. Все анализы группы K_6 (26 анализов) относятся к чалбинской проверочной совокупности. Комплекс K_{II}^2 уверенно отождествляется с Чалбинским комплексом.

3. П-комплекс $K_{II}^3 = \{K_3, K_7\}$. Из двадцати пяти анализов группы K_3 двадцать один принадлежит к пурильской проверочной совокупности. Из семнадцати анализов группы K_7 пятнадцать принадлежат к пурильской проверочной совокупности. Комплекс K_{II}^3 уверенно отождествляется с Пурильским комплексом.

По результатам кластер-анализа часть ана-

лизов первоначальной выборки не вошла в состав выделенных элементарных групп вследствие низких коэффициентов корреляции между ними и анализами, по которым строилась модель. Шесть анализов, помеченных на дендрограмме рис. 1 крестами, имеют повышенную основность. Можно предполагать, что они характеризуют наиболее измененные породы Силинского комплекса. С другой стороны, возможно, что комплекс K_{II}^1 имеет еще одну элементарную группу, соответствующую основным разностям Силинского комплекса, но недостаточно опробованым. Три анализа, помеченные на дендрограмме рис. 1 кружками, характеризуют ксенолиты в породах Пурильского комплекса. Учитывая близость этих анализов к анализам элементарных групп $K_1, K_2 \in K_{II}^1$, их следует считать ксенолитами пород Силинского комплекса, что подтверждает более позднее внедрение пород Пурильского комплекса.

Результаты проверки петрохимической модели подтверждают существование в Комсомольском районе трех интрузивных комплексов: Силинского и Чалбинского, входящих в состав Мяо-Чанской серии, и Пурильского комплекса.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ГРАНИТОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Под структурой петрохимического комплекса (II-серии) будем понимать взаиморасположение в петрохимическом пространстве элементарных групп, входящих в данный II-комплекс (II-серию). Учитывая то, что II-комплекс есть абстрактная модель существующего в природе интрузивного комплекса, все результаты, полученные при изучении модели, в равной степени относятся и к объекту моделирования. В этом смысле, рассматривая структуру II-комплексов $K_{II}^1, K_{II}^2, K_{II}^3$, мы рассматриваем петрохимические структуры Силинского, Чалбинского и Пурильского гранитоидных комплексов.

Для удобства переименуем выделенные элементарные группы (табл. 1). Расположение элементарной группы в II-пространстве будем характеризовать координатами ее центра. Структуры II-комплексов можно представить, спроектировав центры элементарных групп на координатные плоскости II-пространства (рис. 4, 5). Укажем на главные закономерности, которые определяют петрохимические структуры гранитоидных комплексов Комсомольского района.

1. Положение центров элементарных групп, входящих в II-комплексы $K_{II}^1, K_{II}^2 \in S_{II}$, в координатных плоскостях $SiO_2-CaO, FeO, MgO, Fe_2O_3, TiO_2, MnO, K_2O$ можно уверенно аппроксимировать прямыми линиями. Уравнения

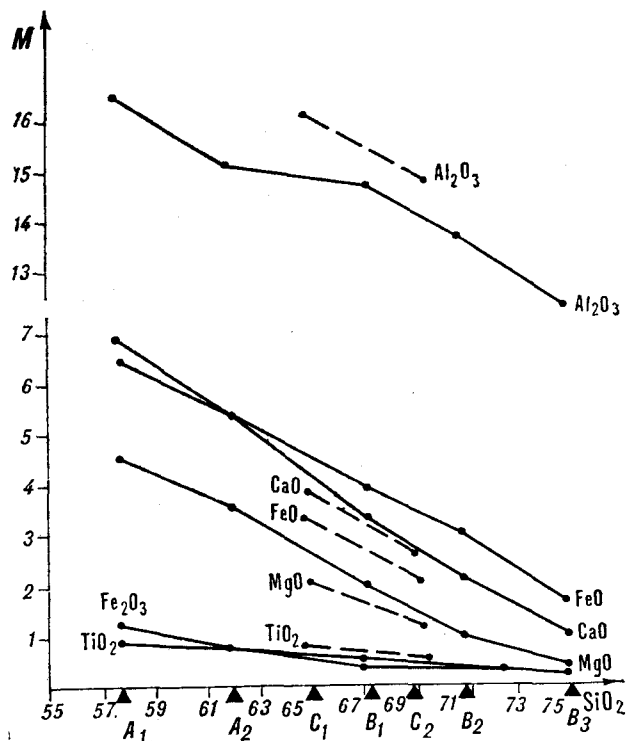


Рис. 4. Проекция центров элементарных групп на координатные плоскости SiO_2/M , где $M: FeO, Fe_2O_3, CaO, MgO, Al_2O_3, TiO_2$.

Сплошные линии соединяют проекции элементарных групп, входящих в состав II-серии. Пунктирные линии соединяют проекции элементарных групп II-комплекса K_{II}^3

регрессии $x = a_0 + a_1y$:

$$CaO = 26,46 - 0,34SiO_2 \quad r = -0,9977$$

$$FeO = 21,98 - 0,27SiO_2 \quad r = -0,9985$$

$$MgO = 18,74 - 0,25SiO_2 \quad r = -0,9946$$

$$Fe_2O_3 = 4,14 - 0,05SiO_2 \quad r = -0,948$$

$$TiO_2 = 3,25 - 0,04SiO_2 \quad r = -0,9986$$

$$MnO = 0,63 - 0,008SiO_2 \quad r = -0,99$$

$$K_2O = 9,19 - 0,19SiO_2 \quad r = 0,9979,$$

где r — коэффициент корреляции.

Анализ этих уравнений показывает, что в подпространстве $\{SiO_2, CaO, FeO, MgO, Fe_2O_3, TiO_2, MnO, K_2O\}$ петрохимического пространства центры элементарных групп $A_1, A_2 \in K_{II}^1$ и $B_1, B_2, B_3 \in K_{II}^2$ лежат на одной прямой. Линейная зависимость определяет инвариантность петрохимических структур Силинского и Чалбинского комплексов, входящих в состав одной серии.

2. На рис. 5 видно, что при последовательном увеличении содержания K_2O между группами, входящими в состав II-серии, содержание Na_2O остается примерно постоянным. Сравнение этих групп по критерию ван дер Вардена (табл. 2) показало, что для групп $A_2,$

Средние содержания (\bar{x}) и дисперсии (s) оксидов петрогенных элементов в элементарных группах K_{II}

Комплексы	Группы		n	Статистики	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
K_{II}^1	K_2	A_1	13	$\frac{\bar{x}}{s}$	$\frac{57,67}{1,67}$	$\frac{0,87}{0,16}$	$\frac{16,51}{1,09}$	$\frac{1,16}{0,48}$	$\frac{6,43}{0,52}$	$\frac{0,18}{0,04}$	$\frac{4,52}{0,75}$	$\frac{6,92}{0,71}$	$\frac{2,34}{0,51}$	$\frac{1,87}{0,52}$
	K_1	A_2	30	$\frac{\bar{x}}{s}$	$\frac{61,93}{1,84}$	$\frac{0,70}{0,13}$	$\frac{15,14}{0,52}$	$\frac{0,77}{0,35}$	$\frac{5,48}{0,72}$	$\frac{0,13}{0,04}$	$\frac{3,59}{0,57}$	$\frac{5,41}{0,79}$	$\frac{2,66}{0,44}$	$\frac{2,60}{0,58}$
K_{II}^2	K_4	B_1	21	$\frac{\bar{x}}{s}$	$\frac{67,29}{1,05}$	$\frac{0,51}{0,13}$	$\frac{14,79}{0,42}$	$\frac{0,35}{0,28}$	$\frac{3,96}{0,67}$	$\frac{0,08}{0,03}$	$\frac{2,01}{0,44}$	$\frac{3,34}{0,55}$	$\frac{2,72}{0,30}$	$\frac{3,64}{0,56}$
	K_5	B_2	26	$\frac{\bar{x}}{s}$	$\frac{71,06}{1,31}$	$\frac{0,32}{0,07}$	$\frac{13,85}{0,41}$	$\frac{0,29}{0,25}$	$\frac{3,04}{0,57}$	$\frac{0,06}{0,02}$	$\frac{0,98}{0,39}$	$\frac{2,15}{0,54}$	$\frac{2,83}{0,30}$	$\frac{4,54}{0,35}$
	K_6	B_3	16	$\frac{\bar{x}}{s}$	$\frac{75,18}{1,38}$	$\frac{0,15}{0,07}$	$\frac{12,52}{0,49}$	$\frac{0,23}{0,14}$	$\frac{1,72}{0,62}$	$\frac{0,04}{0,02}$	$\frac{0,40}{0,18}$	$\frac{1,06}{0,45}$	$\frac{2,69}{0,32}$	$\frac{5,12}{0,51}$
K_{II}^3	K_3	C_1	25	$\frac{\bar{x}}{s}$	$\frac{64,93}{2,23}$	$\frac{0,71}{0,21}$	$\frac{16,17}{0,54}$	$\frac{0,84}{0,34}$	$\frac{3,29}{0,62}$	$\frac{0,07}{0,02}$	$\frac{2,01}{0,55}$	$\frac{3,87}{0,46}$	$\frac{3,66}{0,37}$	$\frac{2,70}{0,36}$
	K_7	C_2	17	$\frac{\bar{x}}{s}$	$\frac{69,05}{3,12}$	$\frac{0,51}{0,13}$	$\frac{15,10}{0,90}$	$\frac{0,41}{0,18}$	$\frac{2,19}{0,83}$	$\frac{0,04}{0,02}$	$\frac{1,33}{0,46}$	$\frac{2,70}{0,57}$	$\frac{4,12}{0,66}$	$\frac{2,54}{0,91}$

B_1, B_2, B_3 содержание Na_2O постоянно. Напротив, в Π -комплексе K_{II}^1 при возрастании содержания K_2O происходит увеличение содержания Na_2O (при 95% уровне значимости).

3. Еще одно возможное различие в структуре Π -комплексов K_{II}^1 и K_{II}^2 обнаруживается

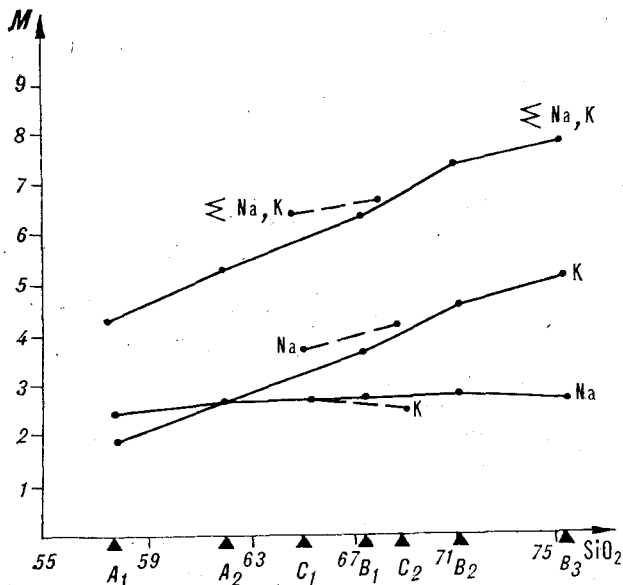


Рис. 5. Проекция центров элементарных групп на координатные плоскости SiO_2/M , где $M: Na_2O, K_2O \Sigma Na_2O, K_2O$.

во взаиморасположениях элементарных групп в координатной плоскости SiO_2/Al_2O_3 . Хотя коэффициент корреляции для проекций всех групп Π -серии на эту плоскость достаточно высок ($r = -0,976$), более предпочтительным кажется предположение о том, что проекции элементарных групп Π -комплексов K_{II}^1 и K_{II}^2 в плоскости SiO_2/Al_2O_3 лежат на двух параллельных прямых. Об этом свидетельствует высокий коэффициент корреляции для групп $B_1, B_2, B_3 \in K_{II}^2$ ($r = -0,997$) и близость углов наклона (α) прямых, соединяющих проекции центров групп в K_{II}^1 и K_{II}^2

$$\alpha K_{II}^1 = 17,5^\circ; \alpha K_{II}^2 = 16,2^\circ.$$

4. Для Π -комплексов K_{II}^3 , как и для комплексов K_{II}^1 и K_{II}^2 , характерно уменьшение содержания $Al_2O_3, FeO, Fe_2O_3, MgO, CaO, TiO_2, MnO$ с возрастанием содержания SiO_2 между группами C_1, C_2 . Но в отличие от Π -комплексов K_{II}^1 и K_{II}^2 в комплексе K_{II}^3 с возрастанием содержания SiO_2 между группами возрастает содержание Na_2O , в то время как содержание K_2O остается постоянным (см. табл. 2).

Приведенные результаты позволяют сделать вывод, что как сходство Силинского и Чалбинского комплексов, так и различия всех трех гранитоидных комплексов Комсомольского рай-

Сравнение групп по содержанию Na_2O , K_2O (критерий ван дер Вардена)

Элементы	Na_2O					K_2O
	B_2, B_3	B_1, B_2	A_1, A_2	A_2, B_1	C_1, C_2	C_1, C_2
Сравниваемые группы	B_2, B_3	B_1, B_2	A_1, A_2	A_2, B_1	C_1, C_2	C_1, C_2
$\frac{x}{x_{05}; x_{01}}$	$\frac{5,12}{5,45; 7,11}$	$\frac{0,18}{6,50; 8,50}$	$\frac{5,41}{4,97; 6,47}$	$\frac{4,94}{6,48; 8,48}$	$\frac{7,24}{4,75; 6,13}$	$\frac{0,37}{5,62; 7,33}$

она определяются прежде всего сходством и различием их петрохимических структур. Главные различия в петрохимической структуре П-комплексов заключаются в разных отношениях входящих в их состав групп по содержанию Na_2O и K_2O .

Отметим также, что положение прямых, соединяющих проекции центров элементарных групп в разных координатных плоскостях, является, вероятно, закономерным. Приведенные выше уравнения регрессии показывают, что для CaO , FeO , MgO , Fe_2O_3 , TiO_2 , MnO с возрастанием a_0 возрастает и a_1 .

На рис. 6 видно, что зависимость между a_0 и a_1 имеет линейный характер. Примечательно, что та же зависимость ($a_1 \approx 0,0127 a_0$, см. рис. 6) устанавливается между коэффициентами уравнений прямых, соединяющих проекции центров групп C_1, C_2 П-комплекса K_{II}^3 в плоскостях SiO_2/CaO , FeO , MgO , Fe_2O_3 , TiO_2 , MnO .

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Опыт геологии свидетельствует, что отдельные примеры не могут служить основанием для далеко идущих выводов. Однако, если гранитоидные комплексы других районов также обладают закономерной петрохимической структурой, то магматическая геология получит со-

вершенно новые возможности для теоретического осмысления своих объектов. Прежде всего это позволит перейти к классификациям не по составу, когда объекты классификации рассматриваются как петрохимически нерасчлененное целое, а по петрохимической структуре. Более того, появляется надежда на обнаружение количественных законов, описывающих эту структуру.

Высокая научная зависимость возможных результатов требует скорейшей и тщательной проверки справедливости гипотезы для возможного большего числа гранитоидных комплексов.

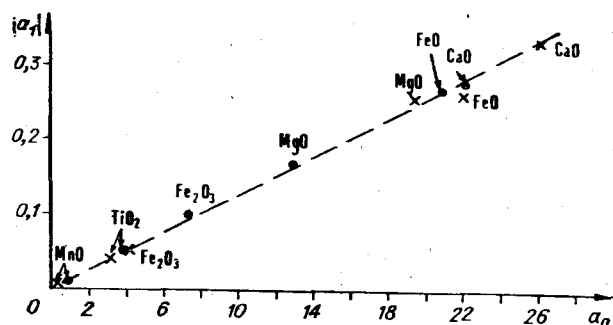


Рис. 6. График зависимости между a_1 и a_0 . Кресты соответствуют уравнениям регрессии П-серии, точки — уравнениям прямых, соединяющих проекции элементарных групп П-комплекса K_{II}^3 .

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамович И. И., Груза В. В. Фацциально-формационный анализ магматических комплексов. Л.: Недра, 1972.
- Гольдиц, С. В. О проверке однородности совокупностей геологических объектов.— В кн.: Математические методы при геологических исследованиях в Западной Сибири. Тюмень, 1968. (Тр. Зап-СибНИИГНИ, вып. 18).
- Дэйвис Дж. Статистика и анализ геологических данных. М.: Мир, 1977.
- Изог Э. П. Корреляция магматических комплексов Баджалского и Комсомольского рудных районов на Дальнем Востоке.— В кн.: Геология, петрохимия и рудоносность магматических формаций. Новосибирск: Наука, 1978.

ИТИГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
30 июня 1982 г.

Н. В. Ичетовкин

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ТРЕНДЫ ПЕТРОХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ГРАНИТОИДОВ СЕВЕРНОГО ПРИОХОТЬЯ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДЛЯ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ*

В статье рассматриваются результаты вычисления трехмерных пространственно-временных трендов петрохимического состава гранитоидов Северного Приохотья (в пересчете на числовые характеристики по методу А. Н. Заварицкого), которые основываются на 262 силикатных анализах и соответствующих им определениях возраста пород калий-аргоновым методом. Расчеты произведены на ЭВМ «Минск-32» методом полиномов. За независимые переменные приняты географические координаты мест отбора образцов и радиологический возраст. Установлены тенденции изменения числовых петрохимических характеристик как во времени, так и в пространстве. В результате смещения тренд-карт числовых характеристик для выбранных

За последние двадцать лет произведено несколько тысяч определений радиологического возраста изверженных пород Северо-Востока СССР. Значительная их часть (не менее 700) приходится на район, охватывающий юго-восточную часть Яно-Колымской складчатой области и юго-западную, приохотскую часть Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, называемую ниже для краткости Северным Приохотьем. Подавляющее большинство определений произведено калий-аргоновым методом по валовым пробам в лаборатории абсолютного возраста СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, работавшей первоначально под руководством Л. В. Фирсова, а позднее И. А. Загрузиной и А. П. Милова. Наличие такого количества определений открывает большие возможности для вероятностно-статистических способов их обработки. Однако попытки вычисления среднего возраста магматических комплексов Северо-Востока СССР [2, 3] не дали ожидаемых результатов. Причиной этого является, как отмечает И. А. Загрузина [3], большая дисперсия радиологических датировок, не позволяющая выделить из их общей совокупности обособленные группы цифр, характеризующие абсолютный возраст отдельных магматических комплексов или фор-

временных сечений в 130, 100 и 70 млн. лет намечены ареалы возможного распространения различных типов пород. Произведено районирование территории по совмещению двух характеристик, отражающих направленность развития гранитоидного магматизма: гомодромности — антидромности процесса и повышения или понижения во времени общей щелочности магматических расплавов. Схемы развития гранитоидного магматизма, установленные в результате совместной вероятностно-статистической обработки петрохимических и радиологических материалов в совокупности с данными непосредственных геологических наблюдений, могут служить основой для выяснения последовательности формирования гранитоидов в выделенных районах.

маций. Величина дисперсии в основном определяется разбросом данных, который вызван скользянием возраста однотипных или близких в формационном отношении пород в латеральном направлении. Исследования, проведенные И. А. Загрузиной для Чукотки и других районов Тихоокеанского побережья [4] и автором для Северного Приохотья, вполне определенно показали наличие пространственного тренда радиологического возраста интрузивных пород, подтвердив тем самым геологические представления о латеральном скользянии возраста гранитоидов в указанных районах. В связи с этим возникает вопрос, нельзя ли использовать данные абсолютной геохронологии для анализа эволюции химизма гранитоидов в зависимости от времени и места их проявления?

Для решения поставленной задачи автором было отобрано более 260 определений радиологического возраста интрузивных пород Северного Приохотья с кремнекислотностью от 51 до 78%, главным образом гранитоидов. Всем использованным определениям радиологического возраста сопутствуют химические анализы пород. Исключены геохронологические определения, производившиеся в 1958—1961 гг. без масс-спектрографического определения воздушного аргона. По этой причине пришлось отбра-

* Печатается в дискуссионном порядке.

ковать довольно много определений для Яно-Колымской складчатой области, хотя они сопровождаются химическими анализами и подробным петрографическим описанием пород. Точки отбора образцов имеют географическую привязку с точностью до одной минуты. Аппроксимация данных произведена путем вычисления трехмерных полиномиальных трендов. За независимые переменные при вычислении трендов приняты географические координаты и радиологический возраст пород, относительно которых рассматривалась тенденция поведения петрохимических характеристик. Расчет велся до полинома 5-го порядка. За аппроксимирующие приняты тренды с наименьшей суммой дисперсии, которым обычно отвечают полиномы 3-го порядка. Вычисления производились в партии математических методов Северо-Восточного производственного геологического объединения на ЭВМ «Минск-32». Для изображения структуры трехмерного тренда взяты сечения, отвечающие возрасту в 130, 100 и 70 млн. лет, а также временные («вертикальные») сечения вкрест и вдоль простираения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Тренд-карты строились в масштабе 1 : 2 500 000.

Одной из сложных задач в петрохимических исследованиях является выбор эмпирических параметров, позволяющих судить о ходе и направленности магматических процессов. Существует большое количество различных индексов и показателей, базирующихся на химическом составе пород, которые используются для выяснения генетических условий образования и процессов дифференциации магматического расплава [5]. Автор счел необходимым обратиться к привычным для геолога характеристикам А. Н. Заварицкого, поскольку они отражают как химический, так и минеральный состав пород и позволяют оперировать обычными названиями разновидностей гранитоидов. Для вычисления трехмерных трендов выбраны характеристики s , a , c , b , m , n , которые довольно полно характеризуют состав породы. Кроме того, было произведено вычисление трехмерных трендов содержания некоторых окислов (SiO_2 , K_2O) в весовых процентах. Затем на полученных сечениях трендов для 130, 100 и 70 млн. лет, а также на временных сечениях были выделены поля возможного распространения пород различного состава. Первое разделение полей производилось по характеристике s : выделялись области распространения пород с характеристикой $s > 77$, что соответствует примерно $\text{SiO}_2 > 69\%$ (граница гранитов и гранодиоритов), $77 > s > 75$ ($69-66\% \text{SiO}_2$) и $75 > s > 73$ ($66-64\% \text{SiO}_2$). Далее деление производилось по общей щелочности, т. е. по характеристике a : выделялись поля с $a < 11,0$; $11 < a < 12,5$; $12,5 < a < 14,5$; $a > 14,5$. Как дополнительные

признаки для идентификации класса пород использовались характеристики c , b , n . В результате были построены карты областей распространения возможных типов пород во времени и в пространстве. Понятно, что границы выделенных ареалов являются условными, да и сами классы пород не всегда могут быть определены однозначно. Однако общие тенденции изменения состава пород во времени и в пространстве на территории Северного Приохотья выявляются, на взгляд автора, вполне определенно.

Первый и наиболее кардинальный вывод, который вытекает из рассмотрения поведения кремнекислотности пород в зависимости от возраста и географического расположения, это преимущественно антидромное развитие гранитоидного магматизма в Северном Приохотье. Область распространения гранитов (с кремнекислотностью более 69% или с характеристикой s в породах более 77) с омоложением возраста постепенно сужается. 130 млн. лет назад ареал распространения магм гранитного состава занимал площадь, ограниченную на северо-востоке линией, проходящей от юго-западного края Колымского срединного массива до южной границы Омолонского массива и на юго-западе — вдоль северного побережья Охотского моря от Охотского срединного массива до п-ова Кони (рис. 1, А). Позднее он распался на два ареала, один из которых постепенно мигрировал к югу вдоль границы Охотского срединного массива, другой обособился в районе северного побережья залива Шелихова (см. рис. 1, Б, В). Антидромное развитие гранитоидного магматизма наиболее ясно выражено в южной части Колымского срединного массива и в прилегающих к нему с запада районах Яно-Колымской складчатой области, где кремнекислотность расплавов, начиная с раннего мела (130 млн. лет) и кончая концом позднего мела (70 млн. лет), меняется в широких пределах от ультракислого ($\text{SiO}_2 > 71\%$ или $s > 80$) до среднего состава ($\text{SiO}_2 > 60\%$; $s < 70$). Магмы все более основного состава распространяются со временем в южном и западном направлении довольно широко, охватывая бассейн верхнего течения р. Колымы. Южнее эволюция гранитоидных расплавов со временем имеет другой характер. На юго-западном и северо-восточном флангах приохотского сегмента Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, т. е. на границах с Охотским и Омолонским срединными массивами, устанавливается уже гомодромное развитие гранитоидного магматизма (см. рис. 1, Д). В центральной части приохотского сегмента вулканогенного пояса, охватывающей северное побережье залива Шелихова, намечается полный цикл от расплавов гранодиоритового состава ($s < 77$ или $\text{SiO}_2 < 69\%$) к гранитным на границе раннего и

позднего мела и снова к гранодиоритовым к концу позднего мела. При этом наиболее широко распространены граниты, область развития которых с течением времени постепенно смещается в северо-восточном направлении. Наличие цикла в начале с гомодромной, а затем с антидромной последовательностью подтверждается здесь геологическими наблюдениями [1].

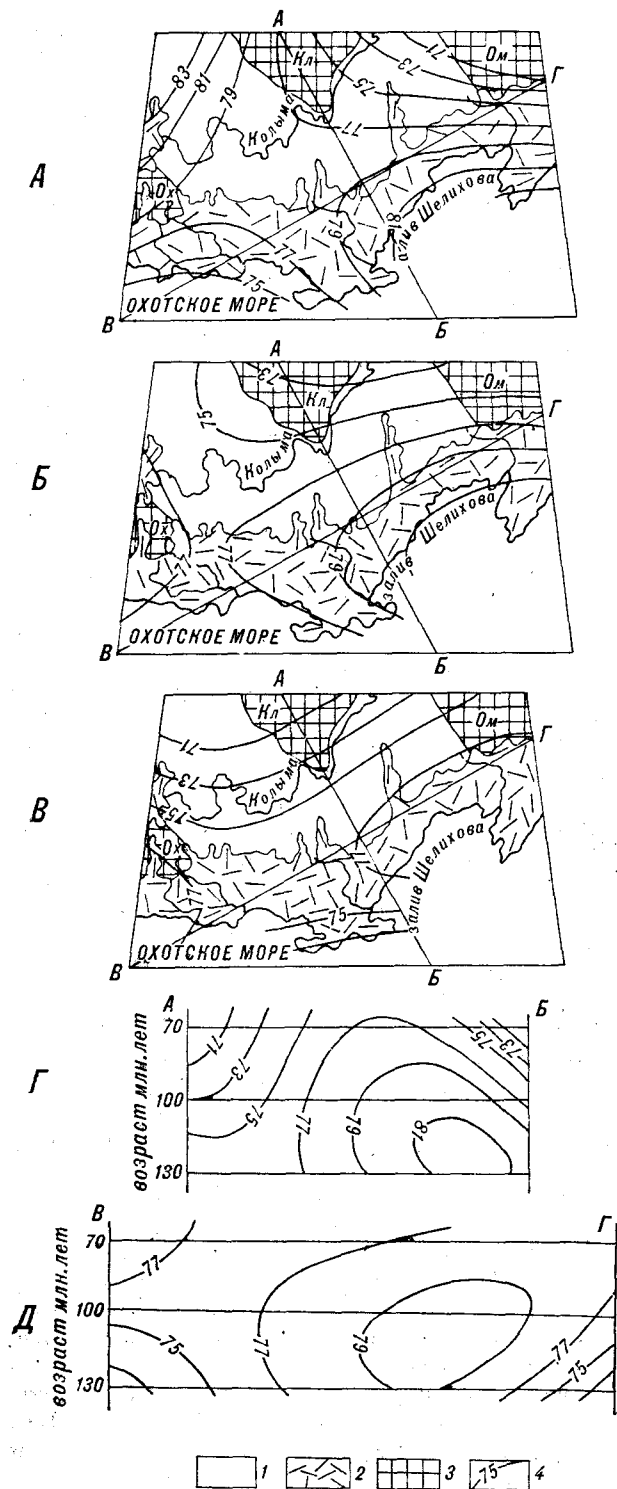
Тенденция изменения общей щелочности гранитоидных расплавов с течением времени исследовалась путем построения трехмерного тренда характеристики А. Н. Заварицкого a , которая, как известно, представляет собой относительное число атомов щелочных металлов, входящих в алюмосиликаты и комбинирующихся в атомных решетках минералов с атомами алюминия. Таким образом, нами не учтен избыток щелочей над алюминием, наблюдающийся в щелочных породах, но поскольку среди использованных анализов практически не было щелочных гранитов, это, по-видимому, не играет существенной роли.

Как показывает рассмотрение сечений трехмерного тренда характеристики a для радиологического возраста 130, 100 и 70 млн. лет (рис. 2), в пределах рассматриваемого региона выделяются два ареала распространения гранитоидных магматических расплавов с повышенной общей щелочностью ($a > 12,4$). Первый прослеживается вдоль юго-западной границы Омолонского срединного массива, охватывая структуру, расположенные между Колымским и Омолонским срединными массивами и северным побережьем залива Шелихова: Буюндино-Балыгычанский район пологих дислокаций, Сугойскую складчато-глыбовую зону и наложенный на них Омсукчанский прогиб. Второй расположен в западной, примыкающей к Охотскому срединному массиву, части приохотского сегмента Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Указанные ареалы разграничены двумя трогами, представляющими собой поля распространения пород пониженной щелочности. Ось одного из трогов проходит почти в широтном направлении от верховьев р. Колымы в сторону Омолонского срединного массива. Ось второго прослеживается в субмеридиональном направлении от южной оконечности Колымского срединного массива до северного побережья Охотского моря к западу от залива Шелихова.

Относительная роль калия и натрия в указанных выше ареалах проявления расплавов повышенной щелочности разная. Восточный Балыгычано-Сугойский ареал представляет собой область проявления существенно калиевых расплавов. Изолинии тренда характеристики a здесь идентичны изолиниям тренда K_2O в вес. %, причем характеристика a , равная 12,4 соответствует примерно 3,5% K_2O . Характеристика n

Рис. 1. Тренд-карты кремнекислотности (тенденция поведения характеристики s А. Н. Заварицкого).

А — сечение трехмерного тренда характеристики s для 130 млн. лет; Б — сечение трехмерного тренда характеристики s для 100 млн. лет; В — сечение трехмерного тренда характеристики s для 70 млн. лет; Г — сечение трехмерного тренда характеристики s вкосте простирания ОЧВП (по линии АБ); Д — сечение трехмерного тренда характеристики s вдоль простирания ОЧВП (по линии ВГ). 1 — Яно-Колымская складчатая область; 2 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 3 — срединные массивы; Кл — Колымский, Ом — Омолонский, Ох — Охотский; 4 — изолинии тренда характеристики s .



в этом ареале не превышает 65, снижаясь в местах развития расплавов максимальной калиевости до 50—60.

Западный ареал повышенной щелочности расплавов является существенно натриевым. Значения характеристики n для всего рассматриваемого интервала времени (меловой период) не опускаются здесь ниже 65, достигая в позднем мелу 70—75.

Отмеченные выше ареалы распространения гранитоидных расплавов повышенной щелочности и области пониженной щелочности между ними довольно устойчиво сохраняются во времени относительно друг друга, если не считать некоторой миграции в меридиональном направлении, вкрест простиранию Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Наиболее отчетливо за время от начала (130 млн. лет) до конца (70 млн. лет) мелового периода выражена миграция максимума щелочности, которая происходит в южном направлении, от юго-западного края Омолонского среднего массива к северному побережью залива Шелихова. Как уже указывалось, этот максимум обусловлен в первую очередь повышенным содержанием K_2O . Вслед за ним в том же направлении продвигается со временем и широтный минимум. Следует отметить, что максимум по своей абсолютной величине не постоянен: судя по рисунку изолиний на поперечных сечениях фигуры тренда (см. рис. 2, Г, Д), максимум щелочности приходится на интервал времени в 80—90 млн. лет, после чего общая щелочность гранитоидов в восточном ареале снова несколько снижается. В это время породы с повышенной щелочностью имеют здесь наиболее широкое площадное распространение.

Несколько по другому происходит изменение щелочности гранитоидов во времени в западной части рассматриваемой территории, где от начала к концу мелового периода происходит постепенное снижение калиевости и нарастание натриевости пород, сопровождающееся некоторым снижением общей щелочности в середине мела.

В заключение следует отметить, что щелочность не коррелируется во времени и в пространстве с содержанием кремнезема, что обуславливает разнообразную гамму развитых в районе гранитоидных пород.

Поскольку рассматриваемые породы кальций-содержащие минералы, кроме полевых шпатов, содержат в незначительном количестве, тренды полевошпатовой извести (параметра c в пересчете по А. Н. Заварицкому) соответствуют, вероятно, трендам известковистости пород в целом. Тренд характеристики c (рис. 3) показывает значительные изменения известковистости расплавов во времени от района к району. Так, на левобережье верхнего течения р. Ко-

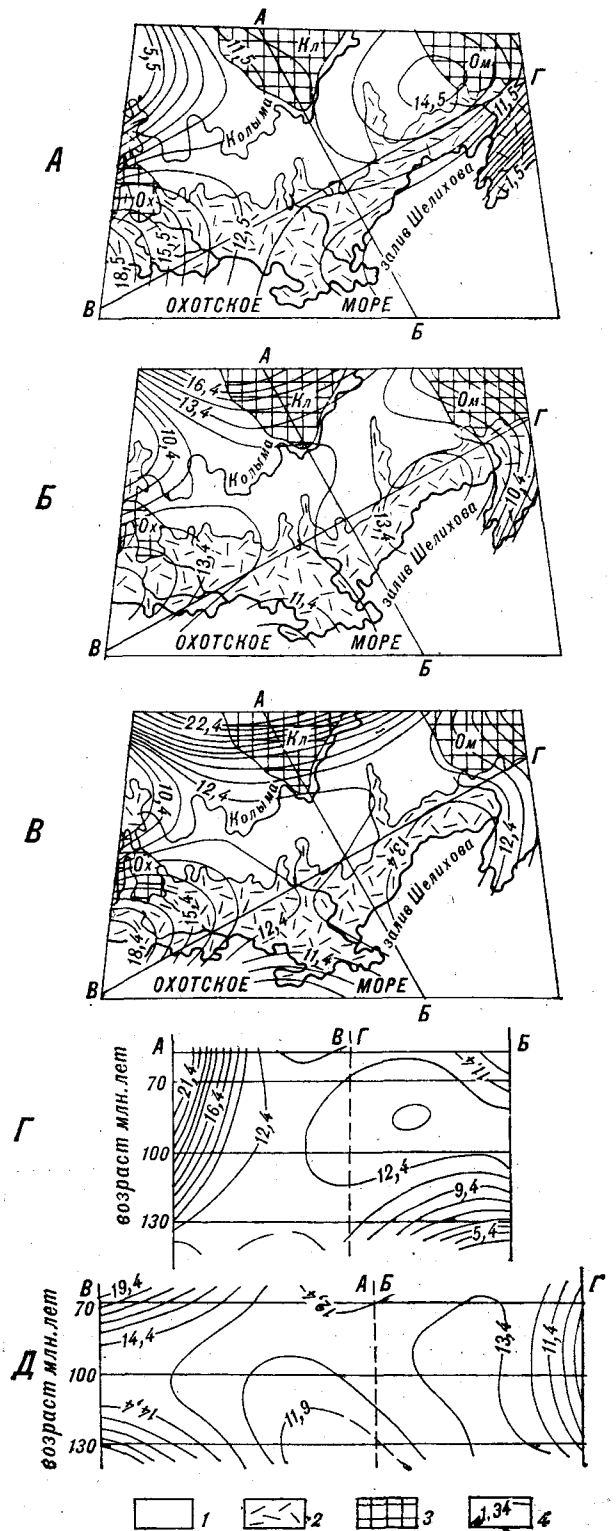


Рис. 2. Тренд-карты общей щелочности (тенденция поведения характеристики «а» А. Н. Заварицкого). А, Б, В, Г, Д — сечения трехмерного тренда характеристики а, соответственно для 130, 100, 70 млн. лет, по линиям АБ и ВГ. 1 — Яно-Колымская складчатая область; 2 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 3 — срединные массивы: Кл — Колымский, Ом — Омолонский, Ох — Охотский; 4 — изолинии тренда характеристики а.

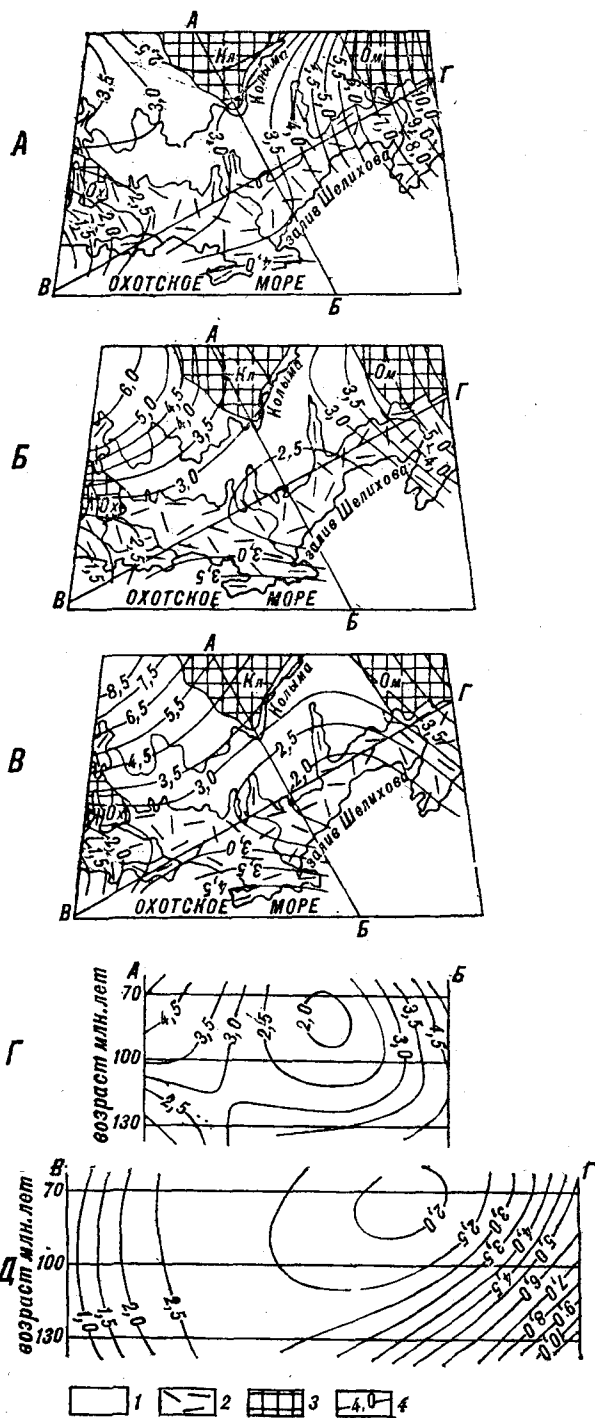


Рис. 3. Тренд-карты известковистости гранитоидов (тенденция поведения характеристики s А. Н. Заварицкого).

А, Б, В, Г, Д — сечения трехмерного тренда характеристики s соответственно для 130, 100, 70 млн. лет и по линиям АБ и ВГ. 1 — Яно-Колымская складчатая область; 2 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 3 — срединные массивы; Кл — Колымский, Ом — Омолонский, Ох — Охотский; 4 — изолинии тренда характеристики s .

лымы (Яно-Колымская складчатая область) известковистость пород довольно высокая. В течение всего мелового периода она растет, причем площадь возможного распространения гранитоидов повышенной известковистости (с характеристикой $s > 3,0$) со временем расширяется в юго-восточном направлении, частично охватывая и правобережье р. Колымы, а также южную часть Колымского срединного массива. Юго-западнее, на границе с Охотским срединным массивом, известковистость пород относительно низкая (характеристика $s < 2,5$) и на протяжении рассматриваемого отрезка времени остается почти постоянной. В структурах, расположенных между Колымским и Омолонским срединными массивами и в той части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, которая занимает северное побережье залива Шелихова, известковистость магматических пород является в целом довольно низкой, обнаруживая с течением времени тенденцию к еще большему снижению. Восточнее, по мере приближения к Омолонскому срединному массиву, она становится выше. В пределах последнего гранитоиды отличаются уже высокой известковистостью (характеристика s имеет значение от 3,5 до 10,0 и более), хотя со временем (от начала к концу мелового периода) здесь также наблюдается тенденция к ее снижению.

Заметно отличается по тенденции поведения известковистости гранитоидов район, расположенный в центральной части приохотского сегмента Охотско-Чукотского вулканогенного пояса к западу от залива Шелихова (полуострова Кони и Пьягина и побережье Тауйской губы). Здесь известковистость пород также сравнительно высокая (характеристика $s > 3,0$), но в отличие от Омолонского срединного массива она с течением времени не падает, а несколько возрастает.

Как можно видеть на тренд-картах для 130, 100 и 70 млн. лет (рис. 4, А, Б, В), с омоложением возраста наблюдается тенденция к увеличению меланократовости пород. Она вполне согласуется с установленным ранее антидромным характером развития гранитоидного магматизма, который вытекает из рассмотрения тренда кремнекислотности расплавов. Вместе с ростом меланократовости (характеристика b) растет и магнезиальность пород, что выражается как в росте значений параметра m' , так и в расширении полей распространения относительно более магнезиальных пород. Особенно заметно расширяется к позднему мелу площадь распространения относительно магнезиальных пород ($m' > 30$) в северо-западной части территории, охватывающей южное окончание Колымского срединного массива и прилегающие к нему районы Яно-Колымской складчатой области. Вместе с тем

в юго-западной части территории, вблизи Охотского срединного массива, где, как указывалось ранее, в течение мела сохраняется гомодромная направленность магматического процесса, меланократовость и магнезиальность пород с омоложением возраста падают, т. е. увеличивается их железистость. Очень ярко выраженная флуктуация магнезиальности, приходящаяся на середину мела, наблюдается в районе северного побережья залива Шелихова (см. рис. 4, Г, Д). К этому времени здесь, как отмечалось ранее, приурочено развитие калиевых гранитов с максимальной кремнекислотностью и щелочностью. Им отвечает минимум магнезиальности (с характеристикой $m' < 21$) и, вероятно, максимум железистости пород. На это же время приходится и минимум меланократовости, ось которого полого вздымается в восточном направлении по мере омоложения к востоку возраста указанных пород.

Одной из сложных задач магматической геологии является установление границ распространения интрузивных образований, относящихся к тому или иному интрузивному комплексу или другому сообществу (парагенезису) интрузивных пород. Ареалы распространения интрузивных образований, составляющих сообщество, оконтуриваются с элементами субъективизма. Проведенные исследования позволяют подойти к выделению тектоно-магматических районов с более объективных позиций.

Совмещая тренд-карты числовых характеристик, можно по сочетанию последних наметить для каждого выбранного временного сечения (в данном случае для 130, 100 и 70 млн. лет) ареалы возможного распространения тех или иных типов пород (рис. 5). Так, для начала раннего мела (130 млн. лет, см. рис. 5, А) следует ожидать широкого распространения малощелочных гранитов и гранитов пониженной щелочности, которые могут быть проявлены на обширной территории Яно-Колымской складчатой области, начиная от северо-западной границы рассматриваемого района и кончая современным побережьем Охотского моря. В местах развития гранитоидов, нормативно пересыщенных глиноземом, они могут представлять собой породы, относимые, как указывалось выше, к формации так называемых высокоглиноземистых гранитов. Намечаются два участка возможного развития высокоглиноземистых гранитов. Первый располагается на северо-западе территории, где позднеюрско-раннемеловые высокоглиноземистые граниты известны давно, второй — на побережье Охотского моря к северо-западу от залива Шелихова, где такие граниты пока не установлены, но, по-видимому, также возможны.

К северо-востоку от площади развития гранитов пониженной щелочности, в пределах

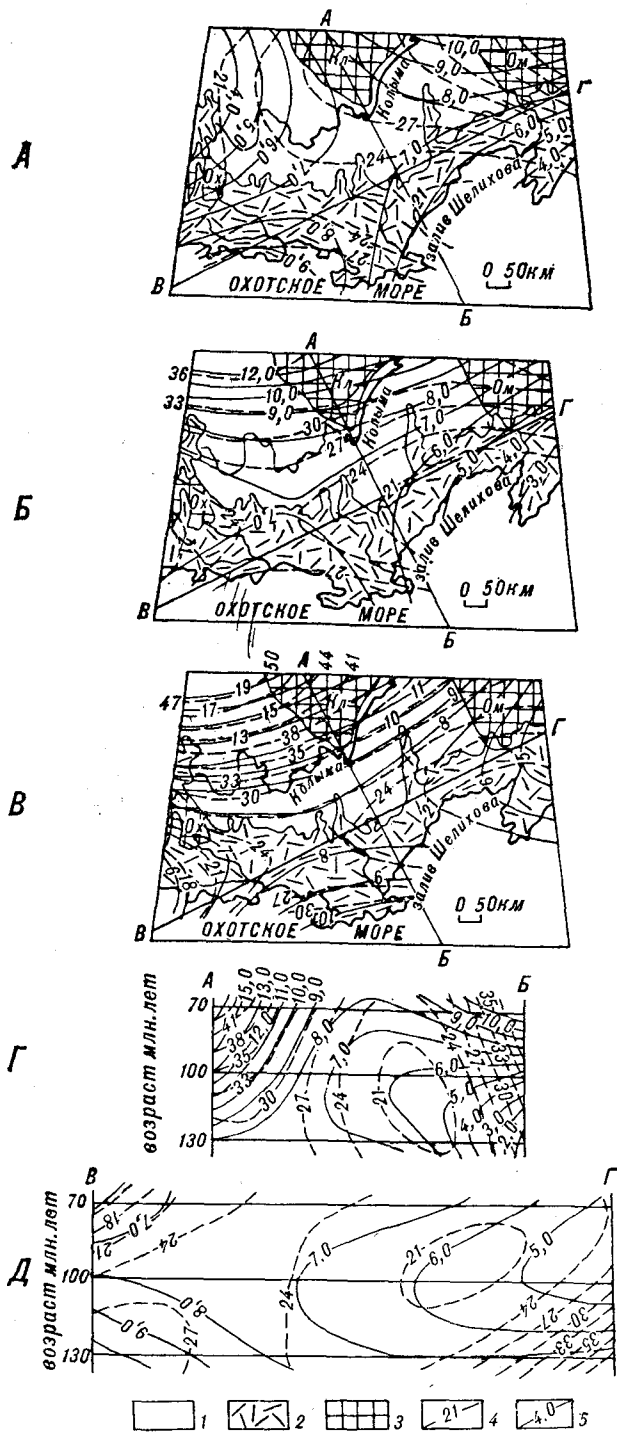


Рис. 4. Тренд-карты меланократовости гранитоидов (тенденция поведения характеристик b и m А. Н. Заварицкого).

А, Б, В, Г, Д — сечения трехмерного тренда соответственно для 130, 100, 70 млн. лет и по линиям АБ и ВГ. 1 — Яно-Колымская складчатая область; 2 — Охотско-Чукотский вулкано-генный пояс; 3 — срединные массивы: Кл — Колымский, Ом — Омолонский, Ох — Охотский; 4 — изолинии тренда характеристики m (пунктир); 5 — изолинии тренда характеристики b (сплошная линия).

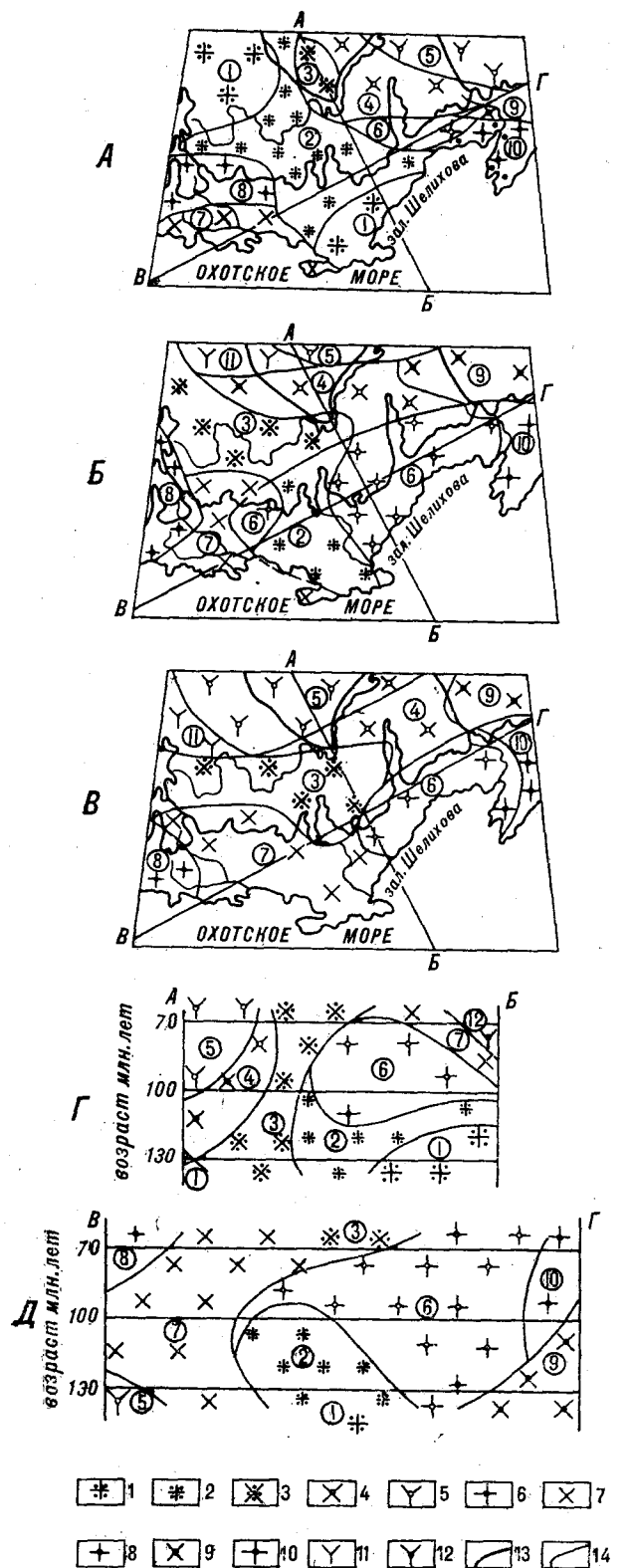


Рис. 5. Распределение возможных типов пород во времени и в пространстве.

А — распределение возможных типов пород в начале раннего мела (130 млн. лет); Б — то же в середине мела (100 млн. лет); В — то же в конце мела (70 млн. лет); Г — распре-

деление возможных типов пород во времени по линии АБ; Д — то же, по линии ВГ. 1 — граниты малощелочные, повышенной известковистости, калий-натровые, пересыщенные глиноземом ($11,0 > a$; $6,0 > c > 3,0$; $8 > b > 1,0$; $e > 77$; $69 > n > 55$; $30 > a' > 10$); 2 — граниты пониженной щелочности, известковистые, калий-натровые, пересыщенные глиноземом ($12,5 > a > 11,0$; $4,0 > c > 2,0$; $6 > b > 2$; $s > 77$; $69 > n > 55$; $30 > a' > 10$); 3 — гранодиориты нормальные, калий-натровые, пересыщенные глиноземом ($12,5 > a > 11,0$; $6,0 > c > 2,0$; $11 > b > 7$; $77 > s > 73$; $67 > n > 55$; $30 > a' > 20$); 4 — кварцевые монцитониты — породы умеренной кремнекислотности, повышенной щелочности, относительно малоизвестковистые, калий-натровые ($18,0 > a > 12,5$; $4,5 > c > 2,5$; $11 > b > 6$; $77 > s > 73$; $62 > n > 53$); 5 — щелочноеземельные сиениты, сиенито-диориты, кварцевые сиенито-диориты, диориты ($19,0 > a > 12,5$; $4 > c > 3,0$; $19 > b > 9$; $72 > a' > 67$; $67 > n > 53$); 6 — граниты нормальной и повышенной щелочности, монцограниты ($14,5 > a > 12,5$; $3,5 > c > 1,5$; $8 > b > 4$; $s > 77$; $67 > n > 55$); 7 — граносиениты и существенно натровые гранодиориты ($18,0 > a > 12,5$; $4,5 > c > 1,0$; $11 > b > 6$; $77 > s > 73$; $73 > n > 61$); 8 — граниты субщелочные, существенно натровые, возможно варьирующие до кварцевых сиенитов ($19,0 > a > 12,5$; $3,5 > c > 0,5$; $8 > b > 4$; $s > 77$; $77 > n > 61$); 9 — тоналиты — породы умеренной кремнекислотности, пониженной щелочности, известковистые ($14,0 > a > 7,0$; $11 > c > 3,5$; $11 > b > 4$; $77 > s > 73$; $65 > n > 55$); 10 — плагиограниты — породы повышенной кремнекислотности, пониженной щелочности, относительно известковистые ($12,5 > a > 9,0$; $7 > c > 3,5$; $7 > b > 3$; $s > 77$; $67 > n > 55$); 11 — диориты и габбро-диориты ($12,5 > a > 9,5$; $8 > c > 6$; $19 > b > 11$; $73 > s > ?$; $67 > n > 61$); 12 — кварцевые диориты, существенно натровые ($12,5 > a > 10,0$; $7 > c > 3,5$; $13 > b > 8$; $73 > s > ?$; $73 > n > 67$); 13 — границы основных структурных элементов; 14 — границы полей распространения возможных типов пород.

охваченных исследованием окраин Колымского и Омолонского срединных массивов и к юго-западу от нее, на площади восточного фланга Охотского срединного массива следует ожидать развития менее кислых, но более щелочных пород типа гранодиоритов, кварцевых монцитонитов, граносиенитов и относительно натровых гранитов. Необходимо отметить также, что к северу от залива Шелихова уже в это время намечается небольшой ареал развития существенно калиевых гранитов, отличающихся повышенной щелочностью. Распространение различных типов гранитоидов в раннем мезозое явно подчинено структурному плану мезозой.

К середине мела (см. рис. 5, Б) широкое распространение получают некоторые типы гранитоидов, сопровождающие формирование Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Распределение различных типов пород подчиняется уже структурному плану, возникшему в связи с образованием вулканогенного пояса. Выделяются два ареала связанных с ним гранитоидов. Один представляет собой площадь распространения относительно калиевых пород гранитного состава с некоторыми вариациями щелочности. Он охватывает северное побережье Охотского моря, за исключением западного и восточного флангов, примыкающих соответственно к Охотскому и Омолонскому срединным массивам. Другой, являющийся районом распространения более натровых гранитов и гранодиоритов, расположен в пределах восточного фланга Охотского срединного массива. Отчетливо отбивается северная граница распространения указанных гранитоидов, которую можно рассматривать как границу распространения пород, входящих в состав вулканогенно-плутонических ассоциаций. К северу от этой гра-

ницы выделяется поле распространения гранитоидов пониженной кремнекислотности типа умеренно кислых гранитов, гранодиоритов и кварцевых монзонитов, которое охватывает складчатые структуры юго-западной части Яно-Колымской складчатой области. И, наконец, в южной части Колымского срединного массива и на примыкающей к ней части Иньяли-Дебинского мегасинклинория (Яно-Колымская складчатая область) в это время намечается ареал проявления более основных магм довольно высокой щелочности типа кварцевых сиенито-диоритов и частично диоритов. Кроме того, на востоке территории выделяется ареал развития пород тоналит-плагиогранитного состава.

К позднемеловому времени (см. рис. 5, В) площадь распространения гранитов на побережье Охотского моря заметно сокращается. Между западным и восточным ареалами развития гранитных магм широкое распространение в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе приобретает породы типа гранодиоритов. На севере рассматриваемой территории расширяется поле распространения пород среднего состава. Однако по сравнению с серединой мела картина распределения различных типов пород принципиально не меняется. По-прежнему в вулканогенном поясе наблюдаются два ареала развития гранитов. Вдоль границы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса с Яно-Колымской складчатой областью выделяется зона развития гранитоидов пониженной щелочности. На северо-западе территории намечается поле развития пород среднего, а на востоке — тоналит-плагиогранитного состава.

Необходимо подчеркнуть, что, говоря об ареалах или полях распространения пород того или иного состава, мы имеем в виду только возможность появления тех или иных пород на определенной площади в определенное время. На современном срезе одни из них могут быть представлены крупными интрузивными массивами, другие — отдельными мелкими телами, т. е. фактическое распределение может быть не таким явным, как это вытекает из рассмотрения трендов петрохимических характеристик. Так или иначе на картах распространения различных типов пород, построенных по сочетаниям петрохимических параметров, намечаются тектоно-магматические районы, которые отличаются довольно длительной генерацией магм определенного химического состава. Однако площади возможного проявления этих магм со временем значительно меняются, что делает невозможным однозначное проведение границ тектоно-магматических районов. Поскольку намечающиеся районы отличаются, главным образом, направленностью развития гранитоидного магматизма, была сделана по-

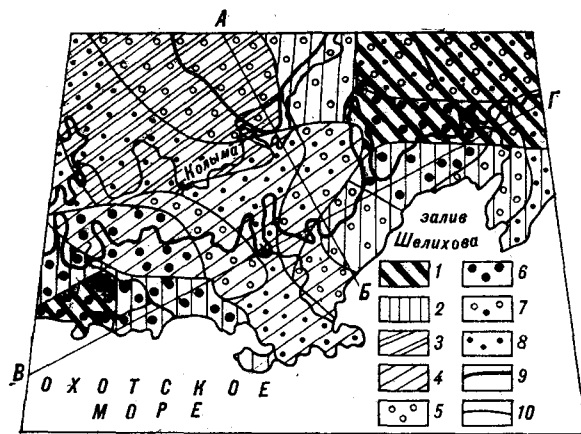


Рис. 6. Схема районирования Северного Приохотья по типу развития гранитоидного магматизма.

1 — площади с гомодромным развитием гранитоидного магматизма; 2 — площади с постоянной кремнекислотностью магматических расплавов; 3 — площади с антидромным развитием гранитоидного магматизма в течение всего мелового периода; 4 — площади с антидромным развитием гранитоидного магматизма только в позднем мелу; 5 — площади с устойчивой тенденцией к повышению щелочности магматических расплавов в течение всего мелового периода; 6 — площади с постоянно высокой общей щелочностью магматических расплавов; 7 — площади с устойчивой тенденцией к понижению щелочности в течение всего мелового периода; 8 — площади с постоянно низкой щелочностью магматических расплавов; 9 — границы основных структурных элементов; 10 — границы возможных тектоно-магматических районов, выделенных по типу развития гранитоидного магматизма.

пытка осуществить районирование по совмещению двух основных характеристик, отражающих эту направленность: гомодромности-антидромности процесса и повышения или понижения общей щелочности расплавов. Это позволяет в значительной мере формализовать районирование, т. е. сделать проведение границ более воспроизводимым. На рис. 6 приведены результаты такого районирования. Схемы развития гранитоидного магматизма, установленные в результате совместной вероятностно-статистической обработки петрохимических и радиологических материалов, в совокупности с данными непосредственных геологических наблюдений могут служить основой для выяснения последовательности формирования гранитоидов в выделенных районах. Достоверность данных о времени и характере проявления гранитоидного магматизма, полученных при анализе пространственно-временных трендов химического состава гранитоидов, на наш взгляд, не ниже, чем достоверность геологических представлений о возрасте и последовательности формирования интрузивных образований, которые базируются на результатах обычных геологических исследований. Наиболее сложная последовательность формирования гранитоидов разного состава намечается для пограничных зон, в частности для зоны, расположенной на границе Охотско-Чукотского вулканогенного пояса с Яно-Колымской складчатой областью. Это и понятно, так как ука-

занные зоны испытывают влияние магматических очагов, расположенных то в одних, то в других тектоно-магматических районах, в зависимости от их активизации.

Изложенные в работе результаты верны настолько, насколько верны и представительны исходные данные. Тем не менее проведенные исследования убеждают, что из радиологических данных в совокупности с петрохимией можно извлечь неизмеримо больше информации, чем это делалось до сих пор. Выводы о времени проявления тех или иных типов пород и направленности магматических процессов, полученные в результате обработки радиологических и петрохимических данных пространственно-статистическими методами, как показывают сопоставления с некоторыми другими геологическими материалами, не менее

достоверны, чем данные о возрасте и последовательности внедрения интрузивных образований, полученные в результате обычных геологических наблюдений. Но они более дифференцированы по площади и не требуют той чрезмерной экстраполяции, к которой приходится прибегать при определении возраста и последовательности формирования сообществ интрузивных пород на основании взаимоотношений, установленных (а нередко только предполагаемых) в отдельных обнажениях. Следует подчеркнуть, что геологические данные о возрасте и последовательности формирования интрузивных образований и результаты вероятностной оценки радиологических и петрохимических данных должны не исключать, а дополнять друг друга.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бочарников Ю. С., Ичетовкин Н. В. Связь магматизма и оруденения на примере Нявленгинской вулканотектонической депрессии.— В кн.: Материалы по геол. и полезн. ископ. СВ СССР, вып. 25. Магадан, 1980.
2. Горбов В. В., Загрузина И. А., Сафронов Д. Н. Геохронологическая типизация некоторых мезозойских интрузивных комплексов Северо-Востока СССР.— В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР, Магадан, 1968.
3. Загрузина И. А. Геохронология мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1977.
4. Загрузина И. А. Эволюция мезозойского магматизма в Тихоокеанском обрамлении в свете радиологических данных.— Геол. и геоф., 1980, № 4.
5. Рудник В. А. Петрохимические критерии фацциально-формационного анализа горных пород.— В кн.: Вопросы петрохимии. Л., 1969.

ПГО Севостгеология
Магадан

Поступила в редакцию
19 июля 1982 г.

ДИСКУССИЯ

А. Ф. Бехтольд. Автор отдает себе отчет в том, что «изложенные в работе результаты верны настолько, насколько верны и представительны исходные данные». Сомнение вызывает достоверность К-Аг датировок возраста гранитоидов. Аргон, возникающий при распаде ^{40}K , имеет тенденцию диффундировать из минералов. Потеря аргона вследствие диффузии приводит к тому, что для одного и того же типа минерала данной породы получаются не согласующиеся друг с другом результаты датирования. При определенных условиях (нагревании до 300—500°) соотношение К и Аг меняется таким образом, что определяемый возраст может быть занижен в 5—6 раз. Следует иметь в виду, что в гранитоиды калий (а значит, и изотоп ^{40}K) может

привноситься на различных стадиях метасоматического изменения, что, несомненно, влечет искажение К-Аг возраста этих пород.

Если отвлечься от сомнений в отношении истинности определения возраста гранитоидов, то следует отметить, что примененная в работе методика совместной вероятностно-статистической обработки петрохимических данных позволила получить оригинальные материалы по направленности развития гранитоидного магматизма Северного Приохотья во времени, что позволило автору разработать схему районирования Северного Приохотья по типу развития гранитоидного магматизма.

Ю. С. Салин

ОСНОВНЫЕ ГЕОМЕТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ГЕОЛОГИИ. СТАТЬЯ ВТОРАЯ. ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНЫЕ И ПРОЕКТИВНЫЕ МОДЕЛИ

Построение геологической карты по данным стратиграфической схемы представлено как цепь последовательных усложнений и пополнений топологической модели. Отношения вертикальной последовательности стратиграфических подразделений и латеральной последовательности фаций в этих подразделениях попол-

няются в рамках дифференциальной модели данными о гладкости и кривизне границ, о положении антиклинальных и синклинальных перегибов. При построении проективных моделей (в частности, модели Хейтса) учитываются закономерности площадной изменчивости мощностей.

ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНЫЕ МОДЕЛИ

В последовательности построения за верневской топологической моделью следуют дифференциальные модели. И в этих моделях, так же как и в проективных, аффинных и метрических, будем исходить из понятий нормы и аномалии, согласных и несогласных отношений.

НОРМА И АНОМАЛИЯ В ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНЫХ МОДЕЛЯХ

Что же следует утвердить в качестве нормы и аномалии, согласия и несогласия в дифференциальных моделях?

Достаточно очевидно, что не все явления, которые геолог называет несогласиями, подпадают под определение, справедливое в рамках топологических моделей. Проанализируем такой пример (рис. 1).

Каждое из подразделений *A*, *B*, *C* соприкасается только с двумя смежными в шкале подразделениями, что в топологической модели есть согласное отношение. И тем не менее здесь надо выделять разлом *K*, как того требует здравый геологический смысл. Разлом *K* может

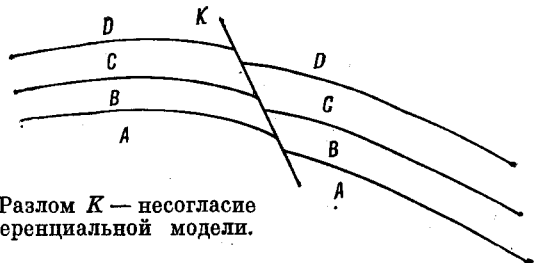


Рис. 1. Разлом *K* — несогласие в дифференциальной модели.

быть выделен в рамках дифференциальных моделей. Нормой для каждого тела из слоистого комплекса можно признать соприкосновение его с любым другим телом по гладкой поверхности. Наличие точек излома в контакте — это отклонение от нормы, поэтому можно сформулировать такое определение: поверхность несогласия есть такая поверхность, все наблюдаемые точки которой являются точками излома. Наблюдаемыми в данном случае будут точки, характер поверхности в окрестностях которых установлен непосредственными наблюдениями. Определения, аналогичного предложенному, в геологической литературе обнаружить не удалось.

В рамках дифференциальных моделей возможны и другие виды несогласий. Допустим, в каком-то конкретном участке установлено, что поверхности слоистых геологических тел эквивалентны друг другу относительно некоторых частных видов дифференциальных преобразований, например эквидистантны (рис. 2, *a—d*). Точки одной поверхности расположены на одинаковом расстоянии по нормали от другой поверхности. Хотя геолог сплошь и рядом использует такие исходные посылки, формулировку их удается найти редко. Например, В. М. Омелянович пишет о «правиле нормали», т. е. о сохранении «нормальных расстояний между основными стратиграфическими горизонтами на небольших участках протяжением 8—10 км» [6, с. 182].

Если теперь найдется некоторая поверхность-кровля *e*, не все точки которой расположены на одинаковом расстоянии от поверхности-подшвы, то она будет представлять собой откло-

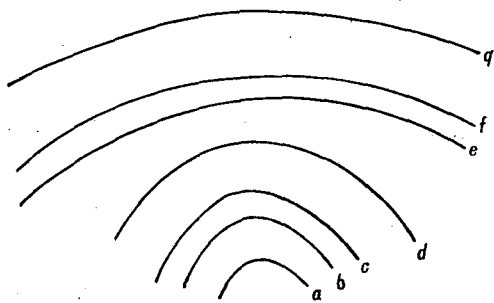


Рис. 2. Поверхность *e* несогласна относительно *a*, *b*, *c*, *d* в дифференциальной модели.

нение от данной нормы, будет неэквивалентной нижележащим поверхностям относительно тех же дифференциальных преобразований.

Возможно, что на данном участке эталон нормы создается криволинейными поверхностями (области развития складчатых толщ). Тогда любая плоская граница есть граница несогласия, что отражено в известном афоризме: любая прямая линия на карте должна внушать подозрение.

Возможно, что эталон нормы создается дифференциальной эквивалентностью выпуклых (лежащих целиком под касательными плоскостями) поверхностей. Тогда вогнутая (лежащая целиком над касательными плоскостями) поверхность будет границей несогласия, а соприкосновение тел по этой границе — несогласным отношением или несогласным залеганием.

Понятие нормы в дифференциальной модели, конечно, не дает инструмента для однозначного проведения границы между скоррелированными стратиграфическими подразделениями в метрическом пространстве, это понятие говорит лишь: как бы ни проходила граница, она должна быть гладкой поверхностью, или — если кровля более молодого стратиграфического подразделения образует в данном месте антиклинальный перегиб, то и подошва данного подразделения должна образовывать здесь антиклинальный перегиб.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НЕСОГЛАСИЯ

Общее отличие тектонических несогласий от стратиграфических, независимо от того, в какой модели их рассматривать, состоит в возможности восстановления нормы путем движения тел и границ с одной стороны поверхности несогласия относительно тел и границ с другой стороны — для тектонических несогласий, и невозможности такого восстановления — для стратиграфических несогласий. Величина смещения, необходимая для восстановления согласия, традиционно называется амплитудой дан-

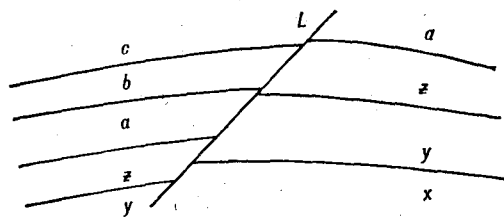


Рис. 3. Разлом *L* — несогласие в топологической и дифференциальной модели.

ного разлома. Например, можно восстановить вернеровость пространства, совместив одноименные границы по обе стороны разлома (рис. 3); таким же образом можно восстановить гладкость границ (см. рис. 1, 3).

Тектонические несогласия в проективной, аффинной и метрической моделях ничем не отличаются в этом смысле от несогласий в топологической и дифференциальной моделях. Если смещением вдоль поверхности несогласия разные блоки по ту и другую стороны поверхности несогласия удастся представить латеральными частями некоторой пачки с едиными закономерностями пространственной изменчивости мощностей, поведения элементов залегания, конфигурации границ, — значит, анализируемое несогласие является тектоническим, т. е. разломом.

Характерной чертой тектонических несогласий является то, что одно и то же смещение восстанавливает норму *одновременно* в топологической, дифференциальной, проективной, аффинной и метрической моделях.

Различение стратиграфических и тектонических несогласий имеет большой практический смысл. Если прослеживаемое тело, например, пласт угля, утыкается в поверхность несогласия и пропадает сразу за этой поверхностью, понятно, что вопрос о том, есть ли смысл искать его по ту сторону, возникает сам собой.

Геологу может показаться странным серьезное обсуждение различения того, что никогда не рассматривалось совместно, не объединялось и не смешивалось друг с другом. Это верно лишь отчасти. Если тектонические и стратиграфические несогласия действительно никогда не рассматривались совместно и не объединялись в одном понятии (их даже изучают разные геологические дисциплины: структурная геология и тектоника — одни, стратиграфия и литология — другие), то говорить о невозможности смешивания этих несогласий друг с другом по меньшей мере неосторожно. Конечно, диагностические признаки разломов и размывов резко различны, — поверхность трещины, брекчи и милониты не спутаешь с неровной поверхностью размыва и базальными конгломератами, но ведь бывают несогласия и без отчетливого морфологического выражения. Кро-

ме того, возможно отсутствие наблюдений в месте расположения поверхности несогласия, — при бурении с неполным отбором керна, при картировании в условиях неполной обнаженности и т. д. Каждому геологу ясно, что в таких ситуациях сомнения, — какому именно типу несогласия обязана полученная картина распределения фактического материала, — возникают сплошь и рядом. Наконец, бывает и такое: трещины и брекчирование без смещения картируемых границ, неровные поверхности и конгломераты без срезания одной толщи или части ее мощности другой толщей. Тут уж появляется более широкий вопрос: есть ли в таких ситуациях несогласия? Для этого надо сначала однозначно определить, а что это такое. «Разломы» без смещения, «размывы» без срезания никак не мешают коррелировать, картировать, оконтуривать прослеживаемые тела. Конечно, это не значит, что они не представляют никакого интереса для геологии. Они часто бывают рудовмещающими, рудоконтролирующими. Но такие явления надо и называть как-то по-другому, отнести их к другому классу, чтобы не путать с картированными понятиями несогласий.

РАССЕЯННЫЕ НЕСОГЛАСИЯ

Так же как и в топологической модели, дифференциальные стратиграфические несогласия могут быть резко выраженными, сопровождаться диагностическими признаками размыва — неровной поверхностью, конгломератами, но могут и не иметь отчетливого выражения. Как в топологической модели многочисленны факты выпадения из разреза нескольких зон, горизонтов при сохранении постепенных переходов по вертикали между всеми литологическими разностями, так и в дифференциальной модели часто отмечаются факты инверсии структуры: антиклинали по одному горизонту соответствует синклинали в ниже- и вышележащих горизонтах без выраженной поверхности размыва. При этом перестройка конфигурации поверхностей происходит постепенно. На рис. 2, например, между поверхностями *d* и *e* можно представить серию промежуточных поверхностей, постепенно выполаживающихся от *d* к *e*.

Несогласия такого типа называют рассеянными. Существа дела это не меняет, отношения друг к другу пачек с разными закономерностями пространственного поведения поверхностей остаются несогласными. Поверхность несогласия может быть проведена где-то посреди пачки с переходными характеристиками, если одну часть пачки можно хоть с натяжками подогнать под дифференциальную модель верхнего согласного комплекса, а вторую под модель

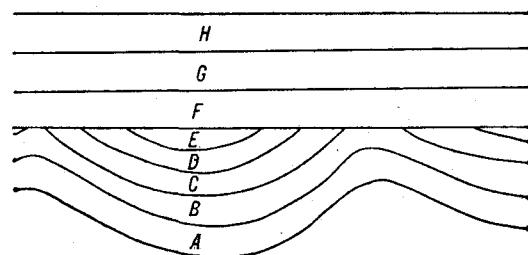


рис. 4. Подошва *F* — несогласие в дифференциальной модели.

нижнего комплекса; если такая подгонка окажется недопустимой, эта пачка может быть выделена в отдельный комплекс, ограниченный несогласиями.

Конкретное стратиграфическое отношение может представлять собой одновременно согласие в топологической и несогласие в дифференциальной и проективной моделях, или несогласие и в топологической, и в дифференциальной, и в проективной моделях, и т. д. Зачастую между разными типами несогласий отмечаются характерные пространственные связи. Например, по данным рисунка 4 может быть построена геохронологическая шкала *A, B, C, D, E, F, G, H*. На всех отрезках, где подошва стратиграфического подразделения *F* налегает на несоседствующие с ним в шкале подразделения *B, C, D*, фиксируется по определению несогласие в вернеровской топологической модели. Соприкосновение же *F* с *E* есть по определению согласное отношение в топологической модели, так как *F* соседствует с *E* в геохронологической шкале.

Но на разделе *E—F*, как и по всей протяженности геологических границ, фиксируется несогласие по подошве *F* в дифференциальной модели: серия взаимно согласных криволинейных эквидистантных поверхностей между подразделениями *A, B, C, D, E* и серия взаимно согласных эквидистантных плоскостей в основании подразделения *F*, в основании *G*, в основании и в кровле *H* несогласны друг относительно друга и по кривизне, и по эквидистантности.

ПРОЕКТИВНЫЕ МОДЕЛИ

Проективные свойства геологических тел практически не использовались в геологии до самого последнего времени. В 1963 г. Т. Б. Хейтсом [11] была предложена идея перспективной (проективной) корреляции. Эта идея была сразу же подхвачена, перспективная корреляция применяется в настоящее время довольно широко (см. библи. в работах [1, 3—5, 8, 10]).

Происхождение понятия нормы, эталона в проективной модели хорошо иллюстрируется рассуждениями Т. Б. Хейтса. При всех своих многочисленных и неоспоримых различиях все осадочные бассейны имеют одну общую черту: в области центра каждого из них накапливаются наибольшие мощности осадков, а в направлении к береговой линии мощности уменьшаются, причем таково поведение и всего осадочного выполнения и каждого отдельного пласта. Если очень утрировать эту особенность, можно представить бассейн в виде трехгранной осадочной призмы; в поперечном разрезе получится треугольник, двойной клин, или односторонний клин, если изучена только одна сторона бассейна. Плоские изохронные границы сходятся к береговой линии. Если изохронные прямые линии на поперечном профиле пересечены вертикальными скважинами, то получается картина, которая в геометрии называется перспективой.

Конечно, можно возражать, что на самом деле все гораздо сложнее и что нельзя так жестоко схематизировать. А почему, собственно, нельзя? Треугольный осадочный бассейн похож на свой природный прототип ничуть не меньше, чем шестиугольная модель рынка сбыта, принятая в экономической географии [9], на реальную конфигурацию рынка, и не меньше, чем согласный комплекс вернеровских луковичных лепестков на любое закартированное множество геологических тел, сплошь и рядом нарушенных разломами, размывами, опрокидываниями. Конечно, треугольный бассейн — тоже карикатура на действительность, но для модели это никак нельзя считать недостатком. Более того — это неотъемлемая характеристика модели. Вопрос может ставиться только так — а что мы получим от такого издевательства над природой? Получим ли мы метод решения какой-то задачи, и хороший ли это будет метод, насколько следствия из модели будут подтверждаться наблюдениями?

Т. Б. Хейтс считает себя обязанным указать на необходимость предварительного анализа осадочной и структурной истории исследуемого бассейна, прежде чем решить, применима ли к нему проективная модель. Среди условий применимости перечисляются: примерно одинаковая степень эрозии на несогласиях, отсутствие разломов в коррелируемых разрезах, одинаковые углы падения пластов («sections... have strata dipping to the same amount») [11, p. 538]. Подчеркивается, что чем ближе расположены разрезы друг к другу, тем более вероятно, что они имели одинаковую осадочную и структурную историю; в общем если расстояние между разрезами не превышает десяти

миль, они, наверное, могут быть поставлены в проективную связь.

Но даже если эти условия выполняются и не полностью, методика способна преодолеть «незначительные противоречия». («Even where the aforementioned prerequisites are not entirely fulfilled, it was found that technique of perspective correlation will overcome slight discrepancies») [11, p. 558—559].

В тексте приводятся примеры, действительно, небольшой подгонки данных под модель, подправления отметок глубины отдельных границ в скважинах.

Однако преодолеваются не только «легкие противоречия». Модель срабатывает и в ситуациях, ей как будто бы противопоказанных. Абсолютно невозможной кажется на первый взгляд перспективная корреляция рифовых карбонатных образований с обломочными, — ведь скорость роста рифов может в сто раз превышать скорость механического осадконакопления. И все же разрезы, пересекающие рифы, достаточно хорошо коррелируются на основе проективной модели с нерифовыми.

Легко выявляются и исключаются разломы и размывы. В чем же дело? С одной стороны, сам автор приводит примеры хороших результатов применения методики за пределами им же ограниченной сферы применимости, с другой стороны, предварительные условия, которые надо выяснять до использования модели, практически невыполнимы — ведь выяснять геологическую (осадочную и структурную) историю до корреляции значит впадать в логический круг, использовать средства взаимности из будущих результатов! Да и к тому же разная история не очень изменяет перспективную картину соотношения мощностей в центре и на краю осадочного бассейна. Как бы ни деформировались слои после своего отложения, мощности их не меняются. Изменится действительное положение граничных поверхностей пластов и толщ, изохронных поверхностей, но это никак не учитывается в модели. Учитывается лишь соотношение мощностей в сопоставляемых разрезах, а соединяются отметки одной скважины с отметками другой «мнимыми временными коррелятивами» (phantom time-correlative), принятыми в модели за прямые и плоскости. И сходятся мнимые линии в мнимой вершине (phantom vertex), которая не только не оставалась неподвижной во время всех пертурбаций «структурной истории», но даже и в «осадочной истории» вряд ли существовала.

Проливает свет на эти странные несообразности мимолетняя фраза, на которой внимание читателя совсем не акцентируется: «...два разреза перспективны, если они не нарушены и имеют одинаковую осадочную историю. Обращая эту процедуру, можно предположить, что

два разреза перспективны» («...two sections... are perspectively related providing they are undisturbed and have same depositional history. Reversing the procedure, the assumption can be made that two sections are perspective» — выделено Т. Б. Хейтсом. — Ю. С.) [11, p. 566—567]. Весь секрет именно в обращении процедуры с историей. Мы просто предполагаем без всяких предварительных условий, что два разреза перспективны. Но как же тогда ограничить сферу применения перспективной корреляции, как выяснить, можно ли применять ее в данной конкретной ситуации? Да никак. Всякая модель, формирующая понятие о норме (как нормально движение по инерции, как нормальны вернеровские непрерывные тела, тянущиеся в одинаковом порядке без всяких латеральных ограничений, как нормальна гладкость слоистых тел), применяется до тех пор, пока не вступит в противоречие с фактами. Предварительные условия и ограничения не нужны.

А все эти непонятные осадочные и структурные истории свидетельствуют просто о том, что в современной геологии, по-видимому, мало разработать блестящую модель и дать безукоризненные подтверждения ее целесообразности и эффективности, необходимо добавить к ней хотя бы плохонькое историческое («истинно научное!») оправдание.

НЕСОГЛАСИЯ

Обнаружения противоречия между моделью и фактами еще недостаточно для заключения о непригодности модели. Никакая модель не в состоянии удовлетворительно приблизить действительность без поправок, усложнений и дополнений. Как говорит А. Пуанкаре [7], максимум, на что мы можем рассчитывать, — это чтобы таких поправок было поменьше. Нормальным, согласным отношением нескольких прямолинейных границ в проективной модели считается их пересечение в одной и той же точке S — вершине или вертексе. Частный случай согласия — параллельность границ; в проективном пространстве все параллельные прямые пересекаются в одной, бесконечно удаленной точке. Множество слоев, заключенных между согласными границами, есть проективно согласный комплекс. Согласие в данном случае означает одинаковую закономерность пространственного изменения мощностей для любого слоя из комплекса: если слой A_I в разрезе I вдвое мощнее одновозрастного ему слоя A_{II} в разрезе II, то и слой B_I тоже вдвое мощнее B_{II} , C_I — вдвое мощнее C_{II} и т. д.

Если некоторая граница пересекается с набором взаимно согласных границ не в точке S — общей вершине всего согласного комплекса, то эта граница несогласна относительно

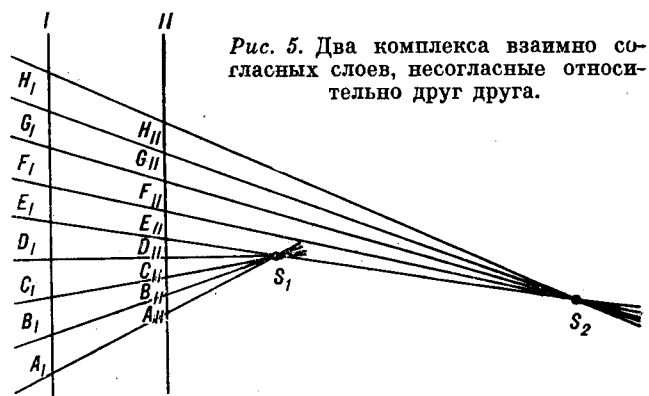


Рис. 5. Два комплекса взаимно согласных слоев, несогласные относительно друг друга.

данного комплекса. Она может иметь общую вершину с некоторым набором других границ, тогда она образует согласный комплекс с ними. Относительно друг друга эти комплексы будут несогласными (рис. 5).

Так вот, если говорить о соотношении модели и действительности, то проективная модель перестает быть эффективным инструментом корреляции только тогда, когда таких отдельных согласных комплексов становится слишком много, а множество границ в каждом согласном комплексе становится слишком малым; в пределе, когда каждая пара границ пересекается в своей точке, не совпадающей с другими, т. е. когда несогласий, поправок модели становится слишком много.

Такая оценка пригодности проективной модели есть частный случай общенаучного принципа. Гелиоцентрическая модель Коперника, например, одержала победу над птолемеевой геоцентрической совсем не потому, что лучше соответствовала наблюдаемой действительности. Как раз наоборот — гелиоцентрическая схема, построенная самим Коперником, хуже подтверждалась фактами (вспомним, что планетные орбиты у него были круговыми, а не эллиптическими), хуже позволяла рассчитывать положения светил. Однако в птолемеевой схеме в последний период ее существования ради достижения точного соответствия наблюдениям, как сказал Н. Винер [2], нагромождали эпицикл на эпицикл, поправку на поправку, пока все это латаное сооружение не рухнуло под собственной тяжестью.

С моделью Хейтса дело редко обстоит столь плачевно, обычно удается заставить ее работать, лишь слегка подправив введением небольшого числа несогласий.

МЕТОДИКА ПЕРСПЕКТИВНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ

Т. Б. Хейтс разработал методику попарной корреляции разрезов скважин на основе проективной модели. Ключевым моментом является нахождение вершины S . Эта точка лежит

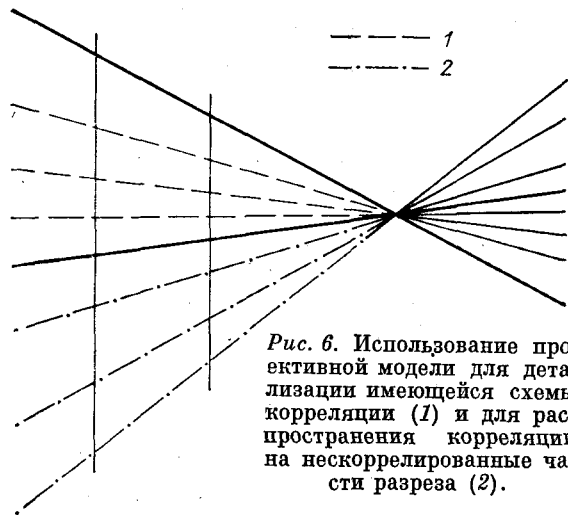


Рис. 6. Использование проективной модели для детализации имеющейся схемы корреляции (1) и для распространения корреляции на нескоррелированные части разреза (2).

на пересечении двух корреляционных прямых линий. Так как каждая прямая определяется двумя точками, в данном случае — двумя изохронными отметками глубин в разных скважинах, то для перспективной корреляции необходимо иметь по крайней мере две пары каким-то образом синхронизированных отметок. Имея вершину, можно скоррелировать какое угодно количество пар отметок: любая прямая, проведенная через вершину, пересечет разрезы в точках, которые на основе проективной модели будут считаться изохронными.

Легко видеть, что перспективная корреляция не может быть признана первичной, имеющей дело только с исходным фактическим материалом. Это лишь детализация какой-то ранее принятой синхронизации, ее распространение на другие, нескоррелированные части разрезов (рис. 6). В качестве первоначальных, исходных коррелятивов Т. Б. Хейтс предлагает использовать руководящие ископаемые и определения абсолютного возраста, но по приводимым им примерам видно, что приемлемы и иные первичные коррелятивы, в частности реперы на каротажных кривых.

Понятно, что в той системе методов, которая строится в данной серии статей, самым естественным решением будет считать исходной корреляцию на основе модели Вернера. Модель Хейтса компенсирует ее недостаточную полноту и детальность, позволяет пополнить картину, показывающую только отношения вертикальной и латеральной последовательности геологических тел (мощности в модели Вернера не учитывались), закономерностями пространственного поведения мощностей. Во многих случаях становится ненужной утомительная погоня за все большей и большей детальностью синхронизации в рамках модели Вернера, — получив там лишь грубую первоначальную схему, мы будем дорабатывать ее в рамках

следующей, менее фундаментальной модели.

Инвариантом в модели Хейтса является равенство перспективных отношений (см. рис. 5):

$$\frac{A_I}{A_{II}} = \frac{B_I}{B_{II}} = \frac{C_I}{C_{II}}$$

Какова величина самого отношения, безразлично, лишь бы сохранялось равенство. Поэтому разрезы I и II могут перемещаться в пространстве как угодно, лишь бы не нарушалась их параллельность. Можно сближать их, удалять, перемещать вверх-вниз относительно друг друга. Наконец, можно произвольно менять их масштаб — один разрез построить в масштабе 1:100, а другой 1:1000, оба разреза независимо от их реального размера изобразить на бумаге отрезками равной длины и т. д. Положение точки S при этом будет значительно меняться. Но корреляция останется прежней: если в разрезе I фиксировать какую-то точку M, то при любых указанных преобразованиях прямая, проходящая через M и S, будет пересекать разрез II в одной и той же точке K. Такая свобода в графическом построении предоставляет большие удобства. Как пишет сам Т. Б. Хейтс, изменением масштабов всегда можно добиться, чтобы корреляционные прямые пересекались в пределах машинописного листа бумаги.

Методику перспективной корреляции можно упростить, освободив ее от излишних ограничений. Т. Б. Хейтс пользуется разрезами скважин, где границы слоев наносятся по их отметкам глубины. Другими словами, в разрезе изображаются вертикальные мощности слоев. Но так как сама модель описывает закономерности пространственного поведения истинных (нормальных) мощностей, а вертикальные мощности представляют собой одинаковые искажения истинных мощностей лишь при одинаковых углах падения слоев, неизбежно ограничение перспективной корреляции лишь разрезами с одинаковыми падениями. Если разрез строится не по отметкам глубины, а по последовательности слоев в их истинной мощности, ограничение становится ненужным.

По Т. Б. Хейтсу, коррелируемые разрезы не должны быть пересечены разломами. Но если в разрезе устранить все тектонические несогласия, переместив слои и границы в топологической модели вдоль поверхности разлома до совпадения одноименных тел и границ, то отпадают и эти ограничения.

Можно следующим образом распространить методику перспективной корреляции на сопоставление сразу многих разрезов.

Предположим, на местности есть некоторая прямая линия профиля, на которой расположены скважины. Изобразим вертикальную плоскость, проходящую через все скважины (рис. 7).

Сохраним измеренные на местности расстояния между скважинами, отложив их на чертеже в удобном масштабе. Вертикальный масштаб примем одинаковым для всех скважин, или, если это неудобно (слишком далеко расположена вершина S), будем деформировать его пропорционально: 1) выберем любую произвольную прямую линию корреляции, например, соединим прямой линией все точки, расположенные в видимом низу каждого разреза, 2) проведем прямые, параллельные полученной, через одинаковые в каждом разрезе интервалы мощностей, 3) будем равномерно сжимать или растягивать каждый разрез таким образом, чтобы проведенные линии, оставаясь прямыми, пересеклись в одной точке в пределах чертежа. Теперь у разрезов остается только одна степень свободы — их можно лишь сдвигать вверх-вниз.

При таком расположении разрезов не обязательно иметь в *каждом* из них пару отметок, синхронизированных с парой отметок какого-то другого разреза. Достаточно иметь пары изохронных отметок только в двух любых разрезах (назовем их базовыми), а в остальных достаточно и по одной отметке. Четыре временных репера в базовых разрезах позволяют построить вершину (см. рис. 7). Положение остальных разрезов фиксируем окончательно, насадив их по имеющейся отметке на соответствующую корреляционную прямую. Разрезы таким образом лишаются последней своей степени свободы, заняв точное положение в построенной проективной модели. Корреляционные прямые, проходящие через вершину S , позволяют сопоставить любой точке любого разреза синхронную ей точку в любом другом разрезе. Перспективная корреляция при фиксированном положении множества разрезов дает возможность сопоставлять разрезы, расположенные не только между базовыми, т. е. осуществлять не только интерполяцию, но и экстраполяцию.

Перспективная корреляция сразу многих разрезов избавляет от возможной неассоциативности попарной корреляции: если мы имеем скважины X , Y , Z , то при попарном сопоставлении X и Y можем найти изохронные отметки x_1 и y_1 , при сопоставлении X и Z — изохронные отметки y_1 и z_1 , откуда должно следовать, что x_1 изохронно z_1 , но при прямом сопоставлении разрезов Z и X может оказаться, что x_1 изохронна какой-то отметке z_i , не совпадающей с z_1 .

Плата за страховку против неассоциативности состоит в большей громоздкости и гораздо большей жесткости построений — ведь придется согласовывать взаимоотношения не между парами, а между множествами точек. Появляется опасность, что несколько синхронизиро-

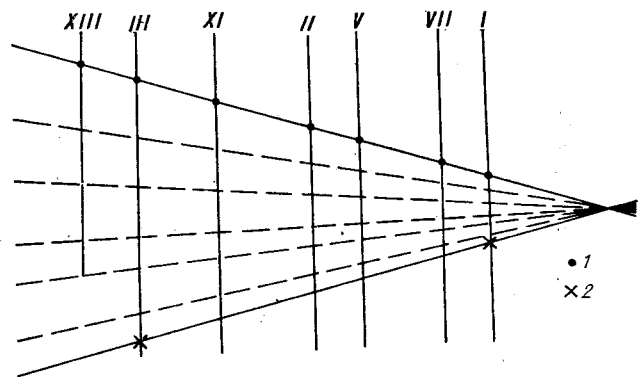


Рис. 7. Перспективная корреляция разрезов бурового профиля.

1 — точки одного возрастного уровня; 2 — точки другого возрастного уровня.

ванных отметок не лягут на одну прямую; любое случайное отклонение, малейшая неточность в фиксации положения границ в разрезах приведут к появлению большого числа несогласий, в результате закономерная картина распределения мощностей может вообще не выявиться.

С излишней жесткостью построения попробуем бороться путем использования той самой особенности исходной вернеровской модели, поставившей первичные изохронные коррелятивы, которая в рамках этой модели выглядела недостатком. Речь идет о том, что топологическая модель не давала однозначного ответа на вопрос — где точно проходит изохронная граница I -го и $(I+1)$ -го стратиграфических подразделений. Она говорила лишь: в каждом разрезе где-то между самой верхней точкой I -го возраста и самой нижней точкой $(I+1)$ -го возраста и где-то между разрезами, лишь бы она в пределах всего исследуемого участка не пересекалась с другими изохронными границами, была непрерывной и не перегибалась через вертикаль. Корреляционная прямая в проективной модели непрерывна, не перегибается через вертикаль, а пересечение всех прямых проективно согласного комплекса в вершине S тоже не криминал: ведь и в проективной модели не предполагается, что мы где-то в изучаемом участке найдем точку, где мощности всех слоев одновременно сходят на нет; подразумевается, что если это и произойдет, то где-то за пределами изучаемого участка, в мнимой, несуществующей точке мифической береговой линии, вряд ли реально существовавшей и в прошлом. Таким образом, поведение корреляционной прямой между разрезами удовлетворяет требованиям вернеровской модели. Но вернеровская модель предоставляет ей важное преимущество; изохронная прямолинейная граница между I -м и $(I+1)$ -м подразделениями

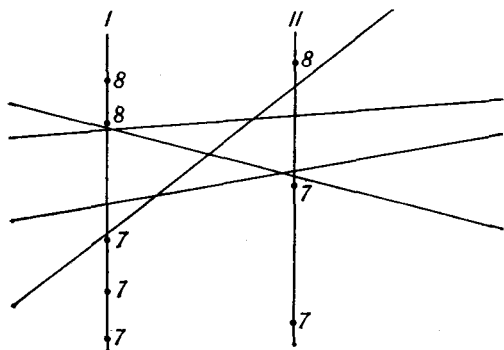


Рис. 8. Равноправные варианты проведения корреляционных прямых — изохронных границ между стратиграфическими подразделениями 7 и 8.

может свободно гулять в каждом разрезе между самой верхней точкой I -го возраста и самой нижней точкой $(I+1)$ -го возраста (рис. 8). Проективная модель обретает так недостававшую ей гибкость: положение прямой определяется теперь не точками, а некоторыми интервалами в разрезах; естественно, всю свободу в перемещении прямых надо использовать для нахождения одной вершины S . Другими словами, будем искать такие допустимые вернеровской моделью ограничения стратиграфи-

ческих подразделений в разрезах, чтобы пространственные закономерности изменения их мощностей подчинялись модели Хейтса.

Опасность появления большого количества несогласий снимается с повестки дня, но если уж никакими допустимыми перемещениями корреляционных прямых не удастся свести все их пересечения в одну точку, проективное несогласие все-таки приходится вводить. Возможна и другая крайность — свобода перемещения корреляционных прямых так велика, что может быть найдено несколько точек S , не нарушающих требования ни вернеровской, ни хейтсовской модели. Эти точки могут занимать некоторую область проективного пространства. Решение задачи перспективной корреляции в этом случае неоднозначно. Такой ли уж это большой недостаток? По-видимому, нет. Как мы могли убедиться, свобода в проведении границ, предоставляемая вернеровской моделью, была с пользой употреблена в модели Хейтса. А на проективной модели построения тоже не заканчиваются. Должны последовать еще аффинная и метрическая модели. Так что остаток свободы надо признать не только не лишним, а даже желательным.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аждар-Алиев А. А. Геометрические методы сопоставления разрезов близлежащих скважин.— В кн.: Вопросы математических исследований по геологии нефти в Азербайджане. Баку, 1972. (Тр. АзНИИ-нефть, вып. 25).
2. Винер Н. Кибернетика или управление и связь в животном и машине. М.: Сов. радио, 1968.
3. Волков А. М. Решение практических задач геологии на ЭВМ. М.: Недра, 1980.
4. Губерман Ш. А., Овчинникова М. И. О машинной корреляции пластов в разрезе скважины по геофизическим данным.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1972, № 3.
5. Олейников А. Н., Романовский С. И. Проективный метод контроля корреляции осадочных толщ. Л.: ВСЕГЕИ, 1973.
6. Омелянович В. М. Шахтная геология угольных месторождений. М.: Недра, 1966.
7. Пуанкаре А. Ценность науки. М.: Творческая мысль, 1906.
8. Романовский С. И. К количественной оценке перспективной корреляции.— В кн.: Математические методы в геологии, вып. 2. Л.: ЛГУ, 1973. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 180).
9. Хаггер П. Пространственный анализ в экономической географии. М.: Прогресс, 1968.
10. Экстремальные задачи в геологии нефти и газа. Тюмень, 1978. (Тр. ЗапСибНИИГНИ, вып. 126).
11. Haites T. Perspective Correlation.— Bull. of Amer. Assoc. of Petrol. Geol., 1963, v. 47, N 4.

ИГиГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
2 июля 1982 г.

Ю. А. Колясников

ЭВОЛЮЦИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ПРОИСХОЖДЕНИИ БАЗАЛЬТОВОЙ МАГМЫ

Кратко рассмотрена эволюция представлений о происхождении базальтовой магмы в связи с развитием концепций о строении и происхождении Земли. Показана метафизическая сущность и противоречивость гипотез селективного плавления вещества верхней мантии, их унаследованность от гипотезы единой родоначальной базальтовой магмы.

Выходом из создавшейся в теоретической петрологии кризисной ситуации представляется отказ в проблеме базальтового маглообразования от селективных гипотез и бескомпромиссный переход на позиции гипотезы флюидно-магматического взаимодействия.

Проблема гранитной магмы в результате острых дискуссий 50-х годов получила удовлетворительное объяснение с позиций гипотезы флюидно-магматического взаимодействия [19—21]. В отличие от нее проблема базальтовой магмы далека от решения. В такой ситуации полезно обратиться к истории геологии, проанализировать эволюцию взглядов на происхождение Земли и проблему базальтовой магмы [1, 14, 38].

Космогоническая концепция Канта — Лапласа предполагала первичное огненно-жидкое расплавленное состояние Земли, на поверхности которой в результате охлаждения со временем образовалась твердая кора. Она господствовала почти 100 лет, до начала XX в. Д. Геттон положил ее в основу своей «Теории Земли», предвосхитившей многие идеи современной петрологии еще в 1796 г. Таким образом, концепция развития, а не одноактного сотворения Земли вошла в геологию с первых шагов ее становления как науки. В конце XIX в. Д. Дэна, принимая гипотезу Канта — Лапласа, считал, что затвердевание Земли происходило как снаружи, так и в ее ядре, находящемся под огромным давлением. С ростом твердой корки и ядра промежуточная расплавленная зона распалась на ряд изолированных «огненных морей». А. Штюбель в 1901 г. выдвинул гипотезу об изолированных периферических очагах магмы. Таким образом, основой тогдашней теории Земли была концепция направленного развития (ее остывания), но относительно происхождения базальтовой магмы утвердилась метафизическая концепция об ее неизменности, первозданности и унаследованности от начальной огненно-жидкой стадии развития Земли.

Космогоническая концепция твердой Земли (ригидизма) возникла еще в первой половине XIX в., но сменила господствующую в прошлом веке концепцию огненно-жидкого состояния Земли лишь в начале нашего века. В 1902 г. Р. Дели была выдвинута гипотеза единой родоначальной базальтовой магмы, несущей отпечаток «вечной субстанции». Следует отметить, что большинство исследователей XIX в. считало магмы изначально существовавшими в недрах Земли в «готовом» виде. Эти представления были развиты Р. Дели в 1912 г. и существенно укрепились с физико-химических позиций Н. Боуэном в 1915 г., после чего гипотеза получила широкое распространение [27]. В 30-х годах И. Фогтом и Н. Боуэном была создана стройная теория эволюции изверженных пород, в основу которой положена кристаллизационная дифференциация единой родоначальной базальтовой магмы [41].

Далее, вплоть до 40-х годов XX в., концепция твердой Земли развивалась под влиянием сейсмологии, установившей оболочечное строение Земли, которое требовало теоретического обоснования. В 1922 г. В. М. Гольдшмидтом была предложена идея о расслоении Земли на стадии жидкого расплава по аналогии с металлургическим процессом (шлак, штейн и металл) на железное ядро, сульфидную и силикатные оболочки. В 1937 г. она получила авторитетную поддержку ведущего геофизика Э. Вихерта [27]. Аналогами вещества ядра и внешних оболочек планеты считались железные и каменные метеориты.

В 40-х годах XX в. концепция аккреции Земли существенно трансформировалась. Рядом исследователей (К. Вейцеккер, О. Ю. Шмидт, Г. Юри, Х. Альфвен) было предложено несколько вариантов «холодной» гипотезы, исключающей представление о начальной огненно-жидкой стадии развития Земли. Предполага-

Предполага-

лось, что после аккреции в подкорковых слоях Земли под воздействием радиоактивного тепла могли возникать отдельные очаги базальтовой магмы. Другими словами, эта космогоническая концепция, разработанная в нашей стране акад. О. Ю. Шмидтом, подразумевала новообразование огненно-жидкой магмы в результате эволюции планеты и ее оболочек. Что касается ядра планеты, то в первой половине нашего века господствовала и до сих пор распространена гипотеза «мертвого» железного ядра, которая исключает развитие Земли в целом, предполагая необратимую эволюцию только внешних оболочек. Необходимо отметить, что наряду с ней еще с конца прошлого века существовала и «газовая» гипотеза твердого ядра, которой придерживался выдающийся петрограф Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Важную роль газов в составе ядра планеты подчеркивали В. Н. Лодочников, В. И. Вернадский, А. Ритман и др. [1]. Лишь в последнее десятилетие начинает укреплять свои позиции концепция существенно водородного (гидридного) ядра Земли [25, 40, 44], которая предполагает направленное развитие всей планеты как космического тела, что методологически более состоятельно.

Большинство петрологов до середины 50-х годов признавало наличие надперидотитового базальтового пояса. По представлениям Ж. Бюффона, Р. Дели, Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, Н. Боуэна вещество этого слоя находится в стекловатом состоянии и при уменьшении давления легко переходит в расплав. Полное расплавление в отдельных участках этого пояса и приводит к образованию базальтовой магмы [21, 34].

Новейший этап в истории петрологии, охватывающий и наше время, начался в 50-х годах. В 1955 г. акад. Ю. А. Кузнецов в своей обобщающей работе [21] писал, что «несмотря на долгое господство в петрологии гипотезы об единой родоначальной базальтовой магме, вопрос о том, как и за счет чего эта магма образуется, оставался совершенно неразработанным. Видимо, ссылка на вечную и вездесущую родоначальную базальтовую магму совершенно удовлетворяла большинство исследователей». По его мнению, «магматисты старательно обходили или просто считали ненужным обсуждать вопрос о происхождении и развитии самих магм, полагая их вечно существующими, первозданными (родоначальные магмы Ф. Ю. Левинсона-Лессинга), вездесущими (по выражению П. Ниггли), обнаруживая тем самым метафизическую сущность своих воззрений».

В такой ситуации неожиданным явился исключительный по своей значимости факт зарождения очагов базальтовой магмы ниже подошвы предполагаемого базальтового слоя, установленный в 1956 г. [7]. Начиная со времени

этого открытия, проблема базальтовой магмы стала решаться преимущественно в свете гипотез селективного плавления ультраосновного субстрата верхней мантии [6], к рассмотрению которых мы и перейдем.

ГИПОТЕЗЫ СЕЛЕКТИВНОГО ПЛАВЛЕНИЯ ВЕЩЕСТВА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Селективный характер плавления исходного вещества в зонах генерации магм признается сейчас почти всеми исследователями проблем магматогенезиса [6]. Главные типы магм могут образоваться либо путем прямого частичного плавления вещества мантии [10], либо путем фракционной кристаллизации первичной пикритовой магмы [8]. В новейших гипотезах эти два пути последовательно соединены [39]. Для объяснения различий в составе магм привлекается разная степень плавления и фракционирования оливина [37]. Существует мнение [46] о множестве типов первичных базальтовых магм, состав которых зависит от степени плавления и определенного направления дифференциации выплавки. С другой стороны, большинство исследователей отказалось от гипотез изохимического полного плавления вещества, близкого по составу к базальту [42 и др.], хотя возможность полного плавления перидотитового субстрата с последующей его дифференциацией на магмы разного состава не исключается [6, 29]. С современной точки зрения [36], наиболее подходящим источником базальтовых расплавов считается гранатовый перидотит или лерцолит. Допускается, что вода не играет значительной роли в образовании базальтовой магмы, а роль летучих в целом невелика [15 и др.].

Селективное плавление предполагает отделение легкоплавкого базальтового расплава (мобилизата) от тугоплавкого существенно оливнинового твердого остатка (рестита). По промежуточному между основным и ультраосновным составу исходного гомогенного вещества и конечным продуктам (оливин и базальтовый расплав) эта схема обнаруживает несомненную аналогию с гипотезой дифференциации родоначальной базальтовой магмы [15, с. 18, рис. 1—3]. Различаются они по количеству легкоплавкой жидкости и, как следствие, по механизму разделения субстрата на мобилизат и рестит.

Попробуем далее разобраться в том, каковы причины столь широкого признания селективного характера плавления в качестве механизма образования базальтовой магмы.

1. Предполагается, что в составе исходного «метеоритного» ультраосновного вещества верхней мантии изначально присутствует базальтовая составляющая. С другой стороны, она

отсутствует в гипотетическом оливинитовом слое и в преобладающих среди альпинотипных гипербазитов дунит-гарцбургитах, считающихся тугоплавким остатком после выплавления базальтов. Идея о возможной аналогии химического состава метеоритов и земного вещества обнаруживается еще во взглядах Э. Хладни конца XVIII в. С тех пор предположение о сходстве метеоритов с ультраосновным веществом Земли приобрело характер постулата и вошло в селективные гипотезы в качестве отправного момента, послужив основной причиной их признания. Укреплению позиций селективных гипотез способствовали экспериментальные исследования по зонному плавлению хондритов [5]. При этом оказалось упущенным из виду принципиальное несоответствие минерального состава силикатной части каменных метеоритов, содержащих базальтовое стекло или плагиоклаз, с минеральным составом гипотетического исходного вещества верхней мантии в различных его вариантах (пиролиты, лерцолит и т. д.), лишенного этой важной составляющей. Близкими аналогами хондритов могут быть лишь породы с промежуточным между перидотитами и габбро составом (плагиоклазовые перидотиты), сингенетичные габбро и более поздние по отношению к перидотитам, а также некоторые коматиты. Неправомерным было и перенесение всех особенностей процесса зонного плавления, произведенного в лабораторном тигле, на природный процесс выплавления базальтового расплава.

2. Первым исследователем, выдвинувшим идею о фракционном плавлении перидотитового субстрата, был, как это ни парадоксально, «отец» теории эволюции родоначальной базальтовой магмы Н. Боуэн [21]. По-видимому, его авторитет во многом способствовал внедрению гипотезы в умы геологов. Ведь факт зарождения очагов базальтовой магмы в перидотитовом слое не доказывал потенциального нахождения в ультраосновном веществе верхней мантии базальтовой составляющей. Этот чрезвычайно важный факт свидетельствовал лишь о том, что процесс образования базальтовой магмы несет в себе явный элемент дебазификации, т. е. направленного раскисления состава исходного вещества. В то же время какого-либо селективного механизма выплавления, тем более соответствия состава перидотитового слоя составу каменных метеоритов, он отнюдь не доказывал. Следовательно, селективное плавление с самого начала было чисто умозрительной, отчасти унаследованной конструкцией петрологов.

3. Третьей важной причиной столь широкого распространения селективных гипотез образования базальтовой магмы является внедрение в теоретическую петрологию данных физико-химического эксперимента, начатое также

Н. Боуэном еще в начале нашего века. Но уже в 30-х годах наши ведущие петрологи предостерегали от чрезмерного увлечения экспериментальными данными в отношении некритического перенесения их на природные процессы [6]. Если данные лабораторного эксперимента удовлетворительно согласуются с геологическим материалом по дифференцированным интрузиям, то это абсолютно не означает, что они должны полностью соответствовать процессам самого магмообразования. Такая тенденция аналогична дискредитированному уподоблению Земли доменной печи. Кроме того, до настоящего времени в экспериментах и расчетах часто моделируется закрытая система и, следовательно, обратимый процесс. Но, по признанию ведущих зарубежных экспериментаторов [8], «зарождения магмы в мантии только в редких случаях представляет собой простой процесс частичного плавления в закрытой системе».

Итак, теоретическая петрология в проблеме происхождения базальтовой магмы, следуя результатам физико-химических экспериментов по плавлению силикатных систем и в силу известной консервативности мышления, сосредоточила свое внимание на сложных, но «удобных» гипотезах селективного плавления вещества верхней мантии*. Для этого пришлось искусственно вводить в состав гипотетического ультраосновного вещества какую-то долю базальтовой составляющей. В настоящее время селективное плавление предполагается всеми существующими гипотезами образования базальтовой магмы и стало аксиомой (вернее догмой) петрологии, хотя в селективных гипотезах выявился целый ряд противоречий с экспериментальными и геологическими данными. Перечислим некоторые из них.

Прежде всего, предполагаемая этими гипотезами возможность отделения базальтового расплава от существенно оливинового рестита несет в себе полное отрицание их активного взаимодействия. Но этот вывод противоречит всей совокупности геологических фактов о воздействии базальтовой магмы на якобы кристаллизовавшийся из нее оливин и на выносимые ею из глубин мантии перидотитовые включения [24, 28].

Сильный удар по селективным гипотезам был нанесен, как это ни странно, экспериментальными данными, показавшими отсутствие оливина в базальтоидных ассоциациях при высоких давлениях во всем достижимом диапазоне темпе-

* «Удобство» их заключается в автоматическом упрощении вопроса, вернее сказать, сложнейшей проблемы источника силикатических компонентов, которая, по-видимому, неразрешима с традиционных позиций [18], что признается сторонниками габбрового метасоматоза ультрабазитового субстрата [12, 32, 33].

ратур [15]. Это свидетельствовало об активном реакционном взаимодействии оливина с сухими расплавами, что противоречило основной предпосылке селективных гипотез — выплавлению эктектонидного расплава при предполагаемом «базальтовом температурном минимуме» [34], способном обеспечить длительную генерацию базальтовой магмы. Стремление разрешить это противоречие привело к принятию гипотезы двухэтапного базальтового магмообразования: 1) выплавление в первичном очаге гомогенной пикритовой магмы, 2) последующие кристаллизация и фракционирование оливина в промежуточных очагах и в близповерхностных условиях. Согласно экспериментальным данным [15], оливин в условиях низкого давления равновесен с эктектонидным базальтовым расплавом. Но здесь ситуация осложняется вулканологическими данными по ультраосновным включениям в излившихся базальтах, свидетельствующими, что форстерит включений и вкрапленников вплоть до застывания лав подвергался интенсивным преобразованиям (коррозия, резорбция). Следовательно, он был неравновесен с расплавами [24, 28, 31], что ставит под сомнение возможность кристаллизации оливина (форстерита) и при низких давлениях.

Далее, рядом исследователей [11, 41, 47, 48] подвергается обоснованной критике физическая возможность отделения базальтовой жидкости от оливинового рестита при предполагаемом селективными гипотезами малом ее содержании (от 0,1 до 10—25%). По средней оценке эффективное отделение жидкости от субстрата возможно лишь при достижении ее содержания в 35—45% [15, 31, 47 и др.]. Поскольку содержание остаточной жидкости в кумулятах дифференцированных интрузий оценивается также этой цифрой [45], то и фракционирование оливина становится возможным лишь при достижении содержания расплавленной базальтовой фазы около 40%. Это ставит жесткое ограничение содержания базальтовой фазы в исходном субстрате даже при двухэтапном магмообразовании (не ниже 16%). В создавшейся ситуации исследователи вынуждены буквально манипулировать составами исходного вещества, степенью селективного плавления и фракционирования оливина (в отдельности или всеми одновременно), дабы добиться хоть какого-либо соответствия гипотезы наблюдаемым экспериментальным и геологическим данным [37 и др.].

В противоречие с идеей селективного плавления (отделение легкоплавкой, резко преобладающей среди эффузивов, базальтовой компоненты) приходят современные представления о различной степени плавления вещества верхней мантии, дающей расплавы не только базальтового состава, но и всей гаммы переходных к ультрабазитам пород [37]. Остается не-

ясным, почему отделение расплава чаще всего происходит именно в тот момент, когда он достигает состава базальта?

Кроме того, сомнительно и существование в больших объемах гомогенной пикритовой магмы [15], из которой после кристаллизации и фракционирования оливина образовался бы толеитовый базальт. Здесь надо подчеркнуть, что все попытки получить стекло форстеритового состава кончались неудачно [15], а включения стекла в перидотитовых ксенолитах, в том числе в оливине, имеют состав, близкий к базальтовому [9, 24, 28, 51], а не к оливиновому.

Наконец, в природных условиях невозможно идеальное отделение небольшого количества жидкости от твердого субстрата без прохождения «псевдооживленного» состояния [24], т. е. без захвата обломков субстрата базальтовой жидкостью. Это означает, что при любом механизме выплавления отделение базальтового расплава от значительно преобладающего по объему существенно оливинового рестита неизбежно должно сопровождаться захватом части исходного, а для магмы — реликтового оливина. Другими словами, селективные гипотезы подразумевают присутствие в базальте реликтового оливина, тем не менее традиционно считается, что оливин является только первовыделением магмы. Последнее предполагает, что при селективном выплавлении оливинового базальта (тем более пикрита или коматиита) оливин твердого субстрата должен был сначала войти в гомогенный расплав, затем выкристаллизоваться с тем, чтобы практически тут же начать инконгруэнтно плавиться, резорбироваться или фракционироваться. В этой цепи событий оказываются излишними первое растворение оливина в расплаве и его кристаллизация. Следовательно, к выводу о реликтовой природе оливина можно прийти и логическим путем. Ему не противоречат данные о деформациях, перекристаллизации, регенерации и зональном строении вкрапленников оливина и его включений в базальтовых магмах [22].

Поскольку современные представления о различной степени плавления исходного ультраосновного вещества верхней мантии появились, главным образом, в связи с относительно недавним обнаружением в различных регионах планеты разновозрастных ультраосновных вулканитов [30], остановимся несколько подробнее на вопросе об их генезисе.

Прежде всего отметим, что совокупность перечисленных противоречий может быть разрешена предположением, что форстерит действительно является преобразованной реликтовой фазой и целиком не кристаллизовался из базальтового расплава, который, следовательно, не был изначально гомогенным [31]. В такой ситуации оказываются бессмысленными все

предположения о различной степени плавления, и речь может идти лишь о различном содержании в существенно «оливиновом» углерод-силикатном субстрате подкорового магматического очага расплава не основнее базальтового [17, 18]. В дальнейшем происходит не маловероятное отделение жидкости от тугоплавного остатка, а мобилизация «псевдооживленной» компоненты [24] системы при различных содержаниях расплавной жидкой фазы базальтового состава. В зависимости от газонасыщенности системы и геодинамического режима такая гетерогенная флюидизированная «магматическая каша» начинает течь при содержании расплавной фазы от нескольких процентов (меймечиты, коматииты, пикриты) до 40% и более (базальтоиды). По-видимому, в первичных магматических очагах практически не достигается и стопроцентное, относительно исходного субстрата, содержание базальтового расплава. Эта схема объясняет как разнообразие магм вблизи поверхности Земли, так и явное преобладание базальтовых излияний.

При интерпретации возможного состояния ультраосновных расплавов мы вынуждены, таким образом, обратиться к понятию «магматическая каша», предполагая обязательное присутствие в ее составе, наряду с реликтовым оливином и некоторым количеством базальтового расплава, промежуточной гидратированной амфиболоподобной метастабильной фазы. Реальность последней подтверждается исследованиями взаимодействия базальтового расплава и ультрабазитовых включений [28], а также составом основной раскристаллизованной массы пикритов, коматиитов и меймечитов [30 и др.]. Таким образом, амфибол должен играть ведущую роль в коматиитовом генезисе [16]. Но амфиболовая фаза широко представлена в самих ультраосновных лавах и формировалась, по-видимому, в ходе подъема магмы и ее излияния на поверхность. В условиях же первичного очага пикритовой магмы ей должна была предшествовать гипотетичная гидросиликатно-магнезиальная фаза (активированный диспергит или аморфит Г. Л. Поспелова [35]), возможным аналогом которой могли быть субсерпентин [32], девейлит [36] или фаза ДНМС А. Рингвуда [37].

Амфиболизация гипербазитовых включений в базальтовых магмах, являющаяся промежуточной ступенью преобразования их в габброидную ассоциацию минералов [24 и др.], прямо свидетельствует о вероятности стадии метасоматической гидратации исходного «оливинового» вещества с образованием серпентино- и амфиболоподобных метастабильных, а в условиях верхней мантии дисперсно-аморфных, с пониженной вязкостью, флюидизированных фаз, переходных к расплавленному состоянию [35].

Из вышеизложенного следует, что подвижность ультраосновных лав, в некотором роде аномальная, обусловлена не гомогенным состоянием расплава, а, главным образом, их флюидонасыщенностью, с чем связано широкое развитие в них гидроксилосодержащих минералов, а в фанерозойских вулканитах — миндалекаменных и флюидальных текстур [30]. Но этому выводу явно противоречит низкое (не более 0,2%) изначальное содержание в ультраосновном расплаве летучих, вытекающее из экспериментальных данных [50]. Противоречие может быть разрешено лишь при допущении генерации летучих в процессе подъема гетерогенной магмы и излияния ее на поверхность по предложенной выше схеме взаимодействия исходного «оливинового» вещества, промежуточной неустойчивой водно-силикатной фазы и базальтового расплава. С прекращением генерации летучих лавы, дегазируясь, теряют свою подвижность, происходит отсадка кристаллов реликтового (но перекристаллизованного!) оливина, а затем в условиях некоторого переохлаждения — частичная дегидратация основной массы с образованием вторично-оливиновых спинифексовых структур [50].

Возможность гетерогенного состояния ультраосновных лав исследователями пикритового вулканизма не отрицается [3, 30, 50 и др.]. Для меймечитов Сибири, например, предполагалась ксеногенная природа основной части оливина вкрапленников в расплаве базальтоидного состава [43]. Базальтовый состав расплавной фазы доказан для пикритов Гавайских островов, содержащих до 25—40% оливина [51], ультраосновных лав дна океана [23]. Факты же зонального строения вкрапленников оливина и равновесия их с расплавами свидетельствуют лишь против ксеногенной, но не реликтовой их природы. В последнем случае оливин в процессе эволюции магмы явно претерпевал не только резорбцию, но также перекристаллизацию и регенерацию [22, 49].

Естественно, что при низком содержании расплавной базальтовой фазы она в ходе остывания и кристаллизации активно взаимодействовала с исходным оливиновым веществом и продуктами его метасоматической гидратации с образованием псевдогомогенного афанитового агрегата основной массы пикритов, состав которой отвечал смеси тремолита с хлоритом и серпентинитом.

Таким образом, приведенные выше фактические данные и соображения позволяют интерпретировать природные ультраосновные силикатные расплавы с их аномальными свойствами в качестве гетерогенных, как минимум трехфазных систем с обязательным участием в них реликтов исходного неравновесного или преобразованного оливина, незначительного коли-

чества сугубо базальтового гомогенного расплава и промежуточных метастабильных гидратированных фаз.

Вернемся к обсуждению селективных гипотез. Противоречий их геологическим фактам и экспериментальным данным достаточно много, и их перечисление можно было бы продолжить [18]. Кроме этого, селективные гипотезы явно недооценивают участие в природном плавлении флюидов сложного состава и их ведущую роль в магнообразовании. С другой стороны, небольшое количество базальтового расплава может выплавляться и без участия летучих при селективном плавлении бесплагноклазового перидотита. Но такое выплавление, кроме очевидной селекции силикатных компонентов, представляет собой еще и переход от преобладающих островных структур к цепочечным и каркасным или контракцию тетраэдрической основы силикатного вещества [17, 18]. Эти, на наш взгляд, наиболее существенные в «сухом» плавлении явления в селективных гипотезах совершенно не учитываются.

Итак, приходится констатировать, что современная теоретическая петрология, оперирующая в проблеме образования базальтовой магмы метафизическими селективными гипотезами, зашла в тупик. Именно к такой ситуации как нельзя более подходит мнение В. Н. Ларина [25], что «ошибочная догма может замкнуть все дальнейшие разработки в круг ложных построений». Ошибочность же селективных гипотез состоит в наследовании от предшествующей гипотезы единой родоначальной базальтовой магмы ее метафизического подхода к реальным геологическим процессам, несостоятельного на современном более высоком уровне петрологии.

АЛЬТЕРНАТИВНАЯ ГИПОТЕЗА ФЛЮИДНО-МАГМАТИЧЕСКОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ

В современной петрологии альтернативой селективным гипотезам выступает концепция флюидно-магматического взаимодействия. В ней летучие компоненты выступают уже не в качестве второстепенного пассивного фактора (понижение температуры плавления), а непосредственным и ведущим агентом преобразования исходного вещества в магму во всем его объеме. Эта концепция имела свои истоки во взглядах П. Термье начала нашего века. В. Н. Лодочников [27] настоятельно подчеркивал, что «газы и пары являются главной движущей силой вулканических феноменов, представляя собой главное и совершенно подавляющее состояние мирового вещества. Сбрасывание со счетов газов становится тем более недопустимым, чем глубже мы

спускаемся в своих спекуляциях в глубины Земли». По-видимому, основой для этой концепции послужили уже упоминавшиеся представления об исключительной роли водорода и в целом газов не только в космосе, но и для развития Земли [25, 40, 44]. На качественно новом уровне она была возрождена Д. С. Коржинским, Ю. А. Кузнецовым и сейчас активно разрабатывается их учениками и последователями [6, 24, 26, 29, 31 и др.]. Для сравнения приведем краткий критический разбор этой концепции.

В настоящее время можно считать доказанным открытость вулканических систем, т. е. формирование расплавов происходит в обстановке свободного обмена веществом с окружающей средой [24, 31]. Эндогенный поток вещества и энергии в виде существенно водородных флюидов считается в рассматриваемой концепции главной причиной магнообразования [4, 18, 29, 31]. По мнению А. А. Маракушева [29], усиление флюидной активности при зарождении и разрастании глубинных магматических очагов способствует магматическому замещению ультраосновного вещества верхней мантии. Эта концепция, разработанная Д. С. Коржинским [19, 20] и Ю. А. Кузнецовым [21] в 50-х годах для гранитообразования, предполагает метасоматически-магматическое замещение исходного твердого вещества эвтектическим расплавом при относительно постоянных температуре и давлении под воздействием трансмагматических или интрателлурических растворов. Флюиды, будучи потенциальным носителем энергии, производят также направленное изменение химического состава силикатного вещества, приближая его путем привноса — выноса к наиболее легкоплавкому в данных условиях. Такое плавление не является селективным, поскольку при отсутствии тугоплавкого остатка состав эвтектоидной выплавки относительно постоянен и не зависит от степени плавления. Подобная модель более всего соответствует природной системе, поскольку в ней с исходным силикатным веществом под воздействием флюида происходят необратимые метасоматические изменения химического состава во всем его объеме, приводящие в конечном счете к переходу в качественно новое состояние — магму, что в какой-то мере перекликается со взглядами А. А. Ефимова, В. Ф. Морковкиной, С. В. Москалевой [12, 32, 33]. Как справедливо полагают В. А. Жариков и др. [13], «в рамках изохимической модели вряд ли удастся найти сколько-нибудь удовлетворительное решение проблемы мантийного происхождения известково-щелочных магматических серий». Но этот вывод в полной мере можно перенести на процессы образования любых других магм [6, 18].

Итак, концепция флюидно-магматического взаимодействия как ведущего механизма обра-

зования базальтовой магмы, несмотря на некоторые слабые стороны (например, отсутствие непосредственных источников силикатических элементов), является по отношению к селективным гипотезам качественно новой, более высокого уровня, системой взглядов петрологов на магнообразование. Она выдвигает на первый план необратимый характер природного магнообразования, поскольку в процессе неизохимического плавления происходит окисление существенно восстановленного флюида и генерация новых летучих, отделяющихся впоследствии от

магмы [2, 18, 26]. Потенциально обратимыми являются лишь заключительные этапы существования магмы, где господствуют процессы различной дифференциации, с которыми неплохо соотносятся важные результаты экспериментальных исследований.

Данная модель удовлетворительно объясняет выплавление именно базальтовых магм и в неограниченных объемах, что служит ярким и неоспоримым доказательством жизнеспособности концепции флюидно-магматического взаимодействия.

ЛИТЕРАТУРА

1. Батюшкова И. В. Внутреннее строение Земли (эволюция представлений). М.: Наука, 1966.
2. Белов И. В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
3. Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск: Наука, 1975.
4. Велинский В. В. Дегазация вещества верхней мантии как основной фактор магнообразования.— Геол. и геофиз., 1970, № 1.
5. Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 11.
6. Волохов И. М. Магмы, интрателлурические растворы и магматические формации. Новосибирск: Наука, 1979.
7. Горшков Г. С. О глубине магматического очага Ключевского вулкана.— ДАН СССР, 1956, т. 106, № 4.
8. Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм.— В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968.
9. Денисов Е. П. Петрологические аспекты состава верхней части мантии и происхождение щелочных базальтов.— В кн.: Мантийные ксенолиты и проблемы ультраосновных магм. Новосибирск, 1980.
10. Дмитриев Л. В., Соболев А. В., Суцеская Н. М. Состав первичного расплава океанских толентов в связи с проблемой ультраосновных магм.— В кн.: Мантийные ксенолиты и проблемы ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1980.
11. Добрецов Н. Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск, Наука, 1980.
12. Ефимов А. А. «Горячая тектоника» в гипербазитах и габброидах Урала.— Геотектоника, 1977, № 1.
13. Жариков В. А., Ишбулатов Р. А., Литвин Ю. А. Проблемы происхождения магм островных дуг в свете экспериментальных исследований при высоких давлениях.— В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978.
14. История геологии. М.: Наука, 1973.
15. Йодер Х. Образование базальтовой магмы. М.: Мир, 1979.
16. Кепежинская В. В., Добрецов Н. Л. Коматииты как источник информации о составе древней мантии Земли.— В кн.: Мантийные ксенолиты и проблемы ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1980.
17. Колясников Ю. А. Возможный механизм преобразования вещества верхней мантии в породы земной коры.— В кн.: Магматические и метаморфические комплексы СВ СССР. Магадан, 1979. (Тр. СВКНИИ).
18. Колясников Ю. А. К проблеме происхождения базальтовых магм.— Вулканология и сейсмология, 1982, № 3.
19. Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 2.
20. Коржинский Д. С. Метамагматические процессы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 12.
21. Кузнецов Ю. А. Происхождение магматических пород.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
22. Куголин В. А. Перекристаллизация вещества верхней мантии и ее металлогенические следствия.— В кн.: Мантийные ксенолиты и проблемы ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1980.
23. Кутыев Ф. Ш., Леонов В. Л. Ультраосновные лавы дна Тихого океана.— В кн.: Мантийные ксенолиты и проблемы ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1980.
24. Кутыев Ф. Ш., Шаранов В. Н. Петрогенезис под вулканами. М.: Недра, 1979.
25. Ларин В. Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. М.: Недра, 1980.
26. Летников Ф. А. Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск: Наука, 1975.
27. Лодочников В. И. Некоторые общие вопросы, связанные с магмой, дающей базальтовые породы.— Зап. ВМО, 1939, сер. 11, ч. 68, вып. 2—3.
28. Мантийные ксенолиты и проблемы ультраосновных магм.— Тез. докл. Всесоюз. симпоз. 27—29 ноября 1980 г. Новосибирск, 1980.
29. Маркушев А. А. Петрогенезис и рудообразование. Геохимические аспекты. М.: Наука, 1979.
30. Марковский Б. А., Ротман В. К. Геология и петрология ультраосновного вулканизма. Л.: Недра, 1981.
31. Масуренков Ю. П. Вулканы над интрузиями. М.: Наука, 1979.
32. Морковкина В. Ф., Макарычев Г. И., Гаврилова С. И. Преобразования серпентинитов в процессе развития складчатых зон.— В кн.: Минер. преобразование пород океанич. субстрата. М.: Наука, 1981.
33. Москалева В. С. Роль метасоматоза в формировании гипербазитов складчатых областей.— В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск: Наука, 1973.
34. Петров В. П. Магма и генезис магматических горных пород. М.: Недра, 1972.
35. Поспелов Г. Л. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1973.
36. Пугин В. А., Хитаров Н. И. Экспериментальная петрология глубинного магматизма. М.: Наука, 1978.
37. Рингвуд А. Э. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981.
38. Романова М. М. История представлений о происхождении гранитов. М.: Наука, 1977.
39. Рябчиков И. Д., Богатиков О. А. и др. Первичные

- магмы серий океанических толеитов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 8.
40. Семенов Н. П. Континентальная кора. Киев: Наукова думка, 1975.
 41. Соболев В. С. Современные петрологические теории и гипотезы в области образования магматических пород.— Зап. ВМО, 1957, ч. 86, вып. 2.
 42. Соболев В. С. Строение верхней мантии и способы образования магмы.— Чтения им. В. И. Вернадского, 13. М.: Наука, 1973.
 43. Соболев В. С. Образование магм и магматических горных пород.— В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1976.
 44. Твердохлебов В. А. Дифференциация вещества в планетарных условиях. Новосибирск: Наука, 1973.
 45. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970.
 46. Ферхуген Д., Тернер Ф. и др. Введение в общую геологию. М.: Мир, 1974.
 47. Хитаров Н. И. Физико-химические особенности глубинных процессов и вопросы глобальной тектоники.— Чтения им. В. И. Вернадского, 16. М.: Наука, 1976.
 48. Шейнманн Ю. М. Заметки о развитии магмы.— Сов. геол., 1969, № 1.
 49. Ярош П. Я. О первоисточнике хрома в дунитах и природе акцессорного хромита.— Зап. ВМО, 1980, ч. 109, № 1.
 50. Green D. H., Nichols I. A. et al. Experimental demonstration of the existence of peridotitic liquids in earlier archean magmatism.— Geology, 1975, v. 3, N 1.
 51. Helz R. V. Crystallization history of Kilauea Iki lava lake as seen in drill core recovered in 1976—1979.— Bull. volcanol., 1980 (1981), v. 43, N 4.

СВКНИИ ДВНЦ АН СССР
Магадан

Поступила в редакцию
26 марта 1982 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552.5 : 552.14

*А. В. Можеровский, С. Г. Плисс, А. В. Сорочинская,
К. П. Толок, Л. М. Грамм-Осипов, В. В. Гусев*

**ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ
ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАЛИВА УГЛОВОЕ
(Японское море)**

Изучались седиментационные, геохимические и диагенетические особенности осадкообразования. Проведены комплексные исследования гранулометрического и минералогического состава осадков. Выявлена зональность в распределении глинистых минералов в бассейне. На примере минералов железа рассмотрены изменения ранней стадии диагенеза. Сделана статистическая обработка и выявлены закономерности распре-

деления тяжелых металлов (медь, никель, кобальт, ванадий, олово, цинк, свинец, хром) в различных типах осадков. Установлено, что на процессы осадкообразования в заливе Угловое влияют климатические и географические особенности, механическая дифференциация осадочного материала в бассейне, гидродинамическая активность и рельеф дна.

Комплексному изучению современных морских бассейнов ограниченных размеров в последнее время уделяется пристальное внимание. Залив Угловое как объект исследования интересен еще и тем, что его тонкодисперсные отложения используются в качестве лечебных грязей. Цель настоящей работы — изучение седиментационных, геохимических и диагенетических процессов, протекающих в этом водоеме.

В географическом отношении залив Угловое является последним в звене: залив Петра Великого — Амурский залив — залив Угловое (Японское море). Площадь его порядка 10 км², глубина в среднем 1,80—2,20 м. Территория водосбора залива сложена породами пермской, триасовой, меловой, палеогеновой и неогеновой систем [2].

Верхнепермские отложения представлены туфобрекчиями, плагиоклаз-рогообманковыми порфиридами и кварцевыми порфирами. Далее разрез наращивается нижнетриасовыми конгломератами и песчаниками, кварц-полевошпатовыми песчаниками среднего триаса и верхнетриасовыми конгломератами, песчаниками, глинисто-углистыми сланцами и углями. Для нижнемеловых отложений характерны песчаники, алевролиты и аргиллиты, верхнемеловые представлены туфогенными песчаниками и зелеными алевролитами. Палеогеновая толща сложена эффузивами среднего и кислого состава, а также осадочными породами с прослоями углей. Завершают разрез неогеновые туфогенно-осадочные и вулканогенные породы основного

состава. Интрузивные породы представлены средне-позднепалеозойскими гранитами, плагиогранитами, гранодиоритами и неогеновыми щелочными породами основного ряда.

Строение осадочной толщи в заливе Угловое, пробиваемой грунтовой трубкой до глубины 90 см, следующее.

В верхних ее частях расположена тонкая (доли сантиметра) пленка коричневого цвета с легким сероватым оттенком. Ниже располагается зона I осадков темно-серого, почти черного цвета мощностью в различных частях залива от 15 до 40 см. Она подстилается серыми, стальносерыми осадками с редкими примазками черного цвета (зона II). Мощность их — от 40 до 60 см. Еще ниже располагаются отложения серого цвета с легким коричневатым оттенком (зона III) мощностью 5—15 см. Эта часть толщи не всегда вскрывается трубкой.

По данным механического анализа в соответствии с классификацией 1960 г. [1] в заливе выделены пески, крупные алевролиты, мелкоалевритовые, алевролитово-пелитовые и пелитовые илы.

Пески залива Угловое сложены песчаной фракцией ($> 0,1$), количество которой составляет более 70%. Кроме того, они содержат до 18% пелитовой ($< 0,01$) фракции, что свидетельствует о невысокой степени их сортировки.

Крупные алевролиты выделены не по преобладающей фракции, а формально, по медианному диаметру слагающих их зерен.

Мелкоалевритовые илы отличаются низкой степенью сортировки. Этот тип осадков также

выделен формально по медианному диаметру, поскольку наряду с фракцией мелкого алеврита (0,05—0,01) в количестве 16% они содержат до 42% пелитовой фракции.

Алевритово-пелитовые илы выделены в соответствии с классификационными требованиями — количество пелитовой (<0,01) фракции в них больше 50, но меньше 70%.

Пелитовые илы являются наиболее сортированными отложениями залива. Количество пелитовой фракции превышает 70%.

Распределение донных отложений в заливе; в общем, подчиняется обычной схеме: в прибрежных частях происходит формирование песчано-алевритовых осадков, которые по мере удаления от берега сменяются более тонкими — алевритово-пелитовыми и пелитовыми. По вещественно-генетическому признаку осадки залива Угловое являются терригенными. Лишь на положительных формах рельефа (банки), которые имеют превышение над дном 1,0—1,5 м, развиты карбонатные грубозернистые отложения (ракушняки). При удалении от банок, с увеличением глубины залива, осадки постепенно становятся более тонкозернистыми, переходящими в алевритово-пелитовые и пелитовые.

Для определения минералогического состава отложений использовалась фракция 0,1—0,05 мм, которая изучалась под биноклем и поляризационным микроскопом иммерсионным методом. Состав глинистой фракции <0,001 мм определялся на дифрактометре «Дрон-2,0» с CuK_{α} -излучением (Ni-фильтр).

По результатам иммерсионного анализа фракции 0,1—0,05 мм было выделено пять минеральных групп.

1. Группа рудных минералов: ильменит, лейкоксен, пирит-марказит, гидроокислы железа.

2. Группа амфиболов — пироксенов: роговая обманка и моноклинный пироксен — диопсид.

3. Группа устойчивых минералов: циркон, гранаты, топаз, турмалин, рутил, эпидот, апатит.

4. Группа минералов метаморфических пород: ставролит, андалузит.

5. Минералы легкой фракции: кварц, полевые шпаты, карбонат.

По результатам минералогического анализа каких-либо закономерностей выявить не удалось. Однако минеральный состав донных отложений говорит о том, что в процессе образования осадков участвовал весь комплекс пород бассейна осадконакопления.

Глинистая фракция донных отложений представлена разупорядоченным смектитом, слабо-раскристаллизованной диоктаэдрической гидрослюдой мусковитового типа, каолинитом, хлоритом, а также смешанослойными образованиями переходного типа. Адсорбционные свойства фракции <0,001 мм очень высоки: потери веса при прокаливании достигают 30%. В то же вре-

мя у фракции 0,01 мм этот показатель снижается до 10%.

Проведенные исследования позволяют выделить следующие зоны в осадках дна залива.

1. Сметтитовая — центральная, приурочена к наиболее дисперсным осадкам центральной части залива.

2. Хлоритовая — тяготеет к менее дисперсным осадкам правобережной части.

3. Гидрослюдистая — располагается в левобережной части.

Распределение глинистых минералов в заливе обусловлено, по-видимому, спецификой гидрогеологической обстановки и характерным составом горных пород, слагающих бассейн осадконакопления. Цемент песчаников, конгломератов, алевритов палеогеновой системы, а также неогеновые базальты и продукты их выветривания обусловили, вероятно, образование правобережной хлоритовой зоны. Лезобережная гидрослюдистая зона сформировалась под влиянием продуктов выветривания пород триасовой и меловой систем, а также более поздних интрузивных образований, которые, возможно, являлись поставщиками редкоземелов и микроэлементов. Центральная сметтитовая зона, вероятно, сформировалась при участии всех пород бассейна осадконакопления в результате процессов осадочной дифференциации материала, поступающего в залив в виде взвеси с речным стоком. Минералы этой зоны очень хорошо сорбируют микроэлементы и органические вещества.

Незначительная толщина верхней коричневой пленки не позволила измерить в ней pH и Eh. По аналогии с другими бассейнами, например Японским морем [3], можно предполагать, что их значения здесь равны 7,6—7,8 и $+0,3 \div +0,45$ В соответственно. Это зона окисного минералообразования, в которой находятся окисные минералы железа (III) и марганца (IV). В зоне I значения Eh колеблются от 0 до $-0,05$ В, а pH от 7,29 до 7,62. Зона II характеризуется более высокими значениями Eh — от 0 до $+0,05$ В. Что касается pH, то его значения колеблются от 7,17 до 7,66. При добавлении к осадку дистиллированной воды (pH около 6,0—6,5) происходит выделение сероводорода. В зоне III Eh повышается до $+0,028 \div +0,038$ В, а pH падает до 7,03—7,10.

Процесс переноса осадочного материала и его осаждение происходит в среде, насыщенной кислородом. После отложения его на дне происходит преобразование первичных компонентов в новых термодинамических условиях, что приводит к появлению в слое осадков новых свойств и компонентов.

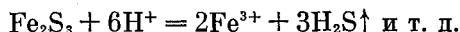
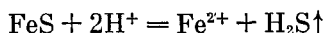
Черный цвет осадков зоны I, наиболее низкий Eh, наибольшее количество микрофлоры свидетельствуют о том, что именно в этой зоне

Распределение тяжелых металлов в донных отложениях залива Угловое ($x \cdot 10^3$, вес. %)

Элемент	Пределы колебаний	Пески + крупные алевриты $n=5$			Мелкие алевриты $n=7$			Алевропелитовые $n=23$		
		\bar{x}	Sx	$S\bar{x}$	\bar{x}	Sx	$S\bar{x}$	\bar{x}	Sx	$S\bar{x}$
Свинец	1,40—3,40	1,60	0,15	0,19	2,00	0,80	0,75	1,60	0,40	0,17
Цинк	1,60—10,0	5,80	2,60	3,20	6,30	2,40	2,40	5,30	2,60	1,10
Олово	0,18—0,53	0,31	0,10	0,12	0,44	0,09	0,08	0,35	0,09	0,04
Хром	2,50—4,80	2,50	0,05	0,06	2,80	0,30	0,28	2,70	0,25	0,11
Ванадий	1,80—6,90	4,00	1,50	1,90	4,80	1,50	1,39	3,40	1,20	0,52
Никель	1,10—3,00	1,80	0,30	0,37	3,10	0,51	0,47	1,60	0,42	0,18
Кобальт	1,00—1,40	1,10	0,20	0,25	1,20	0,19	0,18	1,10	0,09	0,04
Медь	1,00—4,10	2,80	0,81	1,00	3,60	1,33	1,23	1,90	0,78	0,33

Примечание. \bar{x} — содержание элемента в осадках; n — количество анализов; Sx — стандартное отклонение отдельного измерения; $S\bar{x}$ — стандартное отклонение среднего.

наиболее интенсивно протекают процессы преобразования поступившего из наддонной воды материала. Появление запаха сероводорода при действии на осадок дистиллированной воды свидетельствует о наличии здесь легко растворимых сульфидных минералов железа типа Fe_2S_3 ; Fe_3S_4 ; FeS [5]. Разложение их в дистиллированной воде происходит согласно уравнениям:

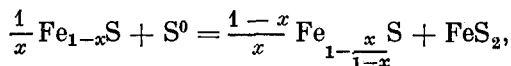


В осадках зоны II под микроскопом обнаружен пирит (FeS_2), наиболее устойчивый сульфид железа.

Изложенные выше данные позволяют проследить ход преобразования соединений железа, начиная с водосборной площади. В речных и временных водотоках железо переносится во взвеси и в растворах (истинных и коллоидных). В коллоидных растворах оно переносится, скорее всего, в виде $Fe(OH)_3$ [4]. Попадая в раствор сильного электролита (морская вода), этот гидроксид коагулирует. В силу процессов механической дифференциации он накапливается там, где формируются наиболее тонкие отложения залива. Согласно [6], растворимость $Fe(OH)_3$ в морской воде с соленостью 36,22% при $pH = 7,28$ равна $7,48 \times 10^{-10}$ моль/л, а при $pH = 8,60$ — $1,69 \times 10^{-10}$ моль/л. Количество растворенного железа в водах залива Угловое колеблется от $5,77 \times 10^{-9}$ до $3,58 \times 10^{-8}$ моль/л, т. е. вода пересыщена этим элементом. Это означает, что железо в ней может образовывать твердую фазу и выпадать в осадок там же, где накапливаются его «терригенные» коллоиды, а последние не будут растворяться. Таким путем происходит формирование окисной зоны минералообразования, которая, как следует из сказанного выше, является седиментационным образованием.

Развитие в донных отложениях нижележащей зоны сульфат-редуцирующих бактерий приводит к формированию здесь сероводорода (или HS^- -

иона, поскольку $pH > 7$). Взаимодействие его с гидроксидами железа приводит к образованию в этом слое целого ряда полисульфидов железа по уравнению: $(1-x)Fe(OH)_3 + 1,5(1-x)H^+ + 1,5(1-x)HS^- \rightleftharpoons Fe_{1-x}S + 3(1-x)H_2O + 0,5(1-3x)S^0$, где x изменяется от 0 до $1/3$ [5]. Образующиеся согласно этой реакции сульфиды железа и элементарная сера реагируют друг с другом, что приводит к формированию пирита [5]:



что термодинамически вполне вероятно. Этот процесс протекает в зоне II. Таким образом, продуцирующийся в зоне I сероводород постепенно расходуется на образование сульфидов железа вплоть до пирита.

В осадках залива Угловое спектральным количественным методом определялись свинец, цинк, олово, хром, никель, ванадий, кобальт и медь. Полученные данные сгруппированы по типам донных отложений и подвергнуты статистической обработке (табл. 1).

Исходя из полученных данных, можно видеть, что все элементы распадаются на две группы. В первую входят Sn, Pb, Zn, Cr и Co, а во вторую — Ni, V и Cu. Содержание элементов первой группы во всех типах донных отложений практически одинаково, т. е. эти элементы поступают в водоем преимущественно во взвесах, в составе породообразующих и глинистых минералов. Распределение элементов второй группы на идеальном литологическом профиле своеобразно: их концентрации в тонкозернистых илах ниже, чем в грубозернистых. Тем не менее нам представляется, что все эти элементы поступают в залив частично в растворенной форме.

Сравнение абсолютных содержаний изученных химических элементов в тонкодисперсных осадках залива Угловое с аналогичными образованиями Амурского залива и Японского моря (табл. 2) показывает, что они достаточно близ-

Распределение тяжелых металлов в донных отложениях залива Угловое, Амурского залива и Японского моря ($x \cdot 10^3$, вес. %)

Элемент	Пески+крупные алевриты			Мелкие алевриты			Алевропелитовые		
	залив Угловое	Амурский залив	Японское море	залив Угловое	Амурский залив	Японское море	залив Угловое	Амурский залив	Японское море
Свинец	1,60	1,26	1,96	2,00	1,80	2,00	1,60	1,75	2,33
Цинк	5,80	4,60	4,35	6,30	5,60	5,49	5,30	6,30	6,28
Олово	0,31	0,42	0,37	0,44	0,44	0,44	0,35	0,52	0,48
Хром	2,50	5,95	2,44	2,80	5,70	4,01	2,70	7,70	4,41
Никель	1,80	1,15	1,23	2,10	1,50	1,57	1,60	1,85	2,29
Ванадий	4,00	4,40	6,60	4,80	6,60	8,05	3,40	6,95	10,77
Кобальт	1,10			1,20			1,10		
Медь	2,80	0,77	0,87	3,60	1,00	1,92	1,90	1,50	2,24

Примечание. x — содержание элемента в осадках.

ки. Если принять концентрации тяжелых металлов в осадках Японского моря в качестве фоновых, то можно считать, что отложения залива Угловое не испытали на себе существенного антропогенного воздействия. Безусловно, этот вывод относится только к изученным металлам.

В целом на процессы осадкообразования в заливе Угловое влияет комплекс факторов. Так, горный контрастный рельеф, резкое превышение истоков рек над их устьевыми частями, их малая протяженность способствуют развитию преимущественно механической денудации, что приводит к поступлению в залив взвешенного материала в гораздо больших количествах, чем растворенного. Вносимый в залив разнородный по granulometрии материал в прибрежной зоне бассейна подвергается пересортировке и диффе-

ренциации. Наиболее крупные частицы оседают на относительно небольших расстояниях от берега, а более тонкие выносятся за пределы этой зоны в центральные части залива. Однако ограниченные размеры водоема и небольшая его глубина снижают интенсивность процесса механической дифференциации, что находит свое отражение в слабой сортировке песчано-алевритовых осадков. В неглубоких центральных частях залива во время штормов происходит взмучивание поверхностного слоя осадков, что также отражается на распределении осадочного материала в бассейне. Отмеченные особенности процессов седиментации накладывают определенный отпечаток на геохимию изученных элементов, что выражается в весьма однородном их распределении на идеальном литологическом профиле.

ЛИТЕРАТУРА

1. Безруков П. Л., Лисицын А. П. Классификация осадков современных морских водоемов. М.: Изд-во АН СССР, 1960. (Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 32).
2. Геология СССР. Т. 32, ч. 1. М.: Недра, 1969.
3. Грамм-Осипов Л. М. Литолого-геохимическая характеристика донных отложений Японского моря. Автореф. канд. дис. Владивосток, 1973.
4. Мельник Ю. П. Физико-химические условия образования докембрийских железистых кварцитов. Киев: Наукова думка, 1973.
5. Стащук М. Ф. Проблема окислительно-восстановительного потенциала в геологии. М.: Недра, 1968.
6. Byrne R. H., Kester D. R. Solubility of hydrous ferric oxide and iron speciation in seawater. — Mar. chem., 1976, v. 3, N 3.

ТОИ ДВНЦ АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
7 июля 1982 г.

Л. А. Мастюлин, Ю. В. Талтыкин

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ГЛУБИННОЙ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ В СОВРЕМЕННЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИ АКТИВНЫХ ЗОНАХ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА СССР

Проанализированы материалы по глубинной электропроводности юга Дальнего Востока. Выделены электропроводящие слои в земной коре и верхней мантии. Показана связь этих слоев с современными тектониче-

скими активными зонами, характеризующимися сейсмической активностью и проявлением термальных вод. Выявлена зависимость между глубиной гипоцентров землетрясений и положением электропроводящих слоев.

В континентальной части Дальнего Востока СССР в результате обобщения геолого-геофизических материалов выделяются тектонические структуры, характеризующиеся современной активностью [3, 10]. Главной особенностью тектонически активных зон является повышенная сейсмичность; кроме того, им свойственны региональные минимумы силы тяжести, высокий и контрастный тектонический рельеф, повышенный тепловой поток, часто сопровождающийся проявлениями термальных вод. В ряде случаев по данным ГСЗ и сейсмологическим материалам под такими структурами удается выделить «аномальную» мантию, характеризующуюся пониженными сейсмическими скоростями и плотностью. Все эти признаки свидетельствуют о некотором подвижном, динамическом и термически «возбужденном» состоянии земной коры и верхней мантии. Высказываются предположения о стадийности развития таких структур [10]. В зависимости от степени «зрелости», т. е. от стадии развития тех или иных структур, происходит усиление, ослабление или полное исчезновение некоторых из вышеперечисленных геофизических свойств.

Поскольку сведения об электропроводности земной коры и верхней мантии часто могут являться показателем теплового состояния недр, в данной работе сделана попытка обобщить материалы по глубинной геоэлектрике Приамурья и Приморья и выявить связь ее с современной тектонической активностью структур юга Дальнего Востока.

В тектоническом отношении рассматриваемый район входит в состав двух складчатых областей: Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской. Последняя крупная эпоха складчатости в Монголо-Охотской геосинклинальной области завершилась, по-видимому, к концу палеозоя (?), в то время как в Сихотэ-Алинской завершающая складчатость произошла в позднем мезозое. На протяжении мезозоя и кайнозоя в пределах обеих систем происходили тектонические процессы, приводящие к возникновению наложенных прогибов и впадин, а также продолжалось

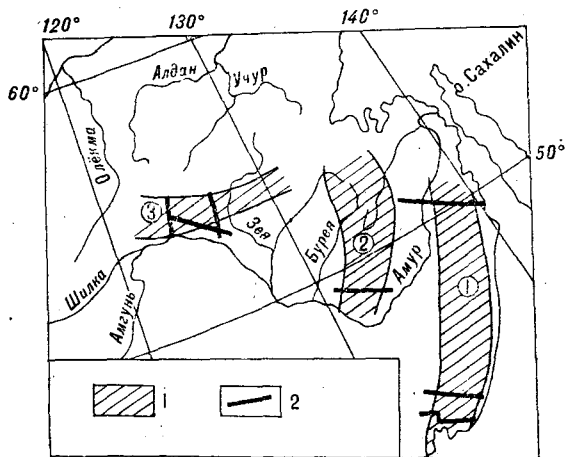
унаследованное развитие структур, заложенных в конце палеозоя — начале мезозоя.

Среди складчатых сооружений района находятся жесткие кристаллические массивы ранней консолидации (Буреинский и Ханкайский массивы, Гонжинский и Мамынский выступы). Стабильность этих участков литосферы была относительной, они также испытывали периоды тектонической активизации в мезозое и в более позднее время, сменяющиеся этапами относительно спокойного развития.

Тектоническая активность ряда участков литосферы имеет место и в наши дни. Современные тектонические активные зоны на востоке Азиатского континента развиваются в значительной мере по типу рифтогенных структур (?) и сопровождаются геофизическими эффектами, характерными для других рифтовых систем мира.

К настоящему времени на территории Приморья и Приамурья выполнено около 120 магнитотеллурических зондирований, которые неравномерно распределены по площади в виде профильных пересечений тектонически активных зон с шагом 10—50 км и отдельных точек (см. рисунок).

Основными результатами изучения глубинного строения Земли методами МТЗ и МВЗ являются выделение проводящих слоев (линз ?) в земной коре и верхней мантии, определение глубины залегания их кровли и в некоторых случаях оценка суммарной продольной проводимости (S). При рассмотрении аномалий электропроводности нами в первую очередь предпринималась попытка разделить их по глубине и, по возможности, по проводимости. Рассматривался также вопрос о природе проводящих слоев. Это особенно важно в отношении аномалий электропроводности в земной коре, так как они могут быть обусловлены литологическим составом слагающих осадочных и метаморфических комплексов (сульфидизация, углистые и графитизированные толщи) и не иметь отношения к температурному состоянию глубоких горизонтов коры.



Расположение профилей МТЗ в современных тектонически активных зонах.

1 — современные тектонически активные зоны (1 — Сихотэ-Алинская, 2 — Баджалло-Буреинская, 3 — Верхнеприамурская); 2 — профили МТЗ.

Ниже излагаются результаты магнитотеллурических исследований на различных территориях юга Дальнего Востока.

В *Верхнем Приамурье* (50 точек МТЗ) выявлен проводящий слой в земной коре на глубинах 15—30 км [13]. Правых восходящих ветвей кривых $\rho_h(\sqrt{T})$ не получено, поэтому можно оценить лишь минимальную суммарную продольную проводимость этого слоя; она составляет примерно 5—7 тыс. См. Проводящий слой по нескольким точкам выделяется также и в прилегающей части Становой области, однако более или менее точно оценить глубину залегания его верхней кромки пока затруднительно.

Анализ имеющихся работ [1, 7, 13] по глубинному строению Верхнего Приамурья позволяет предполагать пока либо электронную природу проводимости этого слоя (графитизированные докембрийские породы гонжинской и чаловской серий), либо ионную, связанную с дегидратацией пород на высоких стадиях метаморфизма. Не исключено также совместное действие этих факторов. Вряд ли здесь можно говорить о частичном плавлении вещества, так как сейсмологические материалы методом МОВЗ [7] и магнитометрии [1] практически исключают возможность такой интерпретации. С другой стороны, по материалам МОВЗ [7] в описываемом районе наблюдаются аномальные границы обмена, связываемые в ряде случаев с кровлей зон пониженной скорости сейсмических волн на глубинах 80—100 км. Это дает возможность предположить наличие слоя повышенной проводимости на этих глубинах, который при работах методом МТЗ экранируется верхней проводящей зоной.

Исследования на юге *Буреинского массива* [2, 4] по профилю пос. Облучье — г. Биробид-

жан позволили выделить два проводящих слоя: в низах земной коры — верхах мантии на глубинах 30—50 км и в мантии на глубинах 80—100 км с суммарной продольной проводимостью не ниже 300—500 и 2000 См соответственно. При этом на основании анализа кривых МТЗ и математического моделирования было высказано предположение, что верхний проводящий слой выклинивается за восточной границей Буреинского массива, т. е. связан, по-видимому, именно с Баджалло-Буреинской зоной современной тектонической активности. Такое предположение не противоречит другим геофизическим исследованиям в этом районе [9, 12].

Природа выделенных проводящих зон недостаточно ясна. Если «астеносферный» слой обычно объясняют фракционным плавлением пород верхней мантии, то коровый слой в Южнобуреинском районе может быть связан с наличием минерализованных растворов или проводящим флюидом. Это тем более вероятно, что в районе работ имеются выходы термальных вод.

Работы, проведенные ИТиГ ДВНЦ АН СССР в *Комсомольском районе* (9 точек МТЗ), свидетельствуют о наличии аномалии электропроводности на глубинах 50—80 км. В связи с «засоренностью» района промышленными электрическими помехами оценка глубины до токопроводящего слоя недостаточно надежна. Если не принимать во внимание все заведомо искаженные и построенные с неудовлетворительной точностью кривые, то глубина до слоя пониженного сопротивления может быть оценена в 80—100 км, что вполне согласуется с существованием регионального «астеносферного» слоя. С другой стороны, по сейсмологическим данным методом МОВЗ в Комсомольском районе на глубине 40—50 км работами Института тектоники и геофизики обнаружена аномальная граница обмена, интерпретируемая как кровля слоя пониженной плотности. Суммарная продольная проводимость аномальной зоны в районе г. Комсомольска не ниже 3,5—4 тыс. См, что вполне может быть связано с частичным плавлением вещества мантии на этих глубинах.

Материалы наблюдений вдоль профиля пос. Дьюанка — г. Комсомольск — р. Амгунь (9 точек МТЗ и МВЗ) позволили исследователям [11] выделить проводящий слой на глубинах 100—120 км под *северным Сихотэ-Алинем* и сделать заключение о его погружении в сторону г. Комсомольска до глубин 200—220 км. Этот вывод согласуется с материалами магнитовариационного зондирования в районе г. Комсомольска [6], но противоречит результатам работ ИТиГ, проведенным на этой территории. Поэтому вопрос о глубинной электропроводности Комсомольского района остается пока открытым.

На юге *Сихотэ-Алиня* по результатам МТЗ и МВЗ [5, 8] выделяют два проводящих слоя на

глубинах 40—70 км ($S \geq 100-300$ См) и 120—140 км ($S \geq 1500-2000$ См). Достаточно глубокое залегание слоев позволяет связать их с процессами частичного плавления вещества на этих глубинах.

Основными недостатками исследований на всех вышеуказанных площадях являются пока не очень уверенное оконтуривание корового проводящего слоя и отсутствие измерений в низкочастотном диапазоне колебаний магнитотеллурического поля (периоды больше 30 мин), что затрудняет сравнение аномалий электропроводности по суммарной продольной проводимости. Однако, несмотря на это обстоятельство, основные результаты по изучению глубинной электропроводности юга Дальнего Востока позволяют утверждать следующее. В разрезе верхней мантии и земной коры выделяются два слоя повышенной электропроводности. Верхний слой находится в коре или на границе коры и верхней мантии в интервале глубин 15—60 км и имеет локальное развитие. Нижний проводящий «астеносферный» слой имеет региональное распространение и его верхняя кромка залегает в различных районах на глубине от 80 до 140 км. Однако это предположение требует дальнейшего подтверждения фактическим материалом. Не исключено, что астеносфера не представляет собой однородный в электрическом отношении слой, а состоит из отдельных зон (линз) повышенной электропроводности, приуроченных к участкам литосферы, где $P-T$ условия допускают частичное плавление вещества мантии. В связи с объемностью электромагнитных методов исследования совокупность зон частичного плавления вещества может создавать эффект, близкий к эффекту сплошного электропроводящего слоя. Выяснение этого важнейшего вопроса составляет главную задачу дальнейших электромагнитных исследований на Дальнем Востоке. Ее решение возможно на базе новейшей аппаратуры, совершенствования методики обработки и интерпретации данных глубинных МТЗ. Важную задачу представляют также изучение и картирование верхнего электропроводящего слоя, располагающегося в земной коре или верхах мантии. Знание его параметров прольет свет на многие вопросы геотермии, гидрогеологии и сейсмичности отдельных структур.

Рассмотрим подробнее связь проводящих зон и выделяемых на юге Дальнего Востока тектонически активных зон. На изучаемой территории можно выделить 3 зоны (см. рисунок): Сихотэ-Алинскую, Баджало-Буреинскую и Верхнеприамурскую [10]. Для всех этих зон характерно наличие проводящих слоев в земной коре — верхней мантии (не считая астеносферного слоя). Исключение составляет район Северной Сихотэ-Алиня, где проводящего слоя в коре

или верхней мантии пока не обнаружено (хотя он четко прослеживается на о. Сахалин). Здесь отмечается лишь небольшой подъем кровли астеносферного слоя. Очевидно, существование проводящих слоев в земной коре и верхней мантии, а также подъем кровли астеносферы или резкое увеличение ее проводимости могут являться критерием «возбужденности» и тектонической подвижности мантии. Последнее подтверждается анализом материалов по сейсмичности.

Если сравнить карту эпицентров землетрясений на юге Дальнего Востока с данными по глубинной электропроводности, то можно сделать следующие предварительные выводы.

1. Количество землетрясений (энергетический класс больше 10) увеличивается с востока на запад (от Сихотэ-Алиня к Верхнеприамурской зоне).

2. В том же направлении несколько уменьшается средняя глубина гипоцентров землетрясений (примерно с 20—30 до 10—15 км). Глубина верхнего проводящего слоя с востока на запад также уменьшается (40—70 км для юга Сихотэ-Алиня, 30—50 км для юга Буреинского массива и 15—30 км для Верхнего Приамурья).

Сейчас пока нельзя однозначно говорить о прямой связи между глубиной гипоцентров землетрясений и положением аномалий электропроводности (в основном из-за неравномерности и неодинаковой достоверности как электромагнитных исследований, так и сейсмологических). Однако наличие более или менее тесной зависимости между этими явлениями не вызывает сомнений. Дальнейшие работы позволяют более детально изучить вопросы глубинной электропроводности Дальнего Востока, ее особенности, причины возникновения аномалий и связь их с современной тектонической активностью геологических структур.

Как отмечалось выше, современные тектонически активные зоны характеризуются повышенным и в разной степени дифференцированным тектоническим рельефом. При этом может быть намечен ряд структур, различающихся своими особенностями. С одной стороны, выделяются зоны с плавным выпуклым сводообразным рельефом, а с другой — с сильно дифференцированным блоковым рельефом, с развитием довольно крупных долин-грабен и высоких линейно-вытянутых хребтов-горстов. Относительное превышение днищ долин-грабен и вершин горстов, а также степень дифференцированности рельефа в разных зонах различны. На рассматриваемой территории наибольшими дифференцированностью и относительными превышениями рельефа характеризуется Верхнеприамурская зона и наименьшей — Сихотэ-Алинская, северная часть которой приближается по характеру рельефа к слаборасчлененному

зводу. Дифференцированность рельефа Баджало-Буреинской зоны средняя, однако некоторые ее центральные участки довольно четко расчленены на линейные относительно опущенные и приподнятые блоки.

Особенности рельефа тектонически активных зон обнаруживают связь с глубинной электропроводностью. Наиболее спокойный, сглаженный рельеф характерен для участков, где пока достоверно не обнаружено электропроводящего слоя в земной коре и верхах верхней мантии (Северный Сихотэ-Алинь), а лишь намечается некоторое повышение верхней кромки «астеносферного» слоя. По мере увеличения роли верхнего проводящего слоя и уменьшения глубины его верхней кромки увеличиваются степень дифференцированности рельефа и величина относительного опускания днищ грабен. В Верхнеприамурской зоне, где рельеф сильно расчленен, а днище грабен опущено настолько, что в них сохранились довольно мощные кайнозойские континентальные кластические толщи, отмечается наиболее близкое к поверхности земли залегание электропроводящего слоя (15—30 км). Примерно такие же соотношения выявляются и в районе Байкальской рифтовой зоны, где электропроводящий слой обнаружен на глубинах 15—20 км. Отмеченные взаимосвязи сейсмичности, глубинной электропроводности и рельефа современных тектонически активных зон юга Дальнего Востока позволяют предположить возможную схему их развития.

Если считать, что первопричиной активизации геологических структур является «возбуждение» мантии в результате нарушения изостатического или термодинамического равновесия, то можно предположить, что на начальных этапах развития тектонически активных зон им соответствуют участки астеносферы повышен-

ной проводимости или подъема ее поверхности относительно других районов. Рельеф зон характеризуется пологим недифференцированным сводообразным воздыманием. Гипоцентры землетрясений развиты в широком диапазоне глубин, охватывая и верхнюю мантию. Этот этап развития, по-видимому, характерен для северного Сихотэ-Алиня. На последующих этапах вследствие расширяющегося и теплового воздействия астеносферы на породы низов земной коры возникают проводящие слои в коре и верхах мантии. Гипоцентры землетрясений таких зон смещаются в область меньших глубин, а рельеф подвергается дифференциации. По-видимому, в этот период проявляется активная деятельность горячих источников. Указанная ситуация характерна для южного Сихотэ-Алиня и, в большей степени, для Баджало-Буреинской зоны. На конечных этапах, вероятно, происходит отмирание термальной активности астеносферы и уменьшение ее электропроводности, что приводит к уменьшению ее объема и в связи с этим к проседанию и сильной дифференциации рельефа с образованием значительных по размерам грабен, часто заполненных рыхлыми образованиями. При этом мелкофокусные внутрикоровые землетрясения и выходы термальных вод еще наблюдаются довольно широко, но связаны они уже с вторичными корово-мантийными очагами. Для этого времени характерен наземный вулканизм. В подобной стадии развития находится, по-видимому, Верхнеприамурская зона.

В заключение отметим, что сходная схема развития и стадийности, возможно, применима и к более ранним структурам тектоно-магматической активизации, которые имели место на данной территории в позднем мезозое.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аргутина Т. А. Использование магнитометрических исследований для изучения глубинного геологического разреза вдоль Амуро-Якутской магистрали.— Геол. и геофиз., 1972, № 6.
2. Ахмадулин В. А. Опыт магнитотеллурических исследований на Буреинском массиве.— В кн.: Районирование геофизических полей и глубинное строение Дальнего Востока. Владивосток, 1977.
3. Ахмадулин В. А. Схема современных тектонически активных зон континентальной части Дальнего Востока.— В кн.: Геология Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975.
4. Ахмадулин В. А., Талтыкин Ю. В. Геологическая модель юга Буреинского массива.— В кн.: Глубинные электромагнитные зондирования Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.
5. Баринев Н. И., Копылов В. Р., Старжинский С. С. О некоторых особенностях глубинного строения юга главного синклинария и Прибрежной зоны по данным МТЗ (Приморье).— В кн.: Геология и магматизм Дальнего Востока. Владивосток, 1977.
6. Борец В. В., Мардерфельд Б. Е., Чернявский Г. А. Результаты глубинных магнитотеллурических зондирований на Дальнем Востоке.— Изв. АН СССР, сер. Физика Земли, 1975, № 4.
7. Булин Н. К., Ицкисон М. И. Некоторые особенности металлогении областей активизации Алданского щита и Монголо-Охотской складчатой системы и их отражение в глубинном геологическом строении.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 11. М.: Наука, 1975.
8. Врублевский А. А., Копылов В. Р., Приходько В. С. Результаты магнитотеллурических зондирований в южном Сихотэ-Алине.— В кн.: Структурный анализ дислокаций. Хабаровск, 1974.
9. Малышев Ю. Ф., Парфенов Л. М. и др. Гравитационные аномалии Дальнего Востока.— В кн.: Районирование геофизических полей и глубинное строение Дальнего Востока. Владивосток, 1977.
10. Мастюлин Л. А., Малышев Ю. Ф. и др. Роль и место электромагнитных методов при решении некоторых проблем глубинного строения Восточно-Ази-

атской материковой окраины и прилегающих акваторий.— В кн.: Глубинные электромагнитные зондирования Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.

11. Никифорова Н. Н. и др. Глубинные магнитотеллурические исследования в Хабаровском крае.— В кн.: Глубинные магнитотеллурические зондирования

Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.

12. Потатьев С. В. Авиасейсмические исследования земной коры. М.: Наука, 1977.
13. Талтыкин Ю. В. Геоэлектрическая модель Верхне-амурского рудного района (по материалам МТЗ).— В кн.: Магматизм и металлогения Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982.

ИТыГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
26 июля 1982 г.

УДК 551.763.12:564.1(571.651)

С. Г. Бялобжеский, В. П. Похиалайнен
**НОВЫЕ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ
ОТЛОЖЕНИЙ ПОЗДНЕГО НЕОКОМА
НА ВОСТОКЕ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ**

На востоке Корякского нагорья установлено достаточно широкое распространение отложений позднего неокома в составе кэнкэрэнской (готерив — баррем) и кенвутской (баррем — апт) свит. В статье указаны

местонахождения отложений этого возраста, рассмотрены особенности литологического состава и палеонтологическая характеристика.

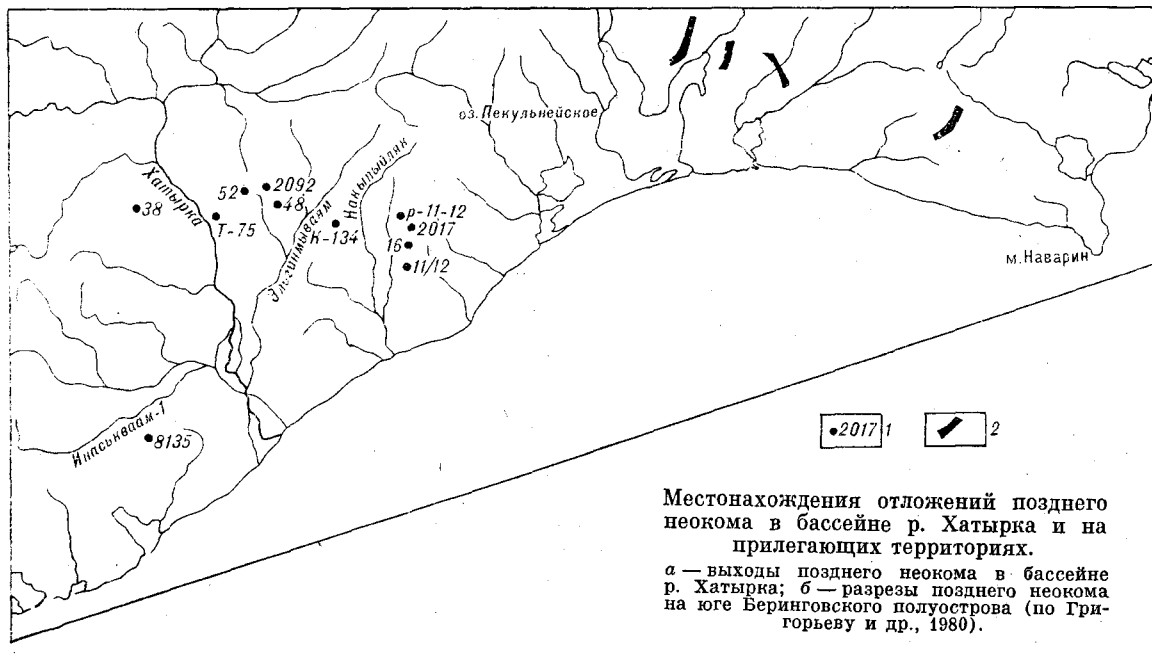
До последнего времени данные о распространении на востоке Корякского нагорья отложений позднего неокома были весьма скудными. Предполагалось, что на большей его части в позднем неокоме имели место морская регрессия и перерывы в осадконакоплении [4, 2]. Вместе с тем в некоторых опубликованных и фондовых работах указывалось на присутствие (хр. Кэнкэрэн, район озера Пекульнейского, лево- и правобережье среднего течения Хатырки) выше слоев с бухиями отложений, содержащих остатки иноцерамов и белемнитов готерива [4, 5, 7]. Это способствовало дальнейшему изучению масштабов и характера осадконакопления в неокоме.

С середины 70-х гг. благодаря исследованиям геологов ПГО Севвостгеология (Г. П. Терехова и др.), ГИНа АН СССР (С. В. Руженцев, В. Н. Григорьев, А. Д. Казимиров и др.), СВКНИИ ДВНЦ АН СССР (С. Г. Бялобжеский, В. П. Похиалайнен, А. Д. Чехов и др.) сведения о распространении и составе отложений позднего неокома в восточной части Корякского нагорья значительно расширились.

В современной структуре рассматриваемой территории выделяются Алякватваамский прогиб и расположенные южнее Хатырское и Каканавутское поднятия [6]. Каканавутское поднятие занимает юг Беринговского полуострова; Хатырское поднятие служит продолжением Каканавутского на юго-запад. Как мы полагаем, окончательное оформление этих структурных

элементов произошло в послемаастрихтское время. Алякватваамский прогиб и Каканавутское поднятие имеют складчато-блоковое строение с широким развитием надвигов; у Хатырского поднятия структура покровно-складчатая. Отложения позднего неокома сейчас известны в пределах всех трех перечисленных структурных элементов. В Алякватваамском прогибе и Каканавутском поднятии они представлены разнообразными туффитами и полимиктовыми алевролитами, песчаниками и конгломератами, в которых наряду с пирокластическим материалом среднего и умеренно кислого состава присутствуют обломки полевых шпатов и кремнистых пород. Наиболее полные разрезы позднего неокома — апта в последние годы установлены в пределах Каканавутского поднятия. В них мы вслед за Г. П. Тереховой выделяем кэнкэрэнскую (готерив — баррем) и кенвутскую (баррем — апт) свиты, согласно сменяющие друг друга. Суммарная мощность их 2000—2500 м. Кэнкэрэнская свита согласно залегает на отложениях, содержащих бухии; кенвутская согласно перекрывается осадками альба (нейкинвэмская свита). Наблюдения, произведенные в 1980 г. В. Н. Григорьевым, А. Д. Казимировым и В. П. Похиалайненом (см. рисунок), позволили установить следующее распространение ископаемых органических остатков в сводном разрезе неокома (снизу вверх):

а) бухиевые ракушки позднего валанжина, возможно, раннего готерива;



Местонахождения отложений позднего неокома в бассейне р. Хатырка и на прилегающих территориях.

а — выходы позднего неокома в бассейне р. Хатырка; б — разрезы позднего неокома на юге Беринговского полуострова (по Григорьеву и др., 1980).

б) *Coloniceramus* sp. nov., *Heteropteria* sp., *Cylindroteuthis* sp. indet.;

в) *Coloniceramus colonicus* (And.), *C. cf. colonicus* (And.), *C. sp. nov.*, *Camptonectes* sp. indet., *Scalpellum* sp., *Clathrithyris* sp., *Sibirskites* (?) sp.;

г) *Aucellina aptiensis* Orb., *A. cf. aptiensis* Orb., *A. caucasica* Buch.;

д) *Aucellina aptiensis* Orb., *Inoceramus* (*Neocomiceramus*) *neocomiensis* Orb., *Variamussium* sp., *Eotetragonites* sp., *Hypophylloceras* (?) sp. indet.

Выше зафиксированы альбские осадки с *Cleoniceras* sp., *Inoceramus anglicus* Woods, I. (*Taenicoceras*) aff. *concentricus* Park.

На присутствие отложений позднего неокома — апта на территории, относимой нами к Хатырскому поднятию, указывал И. М. Русаков [10]. В ходе исследований, проводившихся в 1976—1981 гг. С. Г. Бялобеским, В. П. Похиалайненом, С. В. Руженцевым, С. Д. Соколовым и др., в бассейне нижнего — среднего течения Хатырки выявлено большое количество новых местонахождений отложений позднего неокома, охарактеризованных фауной двустворок. Обнаруженные разрезы в большинстве своем фрагментарны и тектонически нарушены, что обусловлено спецификой тектоники поднятия. Однако важность описания установленных выходов не подлежит сомнению, так как в прошлом все они механически (по присутствию иноцерамовидных двустворок) относились к позднемерловым образованиям (эльгинываямская свита).

Ниже приводится характеристика всех палеонтологически обоснованных отложений позд-

него неокома в бассейне нижнего — среднего течения Хатырки и прилегающих участков (см. рисунок).

Бассейн Островной. По левым притокам Островной (левый приток р. Накыпыйляк) наблюдались небольшие (площадью 1—2 км²) выходы подзненеокомовых отложений.

Обнажение 2017. Выше алевролитов и алевролитистых аргиллитов, монотонных, неслоистых, содержащих отдельные скопления и конкреции с остатками валанжинских бухий (*Buchia* cf. *crassa* Pavl.) согласно залегает пачка слоистых средне- и мелкозернистых туффитов среднего состава, алевролитов и алевролитистых аргиллитов мощностью 70—80 м. В ее верхней части содержатся прослой известковистых песчаников с остатками ближе неопределимых иноцерамид. Эта пачка в свою очередь перекрывается органогенно-обломочными песчанистыми известняками и известковистыми песчаниками с линзами ракушечниковых известняков, в которых собраны остатки многочисленных *Coloniceramus colonicus* (And.), *Camptonectes* sp., *Scalpellum* sp., *Cylindroteuthis* sp. Мощность известняков 12—15 м. Выше залегают алевролиты, сходные с подстилающими, срезанные разломом, по которому отложения неокома сброшены и соприкасаются с бухиевыми слоями.

Обнажения 11—12. На темных алевролитах с конкрециями, содержащими в изобилии остатки поздневаланжинских — раннеготтеривских (?) бухий (*sublaevis*, *crassicollis*), залегают алевролиты видимой мощностью более 50 м с известковистыми конкрециями и будинированными прослоями известняков, содержащих остатки иноцерамид (*Heteropteria* sp. indet.) и

белемнитов (*Cylindroteuthis* sp.). Эти алевролиты трансгрессивно перекрываются пластами мелкогалечных конгломератов, возможно, из основания понайской свиты (палеоген).

Обнажение 16. Алевролиты с бухиями, подобные описанным выше, согласно перекрываются алевролитами с прослоями мелкозернистых светлых туффитов и известняков (до 1 м) общей мощностью 20 м. В алевролитах и известняках собраны остатки *Heteropteria* sp. indet., *Cylindroteuthis* sp. Выше по разрезу пласт крупнозернистого песчаника (2—3 м), на котором залегает дачка тонкого чередования темно-серых алевролитов и светло-серых, голубоватых, зеленоватых мелко- и среднезернистых туффитов (более 50 м).

Эти отложения несогласно и трансгрессивно перекрываются светло-серыми крупнозернистыми песчаниками с галькой и остатками устриц, брахиопод и двустворок, представляющими базальный горизонт маастрихтской толщи.

Обнажение P-11/12. В южной части водораздела р. Островной и р. Накыпыйляк среди элювиальной щебенки алевролитов и известковистых песчаников найден фрагмент крупного фрагмента белемнита типа описанного А. П. Павловым *Belensites* (?) *collossicus* Jasik. из неокома Поволжья.

Междуречье Эльгинмываям — Накыпыйляк. К западу от р. Островной в тесной ассоциации с отложениями пекульнейской свиты (волжский ярус — валанжин) обнаружено два фаунистически охарактеризованных выхода позднего неокома.

Обнажение K-134. На юго-западном склоне гор Пнаквыяниткин в песчаных алевролитах, залегающих выше слоев с бухиями, найдены остатки *Coloniceramus colonicus* (And.). Выше залегают базальные песчаники маастрихтской толщи.

Кроме того, в бассейне р. Еонайвеем встречены остатки иноцеромоподобных двустворок, напоминающие позднееокомовые из бассейна Островной.

Междуречье Хатырка — Эльгинмываям. В истоках ручья Ылкаквыкаргынвеем и далее к югу на его водоразделе с правыми притоками руч. Илюнейвеем (левый приток Хатырки) выше алевролитов с остатками бухий вскрыта толща чередования разнообразных туффитов, песчаников и алевролитов видимой мощностью до 150 м. Здесь И. М. Русаковым (обн. Т-75) обнаружены остатки *Coloniceramus colonicus* (And.), изучавшиеся В. П. Похиалайненом [8]. В 1974 г. примерно в 15 км к востоку в бассейне р. Студеной (правый приток р. Эльгинмываям) А. Д. Чеховым найдены остатки *Aucellina* cf. *rekulnejensis* Ver. (определение Г. П. Тереховой) [1]. В 1976 г. на этом же обнажении (обн. 48) В. П. Похиалайненом в пач-

ке тонкого чередования черных и серых аргиллитов и алевропелитов с примесью туфового материала и мелкозернистых вулканомиктовых песчаников (видимая мощность около 50 м), собраны *Aucellina* cf. *caucasica* Buch., *Nuculana* sp., *Eotetragonites* sp. Фаунистические остатки заключены в конкрециях пелитоморфных известняков, образующих маломощный горизонт в 30 м ниже подошвы песчаников маастрихта, которые с разрывом перекрывают толщу верхнего неокома.

В этом же районе были обнаружены еще два местонахождения верхнееокомовых отложений.

Обнажение 52. В толще переслаивающихся туфопесчаников и туфоалевролитов в окрестностях горы Ветряной собраны остатки *Heteropteria* sp. indet., *Cylindroteuthis* sp.

Обнажение 2092. В верховьях левых притоков Студеной из-под отложений позднего маастрихта вскрыта толща коричневатых алевропелитов с прослоями разнозернистых вулканомиктовых песчаников и туффитов (видимая мощность 30—40 м), содержащая остатки *Coloniceramus* sp. nov.

Правобережье Хатырки (среднее течение). В среднем течении ручья Лагерного (левый приток р. Иомраутваам) (обн. 38) ритмично переслаивающиеся окремненные туфопелиты и туфоалевролиты содержат остатки двустворок неудовлетворительной сохранности и *Cylindroteuthis* sp. indet.

Междуречье нижнего течения Хатырки и Опухи. Впервые в этом районе встречены верхнееокомовые отложения к югу от р. Инаськваам-1.

Обнажение 8135. Бухиевые ракушки позднего валанжина — раннего готерива (?) согласно перекрываются песчано-алевропелитовой пачкой, содержащей остатки колоницерамов и других моллюсков (видимая мощность 35—40 м). В нижней части пачки преобладают мелко- и тонкозернистые песчаники с известковистыми прослоями, обогащенными раковинным детритом, в верхней части преобладают алевролиты со значительной примесью тонкого туфового материала и остатками радиолярий. Отсюда определены *Coloniceramus colonicus* (And.), *Lima consobrina* Orb., *Cylindroteuthis* sp.

В обнажающихся здесь же валунно-галечных конгломератах предположительно позднемолового возраста содержатся переотложенные остатки фауны неокома, а также бухий.

Помимо рассмотренных выше, на право- и левобережье Хатырки имеется много выходов сходных по литологии пород, занимающих аналогичное положение в разрезе выше слоев с бухиями и имеющих, вероятно, тот же поздне-неокомовый возраст.

Поздненеокомовые туфо-терригенные отложения, вскрытые в Хатырском поднятии, по своей литологии весьма близки таковым, обнаженным в Какангутском поднятии и в Альтатваамском прогибе. Отличительными чертами разрезов туфо-терригенного верхнего неокома бассейнов нижнего — среднего течения Хатырки и р. Накыпыйлак является их меньшая мощность и присутствие на некоторых участках заметного количества органогенно-обломочных известняков и известковистых песчаников в виде линз и пластов.

В пределах всей рассматриваемой территории, в том числе и в Хатырском поднятии, алевропелиты и песчаники, охарактеризованные поздневаланжинскими — раннеготеривскими (?) формами *Buchia crassa*, *B. crassicollis*, *B. sublaevis*, часто вмещающие пласты или линзы бухиевых ракушнякав, согласно, без видимых следов размыва сменяются туфогенно-осадочными слоями позднего неокома.

Слои с остатками *Coloniceramus colonicus* (And.), *Coloniceramus sp. nov.*, *Heteropteria sp.*, *Lima consorbina* Orb., *Camptonectes sp.*, *Scalpellum sp.*, *Cylindroteuthis*, распространенные в Хатырском поднятии, можно уверенно параллелизовать с кэнкэрэнской свитой Беринговского полуострова или тылакрьльской свитой Северо-Западной Камчатки (поздний готерив — ранний баррем).

Возраст слоев, содержащих *Aucellina cf. caucasica* Buch., *Nuculana sp.*, *Eotetragonites*, не может быть определен точнее, нежели баррем — апт. Эти слои следует параллелизовать с кенвутской свитой Беринговского полуострова или с кармаливаямской и тихореченской свитами Северо-Западной Камчатки.

Учитывая особенности литологии и набор ископаемых организмов туфо-терригенных поздненеокомовых отложений Хатырского подня-

тия, можно рекомендовать выделять здесь при крупномасштабном картировании кэнкэрэнскую (слой с *Coloniceramus*) и кенвутскую (слой с *Aucellina*) свиты.

В заключение отметим, что кроме туфо-терригенных отложений позднего неокома в Хатырском поднятии, по-видимому, присутствуют вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения того же возраста, структурно обособленные и принадлежащие к совершенно иному формационному комплексу.

Туфо-терригенные отложения верхнего неокома участвуют в сложении аллохтонных пластин Хатырской системы покровов, автохтонном для которой является меловая янранайский вулканогенно-яшмово-терригенный комплекс [9]. В результате исследований 1979—1980 гг. Н. Ю. Брагину удалось установить, что в составе янранайского комплекса присутствуют яшмы, содержащие позднеюрский, берриас(?)-готеривский и баррем-альбский комплексы радиолярий. В 1981 г. в хр. Расчлененном (юг междуречья Хатырки и Опухи) С. Г. Бялобжеским и С. В. Руженцевым в кремнисто-туфогенных отложениях янранайского комплекса обнаружены известняки с грифеями, ринхонеллидами и *Buchia cf. crassa* Pavl. (определение К. В. Паракецова и Г. И. Паракецовой). В этом же районе в отложениях янранайского комплекса спорадически имели место находки остатков ближе неопределимых иноцерамов.

Таким образом, полученные в настоящее время данные о составе и распространении отложений позднего неокома в восточной части Корякского нагорья, а также о их взаимоотношениях с подстилающими толщами существенно меняют имевшиеся ранее представления об истории геологического развития этой территории.

ЛИТЕРАТУРА

1. Александров А. А., Богданов Н. А. и др. Новые данные по тектонике Корякского нагорья. — Геотектоника, 1975, № 5.
2. Верещагин В. Н. Меловая система Дальнего Востока. Л.: Недра, 1977.
3. Верещагин В. Н., Кинасов В. П. и др. Полевой атлас меловой фауны Северо-Востока СССР. Магадан, 1965.
4. Геология СССР, т. 30, кн. 1. М.: Недра, 1970.
5. Дундо О. П. Схема стратиграфии меловых отложений Корякского нагорья (проект унифицированной и корреляционной схем). — В кн.: Стратиграфия и литология меловых, палеогеновых и неогеновых отложений Корякско-Анадырской области. Л.: НИИГА, 1974.
6. Зинкевич В. П. Формации и этапы тектонического развития севера Корякского нагорья. М.: Наука, 1981. (Тр. ГИН, вып. 349).
7. Паракецов К. В., Похилайнен В. П., Терехова Г. П. Биостратиграфическое расчленение меловых отложений Анадырско-Корякского региона. — В кн.: Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. Ч. 2. Мезозой. Магадан, 1974.
8. Похилайнен В. П. Неокомовые иноцерамы Анадырско-Корякской складчатой области. — В кн.: Иноцерамы юры и мела Северо-Востока СССР. Магадан, 1969.
9. Руженцев С. В., Бялобжеский С. Г. и др. Тектонические покровы и палинспастика Корякского хребта. — В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979.
10. Русаков И. М. Стратиграфия и тектоника восточной части Корякского нагорья. Автореф. канд. дис. Л., 1973.

В. М. Кузнецов

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ СУГОЙСКОГО СИНКЛИНОРИЯ И ЕГО ПОЛОЖЕНИЕ В МЕЗОЗОИДАХ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

Определяются и рассматриваются границы Сугойского синклинория, располагающегося в юго-восточной окраинной части Яно-Колымской складчатой системы кулисообразно по отношению к Иньяли-Дебинскому синклинорию. Характеризуются различающиеся в гра-

Сугойский синклинорий расположен в бассейне Колымы и охватывает нижние течения ее правых притоков — рек Балыгычана, Сугой и Коркодона. Он вытянут в северо-восточном направлении примерно на 500 км и в плане образует дугу, обращенную выпуклостью к юго-востоку. Максимальная ширина синклинория в бассейне р. Сугой достигает 100 км.

На тектоническую природу и границы Сугойского синклинория существуют различные точки зрения. Его юго-западную половину чаще всего рассматривают как северо-восточную ветвь Иньяли-Дебинского синклинория [7] или выделяют в качестве Ат-Юряхского синклинория [5]. Северо-восточную половину относят к Сугойскому окраинному прогибу [11], Сугойской складчатой зоне [12] или Приомолонскому синклинорию [5]. Указанные части синклинория разделяются меловым, поперечным к складчатым структурам, Балыгычано-Сугойским прогибом, обладающим резким морфологическим выражением на земной поверхности.

Результатом планомерных среднемасштабных геологических работ, законченных в последнее десятилетие автором и другими геологами, явилось подтверждение выделенного в этом районе А. С. Симаковым (1957 г.) Сугойского синклинория [3]. Подтвердилась также приуроченность границ синклинория к зонам длительно, по крайней мере с позднего палеозоя, развивающихся глубинных разломов (рис. 1).

На северо-западе Сугойский синклинорий граничит с Приколымским и частично Омулеским горст-антиклинориями. Границей служат близкие между собой Ярходонский (на севере) и Долинный (на юге) глубинные разломы, которые на большом протяжении совпадают с долиной Колымы и образуют единую Среднеколымскую зону разломов дугообразной формы. В средней ее части преобладают взбросы, переходящие к окончаниям зоны в надвиги с амплитудой горизонтального перемещения 8—10 км.

Северо-восточное крыло синклинория по Тебанинскому глубинному разлому взброшено

на Омолонский срединный массив [2]. На крайнем юго-западе Сугойский синклинорий глубинным разломом Улахан и сопряженным с ним Сударским горстом, в котором обнажаются верхнепалеозойские отложения Омулеского горст-антиклинория, отделен от Иньяли-Дебинского синклинория.

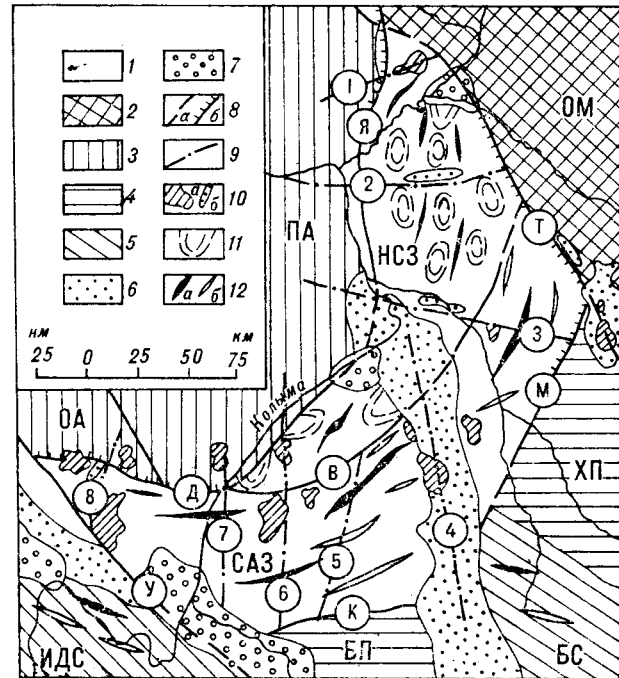


Рис. 1. Тектоническая схема бассейна среднего течения Колымы.

1 — Сугойский синклинорий; Нижне-Сугойская зона эжективной складчатости (НСЗ); Сеймчано-Ачагинская зона голоморфной складчатости (САЗ); 2 — Омолонский срединный массив; 3 — краевые Приколымский (ПА) и Омулеский (ОА) горст-антиклинории; 4 — внутренние Балыгычанское (БП) и Хетагчанское (ХП) поднятия; 5 — смежные синклинории: Иньяли-Дебинский (ИДС) и Бургаганский (БС); 6 — меловые наложенные структуры; 7 — неотектонические впадины; 8 — глубинные разломы (а), то же, с указанием наклона поверхности сместителя (б); 9 — скрытые глубинные разломы; 1 — Ярходонский, 2 — Пунгадский, 3 — Усть-Сугойский, 4 — Балыгычанский, 5 — Буюндинский, 6 — Суксуганский, 7 — Среднеканский, 8 — Веринский; 10 — массивы гранитоидов (а), свиты даек (б); 11 — брахисинклинали; 12 — оси линейных антиклинальных (а) и синклинальных (б) складок.

На юге границей Сугойского синклинория с Балыгычанским поднятием или районом положих дислокаций [1] служит Кырчанский разлом, представленный, по данным М. Б. Лапина (1977 г.), серией фестоночато- и кулисообразно-расположенных разрывных нарушений. Восточнее границей с Хетагчанским поднятием является Маратский разлом, выраженный системой кулисообразных и субпараллельных взбросов и надвигов северо-восточного простирания. Разломы имеют много общих черт и объединяются в единую Кырчан-Маратскую зону глубинных разломов.

Сугойский синклинорий сложен главным образом верхнетриасовыми и ниже-среднеюрскими осадочными толщами. Согласно структурно-фациальному районированию Северо-Востока [8] вся площадь синклинория расположена в северо-восточной окраинной части Бохапчино-Сугойской фациальной области.

Наиболее древними образованиями, вскрывающимися на крайнем северо-западе синклинория, являются верхнепалеозойские осадочные и вулканогенно-осадочные толщи. Они представлены глинистыми и алевроито-глинистыми филлитизированными, иногда кровельными сланцами с прослоями и пачками песчаников, «галльковых» аргиллитов, туфов базальтов и известняков общей мощностью 2800—3150 м. Эти образования относятся к аспидной формации, знаменующей раннюю стадию геосинклинального развития структуры.

Вдоль северо-восточной, а также фрагментами вдоль западной окраин синклинория обнажаются ниже-среднетриасовые и карнийские монотонные толщи аргиллитов и алевролитов (мощность 2300 м) с фосфоритоносными конкрециями и редкими прослоями в верхней части разреза пелитоморфных известняков. На подстилающих верхнепалеозойских отложениях они залегают со стратиграфическим и, возможно, географическим несогласием, отличаются отсутствием следов регионального метаморфизма и принадлежат к черносланцевой формации.

Согласно их перекрывают норийско-рэтские (?) и нижеюрские ритмично чередующиеся песчаники, алевролиты и аргиллиты, местами туфы андезитов и туфогравелиты. Данные образования объединяются в флишоидную формацию мощностью 2600—3000 м.

Самыми молодыми, слагающими главным образом центральную часть синклинория, являются средне-верхнеюрские толщи массивных песчаников, алевролитов и аргиллитов с линзами гравелитов и конгломератов, мощность толщ 1800—2500 м. Залегают они согласно, а в краевых частях с размывом и относятся к нижнемолассовой (шпировой) формации,

своей поздней стадии развития геосинклинального прогиба.

Охарактеризованные осадочные толщи смяты в складки, простирания осей которых плавно меняются от широтных на юге через северо-восточные и до меридиональных на севере. Складчатые структуры не нарушаются Балыгычано-Сугойским прогибом, а на космических снимках видно, как складки прослеживаются («просвечивают») под меловыми толщами прогиба. В связи с различиями в характере дислокаций на разных участках синклинория выделяются Нижне-Сугойская и Сеймчано-Ачагинская зоны соответственно эжективной и голоморфной складчатости.

Нижне-Сугойская зона эжективной складчатости отвечает северо-западной части синклинория, области преимущественного распространения средне-верхнеюрских толщ. Складки имеют северо-восточные и меридиональные простирания. Синклинали обнаруживают брахиформный характер, ширина их 6—8 км, протяженность — 10—20 км. Наклон пластов на крыльях складок колеблется в пределах 15—30°. Нижнеюрские и верхнетриасовые отложения слагают линейные антиклинали. Ширина их не превышает 3—4 км, длина достигает 40—60 км. В поперечном разрезе складки приближаются к гребневидным, обычно имеют прямой симметричный профиль. Углы наклона на крыльях антиклиналей достигают 50—60° (рис. 2).

Для Нижне-Сугойской зоны характерна волнистость шарниров складок. Шарниры ундулируют с амплитудой до 1—1,5 км, в результате их воздымания синклинали разделяются на более мелкие брахискладки. В некоторых случаях, как, например, в среднем течении р. Пунгали, отмечены очень крутые перегибы шарниров, вносящие явную дисгармонию в морфологию складок.

Разрывные нарушения в пределах зоны эжективной складчатости довольно многочисленны. Выделяются сбросы северо-восточного простирания с наклоном плоскостей сместителей к западу под углом 70—80° и амплитудой в 200—300 м. Сбросы и взбросы северо-западного простирания протяженностью 20—30 км имеют близкие к вертикальным плоскости сместителей, амплитуда перемещения по ним составляет первые сотни метров. На некоторых участках концентрируются сбросы субширотного, поперечного к складчатым структурам простирания. Амплитуды смещения крыльев изменяются в широких пределах, даже по простиранию нарушений, и могут достигать 1—2 км.

Сеймчано-Ачагинская зона голоморфной складчатости охватывает большую юго-восточную часть синклинория, где обнажаются в ос-

новом верхнетриасовые и нижнеюрские толщи. Для нее характерны линейные сложно построенные складки шириной 2—10 км и длиной 20—90 км, расположенные кулисообразно одна относительно другой. Крылья крупных складок осложнены более мелкими разнопорядковыми складками шириной от 200—300 до 5—20 м. Складки открытые прямые и наклонные, реже изоклиналиные. Углы наклона крыльев колеблются от 20 до 75°, достигая вертикальных.

Простираия осей складок субширотные и северо-восточные, отмечаются локальные изгибы и виргации осей. В среднем течении р. Сугой намечается аномальный разворот складчатых структур, приобретающих здесь широтное простираие. Этот участок, по-видимому, следует рассматривать как ответвление в сторону Бургагчанского, по Б. Л. Сняткову (1962 г.), синклиория. В поздне триасовое и юрское время здесь существовал прогиб между конседиментационными Балыгычанским и Хетагчанским поднятиями.

Крупные складки, определяемые по зеркалу мелкой складчатости, симметричные, асимметричные и наклонные. Углы наклона зеркала складчатости изменяются в широких пределах — от 10 до 50°. В юго-западном направлении вдоль зоны намечается увеличение наклона осевых плоскостей складок. Так, если в бассейне р. Ачаги наклон их к северо-западу 70—80°, то в береговых обрывах Колымы они наклонены на север под углом 50—60°.

На правобережье Колымы В. А. Шишкиным (1968 г.) выявлено чередование интервалов (0,5—1,0 км) относительно слабо дислоцированных пород и интервалов интенсивной изоклиналиной складчатости. Высота складок около 50 м, расстояние между осевыми плоскостями, запрокинутыми к югу, 20—30 м. На слабо дислоцированных интервалах распространены флексуры амплитудой 200—300 м, участками комбинирующиеся в группы и образующие флексурные лестницы.

Среди широко распространенных здесь разрывных нарушений примечательны соскладчатые, согласующиеся с осевыми и кливажными поверхностями, взбросы и взбросо-надвиги. Плоскости сместителей наклонены на север и северо-запад с углами 30—75°, вертикальная амплитуда их различна и достигает, вероятно, 1 км. Сбросы и сбросо-сдвиги имеют различное простираие и под углом рассеивают складки и взбросы. Поверхности их сместителей близки к вертикальным, амплитуда смещения достигает нескольких сотен метров. В приустьевой части р. Эльгенек М. И. Лейбовичем (1958 г.) наблюдался сдвиг северо-восточного (70°) простираия с наклоном поверхности сместителя к юго-востоку под углом 60°.

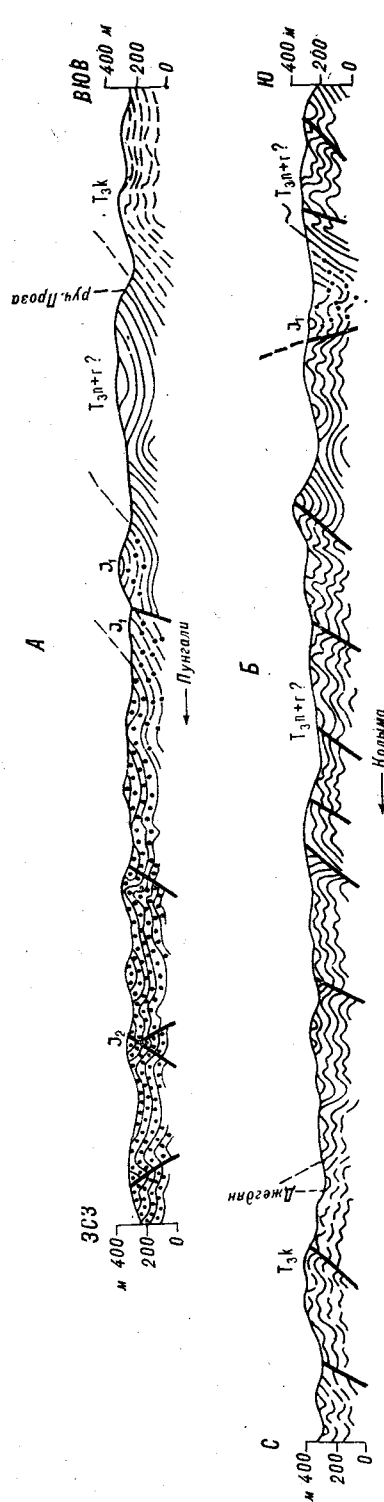


Рис. 2. Геологические разрезы Сугойского синклиория.

А — разрез по Нижне-Сугойской зоне эжективной складчатости, правый борт долины р. Пунгалы в ее среднем течении (Е. И. Кудлей, 1972 г.); Б — разрез по Сеймчано-Ачагинской зоне голоморфной складчатости, правый борт р. Колымы (В. П. Рав, 1977 г.). Масштабы горизонтальный и вертикальный равны.

Борозды скольжения ориентированы в восточном направлении, угол наклона их 15°.

Охарактеризованные зоны различной складчатости разделены Ветровским глубинным разломом, который согласно классификации

В. Е. Хаина должен относиться к категории межглыбовых. Он протягивается в северо-восточном направлении из бассейна р. Суксукап в бассейн р. Пунгали на 150 км. На земной поверхности выражен узкой (до 500 м) полосой концентрации разрывных нарушений, контролируемых зонами дробления, милонитизации и развалцевания пород. Разлом считается крутопадающим глубинным сбросом, обусловившим некоторые различия в фациальном составе и мощностях верхнетриасовых и юрских отложений.

Важную роль в структуре синклинория играют скрытые поперечные глубинные разломы, контролирующие также размещение полезных ископаемых [3]. Они делят Сугойский синклинорий на сегменты с разной глубиной залегания основания верхоянского комплекса и обычно прослеживаются в пределы соседних структур, приобретая значение сквозных разломов (см. рис. 1). В современной структуре их присутствие подтверждается линейным расположением гранитоидных массивов (Ярхочанский, Буюдинский, Суксукапский, Среднеканский), вулканогенными поясами (Балыгычанский), сериями даек (Пунгалийский, Усть-Сугойский, Балыгычанский, Веринский), аномальными изгибами осей и шарниров складок (Ярхочанский, Пунгалийский, Усть-Сугойский, Среднеканский). Кроме того, они уверенно фиксируются в геофизических полях [6].

Из вышеизложенного следует, что рассматриваемая структура обладает общим синклинальным строением, характерным для миогеосинклинальных прогибов набором осадочных формаций и их достаточно сложной дислоцированностью. Это позволяет считать ее необращенным с заметными чертами односклонного, по В. Е. Хаину, синклинорием.

Заложение Сугойского прогиба произошло на рубеже ранней и средней эпох каменноугольного периода. В ранние стадии развития прогиба формирование аспидной и черносланцевой осадочных формаций осуществлялось в северной краевой части обширного морского бассейна. Дно бассейна представляло собой своеобразную структурную ступень между относительно поднятым бассейном Приколымского горст-антиклинория и более глубоководным морем на месте современного Балыгычанского поднятия. Сугойский прогиб, как морфологически выраженная самостоятельная палеогеографическая структура, оформился в результате дифференцированных тектонических движений в поздне триасовую эпоху. Ось прогиба, по-видимому, располагалась в его юго-восточной части.

В позднеюрскую эпоху осадочные толщи прогиба были дислоцированы в запрокинутые

обычно к югу и юго-востоку складки. Это вместе с наклоном поверхностей сместителей разрывов к северо-западу, а также согласный дугообразный изгиб дизъюнктивных и пликативных дислокаций выпуклостью к юго-востоку, по-видимому, однозначно свидетельствует об общем движении масс при складкообразовании в юго-восточном направлении.

В региональном структурном плане Сугойский синклинорий располагается в юго-восточной окраинной части Яно-Колымской складчатой системы мезозойд Северо-Востока. Он составляет юго-восточное окончание Адыча-Бохапчинской зоны линейной складчатости [1], или Яно-Индибирской синклинальной зоны [5]. Синклинорий ограничен с одной стороны Омудевским и Приколымским горст-антиклинориями, входящими в единую цепь краевых антиклинориев Яно-Колымской системы [11], а с другой стороны Балыгычанским и Хетагчанским внутренними поднятиями. Последние могут быть представлены в качестве конечных звеньев линейной системы «районов пологих дислокаций» или срединных массивов с погруженным фундаментом [4].

На северо-восточном окончании структуры Сугойского синклинория довольно резко срезаются Тебанинским глубинным разломом, ограничивающим с юго-запада Омолонский срединный массив. Складки конформны краю массива только в узкой (5—10 км) полосе, обусловленной многоэтапным формированием зоны Тебанинского разлома [2].

На юго-западе рассматриваемый синклинорий близко смыкается со смежным Иньяли-Дебинским синклинорием, также входящим в Яно-Индибирскую синклинальную зону. По отношению один к другому они располагаются кулисообразно. Собственно Иньяли-Дебинский синклинорий или его главная ветвь оказывается южнее западного замыкания Сугойского синклинория и «устойчиво сохраняет юго-западное простирание» [7]. Их расхождение будет более значительным, если учесть правобоковые перемещения по глубинному разлому Улахан [10], сблизившие эти структуры. Это, понятно, противоречит объединению Сугойского синклинория с Иньяли-Дебинским, хотя бы и в качестве его отдельной ветви. Кроме того, аспидная, флишевая и нижнемолассовая формации в Иньяли-Дебинском синклинории имеют более молодой соответственно поздне триасовый, среднеюрский и келловей-оксфордский возраст [9], что позволяет считать его позднегеосинклинальной структурой [5]. Сугойский же синклинорий следует относить к типу раннегеосинклинальных структур, подобных Южно-Верхоянскому синклинорию.

1. Анишеев Н. П., Васильковский А. П. и др. Тектоника.— В кн.: Геология СССР, т. 30, кн. 2. М.: Недра, 1970.
2. Кузнецов В. М. Юго-западная граница Омолонского массива.— В кн.: Материалы по геол. и полезн. ископ. СВ СССР, вып. 22. Магадан, 1975.
3. Кузнецов В. М., Садовский А. И. О рудоносности правобережья Колымы.— Колыма, 1980, № 4.
4. Мерзляков В. М., Терехов М. И. Срединные массивы Северо-Востока СССР.— В кн.: Тектоника срединных массивов. М.: Наука, 1976.
5. Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К. и др. Тектоника Якутии. Новосибирск: Наука, 1975.
6. Озерцова В. А., Радзивилл А. Я. Новые данные о тектоническом строении верховьев р. Колымы по материалам аэромагнитных работ.— В кн.: Материалы по геол. и полезн. ископ. СВ СССР, вып. 17. Магадан, 1964.
7. Панычев И. А., Титов В. А. Особенности геологического строения юго-восточного фланга Иньяли-Дебинского мегасинклинория.— В кн.: Материалы по геол. и полезн. ископ. СВ СССР, вып. 20. Магадан, 1972.
8. Полуботко И. В., Паракецов К. В., Репин Ю. С. Юрские структурно-фациальные области на Северо-Востоке СССР.— В кн.: Материалы по геол. и полезн. ископ. СВ СССР, вып. 23, кн. 1. Магадан, 1977.
9. Чехов А. Д. Сравнительная характеристика Иньяли-Дебинского и Ольдойского синклинориев.— В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971.
10. Чехов А. Д. Глубинные разломы Иньяли-Дебинского синклинория и некоторые особенности размещения магматических образований и оруденения.— В кн.: Новые данные по геологии Северо-Востока СССР. Магадан, 1973.
11. Шарковский М. Б. Тектоника Колымо-Индибирского междуречья.— Геотектоника, 1975, № 6.
12. Шпетный А. П., Терехов М. И. Структуры обрамления Омолонского массива.— В кн.: Мезозойский тектогенез. Тез. докл. 7 сессии научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Магадан, 1969.

ПГО Севостгеология
Магадан

Поступила в редакцию
20 августа 1982 г.

УДК 549.282+550.42(571.63)

С. П. Гарбузов, Г. П. Василенко, В. И. Таскаев

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ СЕРЕБРА В РУДАХ ОДНОГО ИЗ СКАРНОВО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПРИМОРЬЯ

Месторождение (Дальнегорский рудный район), приуроченное к краевой части полигенной вулканотектонической депрессии, сложено скарново-полиметаллическими (главный тип) и жильно-прожилково-вкрапленными рудами, связанными с двумя стадиями минерализации — скарново-сульфидной и карбонат-кварц-сульфидной. Повышенные содержания серебра отмечаются в рудах как первой (галенит), так и второй стадий. Кроме серебросодержащих галенитов присутству-

ют самостоятельные минералы серебра: буланжерит, пираргирит, миаргирит, фрейберит, плагионит (?), андорит и диафорит, локализующиеся в верхних горизонтах жильных тел.

Выявленная минералогическая зональность жильной серии отражает эволюцию рудообразующих растворов от щелочных к близнеутральным — слабокислым, что создает наиболее благоприятные условия для осаждения серебра.

Месторождение (рис. 1) расположено в пределах Дальнегорского рудного района и приурочено к краевой части крупной вулканотектонической депрессии. По геологоструктурным особенностям размещения, морфологии и вещественному составу выделяются два типа оруденения: скарново-полиметаллическое и жильно-прожилково-вкрапленное.

Минерализация первого типа в виде трубо- и плащеобразных залежей (рудные тела Восток-1, Нижнее. Глыбовое) сосредоточена вдоль границы осадочных образований триаса, слагающих цоколь депрессии, с перекрывающими их меловыми вулканогенно-осадочными породами верхнего структурного этажа. Рудные тела как бы обрамляют горизонт и глыбы известняков и представлены продуктами отложения растворов ранней стадии, главным образом

геденбергитом, крупнозернистым галенитом и сфалеритом. При этом с глубиной увеличивается содержание сфалерита, который на самых нижних горизонтах рудных тел сменяется пирротинном и халькопиритом.

Руды второго типа залегают в виде крутопадающих, ветвящихся, иногда «слепых» жил и прожилково-вкрапленных зон северо-восточного, северо-западного и субмеридионального направлений. Для них также типична определенная минералогическая зональность, которая проявляется в смене кварц-карбонатно-сульфидной ассоциации, обособленной на глубоких горизонтах, сульфосольно-серебро-сурьмяными парагенезисами на верхних интервалах жил. Формирование этих руд связано с деятельностью растворов поздней стадии; установлено, например, прямое пересечение ранней скарно-

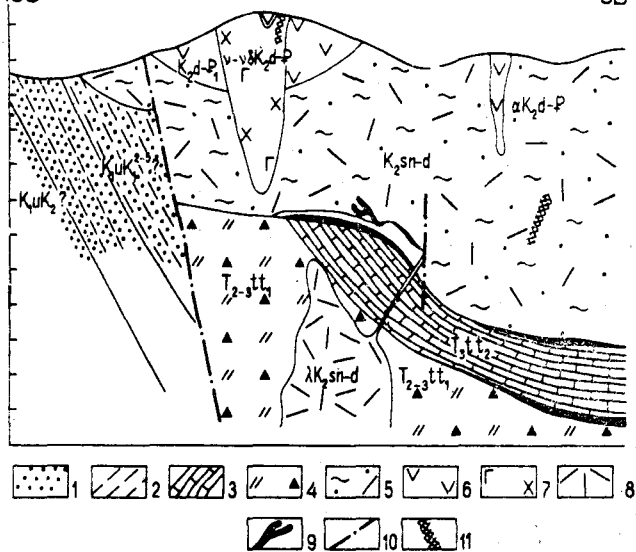


Рис. 1. Геологический разрез через месторождение.

1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — известняки; 4 — полимиктовые брекчи; 5 — вулканогенно-осадочные породы; 6 — андезиты; 7 — габбро-диориты; 8 — липариты; 9 — скарново-сульфидные руды; 10 — разломы; 11 — прожилково-вкрапленные руды.

во-полиметаллической минерализации серией ветвящихся прожилков, выполненных поздним кварцем, кальцитом, мелкокристаллическим галенитом и сфалеритом. Здесь же появляются арсенопирит, пирротин, халькопирит и мало распространенные сульфоантимониты свинца и серебра.

Повышенное содержание серебра в рудах отмечается практически на всех олово- и скарново-полиметаллических месторождениях региона. Однако на данном месторождении поведение элемента отличается рядом специфических особенностей: это, прежде всего, широкий спектр собственных минералов серебра, своеобразие его геохимических связей с висмутом и сурьмой, характер геохимического фракционирования в гидротермальном процессе и др.

Так, если присутствие серебра в ранних скарново-полиметаллических рудах редко достигает 1—2 условных единиц, то в более поздней кварц-карбонатно-сульфидной ассоциации содержание его повышается в 10—100 раз и обусловлено в основном присутствием включений самородного серебра и микропрожилков аргентита в галените.

Более разнообразен состав минералов-концентраторов серебра в сульфосольно-серебро-сурьмяных рудах. Наиболее полно эти руды изучены на примере зоны Серебряной (рис. 2), залегающей в дифференцированной интрузии габбро-диорит-гранитного состава, являющейся сложным дериватом Дальнегорского вулканоплутонического комплекса [1]. Жила сложена

массивным, в зальбандах друзовидным кварцем и кальцитом. Из рудных минералов отмечаются арсенопирит, галенит, сфалерит, пирротин и халькопирит, образующие мелкие гнезда, прожилки и просечки в нерудной массе. В тесной ассоциации с этими минералами обнаружены буланжерит и менее распространенные сульфоантимониты — *пираргирит*, *миаргирит*, *фрейбергит*. Форма их выделения неправильная, изометричная, пластинчатая. Нередко наблюдается вкрапленность фрейбергита в сфалерите или халькопирите, миаргирита и фрейбергита в буланжерите. К очень редким для месторождений региона минералам относятся *андорит*, *плаггионит* (?) и *диафорит*. Первый из них в виде изометричных включений или зерен призматического габитуса в кварце обнаружен лишь в самых верхних частях зоны Серебряной, а два других минерала выявлены при микронзондировании галенита и фрейбергита в образцах из более глубоких горизонтов (рис. 3).

В связи с малыми размерами выделений сульфоантимонитов (от нескольких микрон до 2—3 мм) рентгеноструктурный анализ выполнен только для миаргирита, буланжерита и андорита (табл. 1) и выявил хорошую согласованность размеров межплоскостных расстояний исследуемых минералов с эталонными образцами [4, 11].

Химический состав сульфосолей, изученный на микроанализаторе JXA-5A (JEOL), и расчет

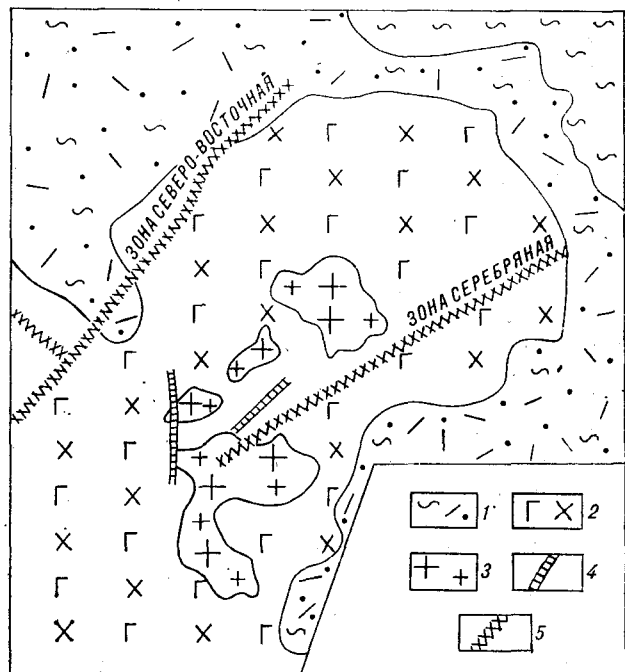


Рис. 2. Геологический план зоны Серебряной.

1 — вулканогенно-осадочные породы; 2 — габбро-диориты; 3 — гранит-порфиры; 4 — дайки диабазовых порфиритов; 5 — прожилково-вкрапленные зоны.

Рентгеноструктурный анализ сульфантимонитов

Миаргирит						Булавжерит						Андорит		
№ п. п.	I	d/n	№ п. п.	I	d/n	№ п. п.	I	d/n	№ п. п.	I	d/n	№ п. п.	I	d/n
1	5	4,08	22	4	1,23	1	9	3,70	17	7	4,27	1	5	4,17
2	3	3,67	23	1	1,72	2	7	3,32	18	4	3,75	2	5	3,73
3	10	3,44	24	1	1,16	3	7	3,02	19	3	3,31	3	6	3,44
4	5	3,19	25	2	1,14	4	10	2,83	20	10	3,04	4	10	3,34
5	9	2,92	26	2	1,12	5	6	2,36	21	5	2,83	5	5	3,24
6	6	2,75	27	3	1,10	6	6	2,03	22	2	2,62	6	5	2,99
7	5	2,21	28	3	1,09	7	4	1,95	23	2	2,43	7	10	2,90
8	6	2,03	29	3	1,06	8	6	1,88	24	4	2,29	8	5	2,74
9	6	1,99	30	2	1,03	9	5	1,57	25	2	2,08	9	6	2,27
10	3	1,91	31	2	1,01	10	2	1,65	26	6	1,87	10	5	2,12
11	7	1,81				11	1	1,59	27	1	1,76	11	4	2,08
12	6	1,69				12	2	1,53	28	1	1,59	12	3	2,01
13	4	1,68				13	1	1,42				13	3	1,97
14	3	1,56				14	2	1,38				14	7	1,88
15	2	1,45				15	1	1,24				15	8	1,79
16	3	1,42				16	1	1,13				16	9	1,64
17	4	1,38										17	3	1,545
18	2	1,33										18	2	1,38
19	2	1,31										19	2	1,36
20	1	1,28										20	3	1,32
21	3	1,25										21	2	1,28

Условия съемки: трубка БСВ, Fe-анод, $d = 57,3$ мм, $V = 35$ кВ, $I = 5$ мА, Мп-фильтр, эксп. — 3 ч.

кристаллических формул (табл. 2) в общем подтверждают диагностику минералов. Отметим лишь несколько повышенное значение серебра для фрейбергита и сурьмы для андорита, что, впрочем, подчеркивается и другими авторами [3, 8]. Сложнее обстоит дело с определением плагинита (обр. 8): ощутимый дефицит в сумме компонентов затрудняет диагностику, и минерал определен по характерным таблит-

чатым формам выделений и по отношению Sb:Pb, равному 3:2.

Парагенетические взаимоотношения сульфантимонитов в рудах иллюстрирует диаграмма составов (рис. 4), из которой следует, что наблюдаемые природные ассоциации закономерно распределены по восстанию зоны Серебряной. Так, парагенезисы Гл + Арг + Прг, Прг + Фрб + Дфр и Фрб + Дфр + Мрг, разви-

Таблица 2

Химический состав сульфантимонитов (вес. %)

Компоненты	Пробы							
	1	2	3	4	5	6	7	8
Cu	0,10	0,07	23,24	21,07	0,14	—	0,61	0,0023
Ag	59,26	35,93	20,12	23,25	22,78	24,93	11,28	1,77
Pb	1,83	0,01	—	—	30,17	29,72	21,09	38,61
Sb	24,11	40,38	27,62	26,85	26,33	27,12	44,82	33,69
Fe	—	—	5,22	6,08	—	—	0,28	0,0043
S	17,11	20,18	23,80	22,75	18,44	18,59	20,81	19,04
Сумма	102,41	96,55	100,00	100,00	97,87	100,36	98,89	93,15*
Ag/Sb	3 : 1	1 : 1	1 : 1	1 : 1	1 : 1	1 : 1	1 : 3	—
Ag/Pb	—	—	—	—	3 : 2	3 : 2	1 : 1	—
Sb/Pb	—	—	—	—	3 : 2	3 : 2	3,5 : 1	3 : 2

Кристаллохимические формулы: 1 (пираргирит) — $Ag_{2,98}Cu_{0,01}Pb_{0,05}Sb_{1,07}S_{2,90}$; 2 (миаргирит) — $Ag_{1,03}Sb_{1,02}S_{1,95}$; 3, 4 (фрейбергит) — соответственно $(Cu_{6,56}Ag_{3,35})_{9,91}Fe_{1,67}Sb_{4,07}S_{13,35}$ и $(Cu_{6,05}Ag_{3,94})_{9,99}Fe_{1,99}Sb_{4,03}S_{12,99}$; 5, 6 (диафорит) — соответственно $(Ag_{2,93}Cu_{0,03})_{2,96}Pb_{2,02}Sb_{3,00}S_{8,01}$ и $Ag_{3,14}Pb_{1,95}Sb_{3,02}S_{7,89}$; 7 (андорит) — $(Ag_{0,93}Cu_{0,09})_{1,02}Pb_{0,91}Sb_{3,28}S_{5,79}$; 8 (плагинит?) $Pb_{5,29}Sb_{7,85}S_{16,88}$.

* Сумма с учетом примесей: Sn—0,01, Se—0,0042; Zn — 0,0044; Te — 0,0054; Bi — 0,0085.

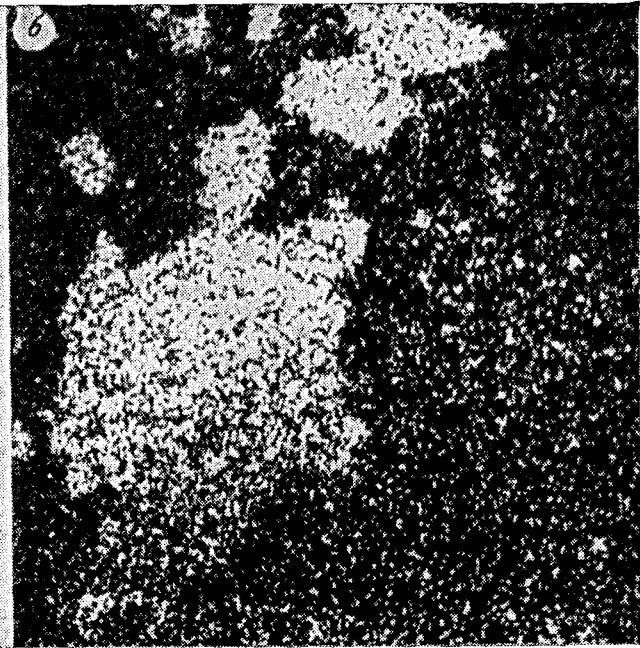


Рис. 3. Выделения диафорита (светлое) в фрейбергите.
Снято на микросзонде: а — в отраженных электронах, б — в лучах Pb L α .

тые на нижних горизонтах, сменяются переходной ассоциацией Мрг + Дфр + Пл. Наконец, на самых верхних интервалах зоны рудная минерализация представлена парагенезисом Мрг + Анд + Пл с буланжеритом. Нетрудно заметить, что вертикальная минералогическая зональность жилы подчеркивается изменением соотношений главных компонентов в сульфоантимонитах (см. табл. 2). Естественно, что в сложной системе, где формально подвижным компонентом является только сера, наиболее

контрастно эти соотношения различаются между диафоритом и андоритом. Далее, если, согласно В. В. Щербине [10], образование сульфосолей за счет реакций между сульфокислотами и сульфосолями осуществляется без обменных электронов*, то устойчивость парагенезисов с диафоритом или с андоритом есть функция кислотно-щелочной эволюции гидротермальных растворов.

Направление ее можно наметить, рассмотрев реакцию:

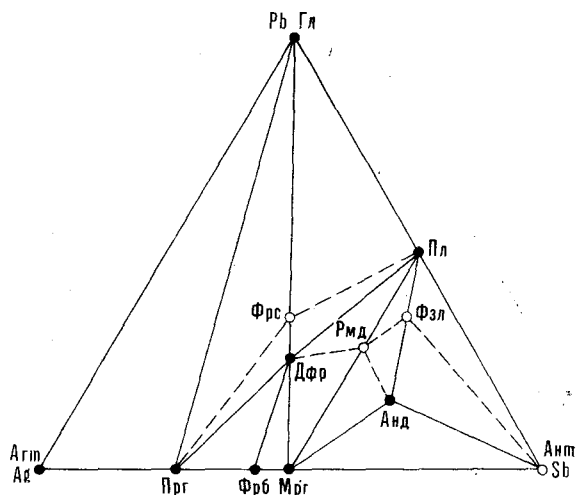


Рис. 4. Диаграмма составов серебросодержащих минералов месторождения.

Арг — аргентит, Гл — галенит, Ант — антимонит, Прг — пираргирит, Фрб — фрейбергит, Дфр — диафорит, Фрс — фрейслебенит, Рмд — рамдорит, Анд — андорит, Фзл — фризелит, Пл — плагионит. Точками обозначены обнаруженные минералы, кружочками — предполагаемые.

из которой следует, что взаимодействие сульфосолей с сульфосолями приводит к образованию более основных солей, в нашем случае — пираргирита. Аналогичное следствие вытекает из анализа реакции образования андорита и диафорита. Однако поскольку у сурьмы по отношению к серебру более проявлены кислотные свойства, то по правилу аддитивности андорит является более кислым соединением, чем диафорит.

Таким образом, вертикальная минералогическая зональность зоны Серебряной отражает эволюцию растворов от щелочных к близнеутральным — слабокислым, что подтверждается исследованиями газово-солевого состава вклю-

* Например, Ag_3AsS_3 (прустит) + $\text{SbS}_3^{3-} \rightarrow \text{Ag}_3\text{SbS}_3$ (пираргирит) + AsS_3^{3-} .

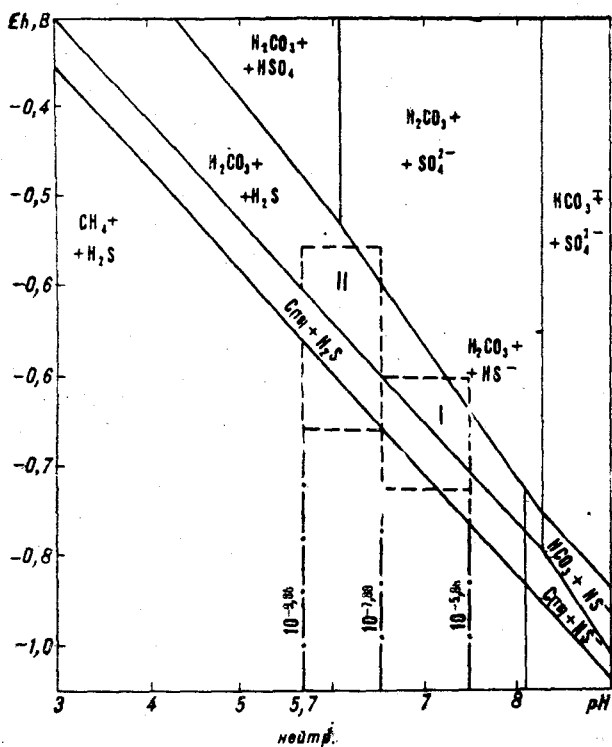


Рис. 5. Поле устойчивости преобладающих растворенных форм серы и углерода в координатах Eh—pH при $\Sigma C = 1,0$, $\Sigma S = 0,1$ моль/кг H_2O , $t = 300^\circ C$, $P = 85$ атм [7]. Пунктирные линии — области гидротермальных растворов месторождения [5]; I, II — стадии минералообразования; штрих-пунктирные линии — активность сульфид-иона.

ченных растворов (рис. 5). Причем из диаграммы состояния системы углерод — сера — вода вытекает еще одно важное следствие: формирование парагенетических ассоциаций двух стадий происходит в поле устойчивости недиссоциированной сероводородной кислоты, но на фоне последовательно понижающейся активности сульфид-иона, что подчеркивает металлоидные свойства сурьмы в сульфосольных парагенезисах.

Влияние температуры на характер геохимических связей серебра с сурьмой и висмутом

Таблица 3

Содержание микроэлементов в галенитах (% масс)

№ п. п.	Bi	Ag	Sb
1	0,003—0,083	0,104—0,901	0,067—0,401
2	0,322—0,441	0,047—0,097	0,001—0,008
3	0,01—0,09	0,003—0,06	0,01—0,07
4	0,125—1,466	0,1—0,515	0,002—0,025

Примечание. 1 — касситерит-сульфидные и 2 — кварцево-жильно-грейзеновые месторождения; 3 — I стадия и 4 — II стадия полиметаллического месторождения.

выявляет изучение составов галенитов (табл. 3). На тройной диаграмме (рис. 6) видно, что по составу галенитов рассмотренное месторождение занимает промежуточное положение между минерализацией касситерит-сульфидной и кварцево-жильно-грейзеновой формаций. Положение фигуративных точек показывает, что в ранних галенитах изоморфизм серебра связан с твердым раствором $\beta\text{-AgSbS}_2$ (кубический миаргрит) — PbS , а в галенитах второй генерации — $\alpha\text{-AgBiS}_2$ (кубический матильдит) — PbS [12, 13]; распад первого соединения должен происходить ниже 220° , а второго — $120^\circ C$ [6]. Таким образом, совокупность термодинамических параметров растворов заключительной стадии создает наиболее благоприятные условия для осаждения серебра из минералообразующих сред [2] и оттеняет общую тенденцию геохимического фракционирования элемента в истории становления Дальнегорского вулканоплутонического комплекса [1]. Добавим, что подобная кислотно-щелочная дифференциация гидротермального процесса отмечается и на скарново-шеелитовых месторождениях Сихотэ-Аливи [9], но там кислотная стадия проявлена более контрастно, вплоть до появления грейзеновых ассоциаций над верхним уровнем скарновых залежей.

В заключение авторы выражают свою признательность С. М. Горюхиной, проводившей рентгеноспектральные исследования, а также член-корреспонденту АН СССР Е. А. Радкевич, профессору И. Н. Говорову, принявшим участие в обсуждении статьи.

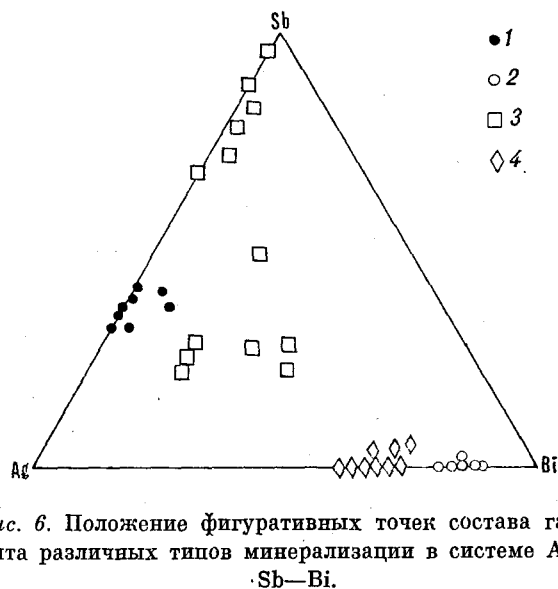


Рис. 6. Положение фигуративных точек состава галенита различных типов минерализации в системе Ag—Sb—Bi. 1 — касситерит-сульфидные и 2 — кварцево-жильно-грейзеновые месторождения; 3 — I стадия и 4 — II стадия полиметаллического месторождения.

1. *Говоров И. Н.* Геохимия рудных районов Приморья. М.: Наука, 1977.
2. *Колонин Г. Р., Птицын А. Б.* Термодинамический анализ условий гидротермального рудообразования. Новосибирск: Наука, 1974.
3. Минералы. Справочник, т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
4. *Михеев В. И.* Рентгенометрический определитель минералов. М.: Госгеолтехиздат, 1957.
5. *Моисеенко В. Г., Малахов В. В.* Физико-химические условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1974.
6. *Ненашева С. Н.* Экспериментальное исследование природы примесей серебра, сурьмы и висмута в галените. Новосибирск: Наука, 1975. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 237).
7. *Николаева О. В., Германов А. И.* Равновесие в системе $C-S-H_2O$ в гидротермальных условиях.— Геол. и руд. м-ний, 1973, № 4.
8. *Свешникова О. Л.* Химический состав и классификация сульфоантимонитов свинца и серебра.— В кн.: Новые данные о минералах СССР, вып. 24. М.: Наука, 1975.
9. *Степанов Г. Н.* Минералогия, петрография и генезис скарново-шеелит-сульфидных месторождений Дальнего Востока. М.: Наука, 1977.
10. *Щербина В. В.* Химические реакции образования минералов сульфосоей.— Тез. докл. 11 съезда Международной минералогической ассоциации, т. 1. Новосибирск, 1978.
11. *Berry L. G., Thomson R. M.* X-ray power data for ore minerals: the Peacock atlas. New-York, 1962.
12. *Van Hook H. J.* The ternary system $Ag_2S-Bi_2S_3-PbS$.— Econ. Geol., 1960, v. 55, N 4.
13. *Wernick J. H.* Constitution of the $AgSbS_2-PbS, AgBiS_2-PbS$ and $AgSbS_2-AgBiS_2$ system.— Am. Min., 1960, v. 45, N 5.

ДВГИ ДВНЦ АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
8 июля 1982 г.

УДК 556.314 : 546.15 (571.66)

Е. И. Кудрявцева

О ЙОДЕ В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ КАМЧАТКИ

Впервые отмечается повышенное содержание йода в подземных водах палеогеновых отложений, представленных терригенными осадками на Рассошинской пло-

До настоящего времени в водах глубоких водоносных горизонтов Камчатки не было обнаружено повышенного содержания йода, не считая приводимого в литературе [1] количества йода до 50 мг/л в водах, вскрытых скважиной 5 на Богачевской площади (Восточная Камчатка). Эти данные нами ставились под сомнение, так как химический анализ воды в первоисточнике, на который ссылаются авторы, отсутствует. До последних лет в водах кайнозойских отложений Восточной Камчатки, вскрытых глубокими скважинами, отмечалось содержание йода от 3 до 15 мг/л, на Западной Камчатке — в Ичинском районе от 1,5 до 18,54 мг/л, в Тигильском (Воямпольская площадь) — до 10 мг/л, в Центральной Камчатке (Долиновская скважина) — до 25,4 мг/л.

В 1977 г. в Тигильском районе Западной Камчатки скважиной 6 на Рассошинской площади в интервале 932—1070 м среди палеогеновых отложений были вскрыты пластовые воды с минерализацией 15,6 г/л хлоридного натриевого состава, содержащие, по данным лаборатории ВНИГРИ, 60,96 мг/л йода и 84,15 мг/л брома. Такое количество йода в подземных водах Камчатки встречено было впервые и, естественно, требовало проверки.

площади Западной Камчатки. Дается сравнительная характеристика йодных вод Камчатки и пластовых вод газовых месторождений Японии.

В 1979 г. на этой же площади глубокой скважиной 1 в интервале 1008—1032 м в нижнемиоценовых (олигоценых) отложениях гакхинской свиты были вскрыты воды с минерализацией 12,96 г/л хлоридного натриевого состава с содержанием йода 33,02 мг/л и брома 23,98 мг/л. Далее, в 1981 г. в скважине 2, расположенной в 2 км к северо-западу от структурной скважины 6, в интервале 800—864 м из палеогеновых отложений ковачинской свиты, сложенной сильно трещиноватыми туфоалевритами, была получена пластовая вода также $Cl-Na$ состава с минерализацией 7,11 г/л, содержащая 94,83 мг/л йода и 46,91 мг/л брома (см. таблицу). Эти данные подтверждают, что водоносный горизонт, приуроченный к ковачинской свите палеогенового возраста, содержит минеральную бром-йодную воду.

По литературным данным содержание йода в подземных водах не превышает, как правило, содержания брома. Однако известны районы, где наблюдается обратная закономерность. Так, например, в Италии (Solsoaggiogi) содержание йода 550 мг/л, а брома 180 мг/л, на Яве — йода 100—150 мг/л, брома 20—80 мг/л [2].

В Западно-Туркменском нефтегазоносном бассейне и в пределах Западного Копет-Дага

Содержание йода и брома в подземных водах

№ п. п.	Площадь, № скважины, интервал опробования в м, условия отбора	Геологический возраст	Минерализация, г/л	Формула химического состава	I, мг/л	Br, мг/л	I/Br	I/Cl
Камчатка								
1	Рассошинская, скв. 3; 663,9, при самоизливе	N ₁	2,02	$\frac{Cl_{70}HCO_{29}^3}{Na_{97}}$	3,81	16	0,24	0,005
2	Рассошинская, скв. 1; 1008—1032, глубинным пробоотборником	N ₁ ¹ gk	12,96	$\frac{Cl_{79}HCO_{19}^3}{Na_{99}}$	33,02	23,98	1,37	0,006
3	Рассошинская, скв. 6; 932—1070, при свабировании	f	15,6	$\frac{Cl_{89}HCO_{10}^3}{Na_{99}}$	60,96	84,15	0,72	0,008
4	Рассошинская, скв. 2; 800—864, при компрессировании	f ₃ ³ kv	7,11	$\frac{Cl_{79}HCO_{19}^3}{Na_{99}}$	94,83	46,91	2,02	0,03
Япония								
5	Ниигата, Утино, R-17, 702 м	Плейстоцен	15,10	$\frac{Cl_{92}}{(Na + K)_{74}Mg_{19}}$	17,9	95	0,19	0,002
6	Ниигата, Утино, R-16, 836 м	»	26,71	$\frac{Cl_{96}}{(Na + K)_{88}Mg_{11}}$	29,4	121	0,24	0,002
7	Ниигата, Утино, R-8, 1530 м	N ₂	30,80	$\frac{Cl_{98}}{(Na + K)_{88}}$	47	87,3	0,54	0,002
8	Ниигата, Утино, R-53, 1800 м	N ₂	32,05	$\frac{Cl_{99}}{(Na + K)_{85}}$	63,4	102	0,62	0,003
9	Ниигата, Кпта-Ага, R-1, 1651 м	N ₂	34,90	$\frac{Cl_{97}}{(Na + K)_{90}}$	71,4	136	0,52	0,003
10	Мобара, Хосокуса, R-1, 703 м	N ₂	29,40	$\frac{Cl_{96}}{(Na + K)_{88}}$	99,7	61,1	1,63	0,006
11	»	N ₂	33,59	$\frac{Cl_{97}}{(Na + K)_{95}}$	126	120	1,05	0,006
12	Южный Канто, A-226, 549 м	N ₂ ²	27,80	$\frac{Cl_{97}}{(Na + K)_{92}}$	132	81	1,63	0,008

обнаружены воды с небольшой минерализацией (3,8—27,5 мг/л) и уникальным содержанием йода (до 100—462,3 мг/л) при низком содержании брома (16—102,2 мг/л) [2].

В Тихоокеанском подвижном поясе, куда входит и Камчатка, высокие содержания йода встречены в водах газовых месторождений Японии (см. таблицу). Содержание йода в водах плейстоцен-плиоценовых отложений Японии колеблется от 17,9 до 132 мг/л [3]. В водах газовых месторождений Мобара и Южный Канто йода больше, чем брома, в 1,5 и более раз. В нефтегазоносном бассейне зоны Ниигата на месторождении Утино наблюдается закономерное увеличение йода с глубиной от 17,9 мг/л на глубине 702 м до 71,4 мг/л на глубине

1651 м. Соответственно увеличивается и минерализация воды от 15,10 до 34,90 г/л. По мнению ряда авторов [3], высокие отношения I/Cl указывают на то, что причиной повышенной концентрации йода является образование его в процессе выщелачивания остатков водорослей древних морских водоёмов, которые входят в состав осадочных пород.

На Рассошинской площади отношения I/Cl в водах в основном такие же, как в Японии, а в скважине 2 на порядок выше. В дальнейшем, после специальных гидрогеологических (режимных) наблюдений, пластовые воды ковачинского водоносного горизонта на Рассошинской площади могут быть использованы в бальнеологических целях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белова М. Б., Васильев В. Г. и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Камчатки. М.: Гостехиздат, 1961.
2. Кудельский А. В., Козлов М. Ф. Геохимия, формирование и распространение йодо-бромных вод. Минск: Наука и техника, 1970.
3. White D. E., Hem I. D., Waring I. A. Chemical composition of Subsurface Waters. Data of Geochemistry. Geological Survey professional, paper 440—F. Washington, 1963.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.1

Н. В. Бердников, С. В. Горкуша, Ю. А. Косыгин

ЗАМЕТКИ О ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ГИПОТЕЗАХ

ЗАМЕТКА СЕДЬМАЯ

О «ГИПОТЕЗЕ ИЗНАЧАЛЬНО ГИДРИДНОЙ ЗЕМЛИ» В. Н. ЛАРИНА

Рассматривается «Гипотеза изначально гидридной Земли» В. Н. Ларина (М.: Недра, 1980). Обсуждаются ключевые положения, на которых должна строиться любая достаточно общая геодинамическая концепция. Позитивными сторонами «гипотезы изначально гидридной Земли» являются: широкое привлечение геохимических и космохимических данных, хорошая «стыковка» результатов гипотетической эволюции Земли с данными современной геологии, метод построения гипотезы — от общего к частному, возможность проверки основных положений гипотезы в ближайшем будущем.

Потребность в обобщающей геодинамической теории, охватывающей историю развития Земли как планетного тела в целом, назрела давно, однако недостаточность геологических и геофизических данных до сих пор заставляет ограничиваться сменяющимися друг друга гипотезами. Достаточно сказать, что еще на геологической карте СССР 1937 г. фигурировали «белые пятна», глубина рекордной Кольской скважины едва достигает 0,18% радиуса Земли, а интерпретация геофизических материалов остается в значительной степени неоднозначной. По-видимому, предстоит еще долгий путь исканий, связанных с проникновением человека в более и более глубокие недра Земли, причем это проникновение будет неизменно сопровождаться переинтерпретацией геофизических данных и переосмыслением законов физики и химии в их приложении к развитию и строению нашей планеты. В настоящее время существует ряд концепций, так или иначе объясняющих отдельные стороны эволюции Земли. Теория геосинклиналей является крупнейшим эмпирическим обобщением по геологическому строению и развитию континентов, гипотеза литосферных плит и гипотеза расширяющейся Земли отражают определенные кинематические варианты событий, происходящих в земной коре и верхней мантии; гипотеза Е. В. Артюшкова пока еще в сложной, недостаточно последовательной и согласованной в деталях форме определяет геодинамические представления, охватывающие огромный слой Земли, включающий границу мантии и коры; гипотеза В. П. Мясникова и В. П. Фадеева дает достаточно цельную геодинамическую схему, восходящую к ранним этапам становления Земли, но не «стыкующуюся» с геологическими данными по доступным наблюдениям поверхностным частям Земли, с геологическим рисунком планеты и ее «видимой» историей геологического развития. Все эти гипотезы имеют право на существование и наряду с многими другими являются своеобразными «инструментами» геологических исследований. Однако претендовать на роль общей геодинамической теории ни одна из этих концепций пока не может.

К недостаткам гипотезы относятся: отсутствие в обосновании некоторых положений научной строгости, необходимой даже на уровне гипотезы, преобладание «вульгарных» (словесных) моделей над «изящными» (математическими), недоучет контракционной роли гравитационных сил в развитии структуры Земли. Представляется, что «Гипотеза изначально гидридной Земли» В. Н. Ларина интересна для изучения и требует дальнейшего развития наряду с другими конкурирующими (а вернее, дополняющими друг друга) геодинамическими концепциями.

Нам представляется, что общая геодинамическая гипотеза должна строиться на ряде ключевых положений, логически связанных между собой. Важнейшими из них являются:

1. «Точка отсчета». Включает в себя суждения о способе образования тела планеты, времени его образования и о веществе, из которого формировалась Протоземля.

2. «Движущая сила». Под ней понимается неравномерный и необратимый процесс (или комплекс процессов), являющийся основной причиной, «двигателем» эволюции планет.

3. «Механизм», т. е. комплекс представлений о том, каким образом этот процесс проявляется в данных конкретных условиях — иными словами в системе «планета земного типа». По-видимому, при неизменной «движущей силе» по мере эволюции планеты «механизмы» могут претерпевать существенные изменения.

4. «Результат». Условие совпадения результата гипотетической эволюции Земли с теми данными о ней, которые имеются сейчас в нашем распоряжении. В предыдущих заметках это условие обозначалось как «стыковка» физических моделей Земли с геологической ситуацией, наблюдаемой в ее наружной оболочке.

Строгое научное обоснование перечисленных положений в настоящее время невозможно и поэтому для их формирования требуется введение часто целого арсенала гипотез, что заведомо ведет к множественности и неоднозначности решений. При этом целенаправленный отбор фактов (конечно, не их подтасовка) для обоснования того или иного положения гипотезы не следует считать таким уж большим грехом. Нельзя забывать, что гипотеза — не окончательный результат, а инструмент исследования, который каждый ученый волен выбирать себе по вкусу. Важно, чтобы гипотеза была внутренне логически непротиворечива и помогала ставить задачи для дальнейших исследований, т. е. предусматривала возможность проверки средствами, или имеющимися в нашем распоряжении, или перспективными создания которых могут быть намечены в ближайшем будущем.

С этих позиций попробуем рассмотреть «Гипотезу изначально гидридной Земли» В. Н. Ларина [1]. Акт творения Солнечной системы представляется В. Н. Лариным в следующем виде. «Примерно» 4,7 млрд. лет назад, где-то «недалеко» в «окрестности пылегазовой туманности взорвалась сверхновая» (с. 15). Вращаясь, туманность сжималась; в определенный момент по ее экватору началось истечение вещества. Вещество центральных областей вращающейся небулы пошло на создание Протосолнца, а периферийных — на создание Протопланет. Важное место в космогонических рассуждениях В. Н. Ларина занимает идея Ф. Хойла [2] о существовании у вращающейся небулы дипольного магнитного поля, которое играло решающую роль в распределении момента количества движения в системе, а также осуществляло магнитную сепарацию вещества протопланетного диска в зависимости от степени его ионизации. После формирования тел Солнца и планет получилась ротационная структура, состоящая из центрального светила и вращающихся вокруг него с примерно одинаковыми угловыми скоростями планет. При этом магнитная сепарация привела к тому, что состав планет по мере удаления от Солнца закономерно изменяется. Легко ионизируемые элементы захватывались магнитным полем и оставались в центральных частях протопланетного диска, а трудно ионизируемые элементы имели большую вероятность остаться в нейтральном состоянии и переместиться на периферию системы. При этом преобладающим элементом в системе оказывается, по мнению автора, водород, как наиболее распространенный элемент во Вселенной.

Космогонические построения В. Н. Ларина достаточно логичны, однако зачастую им недостает научной строгости даже на уровне гипотезы. В частности, вычисление первичного состава Земли автор проводит по формуле:

$$K_3 = K_C \cdot F,$$

где K_3 — концентрация элемента на Земле, K_C — концентрация его на Солнце, F — коэффициент недостачи.

K_3 — величина искомая. K_C в принципе можно определить, изучая спектры современного Солнца при допущении, что составы внешних и внутренних областей нашего светила сходны, а валовый состав Солнца за 4,7 млрд. лет существенно не изменился. Значение F (дефицита) «определено магнитной сепарацией», и «у подавляющего большинства элементов «исходный» (определенный магнитной сепарацией.— Н. Б.) «наблюденный» (вычисленный по космохимическим данным.— Н. Б.) коэффициенты совпадают или достаточно близки...» (с. 19). Вот то немногое, что можно узнать из текста монографии о членах уравнения, которое является одним из ключевых исходных посылок гипотезы. Тем не менее, хотя формула чисто качественная, автор в таблице 4 приводит результаты расчетов по ней «исходного состава Земли».

По «приблизженно количественным» расчетам автора получается, что водорода в составе Протоземли было достаточно «для нахождения всех элементов в виде водородистых соединений стехиометрией типа ЭН—ЭН₂» (с. 21). Превращения водородистых соединений являлись у В. Н. Ларина основной «движущей силой», причиной эволюции Земли. Повышение давления способствует поглощению металлами водорода и образованию гидридов, а рост температуры приводит к разложению гидридов и выделению из них водорода. При этом насыщение металлов водородом и образование ионных гидридов ведут к существенному уплотнению металлов (до 80% для реакции образования CsH), а уплотнение гидридов в условиях сверхвысоких давлений может достигать восьмикратного значения (с. 36). К сожалению, в нашем распоряжении в настоящее время имеются лишь данные по взаимодействию водорода с некоторыми (в основном щелочными)

металлами, да и то далеко не исчерпывающие. Как ведут себя при высоких T и P водородистые соединения других элементов, мы не знаем. Вероятно, отчасти поэтому В. Н. Ларин, описывая процессы внутри Земли и ее строение, оперирует лишь водородом и металлами, оставляя без внимания добрую половину таблицы Менделеева. И хотя вследствие магнитной сепарации Земля должна была быть обеднена такими элементами, как сера, азот, углерод, инертные газы и др., недоучет роли этих элементов снижает логическую стройность гипотезы.

Теперь рассмотрим, каким образом преобразования водородистых соединений обуславливают эволюцию внутренней структуры изначально гидридной Земли. В результате радиогенного разогрева планеты она должна была «расслоиться на ряд геосфер» (с. 23). Во внутренних частях вследствие высокого давления остаются устойчивыми плотные гидриды металлов, окруженные оболочкой из металлов, содержащих растворенный водород. Из внешних геосфер (низкие давления в сочетании с довольно высокой температурой) водород в значительной мере дегазируется. Таким образом, в процессе эволюции Земля обзаводится постоянно уменьшающимся гидридным ядром, металлической мантией и силикатно-окисной корой. Высокую концентрацию кислорода в коре автор объясняет долговременной «продукцией» мантии струями водорода. Эти соображения позволяют ему ставить под сомнение «главную догму в науках о Земле» — представление о преимущественно кислородном (силикатном) сложении Земли. В качестве основного довода В. Н. Ларин приводит то обстоятельство, что состав земных недр известен нам лишь до глубин не более 120—150 км (предполагаемые глубины формирования кимберлитовых магм), а содержание кислорода с глубиной закономерно снижается, указывая тем самым на восстановительный характер среды на глубоких горизонтах планеты. Однако обоснование концепции неполноты наших знаний в определенной области, мягко выражаясь, не является достаточно сильным и опять же наносит вред логической стройности гипотезы.

Таким образом, в качестве «механизма» эволюции Земли автор предлагает комплекс процессов, связанных с изменением ее внутренней структуры под воздействием «водородных струй» и с уменьшением количества водорода в ее недрах. Какие же конкретные следствия имеют эти процессы?

Главным результатом дегазации является прогрессирующее пульсационное расширение Земли, связанное с разуплотнением недр в связи с разложением гидридов. Геосинклиальный процесс объясняется подъемом водорода с границы мантии и ядра, который несет тепло по узким ослабленным зонам. В этих зонах металлы мантии «наводороживаются» и уплотняются, что ведет к образованию над ними «зоны заглаживания». На поверхности Земли формируется геосинклиальная ванна, идет осадконакопление. Вещество астеносферного слоя при этом стекается под геосинклиаль, обуславливая на поверхности режим сжатия. По окончании дегазации мантия вновь разуплотняется, что ведет к возникновению астеносферного вздутия и переходу геосинклинали в фазу орогенеза. В свете этих представлений В. Н. Ларин дает оригинальную трактовку механизму геосинклиальной складчатости и даже моделирует его с помощью разогретого пластилина. Так как выделяющийся водород несет с собой тепло земных недр, становится понятным повышение теплового потока при развитии геосинклинали.

Цикличность тектогенеза автор связывает с дискретностью процесса выделения водорода во времени. Начало дегазации обуславливает заложение в областях выхода на поверхность водородных «струй» геосинклиальных систем. Увеличение объема мантии ведет к очередному этапу расширения Земли. Таким образом

объясняется разобщенность эпох складчатости и этапов расширения.

Формирование тектоногена («зоны заглывания») и сопряженной с ним депрессионной воронки позволяет по-новому оценить процессы современной тектономагматической активности, в частности зон Вадати. Характерный «излом» этих зон обусловлен разным характером и интенсивностью сейсмичности устья тектоногена (глубокофокусная интенсивная сейсмичность) и депрессионной воронки (среднеглубинная сейсмичность).

Дрейф литосферных плит в свете гипотезы изначально гидридной Земли связывается с образованием «рельефа» на подошве астеносферного слоя вследствие его неодинакового разуплотнения струями водорода.

Формирование силикатно-окисной коры является следствием долговременной «продувки» мантии водородом. Вынос больших масс кислорода вызывает разогрев внешних оболочек за счет экзотермических реакций окисления. Высокие температуры и давления (ускорение силы тяжести в архее достигало, по В. Н. Ларину, 3g) обусловили возможность возникновения в архейской коре пород гранулитовой фации метаморфизма на относительно небольших (до 10 км) глубинах.

Строение переходного слоя *C* мантии автор объясняет интерметаллическим составом слагающих его пород. Такая точка зрения является альтернативной распространенному мнению о том, что аномальность слоя *C* связана с резкими изменениями физических свойств пород вследствие фазовых превращений слагающих их минералов.

Земной магнетизм с позиций гипотезы изначально гидридной Земли объясняется моделями «динамо» (неодинаковая прецессия ядра и мантии) и «элетромагнита» (токи протонов или электронов из глубин к поверхности Земли), которые могут действовать одновременно.

Интересны металлогенические следствия гипотезы. В частности, высокие концентрации рудных элементов на дне вокруг Восточно-Тихоокеанского поднятия являются, по мнению автора, результатом силикатизации интерметаллических соединений мантии, подходящих близко к поверхности в зонах срединно-океанических хребтов.

Следует отметить, что автор сам предлагает пути проверки своей гипотезы. К ним относятся: постановка экспериментальных исследований различных водородных соединений при высоких *T* и *P*; исследования магнитного поля (или остаточной намагниченности) планет Солнечной системы и Луны, а также их химического состава; предполагается, что в пользу гипотезы говорило бы обнаружение в срединно-океанических хребтах аномально высоких потоков восстановленных флюидов и залегающих на относительно небольшой глубине интерметаллических соединений; обнаружение интерметаллических соединений на лунной поверхности, куда они могут быть выброшены ударно-взрывными процессами из-под относительно тонкой силикатно-окисной коры.

Таким образом, в положениях «гипотезы изначально гидридной Земли» В. Н. Ларина мы находим все атрибуты геодинамической концепции. Это четко определенная «точка отсчета», основанная на современных космогонических представлениях и гипотезах, а также на данных космохимии. «Движущей силой» геодинамических процессов в рамках гипотезы являются реакции

с участием водорода в глубинах Земли. «Механизм» действия этих сил проявляется в движении струй водорода, дегазирующего с границы мантии и ядра, и обуславливает различные тектонические, геохимические, геофизические и металлогенические явления в процессе развития планеты («результат»). В этом, как нам представляется, наиболее сильная сторона концепции: многообразные геологические явления связываются с одной причиной — выделением водорода вследствие дегазации. Такой подход — от общего к частному — еще большая редкость в теоретической геологии. Способы проверки концепций, предлагаемые автором, достаточно реальны. Более того, некоторые из них, например обнаружение потоков восстановленных газов в срединно-океанических долинах, исследования остаточной намагниченности лунных пород, осуществляются уже в настоящее время. Учитывая успехи науки и техники в области космонавтики, глубоководного бурения, эксперимента при высоких температурах и давлениях, можно надеяться, что основные положения гипотезы могут быть проверены уже в ближайшем будущем.

Условие внутренней логической непротиворечивости в построении концепции, на наш взгляд, соблюдено. Однако автор использовал факты, не противоречащие основным положениям концепций, зачастую оставляя в тени данные, не согласующиеся с ней. В этом слабая сторона рассматриваемой гипотезы. Вместе с тем гипотеза представляется интересной для рассмотрения и развития ее наряду со многими конкурирующими (или точнее, дополняющими друг друга) геодинамическими гипотезами.

В заключение отметим в качестве основных достоинств гипотезы:

1) Охват ею всех последовательных элементов геодинамической гипотезы — «Точка отсчета», «Движущая сила», «Механизм» и «Результат».

2) Факт использования геохимической аргументации, как исходной позиции в разработке гипотезы. Однако желательно, чтобы геохимическая сторона гипотезы была весьма всыскательно рассмотрена специалистами-геохимиками.

3) Прямой выход гипотезы к эмпирическим геологическим обобщениям, а также геофизическим наблюдениям на поверхности Земли (теория геосинклиналей, тепловой поток и т. д.).

Основными недостатками гипотезы нам представляются:

1) Недостаточность использования точных математических расчетов, которые являются доброкачественными, логичными и надежными (хотя и отдельными) звеньями в цепи научных построений (как, например, в гипотезах В. П. Мясникова и В. П. Фадеева, Е. В. Артюшкова), и явное преобладание словесных моделей над математическими.

2) Рассмотрение процессов дегидрогеназации (в книге часто обозначаемых неправильно как «дегазация») с их экспансионным эффектом (расширяющаяся Земля) никак не увязывается с гравитационными силами и гравитационным полем Земли с их контракционным эффектом (сжатие или по крайней мере постоянство объема Земли). Напомним, что в пользу доминирования и даже определяющей роли гравитационных сил говорит то, что Земле свойственна фигура гидростатического равновесия.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ларин В. Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. М.: Недра, 1980.

2. Хойл Ф. О происхождении солнечной туманности. — Вопросы космогонии, 1960, вып. 6.

А. Д. Щеглов

К МЕТАЛЛОГЕНИИ СРЕДИННЫХ МАССИВОВ

Кратко рецензируется книга болгарского геолога Р. Д. Стоянова «Металлогения Родопского массива»; показывается необходимость сопоставления фактических данных по геологии и металлогении срединных

В тектоническом рисунке советского сектора Тихоокеанского подвижного пояса, представленного мезозойско-кайнозойскими складчатыми зонами и наложенными на них континентальными вулканическими поясами, развитыми в зоне перехода континента к океану и иногда глубоко вдающимися в материк, контрастно выражены срединные массивы. Они отчетливо выделяются среди обтекающих их складчатых структур и служат субстратом для молодых вулканических образований. На территории Советского Союза срединные массивы наиболее отчетливо фиксируются на Востоке страны. К таким структурам относятся Ханкайский, Буреинский, Охотский, Омолонский и Колымский массивы. Специфические геологические, тектонические, геофизические и металлогенические особенности подчеркивают их принадлежность к самостоятельной категории тектонических элементов. В пределах американской ветви Тихоокеанского пояса срединные массивы имеют ограниченное развитие.

Сопоставление особенностей развития срединных массивов производится обычно со сходными структурами Средиземноморского планетарного подвижного пояса — крупнейшей трансконтинентальной структуры земной коры, в архитектуре которой многочисленные срединные массивы играют большую роль. К сожалению, специальные публикации по срединным массивам Тетиса весьма ограничены, в особенности по металлогеническим проблемам. В то же время металлогенические особенности срединных массивов и типы месторождений, которые в них проявляются, очень специфичны и могут служить в ряде случаев достаточно надежными индикаторами срединных жестких структур. Последнее обстоятельство особенно важно учитывать при изучении срединных массивов Тихоокеанского пояса, так как в последние годы рядом исследователей предпринимаются попытки «ликвидировать» некоторые срединные массивы как самостоятельные структуры. В частности, это относится к Колымскому срединному массиву [2], на наш взгляд типичной структуре такого рода, металлогенические особенности которой практически однозначно указывают на жесткий, срединный ее характер. К таким особенностям относятся: а — широкое развитие сурьмяных и ртутных месторождений, приуроченных к зонам крупных долгоживущих разломов, которые контролируют рудные зоны и пояса на сочленении мезозойских геосинклинальных прогибов и блоков докембрийских и палеозойских пород фундамента массива; последние слагают краевые поднятия срединной структуры (массива), а зоны разломов с ртутно-сурьмяной минерализацией фиксируют внешние юго-западные и северо-западные ее границы; б — присутствие проявлений хромита, талька, титано-магнетита, никель-кобальтовой минерализации в условно позднпротерозойских основных интрузиях, известных в краевых поднятиях, что свидетельствует о проявлении в массиве специфического оруденения, характерного для пород древнего субстрата; в — развитие эпitherмальной золотой минерализации в связи с палеозойскими континентальными вулканидами, образующими крупный пояс по юго-западному обрамлению массива, что указывает на стабиль-

массивов Тихоокеанского и Средиземноморского подвижных поясов. Отмечается, что специфические группы рудных месторождений являются индикаторами срединных массивов.

ный, жесткий характер структур, на которых они развивались; г — локализация в палеозойских слабо дислоцированных толщах чехла массива стратиформных свинцово-цинково-флюоритовых месторождений «телетермального типа», приуроченных к рифогенным постройкам; известно, что такие месторождения возникают в спокойной тектонической обстановке на жестком субстрате практически в платформенных условиях. Можно указать также на гематитовые и марганцевые месторождения в девонских и пермских отложениях, которые развиты на площади массива и отражают существование платформенного режима в указанные периоды времени. Таким образом, даже краткое перечисление типов минерализации, характерных для территории Колымского массива, свидетельствует о том, что он представляет собой крупную, достаточно жесткую стабильную структуру. Подобные месторождения являются типичными для других срединных массивов и служат их индикаторами [1, 3]. Конечно, при очень слабой изученности Колымского массива возможно выявление в его пределах различных наложенных структур, в том числе и прогибов эвгеосинклинального типа. Однако это не дает основания для «ликвидации» Колымского срединного массива как самостоятельной крупной структуры, определяющей во многом рисунок обрамляющих мезозойских геосинклинальных прогибов. Известно, например, что в Чешском срединном массиве и в срединном массиве Испанской Мезеты установлены «вложенные» в тело массива раннепалеозойские прогибы геосинклинального типа.

Известно [1, 3], что срединные массивы в пределах Средиземноморской альпийской подвижной зоны представляют собой крупные самостоятельные металлогенические единицы (области), в пределах которых широко проявилась разнотипная рудная минерализация. Одним из них является Родопский срединный массив, рудные месторождения которого изучены достаточно хорошо. Кроме того, в этом массиве известны свинцово-цинковые, флюоритовые, сурьмяные и другие месторождения, обладающие рядом своеобразных структурных и генетических особенностей, характерных и для других срединных массивов. Для западной части Средиземноморского подвижного пояса Родопский срединный массив можно считать эталоном. Поэтому именно эта структура и ее металлогения являются наиболее представительными для сопоставления со срединными массивами Дальнего Востока и проведения соответствующих аналогий. Именно это обстоятельство в первую очередь определило необходимость появления настоящей статьи-рецензии на вышедшую недавно в издательстве «Недра» книгу известного болгарского исследователя Р. Д. Стоянова «Металлогения Родопского срединного массива». Это небольшое по объему произведение* посвящено краткой характеристике геологии и металлогении Родопского массива, описа-

* Стоянов Р. Д. Металлогения Родопского срединного массива. М.: Недра, 1979.

нию типичных для массива свинцово-цинковых месторождений.

Работа состоит из шести глав. Первая из них представляет собой краткий обзор взглядов на тектонику и металлогению Родопского срединного массива. В ней рассматриваются различные точки зрения на природу массива и подчеркивается, что, несмотря на интенсивное изучение, до настоящего времени все еще нет единой позиции по вопросам его тектонического развития. Это связано не только со сложностью геологического строения отдельных крупных блоков массива, сколько с различной трактовкой границ массива, располагающегося на территориях ряда стран.

Глава вторая посвящена вопросам металлогенического районирования территории Болгарии. В ней дается обоснование выделения Родопского срединного массива как самостоятельного тектонического элемента, показано важное значение глубинных разломов, обрамляющих массив, как для развития самого срединного массива, так и для сопредельных геосинклинальных зон разного возраста. Рассматриваются особенности глубинного строения массива. В работе показано, что Родопский срединный массив окончательно сформировался как самостоятельная тектоническая структура на границе протерозоя и палеозоя. В дальнейшем, во время развития смежных геосинклиналей, массив служил ареной проявления синхронных магматических процессов, в том числе и приуроченных к зонам разломов хромитоносных интрузий ультраосновных пород. В палеоген-неогеновое время массив испытал интенсивное влияние процессов тектономагматической активизации. Именно в этот период формируется преобладающая часть рудных месторождений. Глава сопровождается наглядными схемами и таблицей магматических комплексов с характеристикой их рудоносности. Для дальневосточных геологов этот раздел работы интересен фактическим материалом, возможностью провести необходимые сопоставления с геологическими особенностями срединных массивов Дальнего Востока.

Третья глава работы посвящена блоковому строению Родопского срединного массива и характеристике окаймляющих и рассекающих его зон глубинных разломов. Именно блоковое строение массива, специфические особенности геологического развития каждого блока определяют в конечном счете общую картину эволюции структур массива и его металлогению. Крупные блоки, имеющие различную мощность земной коры, характеризуются неодинаковым оруденением; при этом Западно-Родопский блок с максимальной мощностью коры до 50 км практически стерилен в отношении оруденения, а Восточно-Родопский блок, где мощность коры составляет 35 км при мощности базальтового слоя 18—20 км, содержит медные и железорудные месторождения.

Металлогеническая история Родопского массива анализируется в четвертой главе и дается для четырех эпох: докембрийской, палеозойской, мезозойской и неозойской. В иллюстрирующей главу таблице приводится подробная характеристика главных формационных типов месторождений. Показано, что для каждой из эпох характерен свой специфический комплекс рудных образований. Среди них наиболее интересны олигоцен-миоценовые полиметаллические месторождения, представленные гидротермальными, иногда скарнообразными залежами разных типов. Их широкое развитие в пределах Родопского срединного массива придает ему специфический полиметаллический облик, позволяющий считать эту структуру своеобразным металлогеническим эталоном срединных массивов со свинцово-цинково-медным оруденением. Поэтому наиболее крупной по объему пятая глава работы Р. Д. Стоянова посвящена полиметаллическим месторождениям Родопского массива. В ней характеризуются основные рудные районы массива, приводится

описание наиболее интересных в генетическом отношении рудных полей и месторождений. Показаны структурные особенности локализации месторождений, их тесная связь с разрывными нарушениями и молодыми вулканическими постройками. Детально охарактеризованы месторождения Мадавского рудного поля, специфической особенностью которых являются скарново-метасоматические залежи, имеющие пласто- и линзообразную форму. Такие залежи возникают среди горизонтов мраморов при пересечении их рудоносными жилами. По своему минеральному составу, текстурам и структурам скарново-метасоматические руды удивительно сходны с рудами Дальнегорского полиметаллического месторождения в Приморье.

В этом разделе работы рассматриваются также вопросы распределения редких и рассеянных элементов, приводятся сравнительные характеристики изотопного состава свинца и серы. Особое место занимает раздел, посвященный прогнозной оценке свинцово-цинкового оруденения, методам выделения перспективных площадей и составлению прогнозных карт. В нем обобщен материал по этим вопросам и на примере Родопского массива показана важность составления для проспекторских целей карт эрозийного среза. В целом в этой главе содержится интересный фактический материал об особенностях проявления и генетических типах олигоцен-миоценовых полиметаллических месторождений Родопского массива, возникновение которых связано с процессами тектономагматической активизации древних консолидированных структур. Глава содержит важные наблюдения, которые должны учитываться при поисковых работах в срединных массивах Дальнего Востока. Например, отмечается, что на формирование полиметаллического оруденения в некоторых районах оказывают благоприятное влияние горизонты графитовых сланцев. Глава сопровождается информативными схемами и разрезами рудных полей и месторождений, которые в геологической литературе на русском языке публикуются впервые.

Последняя, шестая глава работы посвящена характеристике флюоритового, сурьмяного и ртутного оруденения массива. Эти три вида рудопроявлений контролируются зонами крупных разломов, возникшими в результате плиоценовой тектонической активизации. Книга завершается коротким заключением, в котором сформулированы главные выводы работы, в частности, положение о металлогенической специализации разных блоков Родопского массива и особой роли в металлогении массива олигоцен-миоценового полиметаллического оруденения, тесно связанного с явлениями тектономагматической активизации консолидированного докембрийского субстрата массива.

Книга, по нашему мнению, представляет интерес для дальневосточных геологов, изучающих срединные массивы. Она позволяет более глубоко проанализировать металлогенические особенности срединных массивов Дальнего Востока, нагляднее увидеть черты сходства и различия между ними и одним из наиболее хорошо изученных массивов Средиземноморского подвижного пояса. Так, например, уже сейчас можно говорить о том, что в пределах дальневосточных срединных массивов следует уделять большее внимание изучению покровов эффузивов среднего состава (дацитов, андезитов), в которых могут быть выявлены полиметаллические месторождения. При этом следует иметь в виду, что оруденение может локализоваться в породах субстрата, где наиболее благоприятными для него являются карбонатные породы.

С другой стороны, сопоставление фактического материала по типам оруденения, например Буреинского и Родопского массивов, позволяет высказать предположение, что в пределах последнего поля развития олигоценовых кислых эффузивов в Смоленском районе потенциально перспективны на оловянное оруденение

Нельзя не увидеть общие генетические черты и между скарново-полиметаллическими рудными залежами Маданского района Родоп и Дальнегорского в Приморье. Образование последних происходило вне срединного массива, но также связано с процессами тектоно-магматической активизации структур основания Прибрежного вулканического пояса. Если это действительно так, то очень важным является установленный в Родопах вертикальный интервал полиметаллического оруденения, размах которого превышает 1700 м. Это открывает определенные перспективы для

выявления в Дальнегорском районе новых рудных тел на больших глубинах.

Метод аналогий имеет большое значение для глубокого познания металлогенических закономерностей, выявления объективных факторов, влияющих на размещение месторождений в различных структурах земной коры. В этом отношении книга Р. Д. Стоянова по металлогении Родопского срединного массива, изданная на русском языке, представляет значительный интерес как для дальневосточных исследователей, так и для всех геологов, занимающихся проблемами тектоники и металлогении срединных массивов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Твалчрелидзе Г. А.* Рудные провинции мира (Средиземноморский пояс). М.: Недра, 1972.
2. *Тильман С. М., Афицкий А. И., Чехов А. Д.* Сравнительная тектоника Алазейской и Олойской зон (Северо-Восток СССР) и проблема Колымского массива. — Геотектоника, 1977, № 4.
3. *Щеглов А. Д.* Металлогения срединных массивов. Л.: Недра, 1971.

ДВГИ ДВНЦ АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
8 июля 1982 г.

ХРОНИКА

НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ И ПУТИ РАЗВИТИЯ НАУКИ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СССР

Прошло немногим более 20 лет со дня создания первого на Северо-Востоке нашей страны академического учреждения — Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института ДВНЦ АН СССР. В числе важнейших задач, поставленных перед этим институтом еще в период его основания, — изучение природных ресурсов северо-восточной окраины Азиатского материка, решение разнообразных проблем в области наук о Земле, космомрадиофизики, экономики, истории и археологии.

В народном хозяйстве страны Северо-Восток СССР представляет собой регион, отличающийся исключительным богатством природных ресурсов, но сравнительно небольшим сроком горнопромышленного освоения территории и достаточно узкой специализацией в общесоюзном разделении труда.

Уже в первое десятилетие существования академического института в Магадане геологические исследования, сосредоточенные в СВКНИИ, составляли значительную часть общего объема научных работ на Севере Дальнего Востока. Все возрастающие потребности народного хозяйства в сравнительно дешевом металле из россыпей, ускоренная их отработка делали необходимым прогнозирование новых перспективных золотосодержащих районов, обоснование и поиски разнообразных типов россыпных месторождений, изучение закономерностей их распространения, условий формирования и локализации. Все это требовало нового комплексного подхода к проблеме с использованием всего арсенала геологических методов прогноза.

В этой связи представлялась чрезвычайно важной организация исследований, направленных на изучение строения земной коры в зоне перехода от континента к Тихому океану. Региональные геологические исследования этих лет (тектонические, геофизические) позволили получить представление об объеме и глубине последних геосинклинальных движений, завершающих формирование платформенных областей. В основу исследований были положены данные по характеру и последовательности структурных преобразований, составу и закономерностям изменения геологических формаций, времени образования осадочных комплексов, становления магматических тел, проявления рудной минерализации. В результате этих исследований были выделены области развития дорифейской складчатости с массивами этого же возраста, палеозойские массивы, Яно-Колымская и Чукотская складчатые системы мезозойского возраста, кайнозойская Корьяско-Камчатская область и Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, которые нашли отражение на тектонической карте Северо-Востока, составленной В. Ф. Белым, А. А. Николаевским, С. М. Тильманом, Н. А. Шилов, при участии А. Л. Яншина и Ю. М. Пуцаровского.

Одновременно проводившееся углубленное исследование металлогении золота на основе разработанных концепций по тектонике и магматизму Северо-Востока СССР позволило выделить в регионе две золотосодержащие провинции, приуроченные к участкам земной коры с различным режимом развития и отличающиеся геоло-

гическим строением, характером рудо- и россыпемещающих структур и типом золотой минерализации (Н. А. Шило, Л. В. Фирсов, С. М. Тильман). Одна из них пространственно совмещена с мезозойскими складчатыми системами, характеризуются плутоногенным оруденением, связанным с позднемезозойским гранитоидным магматизмом, широким развитием промышленно-разнообразных россыпей и резко выраженным сиалическим характером минерализации. Другая связана с мезокайнозойской магматической деятельностью в Охотско-Чукотском поясе, отличается своеобразным золотым, золото-серебряным и серебряным оруденением близповерхностного типа, практически не сопровождающимся россыпями, и характеризуется сложной минерализацией сиалически-фемического типа.

Исследование проблемы связи эндогенных месторождений золота и серебра с магматизмом в 60-е годы привело к ряду важных выводов. Во-первых, были установлены этапы магматической деятельности на территории Северо-Востока СССР. Во-вторых, изучение рудоносных структур и закономерностей размещения россыпей золота в связи с магматическими проявлениями дало возможность выделить разнообразную и разновозрастную минерализацию в пределах Яно-Колымской и Чукотской складчатых областей (И. А. Загрузина, А. П. Милов, В. Ф. Белый, Н. А. Шило, С. Г. Желнин, А. А. Сидоров, В. И. Гончаров, В. И. Найбородин).

В эти же годы учеными института совместно с геологами-производственниками было обращено внимание на коренную и россыпную золотоносность реликтов древних структур, встречающихся в виде массивов в мезозоидах — Охотский, Омолонский, Яблонский, Тайгосский и др. (Н. А. Шило, В. М. Мерзляков, П. П. Лычагин, С. М. Тильман, М. Л. Гельман, М. Е. Горюдинский).

Начались систематические исследования по геологии золоторудных месторождений и проблемам рудообразования. Был детально изучен ряд месторождений и рудопроявлений золота и серебра в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Яно-Колымской складчатой системы. Выявлены структуры месторождений, состав рудных тел, особенности изменения вмещающих пород. Изучена природа магнитных аномалий золотоносных зон сульфидизации. Показана их связь с широтинной минерализацией (А. А. Красильников, А. А. Сидоров, Л. Н. Пляшкевич, Р. А. Еремич, В. И. Найбородин, В. И. Гончаров, Л. И. Измайлов).

Весомый вклад в 60-е годы был сделан в исследование проблем россыпеобразования. Определены россыпеобразующие рудные формации и охарактеризована связь с ними россыпей. Разработаны принципы и методы прогнозирования россыпной золотоносности. Дальнейшее развитие получила теория погребенных россыпей. Предпринята попытка количественной оценки процессов россыпеобразования в водно-аллювиальной среде с использованием основ теории разрушения горных пород и гидродинамики потока (Н. А. Шило, С. Г. Желнин, Ю. А. Травин, В. Г. Беспальный, А. П. Валпетер, А. В. Ложкин, Г. Ф. Павлов, Н. М. Давиденко, Ю. В. Шумилов). Свидетельством огромного внимания

к проблемам россыпеобразования явилось, проведенное в 1969 г. в Магадане Всесоюзное совещание по геологии россыпей, организованное научным советом по рудообразованию ОГТТ АН СССР и Северо-Восточным комплексным научно-исследовательским институтом.

В следующее десятилетие (1970—1980 гг.) в геологической тематике СВГНИИ наметился отчетливый сдвиг в сторону усиления исследований коренных месторождений золота и серебра. Это было вызвано объективными причинами, среди которых главной можно назвать необходимость развития рудной базы горнодобывающей промышленности края.

Главной задачей при этом является обнаружение таких источников сырья, которые при минимальных затратах и в сжатые сроки могли бы заменить истощающиеся россыпи. Именно поэтому 70-е годы стали периодом наиболее интенсивного исследования уникального по геологическому строению Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, высокие перспективы которого в отношении рудного золота и серебра к этому времени уже не вызывали сомнений.

Основные геологические особенности этой структуры были изучены еще в конце 50—60-х годов геологами СВТГУ и сотрудниками Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института (В. Ф. Белый, Н. А. Шило, П. В. Бабкин, С. М. Тильман, М. Л. Гельман, Н. В. Ичетовкин, А. П. Милов и др.). Параллельно осуществлявшиеся геологопоисковые работы в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса позволили оценить перспективы этой структуры в отношении золота и серебра.

Все это обусловило в 70-е годы интенсивное развитие исследований, направленных на всестороннее изучение коренных золотых, золото-серебряных и серебряных месторождений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Проведена систематизация золото- и серебрянорудных формаций на основе представлений о их связи с определенными тектоно-магматическими комплексами. Установлены закономерности в размещении золото- и серебрянорудных месторождений в пределах краевых вулканогенных поясов. Изучены структуры отдельных рудных полей и месторождений, особенности гидротермального метаморфизма вмещающих пород и вещественного состава руд, минеральные ассоциации и последовательность их образования в рудных телах (Н. А. Шило, А. А. Сидоров, В. И. Гончаров, В. И. Найбородин, Р. А. Еремин, В. П. Василенко, Р. Б. Умитбаев, Н. Е. Савва).

Интенсивное внедрение нетрадиционных способов исследования геологических процессов (термобарогеохимии, экспериментального моделирования гидротермальных систем, изучения физических свойств сульфидных руд), наряду с широко известными геохимическими методами, позволили раскрыть основные закономерности развития гидротермальных процессов и формирования месторождений в пределах вулканогенных поясов. Изучена геохимия криогенных зон окисления месторождений. Выявлена геохимическая и физико-химическая зональность рудообразования. Установлена группа месторождений с нетрадиционным, прогрессирующим режимом развития. Показано, что формирование золото- и серебрянорудных месторождений различных генетических типов может происходить в пределах единых магмато-генно-гидротермальных систем. Обосновано положение о сопряженности магматических и гидротермальных процессов в пределах вулканических структур. Разработаны новые поисковые критерии на золото и серебро (В. И. Гончаров, А. А. Сидоров, В. И. Найбородин, Р. А. Еремин, В. П. Василенко, Д. Н. Сафронов, В. М. Питулько, Л. И. Измайлов).

Следует отметить получившие развитие в 70-х годах исследования по геологии и металлогении Корякского нагорья, перспективы которого на россыпные и коренные месторождения золота оцениваются доста-

точно высоко (С. М. Тильман, Л. Л. Красный, А. Д. Чехов, С. Г. Бялобжеский, С. А. Паладжян). Этим же коллективом, с участием ученых центральных институтов страны, а также ведущих геологов производственно-геологических объединений Дальнего Востока подготовлена и в 1980 г. опубликована «Тектоническая карта Востока СССР и сопредельных областей» м-ба 1 : 2 500 000, отражающая последовательность формирования континентальной коры в пределах северо-западной окраины Тихого океана. Расширенной пояснительной запиской к ней является вышедшая в свет монография «Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана» (1980 г.). Идеи и разработки, нашедшие отражения на этой карте, послужат основой для создания новых металлогенических концепций для территории Северо-Востока и Дальнего Востока страны в целом.

Разработана новая схема тектонического и металлогенического районирования Северо-Востока СССР. Анализ этой схемы показал, что наибольшим разнообразием золотоносных рудных формаций отличаются Алазейско-Олойская и Анадырско-Корякская эвгеосинклинальные системы. Для миегеосинклинальных Яно-Колымской и Чукотской систем более характерны золото-кварцевая и оловоносные рудные формации. Охотско-Чукотский пояс представлен вулканогенным рядом рудных формаций, среди которых главными являются золото-серебряная и ртутная (Н. А. Шило, П. В. Бабкин, В. Ф. Белый, В. М. Мерзляков, А. А. Сидоров, М. И. Терехов).

70-е годы характеризуются также углублением исследований по геологии россыпей золота. Выполнены исследования, раскрывающие характер перестройки речной сети в центральной части Яно-Колымского золотоносного пояса. Изучены условия формирования прибрежно-морских россыпей, показаны и оценены районы их возможного развития. Рассмотрено влияние плейстоценовых ледников на формирование долин и сохранение аллювиальных россыпей золота. Выполнена серия экспериментальных работ по изучению механизма концентрации золота при формировании аллювиальных россыпей (С. Г. Желнин, В. Г. Беспальи, А. В. Ложкин, В. Н. Смирнов, Г. Ф. Павлов, Ю. А. Травин, Ю. В. Шумилов). Важнейшей работой, систематизирующей знания в области геологии россыпей, является недавно вышедшая в свет фундаментальная книга Н. А. Шило «Основы учения о россыпях».

В последнее десятилетие серьезные успехи достигнуты в изучении геологических закономерностей распределения сырьевых ресурсов для получения «синтетических» нефтепродуктов, а также в исследованиях шельфа северо-восточных и восточно-арктических морей и ряда континентальных районов Северо-Востока СССР, перспективных в отношении обнаружения промышленных запасов нефти и газа (В. В. Иванов, Б. А. Клубов).

С исследованиями минерально-сырьевых ресурсов Северо-Востока СССР самым тесным образом связаны работы экономическим подразделений института. Именно комплексная геолого-экономическая оценка минерально-сырьевых ресурсов позволила разработать научно обоснованные программы их промышленного освоения на Северо-Востоке СССР. Результаты этих исследований вошли составной частью в материалы, отражающие основные направления и показатели комплексного развития хозяйства не только Магаданской области, но и Дальнего Востока в целом в перспективе до 1990 г. (В. С. Никитин, Б. Х. Краснопольский).

Институтом осуществляется комплекс геофизических исследований состава, строения и особенностей развития земной коры и верхней мантии в пределах Северо-Востока СССР на основе принципиально нового подхода к интерпретации аномалий силы тяжести и

магнитного поля для блоково-слоистой модели среды (Ю. Я. Ващилов).

В связи с промышленным освоением территории Северо-Востока СССР, строительством крупных гидротехнических и других промышленных и гражданских сооружений важное место приобрели работы института по изучению сейсмической активности региона. Разработаны карты сейсмичности региона, эпицентров землетрясений, схемы распределения потенциальной энергии и ее градиентов в слоях различной мощности и т. д. (Л. И. Измайлов, С. В. Мишин).

Не менее важное значение для решения вопросов промышленного освоения территории Северо-Востока СССР имели исследования института в области общего и регионального мерзлотоведения. Создание теории полициклического самообразования и развития в тундровой зоне термокарстовых озер позволило разработать и внедрить инженерные методы управления этим явлением для агромелиорации, дорожного, гидротехнического и гражданского строительства и охраны природы (С. В. Томирдиаро, В. К. Рябчун).

В области исследования физики Солнца и околоземного пространства, включая иносферу, магнитосферу и ближний космос, изучены вероятностные, энергетические, поляризационные и морфологические характеристики естественных электромагнитных колебаний Земли, особенности распространения коротких радиоволн на трассах сверхдальней и средней протяженности (В. Ф. Осипиш, Н. Д. Поддельский, Ю. Н. Горшков, Б. С. Дымичев, М. Л. Басалаев, А. И. Гусев).

Исследования СВКНИИ по проблемам истории народов Северо-Востока СССР с древнейших времен до наших дней отражены в целом ряде монографий, посвященных палеолитическим и неолитическим памятникам Колымы, Чукотки, Камчатки, этнографии народов Севера, социалистическому и коммунистическому строительству на Севере Дальнего Востока (Н. Н. Диков, В. В. Леонтьев, С. П. Нефедова, У. Г. Попова, Г. К. Бубнис).

За большой вклад, который институт внес в развитие народного хозяйства Северо-Востока СССР, внедрение научных достижений и подготовку научных кад-

ров, СВКНИИ в 1981 г. правительством был награжден орденом «Знак Почета».

Развитие науки на Северо-Востоке СССР в XI пятилетке определяется Постановлением ЦК КПСС и Совета Министров СССР «О развитии научных учреждений в отдельных экономических районах РСФСР». Эти документы явились основой для разработки программы на следующее пятилетие. В XI пятилетке будут широко использованы программно-целевые методы планирования НИР и внедрение их результатов в производство. Намечена концентрация усилий на различных аспектах проблем развития минерально-сырьевой базы области и прежде всего в связи с ее постепенным переходом от россыпей к рудным месторождениям. Эти проблемы объединяют круг узловых задач, важнейшими из которых для нас являются следующие:

— усиление исследований, направленных на изучение коренной золотоносности Центрально-Колымских районов в связи с неизбежным переводом горной промышленности области с отработки россыпных месторождений на рудные;

— организация сети мерзлотных и мерзлотно-сейсмических станций;

— создание вычислительного центра коллективного пользования, обеспечивающего решение крупных народнохозяйственных проблем с использованием вычислительной техники (Н. Г. Шевченко, В. С. Литвинцев);

— решение вопросов дальнейшего развития топливно-энергетической базы Севера Дальнего Востока, прежде всего рационального электро-, тепло- и топливоснабжения в специфических условиях размещения производительных сил с максимально возможным использованием местных энергисточников.

Таковы основные этапы становления и пути развития СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. Ученые Севера делают все возможное, чтобы внести достойный вклад в реализацию принятых партией и правительством Постановлений по развитию науки на Дальнем Востоке и производительных сил Магаданской области за период до 1990 г.

В. И. Гончаров, А. В. Ложкин

ТЕКТОНИКА АКТИВИЗИРОВАННЫХ ОБЛАСТЕЙ

2—7 сентября 1982 г. в г. Чите проводилась XIV сессия Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Сессия была посвящена проблемам тектоно-магматической активизации, тектонике, магматизму и металлогении активизированных областей, рассмотренных на примерах Забайкалья, Южной Якутии и юга Дальнего Востока СССР. В работе сессии приняли участие 155 представителей научно-исследовательских институтов, высших учебных заведений и производственных объединений Благовещенска, Владивостока, Еревана, Иркутска, Казани, Ленинграда, Львова, Москвы, Новосибирска, Свердловска, Улан-Удэ, Хабаровска, Читы, Якутска. Интерес к областям тектоно-магматической активизации обусловлен в первую очередь их большой практической значимостью как объектов, с которыми связаны месторождения разнообразных полезных ископаемых. Не случайно Чита стала местом проведения совещания по данной тематике. Достигнутые успехи и перспективы народно-хозяйственного освоения новых территорий в регионе в связи со строительством Байкало-Амурской магистрали усиливают актуальность поднятых на совещании проблем.

Доклады распределились по следующим проблемам: общие вопросы активизации, тектоника, глубинное строение, магматизм и металлогения областей ак-

тивизации.

Вопросы теории тектоно-магматической активизации были рассмотрены в докладах К. В. Боголепова, М. С. Нагибиной, Ю. В. Комарова. В них наряду с типизацией тектонических структур областей активизации предприняты попытки выделения структурно-вещественных и рудных комплексов, отвечающих определенным этапам активизации. Оригинальная модель сводово-купольной эволюции земной коры была представлена Ю. В. Комаровым. Слабым местом в этой концепции является проблема глубинных источников вещества и энергии. В частности, поток тепла, необходимый для формирования этих гигантских структур, не связывается автором с поступлением мантийного материала.

На совещании неоднократно поднимался вопрос упорядочения ряда понятий и терминов активизации, и, в частности, понятия «тектоно-магматическая активизация». Предлагались варианты сокращения объема понятий и уточнения терминов, но единства взглядов по этой проблеме достигнуто не было.

Примечательно, что из 50 заслушанных докладов примерно 20 не имели прямого отношения к проблемам активизации. Все это, по-видимому, связано с недостаточной изученностью глубинных источников

тектоно-магматической активизации и неопределенностью ее места в тектонических теориях и гипотезах.

Тектоническое районирование, глубинное строение и модели формирования областей тектоно-магматической активизации рассматривались в докладах Ю. А. Косыгина, Л. М. Парфенова, И. Н. Фомина с соавторами, Г. И. Менакера и других. И. Н. Фомин продемонстрировал макет тектонической карты Читинской области, созданный на базе новейших геологических материалов, на котором структурам активизации уделено большое внимание. Г. И. Менакером предложена вещественно охарактеризованная слоистая модель земной коры Забайкалья, охватывающая слои: протобазальтовый — комплексы лунной стадии, тоналито-гнейсовый — комплексы венерианской или нуклеарной стадии, нижний диорит-метаморфический — комплексы океанической стадии, гранито-гнейсовый — комплексы ранней переходной стадии, верхний диорит-метаморфический — комплексы переходной стадии, гранито-осадочный — комплексы зрелой континентальной стадии, аналоги которых диагностируются на поверхности в дифференцированных блоках. Тектоно-магматическая активизация наследует вещественные и петрохимические особенности указанных слоев и блоков земной коры и связывается с длительным существованием и постепенным отмиранием аномальной мантии на глубине 40—70 км.

Глубинные тектонические построения, охватывающие дальневосточный регион (Алдано-Становой блок, Буреинский массив, Монголо-Охотскую и Сихотэ-Алинскую складчатые системы), представлены в двух докладах. В докладе Ю. А. Косыгина с соавторами выделяется два типа активизации: 1) с проявлением гранитоидного магматизма, 2) с проявлением базальтового вулканизма. К первому типу относятся мезозойская и палеозойская активизации в Алдано-Становом блоке и Буреинском массиве и позднемезозойская на востоке Монголо-Охотской системы. Ее особенностью является приуроченность областей активизации к консолидированному обрамлению одновозрастных с ними геосинклинальных систем. Области кайнозойской активизации с базальтовым вулканизмом сопряжены с процессами океанизации континентальной коры переходной к Тихому океану зоны и имеют, по-видимому, широкое распространение в тихоокеанских мезозоидах к востоку от Буреинского массива и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и локальное проявление в виде узких протяженных зон в Алдано-Становом блоке и на Буреинском массиве. Предложены механизмы формирования земной коры областей

активизации первого типа путем переплавления, редупликации и ремобилизации консолидированных сиалических масс. В докладе Л. М. Парфенова с соавторами рассмотрены варианты эволюции тех же территорий с позиций тектоники литосферных плит.

Результаты, достигнутые в изучении магматизма и металлогении активизированных областей, освещены главным образом в докладах по забайкальскому региону. Информация, представляющая определенный интерес для дальневосточных геологов, получена по магматизму активизации Становой области (доклады И. Г. Рутштейна и А. С. Емельяненко) и заключается в накоплении новых данных по латеральному изменению возрастных и вещественных характеристик гранитоидов и доказательств их преимущественного автохтонного генезиса.

Сессией признаны большие успехи читинских геологических организаций в проведении тектонических исследований, направленных на изучение металлогенической зональности Забайкалья. Актуальной проблемой является поиск крупных месторождений полезных ископаемых. В связи с этим сформированы первоочередные задачи тектонических исследований: 1) тектонические условия размещения рудных районов с концентрированным интенсивным оруденением в пределах орогенных областей различного типа; 2) типоморфизм структур и факторов, контролирующих размещение и условия формирования крупных месторождений в пределах рудных районов; 3) детальные особенности структуры рудных полей и месторождений для определения условий их эксплуатации.

Сессия отметила как крупное достижение отчетного периода завершение и издание «Тектонической карты Дальнего Востока», составленной в Институте тектоники и геофизики при активном участии сотрудников геологических организаций Министерств геологии РСФСР и СССР, институтов ДВНЦ и СО АН СССР.

Участники сессии выразили благодарность Читинскому обкому КПСС, Забайкальскому научно-исследовательскому институту и ПГО Читагеология за отличную организацию совещания.

Следующую сессию Совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока намечено провести в 1985 г. на Дальнем Востоке по теме «Соотношение океанических и континентальных структур северо-западной периферии Тихого океана».

Ю. Ф. Малышев

ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ

70-ЛЕТИЕ НИКОЛАЯ АЛЕКСЕЕВИЧА ШИЛО



7 апреля 1983 г. исполнилось 70 лет со дня рождения и 45 лет научной, научно-производственной и педагогической деятельности крупного советского ученого, действительного члена Академии наук СССР Николая Алексеевича Шило.

Имя Н. А. Шило широко известно в нашей стране и за рубежом. Его перу принадлежит свыше 200 научных работ, посвященных актуальным вопросам геологии россыпных и рудных месторождений и геологии в целом.

Вся деятельность Н. А. Шило, начиная с 1937 г. — года окончания Ленинградского горного института, связана с Северо-Востоком и Дальним Востоком нашей страны. Именно в том далеком году Н. А. Шило как бы принял эстафету поисков и открытий на Северо-Востоке страны из рук своих учителей и предшественников С. В. Обручева, Ю. А. Билибина.

Работы Н. А. Шило в области геологии россыпей положили начало новому этапу развития учения о россыпях. Им рассмотрены вопросы образования россыпей в различных климатических условиях, впервые сформулирована концепция формирования россыпей в полярной и субполярной областях, теоретически обосновано новое направление — учение о россыпеобразующих рудных формациях, которое увязано с классификацией россыпных и эндогенных месторождений. Итоги работ в этой области подведены в недавно вышедшей из печати основополагающей монографии Н. А. Шило «Основы учения о россыпях». В ней вопросы россыпеобразования рассмотрены с позиций современных представлений в области физики твердого тела, гидродинамики, фазовых переходов воды, с новых позиций дана классификация и оценены перспективы поисков полезных ископаемых и проблемы промышленного освоения шельфовых зон.

Работами Н. А. Шило и возглавляемого им коллектива показана перспективность развития экспериментальных исследований процессов россыпеобразования, их сочетания с натурными наблюдениями, доказано, что к рудным телам, как источникам россыпей, неприменимы универсальные концепции выветривания. В различных геологических ситуациях в зависимости от климата, неотектоники, вещественного состава питающего источника и вмещающих пород в процессах россыпеобразования могут быть главенствующими химические или физические факторы деструкции.

Большое место в исследованиях Н. А. Шило уделяется проблемам геологии рудных месторождений и прежде всего благородных металлов. Особенно впечатляющи результаты исследований Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Месторождения, приуроченные к вулканитам, геологи всего мира относили к эпitherмальной группе. Исследования Н. А. Шило и его сотрудников показали наличие здесь высоко-, средне- и низкотемпературных вулканогенных рудных формаций, что позволило выявить перспективы огромного района и дать конкретные рекомендации по поискам эндогенных месторождений. Для северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса Н. А. Шило установил латеральный ряд золотоносных провинций, происхождение которого следует связывать с глубинными процессами, протекающими в коре и верхней мантии Земли.

Большое внимание академиком Н. А. Шило уделяется комплексному использованию минерального сырья, геолого-экономической оценке перспектив развития золотодобывающей промышленности Севера Дальнего Востока СССР на основе анализа золоторудных формаций. Рудноформационный анализ положен

ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ

70-ЛЕТИЕ НИКОЛАЯ АЛЕКСЕЕВИЧА ШИЛО



7 апреля 1983 г. исполнилось 70 лет со дня рождения и 45 лет научной, научно-производственной и педагогической деятельности крупного советского ученого, действительного члена Академии наук СССР Николая Алексеевича Шило.

Имя Н. А. Шило широко известно в нашей стране и за рубежом. Его перу принадлежит свыше 200 научных работ, посвященных актуальным вопросам геологии россыпных и рудных месторождений и геологии в целом.

Вся деятельность Н. А. Шило, начиная с 1937 г. — года окончания Ленинградского горного института, связана с Северо-Востоком и Дальним Востоком нашей страны. Именно в том далеком году Н. А. Шило как бы принял эстафету поисков и открытий на Северо-Востоке страны из рук своих учителей и предшественников С. В. Обручева, Ю. А. Билибина.

Работы Н. А. Шило в области геологии россыпей положили начало новому этапу развития учения о россыпях. Им рассмотрены вопросы образования россыпей в различных климатических условиях, впервые сформулирована концепция формирования россыпей в полярной и субполярной областях, теоретически обосновано новое направление — учение о россыпеобразующих рудных формациях, которое увязано с классификацией россыпных и эндогенных месторождений. Итоги работ в этой области подведены в недавно вышедшей из печати основополагающей монографии Н. А. Шило «Основы учения о россыпях». В ней вопросы россыпеобразования рассмотрены с позиций современных представлений в области физики твердого тела, гидродинамики, фазовых переходов воды, с новых позиций дана классификация и оценены перспективы поисков полезных ископаемых и проблемы промышленного освоения шельфовых зон.

Работами Н. А. Шило и возглавляемого им коллектива показана перспективность развития экспериментальных исследований процессов россыпеобразования, их сочетания с натурными наблюдениями, доказано, что к рудным телам, как источникам россыпей, неприменимы универсальные концепции выветривания. В различных геологических ситуациях в зависимости от климата, неотектоники, вещественного состава питающего источника и вмещающих пород в процессах россыпеобразования могут быть главенствующими химические или физические факторы деструкции.

Большое место в исследованиях Н. А. Шило уделяется проблемам геологии рудных месторождений и прежде всего благородных металлов. Особенно впечатляющие результаты исследований Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Месторождения, приуроченные к вулканитам, геологи всего мира относили к эпитермальной группе. Исследования Н. А. Шило и его сотрудников показали наличие здесь высоко-, средне- и низкотемпературных вулканогенных рудных формаций, что позволило выявить перспективы огромного района и дать конкретные рекомендации по поискам эндогенных месторождений. Для северозападной части Тихоокеанского подвижного пояса Н. А. Шило установил латеральный ряд золотоносных провинций, происхождение которого следует связывать с глубинными процессами, протекающими в коре и верхней мантии Земли.

Большое внимание академиком Н. А. Шило уделяется комплексному использованию минерального сырья, геолого-экономической оценке перспектив развития золотодобывающей промышленности Севера Дальнего Востока СССР на основе анализа золоторудных формаций. Рудноформационный анализ положен

Н. А. Шило в основу развития многих геологических концепций, имеющих отношение как к проблемам россыпей, так и рудообразования.

Специфические черты золотого оруденения, его структурное положение, связь с магматическими и метаморфическими проявлениями контролируются, по мнению Н. А. Шило, соответствующими тектоно-магматическими зонами (комплексами). По этому признаку им выделены метаморфогенные, плутоногенные, вулканогенные и вулканогенно-плутоногенные группы золоторудных формаций с постоянно повторяющимися рудогенными и петрогенными парагенезисами в каждой формации (ассоциации месторождений).

С такой же детальностью разработана Н. А. Шило классификация оловорудных месторождений. При этом в основу формационного разделения положен такой признак, как четко прослеживающаяся зависимость минералого-геохимических особенностей месторождений от принадлежности их к метаморфическим, плутоногенным и вулканогенным зонам. С учетом этого Н. А. Шило выделены следующие группы оловорудных формаций: плутоногенно-пегматитовые, плутоногенные, вулканогенные и плутоногенно-вулканогенные.

Работами Н. А. Шило с соавторами разработаны принципиально новые основы палеогеографии ледниковых и межледниковых эпох Северо-Востока СССР. Расшифрованы особенности происхождения арктических низменностей и шельфов Восточно-Сибирского, Чукотского и Берингова морей, условий образования мощных жилающих льдов в осадочной толще тундровых равнин, генезиса ледниковых форм рельефа, истории геологического развития Северо-Востока СССР в кайнозой. Много сделано по расшифровке природы мерзлотно-лесовых отложений Востока Азии и др. В народном хозяйстве области для создания луговых угодий рекомендовано использовать днища спущенных тундровых озер, что в условиях Крайнего Севера имеет огромное практическое значение и дает значительный, в миллионы рублей ежегодно, экономический эффект.

Изучение некоторых проблем внутреннего строения Земли, положения планет, их спутников в Солнечной системе, состава космических объектов позволило Н. А. Шило выдвинуть новую гипотезу образования Солнечной системы из горячего спиралевидного облака. Она привлекла внимание ученых, активно включившихся в обсуждение этой проблемы.

Характерной особенностью всех исследований Н. А. Шило является их постоянная связь с практикой. С его непрерывной более чем 40-летней работой на Северо-Востоке связано развитие здесь горнодобывающих предприятий, геологических объединений, экспедиций и партий. При его непосредственном участии были открыты и обрабатываются многие месторождения благородных металлов.

Н. А. Шило отличает умение мобилизовать крупные научные силы на решение научных и народнохозяйственных задач. Еще в 1948 г. им был создан и длительное время возглавлялся Всесоюзный научно-исследовательский институт золота и редких металлов. В 1960 г. он организовал и возглавляет до сих пор Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт. В 1977 г. Н. А. Шило становится

во главе Дальневосточной академической науки и с этого времени на посту Председателя Президиума Дальневосточного научного центра АН СССР все свои силы отдает этому нелегкому делу. Он возглавляет разработку и осуществление программы «Дальний Восток» (включая продовольственную программу), «Комплексной программы научно-технического прогресса Дальневосточного экономического района на период 1986—2005 гг.»

Н. А. Шило является членом редколлегий ряда научных журналов, членом Научных советов при Президиуме АН СССР, членом ученых и научно-технических советов многих научно-исследовательских и производственных организаций.

Н. А. Шило является членом президиума ряда международных советов и ассоциаций, Председателем Советского национального комитета Тихоокеанской научной ассоциации.

Многогранна общественно-политическая деятельность Н. А. Шило. В течение сорока лет он выступает с блестящими лекциями по радио, телевидению, на страницах газет и журналов, в аудиториях. Он опубликовал свыше 250 очерков и статей в газетах и журналах, научно-популярных и политических сборниках.

Большое внимание уделяется Н. А. Шило подготовке научных кадров. Под его руководством защищено более 50 диссертаций. Он является руководителем Дальневосточного филиала Московского физико-технического института, где уже в течение ряда лет подготавливаются научные кадры для Дальневосточного научного центра АН СССР.

За многолетнюю плодотворную работу по освоению природных ресурсов Северо-Востока и большую научно-организационную работу Н. А. Шило в 1973 г. присвоено высокое звание Героя Социалистического Труда, он награжден тремя орденами Ленина, двумя орденами Трудового Красного Знамени, орденом Октябрьской революции, орденом «Знак Почета» и многими медалями. Он лауреат Государственной премии. За открытие месторождений полезных ископаемых ему вручен диплом первооткрывателя месторождений, а за многолетнюю работу на Крайнем Севере присвоено почетное звание «Ветеран труда Магаданской области».

Николай Алексеевич находится в расцвете своих творческих сил, полон новых замыслов и дерзаний.

Друзья, коллеги, товарищи по работе, научная общественность Дальнего Востока СССР, поздравляя академика Н. А. Шило с 70-летием, желают ему доброго здоровья, большого личного счастья, новых творческих успехов и открытий на благо нашей великой Родины.

Ю. И. Бакулин, Е. И. Бедокуров, И. И. Берсеев, К. В. Боголепов, Ч. Б. Борукеев, Н. П. Васильковский, Г. М. Власов, А. А. Врублевский, В. Ю. Глуценко, Н. И. Говоров, В. И. Гончаров, Г. Б. Еляков, С. С. Зимин, В. В. Иванов, Г. Л. Кириллова, Ю. А. Косыгин, Е. В. Краснов, Л. И. Красный, А. И. Крушанов, Е. А. Кулиш, В. А. Кулындышев, А. П. Милов, В. Г. Моисеенко, С. И. Набоко, Е. А. Радкевич, Р. А. Ремизов, К. Ф. Сергеев, С. М. Тильман, И. К. Туезов, И. И. Тютрин, С. А. Федотов, И. И. Хведчук, О. Х. Цопанов, А. Д. Щеглов.

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

АЛЕКСАНДР ИВАНОВИЧ КОСЫГИН

(к 100-летию со дня рождения)

2 мая 1983 года исполняется 100 лет со дня рождения крупного советского геолога-нефтяника Александра Ивановича Косыгина. Круг его научно-производственных интересов был очень велик. Он проводил региональные геологические исследования, связанные с поисками и разведкой нефтяных месторождений, в Западном Казахстане и на Северном Сахалине, исследования, связанные с поисками газа, в Туркмении и на Украине, с поисками горючих сланцев в бассейне р. Печоры в годы гражданской войны, когда центр страны был отрезан от ее нефтяных ресурсов.

Ряд его научных статей был посвящен математическому анализу кривых дебита нефтяных скважин и разработке методов подсчета запасов. Ему принадлежат первые обобщения по ресурсам природных газов, представленные Госплану СССР в первой пятилетке (1930 г.), когда в нашей стране разрабатывалось только одно собственное газовое месторождение (Даг-Огни) для нужд местного стекольного завода и газодобывающей промышленности еще не существовало. А. И. Косыгин вел большую педагогическую работу; курс лекций, читавшихся им на протяжении многих лет в Московской горной академии, обобщен в учебнике «Разведка нефтяных и газовых месторождений», по которому училось не одно поколение геологов-нефтяников.

А. И. Косыгин в 1925—1927 гг. сразу после освобождения Северного Сахалина от оккупации проводил

исследования геологии и нефтеносности Охинского и Эхабинского месторождений и прилегающих к ним районов. Его перу принадлежат первые работы, положившие начало исследованию и освоению нефтеносных земель Северного Сахалина. Так, им составлена первая схема стратиграфии, а также первые геологическая и структурная карты Охинского района, изучено восточное побережье Сахалина в северном направлении до мыса Левенштерна. Всего по Сахалину А. И. Косыгин с 1927 по 1931 г., т. е. 52—56 лет тому назад опубликовано 11 научных работ. Описанный с большой тщательностью фактический материал, а также высказанные в них мысли были широко использованы в последующем полустолетии при поисках и разработке нефтяных месторождений Сахалина, а также при формировании все более и более совершенствовавшихся с годами представлений о стратиграфии, тектонике и нефтеносности района. В этом смысле они не потеряли для нас значения и сейчас.

В связи с отмечаемой памятной годовщиной мы с благодарностью вспоминаем геологов, которые в те далекие годы делали первые трудные шаги в исследовании геологии и нефтеносности Сахалина, закладывая тем самым фундамент для дальнейшего развития наших знаний в этой области.

*Ю. А. Тронов, Е. Г. Аршеев,
В. Г. Горюхов, Ю. Ф. Федоровский*

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

АЛЕКСАНДР ИВАНОВИЧ КОСЫГИН

(к 100-летию со дня рождения)



2 мая 1983 года исполняется 100 лет со дня рождения крупного советского геолога-нефтяника Александра Ивановича Косыгина. Круг его научно-производственных интересов был очень велик. Он проводил региональные геологические исследования, связанные с поисками и разведкой нефтяных месторождений, в Западном Казахстане и на Северном Сахалине, исследования, связанные с поисками газа, в Туркмении и на Украине, с поисками горючих сланцев в бассейне р. Печоры в годы гражданской войны, когда центр страны был отрезан от ее нефтяных ресурсов.

Ряд его научных статей был посвящен математическому анализу кривых дебита нефтяных скважин и разработке методов подсчета запасов. Ему принадлежат первые обобщения по ресурсам природных газов, представленные Госплану СССР в первой пятилетке (1930 г.), когда в нашей стране разрабатывалось только одно собственное газовое месторождение (Даг-Огни) для нужд местного стекольного завода и газодобывающей промышленности еще не существовало. А. И. Косыгин вел большую педагогическую работу; курс лекций, читавшихся им на протяжении многих лет в Московской горной академии, обобщен в учебнике «Разведка нефтяных и газовых месторождений», по которому училось не одно поколение геологов-нефтяников.

А. И. Косыгин в 1925—1927 гг. сразу после освобождения Северного Сахалина от оккупации проводил

исследования геологии и нефтеносности Охинского и Эхабинского месторождений и прилегающих к ним районов. Его перу принадлежат первые работы, положившие начало исследованию и освоению нефтеносных земель Северного Сахалина. Так, им составлена первая схема стратиграфии, а также первые геологическая и структурная карты Охинского района, изучено восточное побережье Сахалина в северном направлении до мыса Левенштерна. Всего по Сахалину А. И. Косыгиным с 1927 по 1931 г., т. е. 52—56 лет тому назад опубликовано 11 научных работ. Описанный с большой тщательностью фактический материал, а также высказанные в них мысли были широко использованы в последующем полувековом при поисках и разработке нефтяных месторождений Сахалина, а также при формировании все более и более совершенствовавшихся с годами представлений о стратиграфии, тектонике и нефтеносности района. В этом смысле они не потеряли для нас значения и сейчас.

В связи с отмечаемой памятной годовщиной мы с благодарностью вспоминаем геологов, которые в те далекие годы делали первые трудные шаги в исследовании геологии и нефтеносности Сахалина, закладывая тем самым фундамент для дальнейшего развития наших знаний в этой области.

Ю. А. Тронов, Е. Г. Аршев,
В. Г. Горозов, Ю. Ф. Федоровский

НОВАЯ РАБОТА ПО ГЕОЛОГИИ СЕВЕРНОЙ ЯПОНИИ*

Эйбийским орогенезом назвал японский геолог и палеонтолог профессор университета в Саппоро М. Минато крупный тектонический этап (силур — пермь), наиболее ярко проявившийся на севере Японии, главным образом на севере о. Хонсю (свое название он получил в честь народа, населявшего в древности эти территории). Являясь геохронологическим аналогом варисцийского этапа, эйбийский орогенез имеет и свои особенности — в отличие от Средней Европы, в области его проявления геосинклинальные условия существовали и позднее конца палеозоя, складкообразование и дизъюнктивные нарушения происходили вплоть до юры, а проявление вулканизма достигло максимума в начале мелового периода.

Монография представляет собой капитальную сводку, посвященную геологическому строению Северной Японии и геологическому развитию региона в среднем и позднем палеозое. В ней обобщены итоги более чем сорокалетнего труда большого коллектива специалистов во главе с проф. М. Минато и его учениками М. Като, М. Унахаси, Дж. Ватанабе.

Книга состоит из следующих разделов. 1. Комплексы пород фундамента в Японии. 2. Палеозойские отложения эйбийской области Северного Хонсю. 3. Эйбийский метаморфизм и вулканизм. 4. Послеэйбийский орогенез на севере Хонсю.

В эйбийском комплексе авторы выделяют следующие структурные зоны: 1. Развитый на севере о. Хонсю осевой пояс, где на дневную поверхность выходит докембрийский фундамент, а также мигматиты и изверженные породы эйбийского возраста. 2. Располагающийся восточнее узкий пояс, где наиболее полно представлены кристаллические породы. 3. По обеим

сторонам этих поясов располагаются области, в которых преобладают неметаморфизованные породы палеозойского возраста. Подробной характеристике стратиграфии этих отложений, а также установленным в них руководящим ископаемым, посвящена вторая часть монографии, занимающая более половины объема книги (стр. 51—276).

Эти материалы крайне важны для палеонтологов и стратиграфов, занимающихся палеозоем, поскольку здесь можно найти прекрасные изображения и точные сведения о стратиграфическом распространении представителей всех главнейших групп палеозойской ископаемой фауны и флоры (фораминиферы, строматопоридеи, кораллы, брахиоподы, остракоды, конодонты, в меньшей степени трилобиты, тентакулиты, мшанки, гастроподы, пелециподы, аммоноидеи, водоросли). Весьма важно, что авторы кратко прореферировали целый ряд старых работ, многие из которых вообще были труднодоступны.

В третьей части книги детально описаны кристаллические сланцы, гнейсы, мигматиты и граниты осевого пояса, а в четвертой кратко изложена альпийская история региона — стратиграфия, тектоника, магматизм.

Эйбийский комплекс перекрывается мезозойскими и кайнозойскими отложениями, местами прорван более молодыми магматическими породами.

Книга наглядно иллюстрирована многочисленными геологическими схемами и картами, макро- и микро-фотографиями, а также 92 великолепными фототаблицами руководящих ископаемых. В ней читатель найдет все интересующие его сведения о геологическом строении севера Японии, изложенные значительно полнее, чем в опубликованной в 1965 году «Geologic Development of the Japanese Islands».

* Variscan Geohistory of Northern Japan: The Abean Orogeny. Ed. by M. Minato, M. Huhahashi, J. Watanabe, M. Kato. Tokai Univers. Press. 1979. 427 p., ill.

Цена 1 р. 80 к.

Индекс 70 985