

ISSN 0207-4028

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

**ТИХООКЕАНСКАЯ
ГЕОЛОГИЯ**

2

1989

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Н. А. ШИЛО

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

Адрес редакции: 680063, Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65,
ИТыГ ДВО АН СССР. Тел. 38-58-50.

Зав. редакцией *Е. Н. Казарезова*
Мл. редактор *Л. Д. Левицкая*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Технический редактор *Н. М. Бурлаченко*
Корректоры *Г. И. Шведкина*, *В. К. Жихарева*

Сдано в набор 07.12.88. Подписано к печати 07.04.89.
МН-01218. Формат 84×108^{1/16}. Бумага типограф-
ская № 2. Высокая печать. Усл. печ. л. 13,4. Усл.
кр.-отт. 14. Уч.-изд. л. 15. Тираж 634 экз. Заказ № 369.
Цена 1 р. 80 к.

Оддена Трудового Красного Знамени издательство
«Наука», Сибирское отделение. 630099 Новосибирск,
ул. Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077 Ново-
сибирск, ул. Станиславского, 25.

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Журнал основан в 1982 г.

Выходит 6 раз в год

МАРТ — АПРЕЛЬ

НОВОСИБИРСК

№ 2, 1989

СОДЕРЖАНИЕ

С. И. Андреев, Т. И. Линькова, Л. И. Анিকেева, А. Н. Куликов, Ю. Ю. Иванов. Скорости осадконакопления и роста железомарганцевых конкреций в Тихом океане	3	ния рудного вещества в россыпях, геохимическая эволюция россыпей	78
С. М. Табунов, Ю. И. Томаповская, Г. Н. Старицына. Первые находки метеоритов на дне Тихого океана	14	Г. Ю. Боярко, В. Н. Сучков. Парагенезисы минералов и стадии метасоматоза Селигдарского месторождения апатита	90
А. А. Маракушев. Хондриты и вариолиты — их сходство и различия	18	<i>КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ</i>	
В. Ю. Косыгин, Л. М. Лютая. Плотностная модель тектоносферы Алеутской системы окраинное море — дуга — желоб — океан	22	С. В. Горкуша, Э. Л. Рейнлиб. Корреляция некоторых геофизических параметров и топографического рельефа Приамурья	98
В. Т. Съедин. Особенности кайнозойского базальтоидного магматизма и вопросы происхождения Японского моря	30	А. Н. Дудник, К. С. Шашкин. К проблеме образования гранитоидов Хингано-Буреинского массива	102
Л. Ф. Мишин. Морфология и фациальный состав субвулканических интрузий оловяносных вулканических зон Востока СССР	39	В. И. Гилев. Обратная корреляция как критерий сопоставимости разрезов	106
Б. Г. Саксин, Н. Л. Маловицкая, С. С. Борисенко. Глубинное строение и связь с ним оловянного оруденения в Хингано-Олонойском районе	52	В. И. Архипов. К вопросу об ультразвуковом изучении образцов горных пород	110
В. А. Бормотов, М. Н. Лунева, В. Е. Овчинников. Проблемы применения цифровых методов обработки и сейсмо моделирования в МОВЗ	58	В. И. Остапчук. О платиноносном массиве Дальнего Востока	113
А. В. Олейников. Стратиграфия средне-верхнеальбских отложений бассейна р. Самарги (Северное Приморье)	67	А. И. Обжиров, Б. А. Казанский, Ю. И. Мельниченко. Эффект звукорассеивания придонной воды в краевых частях Охотского моря	119
Н. А. Шило, Н. Г. Патык-Кара. Геохимические аспекты изучения концентрации и рассея-		Г. В. Роганов, В. А. Нагорный. Углеродистые породы верхнего докембрия и кембрия Буреинского массива	121
		<i>КРИТИКА И ДИСКУССИИ</i>	
		Г. М. Власов. Почему тектоника плит принимается не всеми	125

CONTENTS

S. I. Andreev, T. I. Linkova, L. I. Anikeeva, A. N. Kulikov, Yu. Yu. Ivanov. Velocities of sedimentation and growth of ferromanganese concretions in the Pacific Ocean	3	scattering in placers, geochemical evolution of placers	78
S. M. Tabunov, Yu. I. Tomanovskaya, G. N. Staritsina. First finds of meteorites on the Pacific Ocean bottom	14	G. Yu. Boyarko, V. N. Suchkov. Parageneses of minerals and metasomatism stages of the Seligdarsky apatite deposit	90
A. A. Marakushev. Chondrites and variolites — their similarity and dissimilarity	18	<i>BRIEF COMMUNICATIONS</i>	
V. Yu. Kosygin, L. M. Lyutaya. Density model of the tectonosphere of the Aleutian system „marginal sea — arc — trench — ocean“	22	S. V. Gorkusha, E. L. Reinlib. Correlation of some geophysical parameters and topographic relief of Priamurie	98
V. T. S'yedin. Specific features of Cenozoic basaltoid magmatism and the problems of the Sea of Japan origin	30	A. N. Dudnik, K. S. Shashkin. To the problem of granitoid formation in the Khingyan-Bureya massif	102
L. F. Mishin. Morphology and facial composition of subvolcanic intrusions of the USSR East tin-bearing volcanic zones	39	V. I. Gilev. Inverse correlation as a criterion of sections collation	106
B. G. Saksin, N. L. Malovitskaya, S. S. Borisenko. Deep structure and related tin mineralization in the Khingyan — Olonoy region	52	V. I. Arkhipov. The problem of ultrasonic study of rock samples	110
V. A. Bormotov, M. N. Luneva, V. E. Ovchinnikov. The problems of application of digital methods of processing and seismic modelling in MCW (method of the converted waves)	58	V. I. Ostapchuk. The platinum-bearing massif of the Far East	113
A. V. Oleinikov. Stratigraphy of Middle — Upper Albian deposits of the Samarga River basin (North Primorie)	67	A. I. Obzhairov, B. A. Kazansky, Yu. I. Melnichenko. Sound diffusion effect in benthic water of the Sea of Okhotsk marginal parts	119
N. A. Shilo, N. G. Patyk-Kara. Geochemical aspects of study of ore matter concentration and		G. V. Roganov, V. A. Nagorny. Carbonaceous rocks of Upper Precambrian and Cambrian of the Bureya massif	121
		<i>CRITICISM AND DISCUSSIONS</i>	
		G. M. Vlasov. Why isn't plate tectonics accepted by everyone?	125

УДК 552.124.4 : 553.32.31 : 551.3.051

С. И. Андреев, Т. И. Линькова, Л. И. Аникеева, А. Н. Куликов,
Ю. Ю. Иванов

СКОРОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И РОСТА ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ В ТИХОМ ОКЕАНЕ*

Вопрос о скорости роста железомарганцевых конкреций Мирового океана содержит определенный элемент дискуссионности. Применяемые методы (в первую очередь радиологические и палеомагнитный) основываются на ряде допущений, правомочность которых не имеет строгих доказательств. Вместе с тем накопленный за последние годы обширный материал (свыше 135 работ) в СССР и за рубежом только по Тихому океану (донные осадки — 816 определений, железомарганцевые конкреции — 250 определений) позволяет провести статистический анализ данных и выявить ряд особенностей в соотношениях скоро-

стей осадконакопления и конкрецьеобразования, вещественного состава конкреций и скорости их роста. В частности, намечается увеличение скорости роста конкреций в направлении от кобальтобогатых к кобальтобедным, далее к никель-медь-кобальтовым и, наконец, никелемедным — самым богатым никелем, медью и марганцем. Попутно рассматриваются вопросы длительного нахождения конкреций на поверхности дна в условиях скорости осадконакопления, на три порядка превосходящей скорость роста конкреций с удельным весом выше такового подстилающих осадков.

Прошло более десяти лет с тех пор, как вышла в свет монография А. П. Лисицына «Осадконакопление в океанах» [13], которая совместно с трудами Н. М. Страхова [15], П. Л. Безрукова и др. [5] внесла весомый вклад в теорию океанского седиментогенеза. В этой книге на основе обобщения литературного материала были впервые построены карты скоростей и условий осадкообразования в Тихом, Индийском и Атлантическом океанах**. В последующие годы это направление исследований приобрело важное практическое значение, связанное с изучением условий, благоприятных для крупномасштабного проявления железомарганцевого конкрецьеобразования. Связь железомарганцевых конкреций с определенными вещественно-генетическими типами донных осадков является важным прогностическим признаком как на региональном этапе геолого-разведочных работ, так и при изучении локальных объектов. Некоторые исследователи [14, 15] полагают, что скорость осадконакопления — ведущий фактор конкрецьеобразования, а наиболее благоприятными для формирования богатых металлами конкреций являются обстановки, характеризующиеся минимальными скоростями седимента-

ции (менее 3 мм в 1000 лет). Пока не существует единого мнения относительно достоверности определения скорости роста конкреций, характера взаимосвязи этого параметра с их составом. Вызывает определенное недоумение такой парадокс, как продолжительное сохранение медленно растущих конкреций на поверхности донных осадков, накапливающихся во много раз быстрее.

Скорость накопления донных осадков может определяться биостратиграфическими (радиолариевый, форамниферовый, кокколитовый), палеотемпературным, палеомагнитным, литологическим, геохронологическим методами, а также методом седиментационных сосудов (по взвеси). Принципы измерения, история развития методов и их технология довольно полно рассматривались Ю. В. Кузнецовым, В. М. Купцовым, А. П. Лисицыным, Т. Л. Ку и др. [6, 8, 13, 23]. Палеомагнитный метод изучения океанских осадков почти четверть века последовательно развивался Т. И. Линьковой. Этот метод использует явление инверсии магнитного поля, состоящее в периодической смене полярности магнитного диполя Земли. Остаточная намагниченность донных осадков, несмотря на низкие абсолютные значения, сохраняется в осадочном чехле океана и позволяет выделить палеомагнитные зоны различной полярности: прямую, если вектор остаточной намагниченности совпадает с направлением вектора современно-

* Печатается в дискуссионном порядке.

** В настоящее время только по Тихому океану в СССР и за рубежом опубликовано свыше 135 работ, посвященных изучению скоростей роста конкреций и осадконакопления.

го магнитного поля, и обратную, если остаточная намагниченность ему противоположна. Для верхних частей разрезов, представленных плюцен-четвертичными отложениями, палеомагнитная шкала хорошо изучена и датирована.

Палеомагнитный метод дает возможность определить среднюю скорость осадконакопления в пределах любой палеомагнитной зоны, границы которой датированы. При широких региональных построениях чаще всего используется самая верхняя палеомагнитная зона Брюнес, позволяющая составить карту распределения скоростей осадконакопления для всего океана в голоцене и плейстоцене [5].

В радиологических методах используется радиоактивный распад изотопов ^{230}Th , ^{231}Pa , ^{14}C , ^{10}Be , ^{26}Al . Подробно эти методы рассмотрены в ряде работ [6, 7, 8, 23]. Наиболее надежными и универсальными являются иониевый и протактиниевый [7, 8] методы, основанные на изучении сдвига радиоактивного равновесия между членами радиоактивных рядов.

Для успешного применения иониевого и протактиниевого методов необходимы следующие условия: 1) избыточная концентрация дочерних изотопов по отношению к материнским; 2) постоянная скорость осаждения ^{230}Th и ^{231}Pa в течение датируемого интервала времени; 3) отсутствие диффузионной миграции анализируемых изотопов в толще донных осадков.

При соблюдении этих условий кривая распределения концентраций ^{230}Th и ^{231}Pa имеет в верхней части колонки донных осадков вид экспоненты, фиксирующей уменьшение их содержания до достижения радиоактивного равновесия.

По данным работы [7], поведение иония и протактиния в донных осадках Тихого океана идентично поведению железа и марганца. Аккумуляция радионуклидов происходит при их абсорбции пелитовым материалом, а также гидроокислами железа и марганца из морской воды. Процесс выщелачивания донных осадков затрагивает только подвижные формы железа и марганца, силикатная часть хорошо удерживает сорбированные радиоактивные компоненты.

Среди методов, использующих космоизотопы (^{14}C , ^{10}Be , ^{26}Al), наиболее широко применяется радиоуглеродный. Предполагается, что космоизотоп ^{14}C входит в состав океанического биоса, который, отмирая, переводит его в донные осадки. Радиоуглеродный метод требует значительных по весу проб, содержащих преимущественно CaCO_3 , и хорошей структурной сохранности самых верхних частей колонок. В отличие от ^{14}C , космоизотопы ^{10}Be и ^{26}Al имеют большие периоды полураспада и, следовательно, требуют более строгого соблюдения исходных допущений на протяжении длительного времени. Что-

бы снизить влияние отклонений от идеальных условий, используются отношения $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$, $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$.

Для металлоносных осадков используются отношения изотопов уран-ториевого ряда $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$; $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$; $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$; $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$; $^{226}\text{Ra}/^{230}\text{Th}$. Когда в донных осадках присутствуют прослойки туфогенного материала, используется калий-аргоновый метод.

В настоящее время скорость осадконакопления определяется преимущественно палеомагнитным методом [11, 12, 17, 18, 26], реже иониевым и совсем редко радиоуглеродным, бериллиевым и калий-аргоновым методами [19, 20, 27, 28].

Скорость роста железомарганцевых конкреций и корок определяется в основном радиоизотопными методами, а также косвенно с помощью микропалеонтологических данных, по степени рацемизации аминокислот и палагонизации базальтов [4]. Попытки использовать радиевый метод не увенчались успехом [9].

Вследствие миграции радия из поверхностных слоев в глубь стяжений и в придонную воду, экспоненциальная кривая понижения активности радия от внешних слоев к внутренним, вызванная радиоактивным распадом, существенно искажена.

Принцип применения иониевого метода определения скорости роста железомарганцевых конкреций основан на экспоненциальном снижении активности ^{230}Th от внешних частей конкреции к ее центру [7, 8, 23]. Могут существовать два объяснения такому поведению иония: первое связано с радиоактивным распадом, второе — с диффузией из морской воды. В настоящее время этот вопрос уже не является предметом дискуссии, так как убедительно показано [7, 23], что ионий включается в постепенно растущие слои гидроокислов железа и марганца и в диффузионной миграции не участвует.

Модификацией иониевого метода является α -радиографический метод, основанный на изучении распределения общей α -активности на срезах железомарганцевых конкреций. Метод дает хорошие результаты, позволяет измерять скорости роста конкреций по достаточно мощным оболочкам [24, 25]. Успешно используется микропалеонтологический анализ включенных в конкреции фораминифер, кокколитов, радилярий и диатомей. Если ядро конкреции сложено костным материалом, его возраст можно определять по степени рацемизации аминокислот. Этот метод состоит в измерении оптических параметров образцов, закономерно меняющихся по мере их старения.

Скорость роста конкреций с базальтовым ядром может определяться по степени палагонизации базальтового обломка.

По Тихому океану известно около 250 определенных скоростей роста железомарганцевых конкреций и корок [4, 7, 11, 12, 16, 19, 20—24 и др.]. Основная их часть (195 определений) — 87 % от общего количества замеров, получена иониевым и α -радиографическим методами. Замеры бериллиевым методом составляют чуть более 10 %. Остальные методы, в том числе и палеомагнитный, использовались в единичных случаях.

В 8-м рейсе НИС «Академик Александр Виноградов» (1986 г.) было проведено целенаправленное изучение палеомагнитных характеристик конкреций Тихого океана. Методика исследований заключалась в определении полярности вектора естественной остаточной намагниченности (*ЕОН*) в разрезе железомарганцевых корок и конкреций непосредственно на борту судна. Предварительно устанавливалась ориентировка конкреций «верх — низ» по морфологическим признакам или положению конкреций на подстилающих осадках. По сечению стяжений от поверхности к внутренним частям выпиливались взаимориентированные образцы кубической формы размером не более 5—7 мм.

Измерение величин и направлений вектора *ЕОН* в образцах проводилось сразу после распиловки на рокгенераторе ИОН-1 (экспедиционный вариант с повышенной чувствительностью). Образцы подвергались ступенчатому размагничиванию в переменном магнитном поле с целью выделения стабильной компоненты вектора *ЕОН*. При интерпретации выявленной инверсии геомагнитного поля предполагалось, что первое от поверхности конкреций изменение знака полярности вектора *ЕОН* обусловлено границей Матуяма — Брюнес. По этой методике изучались поднятые в центральной части Тихого океана на ст. В8-776 ($\varphi = 21^{\circ}31,7$ с. ш., $\lambda = 159^{\circ}09,5$ в. д.) с глубины 3600 м железомарганцевые корки и подстилающие их осадки. Исследования проводились по нескольким параллельным срезам корок толщиной до 35 мм. В них обнаружена смена полярности вектора *ЕОН* на горизонте 12 мм от поверхности. В той же части Тихого океана на ст. В8-801 ($\varphi = 20^{\circ}24,0$ с. ш., $\lambda = 160^{\circ}36,0$ в. д.) с глубины 2100 м поднята конкреция, имеющая рудную оболочку до 38 мм. В ней обнаружена смена полярности на горизонте 15 мм от поверхности. Новые данные дали очень высокую (17—20 мм в млн лет) скорость нарастания рудного вещества за период палеомагнитной эпохи Брюнес.

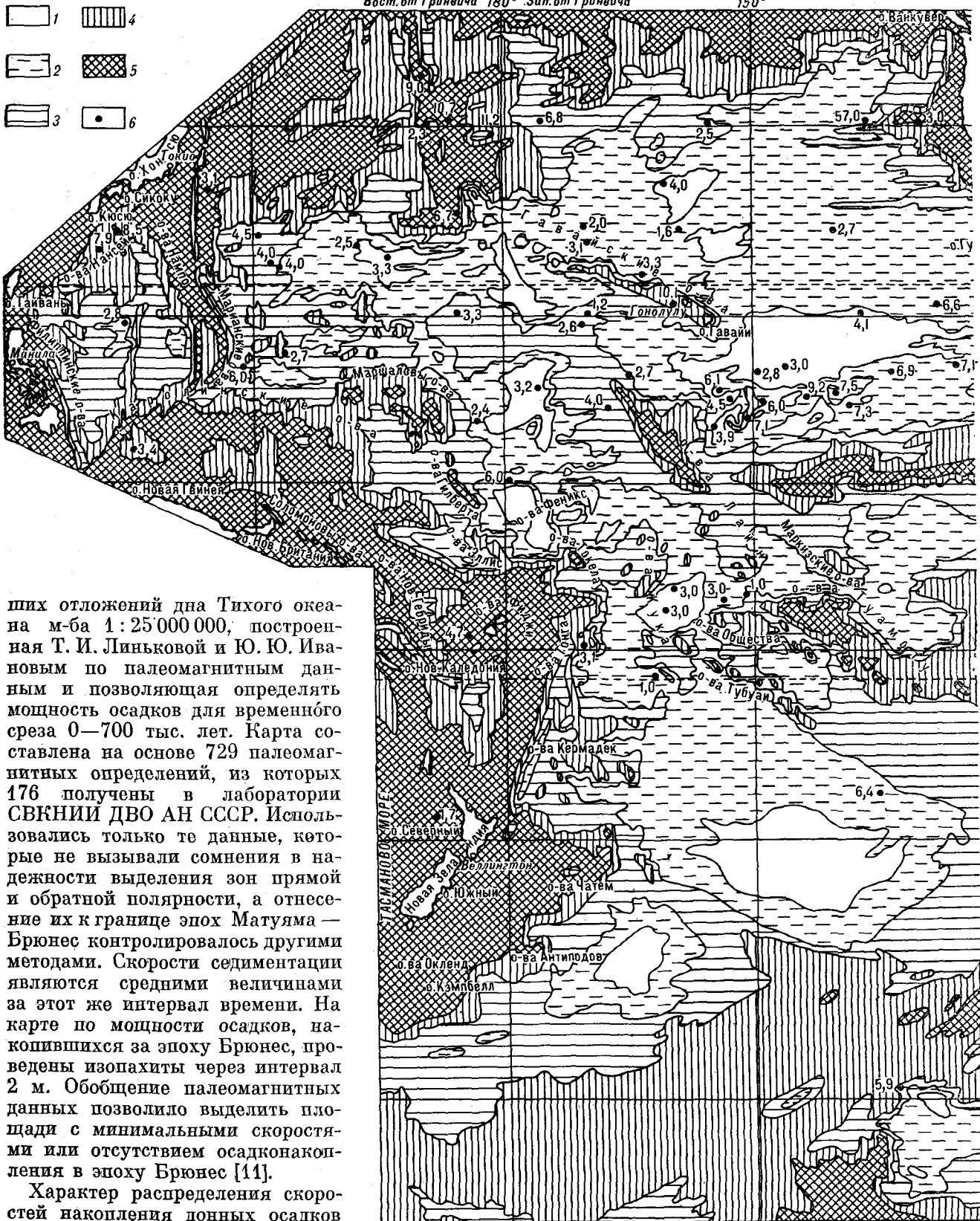
Из центральной части Тихого океана (поле Клариион-Клиппертон) изучены две конкреции станций В8-826 ($\varphi = 09^{\circ}45,5$ с. ш., $\lambda = 142^{\circ}26,4$ в. д., глубина 4440 м) и В8-847 ($\varphi = 10^{\circ}03$ с. ш., $\lambda = 146^{\circ}23$ в. д., глубина 5020 м). Мощность рудной оболочки конкреции ст. В8-826 составляет 35 мм, ст. В8-847 — 20 мм. В них установ-

лен знак наклона вектора *ЕОН*, противоположный знаку наклона современного геомагнитного поля. Можно предположить, что отложение рудного вещества в этих конкрециях либо не происходило в течение последних 700 тыс. лет, либо его мощность незначительна (менее 2 мм). В северной части поля Клариион-Клиппертон с глубины 4960 м поднята конкреция (ст. В8-881, $\varphi = 14^{\circ}58,5$ с. ш., $\lambda = 131^{\circ}48,5$ в. д.), в которой по всей толщине рудной оболочки (более 20 мм) и в разных сечениях направления наклона совпадает с направлением современного геомагнитного поля.

Результаты палеомагнитных исследований конкреций в целом не противоречат данным, полученным другими методами. Однако нужно иметь в виду, что столь незначительные темпы отложения рудного вещества позволяют надежно выделять зоны полярности *ЕОН* продолжительностью не менее 10^5 лет, при условии, что количество изучаемого материала отвечает требованиям чувствительности измерительной аппаратуры.

Таким образом, в поле Клариион-Клиппертон процесс конкрециеобразования может иметь прерывистый характер. На севере образование конкреций началось не ранее 700 тыс. лет назад и охватывает временной интервал палеомагнитной эпохи Брюнес; на юге отложения рудного вещества в эпоху Брюнес не происходило, и формирование конкреций можно отнести к периоду палеомагнитной эпохи Матуяма с ее обратной полярностью геомагнитного поля или значительно древнее.

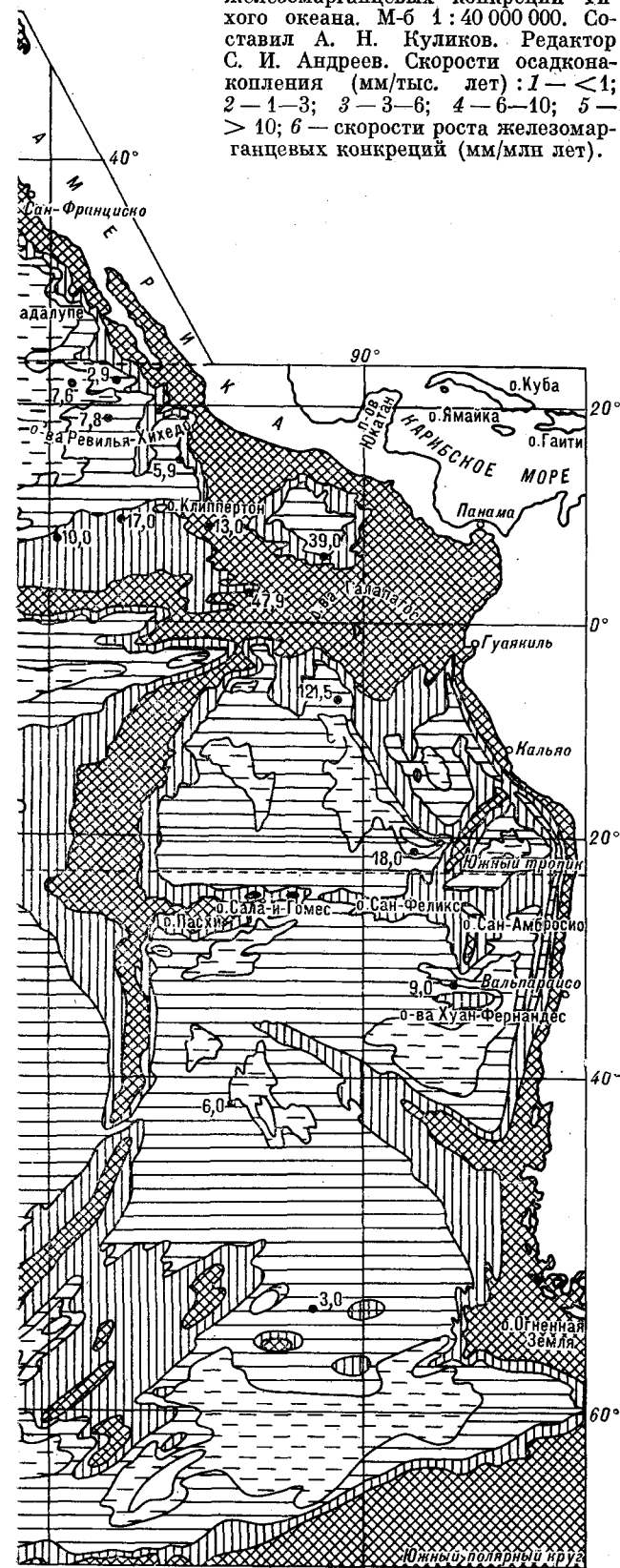
Скорость осадконакопления определялась в основном двумя методами: палеомагнитным и иониево-протактиниевым. Расхождение между ними обычно не превышает 10 %. Это позволило при построении карты скоростей осадконакопления использовать все результаты, насчитывающие 816 определений, не внося систематических поправок. По литологическому составу донные осадки разделены с определенной долей условности на четыре группы: карбонатные (CaCO_3 —10 % и более), кремнистые илы (содержание кремнезема аморфного 10—30 %), кремнистые глины (содержание кремнезема аморфного от 5 до 10 %) и красные глубоководные глины. На карте скоростей осадконакопления и роста железомарганцевых конкреций Тихого океана (рис. 1) принята использованная ранее А. П. Лисицыным [13] градация по скоростям осадконакопления. Интерполяция значений между точками производилась с учетом карты донных осадков Тихого океана, составленной во ВНИИОкеанология в м-бе 1:12 000 000 в 1982 г., а для Северной приэкваториальной зоны в м-бе 1:2 000 000 в 1985 г. В качестве важного сопоставительного материала служила карта скоростей седиментации и мощностей новей-



ших отложений дна Тихого океана м-ба 1 : 25 000 000, построенная Т. И. Линьковой и Ю. Ю. Ивановым по палеомагнитным данным и позволяющая определять мощность осадков для временного среза 0—700 тыс. лет. Карта составлена на основе 729 палеомагнитных определений, из которых 176 получены в лаборатории СВКНИИ ДВО АН СССР. Использовались только те данные, которые не вызывали сомнения в надежности выделения зон прямой и обратной полярности, а отнесение их к границе эпох Матуяма — Брюнес контролировалось другими методами. Скорости седиментации являются средними величинами за этот же интервал времени. На карте по мощности осадков, накопившихся за эпоху Брюнес, проведены изопахиты через интервал 2 м. Обобщение палеомагнитных данных позволило выделить площади с минимальными скоростями или отсутствием осадконакопления в эпоху Брюнес [11].

Характер распределения скоростей накопления донных осадков в Тихом океане имеет самую тес-

Рис. 1. Карта распределения скоростей осадконакопления и роста железомарганцевых конкреций Тихого океана. М-6 1:40 000 000. Составил А. Н. Куликов. Редактор С. И. Андреев. Скорости осадконакопления (мм/тыс. лет): 1—<1; 2—1—3; 3—3—6; 4—6—10; 5—>10; 6— скорости роста железомарганцевых конкреций (мм/млн лет).



ную связь с двумя главнейшими факторами: широтной (климатической) и циркумконтинентальной зональностью. Сочетание этих факторов приводит к образованию в Тихом океане двух седиментационных минимумов (скорость осадконакопления <1 мм в тысячу лет). Центр одного из них размещается в Северо-Восточной котловине, центр другого — в Южной. Разрозненные по площади, менее значительные седиментационные минимумы располагаются в пределах абиссальной полосы (Центральная котловина) между островными поднятиями Лайн и Гильберта — Маршалловых островов. Выделявшиеся ранее седиментационные минимумы в Перуанской котловине, в треугольнике между Чилийским и Южно-Тихоокеанским поднятиями сохраняются как площади с относительно пониженными скоростями накопления донных осадков от 1 до 6 мм в тысячу лет на фоне значений 10 мм в тысячу лет и более.

Седиментационные максимумы выделяются по периферии Тихоокеанского бассейна. На западе и востоке они обязаны своим происхождением циркумконтинентальной зональности. Контуры изолиний различных значений скорости осадконакопления находятся в согласии с контурами суши.

На севере и юге Тихого океана проявляется более сильное влияние широтной климатической зональности и тесно связанной с ней биологической продуктивности. Пояса интенсивного кремненакопления связаны с крупными океанскими течениями: Северо-Тихоокеанским и течением Западных ветров, благоприятствующими высокому темпу отложения в первую очередь диатомовых осадков. На севере Тихого океана влияние Северо-Тихоокеанского течения настолько существенно, что граница между областями низкого и высокого темпов осадконакопления отклоняется от широтного в северо-восточном направлении согласно с ориентировкой течения.

В центре океана отмечается наложение двух крупных зон с высокими скоростями осадконакопления. Одна из них субширотная, обусловленная климатической зональностью, протягивается вблизи экватора, согласуясь с положением Южного пассатного течения и экваториальной зоной дивергенции. Эта экваториальная область отличается интенсивным накоплением как карбонатного, так и кремнистого материала.

Почти ортогонально к экваториальной зоне располагается относительно узкая и протяженная зона георифтогенали срединно-океанического хребта, в пределах которой отмечены высокие скорости накопления преимущественно карбонатных осадков.

Субширотный экваториальный максимум осадконакопления делит абиссальную равнину Тихого океана, расположенную к западу от

Скорости осадконакопления в приэкваториальной зоне Тихого океана, мм/1000 лет

Западная миопелагическая зона	Зона со смешанным мио- и эвпелагическим режимом осадконакопления	Эвпелагическая зона	Океанические поднятия	Восточная миопелагическая зона
Восточно-Каролинская котловина К-10,9 (5) КГГ-7,0 (4)	Центральная котловина К-1,7 (4) Кри-3,5 (29) КрГ-3,4 (4) КГГ-1,2 (33)	Северо-Восточная котловина Район Мендосино-Кларрион К-2,8 (4) Кри-1,0 (3) Район Кларрион-Клиппертон К-0,8 (3) Кри-3,0 (40) КрГ-0,6 (25)	Восточно-Тихоокеанское К-6,4 (9) Поднятие Лайн-Туамоту К-15,7 (5) Гавайское К-2,8 (1)	Перуанская котловина К-3,7 (13) Кри-4,5 (2) Гватемальская котловина К-10,0 (4) Кри-4,2 (2) КГГ-2,6 (3) Панамская котловина К-54,2 (3)
Меланезийская котловина К-11,4 (24) КГГ-1,24 (2)				
Восточно-Марианская котловина К-10 (1) Кри-4,2 (1) КГГ-2,6 (3)				

Примечание. К — карбонатные илы, Кри — кремнистые илы, КрГ — кремнистые глины, КГГ — красные глубоководные глины. В скобках — число определений скорости осадконакопления.

срединно-океанического хребта, на два гигантских океанических бассейна с эвпелагическим режимом осадконакопления, в центре которых размещаются седиментационные минимумы. Пояс седиментационных максимумов вдоль оси срединного хребта отделяет океанические бассейны центральной части Тихого океана от лежащих к востоку (Перуанская, Чилийская, Гватемальская котловины) с миопелагическим режимом осадконакопления. Скорости накопления адекватных по вещественному составу донных осадков к западу и востоку от этого пояса различаются почти на порядок. Анализ карты скоростей осадконакопления и роста железомарганцевых конкреций Тихого океана (см. рис. 1) позволяет выделить третий важный фактор, действующий наравне с двумя первыми. Его можно назвать морфоструктурным. В отличие от климатического он районирует океан в субмеридиональном плане. Схема такого районирования в интервале экваториальных широт к северу и югу до 20° выглядит так: к востоку от Марианских и Каролинских островов до цепи Маршалловых островов и островов Гильберта — Тувалу режим осадконакопления миопелагический. Между цепью островов Маршалловых — Гильберта — Тувалу и Лайн режим осадконакопления смешанный: наряду с абиссальными бассейнами с типичным эвпелагическим режимом (северная часть Центральной котловины) на значительной площади развит миопелагический режим. К востоку от островов Лайн, вплоть до Восточно-Тихоокеанского поднятия, преобладает эвпелагический режим осадконакопления, нарушаемый только в экваториальной зоне существующим здесь поясом интенсив-

ной биологической продуктивности. К востоку от Восточно-Тихоокеанского поднятия режим осадконакопления близок к миопелагическому, а по мере приближения к материковому склону становится гемипелагическим.

В табл. 1 этот тип зональности проиллюстрирован на примере отдельных котловин. Из таблицы видно, что скорости накопления одних и тех же типов донных осадков в разных седиментационных зонах существенно различаются. Проявляющаяся таким образом субмеридиональная зональность распределения скоростей осадконакопления в Тихом океане, наиболее четко выраженная в приэкваториальной зоне, накладывается на субширотную климатическую, осложняя контроль за распределением железомарганцевых конкреций и кобальтоносных марганцевых корок. Выявляющаяся при этом связь между скоростью осадконакопления и конкрециеобразованием представляется многозначной, а применявшийся многие годы принцип выделения перспективных конкрециеносных площадей по минимальным значениям скорости осадконакопления не выглядит универсальным. Известные седиментационные минимумы в Северо-Восточной и Южной котловинах (см. рис. 1) совпадают с участками слабой конкрециеносности. Самое богатое в Мировом океане поле Кларрион-Клиппертон располагается в пределах площади со скоростью осадконакопления 1—3 мм в тысячу лет. Другое крупное поле конкреций — Перуанское, размещается на участке дна со скоростью осадконакопления 4—5 мм в тысячу лет и даже выше.

В Тихом океане выделяются четыре геохимических типа железомарганцевых конкреций

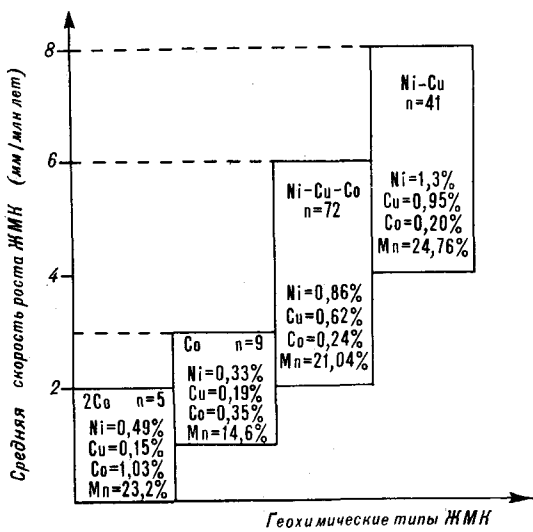


Рис. 2. Скорости роста железомарганцевых конкреций (ЖМК) различной геохимической специализации.

и корок: никель-медные — тип Кларифон-Клиппертон; никель-медь-кобальтовые — Центрально-Тихоокеанский; бедные кобальтовые — Южно-Тихоокеанский; богатые кобальтовые — тип Гавайский [1]. На протяжении длительного периода преобладала концепция о чрезвычайно медленном росте самых богатых никель-медных конкреций. Предполагалось, что железомарганцевая матрица может в этом случае сорбировать большие порции переходных металлов в расчете на единицу объема [5, 15]. Быстрый рост рассматривался как негативный признак возможного обогащения конкреций рудными компонентами.

Анализ собственных и опубликованных материалов по скоростям роста конкреций показал, что реальная картина формирования конкреций выглядит иначе [1—3, 16]. Конкреции никель-медной специализации имеют скорость роста 4—8 мм в млн лет (41 определение) (рис. 2),

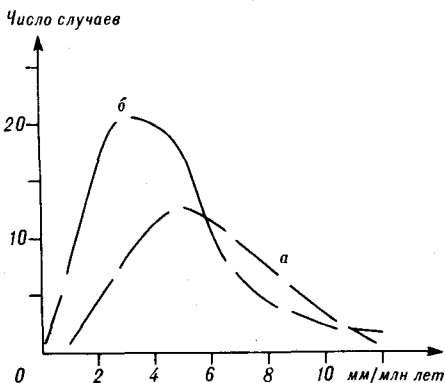


Рис. 3. Распределение скоростей роста в конкрециях никель-медной (а) и никель-медь-кобальтовой (б) специализаций.

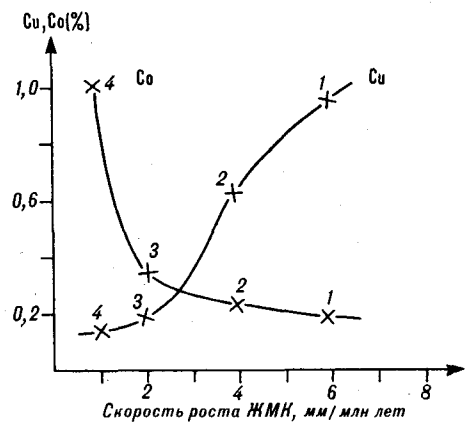


Рис. 4. Связь содержаний Cu и Co со скоростью роста железомарганцевых конкреций и корок различной геохимической специализации. Цифрами показаны геохимические типы железомарганцевых конкреций:

1 — Ni — Cu; 2 — Ni — Cu — Co; 3 — Co; 4 — 2Co.

никель-медь-кобальтовые — 2,6 мм в млн лет (89 определений) (рис. 3), кобальтовые (бедные) — 1—3 мм в млн лет (9 определений), кобальтовые богатые — 0,8—2,0 мм в млн лет (5 определений).

Интервалы скоростей роста конкреций различной геохимической специализации смещены относительно друг друга (см. рис. 2), при этом нарастание скорости идет от конкреций, обедненных никелем и медью, к обогащенным этими металлами. Наилучшую положительную корреляцию со скоростью роста имеет медь, а отрицательную кобальт (рис. 4). П. Хальбах с соавторами [16] отмечал, что на подводных горах в богатых кобальтом образованиях содержание кобальта тем выше, чем ниже скорость роста железомарганцевой корки. По нашим данным, минимальная скорость роста корок характерна для нижних поверхностей глыб.

Марганец ведет себя двойственно (см. рис. 2), его содержание убывает от никель-медных, через никель-медь-кобальтовые, к кобальтовым (бедным) конкрециям, а в кобальтобогатых конкрециях резко возрастает. Вероятно, первоисточник марганца различен. В первых трех типах конкреций поставщиками этого элемента являются водная толща океана и диагенетический привнос. В последнем наравне с водной толщей поставка марганца связана с выщелачиванием океанических базальтов подводных гор.

Как показал В. Б. Курносоев [10], потеря марганца в базальтах Императорских гор под воздействием инфльтрационных вод достигает 19%, никеля — 26, кобальта — 18%. При этом выщелачивание базальтов идет особенно интенсивно при дефиците кислорода в океанической воде, что отчасти объясняет совпадение про-

дуктивного батиметрического интервала кобальтобогатых железомарганцевых корок (600—2200 м) и слоя кислородного минимума в толще океанической воды (200—2000 м).

Богатые рудными компонентами конкреции никель-медной специализации залегают преимущественно на радиоляриево-диатомовых илах (скорость накопления 3 мм в тыс. лет), реже на красных глубоководных глинах (0,6 мм в тыс. лет). В Перуанской котловине конкреции этого типа могут встречаться на карбонатнокремнистых осадках, скорость накопления которых 4—5 мм в тыс. лет. Конкреции северо-восточной части Перуанской котловины растут быстрее, чем их аналоги в Центральной и Северо-Восточной котловинах. Для Северной приэкваториальной зоны в целом подмечено прямое соответствие между скоростью осадконакопления и скоростью роста железомарганцевых конкреций. В поле Кларнион-Клиппертон на осадках с низкой скоростью накопления (красные глубоководные глины — 0,6 мм в тыс. лет) скорость роста конкреций составляет около 4 мм в млн лет. Эти конкреции хотя и имеют никель-медную геохимическую специализацию, но по содержанию никеля и меди (1,7 %) уступают сформированным на радиоляриево-диатомовых илах. В последнем случае сумма никеля и меди в конкрециях достигает 2,4—2,6 %, скорость их образования 6—8 мм в млн лет. Та же картина наблюдается в Центрально-Тихоокеанском поле, где обогащенные никелем и медью конкреции залегают на осадках с повышенной скоростью накопления — порядка 4,8 мм в тыс. лет.

Таким образом, богатые никелем, медью и марганцем конкреции не только растут быстрее, но и ассоциируют с донными осадками, характеризующимися повышенной скоростью накопления по сравнению с медленно образующимися их генотипами. В различных котловинах значения благоприятных для конкрециеобразования скоростей осадконакопления существенно варьируют. Так, для Северо-Восточной котловины между разломами Кларнион и Клиппертон она составляет 3—4 мм в тыс. лет, на севере Центральной котловины — 3—6, в Перуанской — 4—5 мм в тыс. лет.

Высокая скорость роста богатых рудных конкреций никель-медной специализации, вероятно, связана с подтоком вещества, освобождающегося при диагенезе подстилающих осадков. Скорость роста нижних оболочек таких конкреций в 1,3—1,7 раза выше, чем верхних (табл. 2).

Взаимоотношения донных осадков и железомарганцевых конкреций содержат в себе два труднообъяснимых парадокса: конкреции растут на три порядка медленнее, но сохраняются на поверхности дна. Кроме того, конкреции имеют удельный вес 1,8—2,05 г/см³, который превосходит удельный вес осадков 1,2—1,3 г/см³.

Скорость роста различных частей конкреций никель-медной специализации (α -радиографический метод, определения авторов). Поле Кларнион-Клиппертон

Измеренная часть конкреции	Скорость роста, мм в млн лет	Измеренная часть конкреции	Скорость роста, мм в млн лет
Верх	8,8	Верх	9,2
Низ	15,5	Низ	15,3
Верх	8,3	Верх	6,7
Низ	12,7	Низ	10,6
Верх	4,2	Верх	4,0
Низ	5,8	Низ	7,1
Верх	12,2	Верх	14,4
Низ	18,7	Низ	21,7
Верх	9,3	Верх	12,3
Низ	12,9	Низ	15,7

По всем законам гидростатики они должны «тонуть» в осадках, а не сохраняться на поверхности дна десятки и сотни тысяч лет. Не отрицая определенной роли гидростатических сил выталкивания, объяснить это явление, по-видимому, можно с позиции физико-механических свойств осадков — их несущей способности. Даже такие слабоконсистентные отложения, как кремнистые илы, могут выдерживать в ненарушенном состоянии давление до 5—12 г/см². Расчет удельного давления конкреций различного размера был произведен по фракциям: 2—4; 4—6; 6—8; 8—10 см (табл. 3). Без учета гидростатических сил выталкивания, действующих на «минеральный скелет» конкреций, значения их удельных давлений (3—5 г/см²) уступают или равны предельной способности донных осадков удерживать на своей поверхности посторонний предмет. Иными словами, то незначительное уплотнение осадков, которое происходит под влиянием начального диагенеза, вполне обеспечивает устойчивое положение конкреций на поверхности дна.

Вторым аспектом этого же вопроса является то, что медленно растущие конкреции не только не тонут, но и не «засыпаются» дождем осадочного материала, а держатся как бы «на плаву». Здесь возможное объяснение состоит в том,

Т а б л и ц а 3

Давление, оказываемое железомарганцевыми конкрециями на подстилающие донные осадки

Средние поперечные размеры конкреций, см	Средний вес конкреций, г	Удельное давление, г/см ²
3,0	10—20	3
5,0	50—65	3
7,0	100—160	3—4
9,0	200—300	4—5

что, казалось бы, должно было приводить к обратной картине. Из-за существенного различия в скоростях роста конкреций и накопления донных осадков различной природы ассимиляции вещества в тех и других детритный материал скорее сползает или сносится с поверхности конкреций придонными течениями, чем успевает быть вовлеченным в крайне медленный процесс роста конкреций. Опасность захоронения конкреций появляется не вследствие медленного роста, а по мере увеличения их поперечных размеров. Вместе с увеличением объема конкреции растет удельное давление (это происходит от того, что вес конкреций увеличивается пропорционально кубу радиуса, а поверхность опоры — пропорционально квадрату радиуса), и может наступить момент, когда оно превысит несущую способность подстилающих донных осадков. Иными словами, крупные конкреции имеют больше вероятности быть захороненными, чем мелкие.

Стремление к сохранению установившегося равновесия между конкрециями и донными осадками приводит к уплощению формы, появлению таких своеобразных морфотипов, как дискоидальные с выступающим по горизонтальному периметру пояском, еще более увеличивающим площадь опоры конкреции на подстилающие донные осадки. В какой-то мере форма конкреции является средством «ее борьбы за существование». Можно предположить, что на слабоконсистентных радиоляриево-диатомовых илах другие морфотипы и не могут успешно развиваться вследствие своего высокого давления на подстилающие осадки. На поверхности дна, покрытой кремнистой или, тем более, красной глубоководной глиной, имеющими более высокую несущую способность ($19-24 \text{ г/см}^2$), морфотипы разнообразнее. Среди них могут встречаться сферо- и эллипсоидальные стяжения. В этом случае нередко обнаруживаются валуны от 6 до 25 см в поперечнике, сложенные габброидами, гипербазитами, плагиогранитами, кристаллическими сланцами и песчаниками, скорее всего обязанные своим происхождением ледовому разносу. Удельный вес этих пород варьирует от $2,50$ до $2,90 \text{ г/см}^2$. Давление на

1 см^2 при уплощенной их форме может составить $14-15 \text{ г/см}^2$, что не превосходит несущей способности красных глубоководных глин и позволяет эрратическим валунам сохраняться на поверхности дна.

Основные выводы. Несмотря на ряд допущений, радиологические и палеомагнитный методы дают возможность определять с достаточной достоверностью если не абсолютные, то относительные скорости роста железомарганцевых конкреций и осадконакопления.

Оптимальная для конкрециеобразования скорость осадконакопления меняется от одной структуры океана к другой, но она не является минимальной: в поле Клариян-Клиппертон этот процесс наиболее широко идет при скорости осадконакопления в среднем 3 мм в тыс. лет и затухает при повышении или понижении темпа осадконакопления, в Перуанской котловине в конкреционных районах скорость осадконакопления $4-5 \text{ мм}$ в тыс. лет.

Из геохимических типов конкреций наиболее быстро растут ($4-8 \text{ мм/млн лет}$) богатые рудные конкреции никель-медной специализации (тип Клариян-Клиппертон), в формировании которых существенную роль играют процессы раннего диагенеза донных осадков. Наиболее медленно растут ($< 2 \text{ мм/млн лет}$) богатые кобальтом конкреционные образования, формирующиеся преимущественно водородным путем.

Процесс формирования конкреций в некоторых районах океана мог быть многостадийным. Это находит свое отражение в различной намагниченности конкреций, например на севере и на юге поля Клариян-Клиппертон, и подтверждается находками более древних конкреций в ядрах более молодых.

Рост железомарганцевых образований — процесс неравномерный. В конкрециях никель-медной геохимической специализации за счет диагенетической поставки материала нижние части растут в $1,3-1,7$ раза быстрее верхних. У кобальтобогатых корок наблюдается обратное: за счет водородной поставки материала корки, формирующиеся на верхних поверхностях глыб, растут быстрее, чем образующиеся на нижних.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев С. И., Аникеева Л. И., Ванштейн Б. Г. Геохимические типы железомарганцевых конкреций Тихого океана и их связь с геологическим строением. — Владивосток, 1983. — С. 3—6.
2. Андреев С. И., Куликов А. Н., Аникеева Л. И. Скорости осадконакопления в районах конкрециеобразования Тихого океана // Сов. геол. — 1986. — № 6. — С. 71—77.
3. Андреев С. И., Куликов А. Н. Скорости седиментации в районах железомарганцевого конкрециеобра-

зования Тихого океана // Докл. АН СССР. — 1987. — Т. 297, № 3. — С. 665—668.

4. Батурич Г. Н. Геохимия железомарганцевых конкреций океана. — М.: Наука, 1986. — 328 с.
5. Безруков П. Л., Скорнякова Н. С. и др. Железомарганцевые конкреции Тихого океана. — М.: Наука, 1976. — 301 с.
6. Кузнецов Ю. В. Радиохронология океана. — М.: Атомиздат, 1976. — 280 с.

7. Кузнецов Ю. В., Поспелов Ю. Н. Скорости роста железомарганцевых конкреций Тихого и Индийского океанов // *Радиохимия*.— 1978.— Т. 20, № 3.— С. 463—468.
8. Купцов В. М. Абсолютная геохронология донных осадков океанов и морей.— М.: Наука, 1986.— 271 с.
9. Курбатов Л. М. Радиоактивность донных отложений озер и морей СССР // *Арктика*.— 1936.— № 4.— С. 95.
10. Курносов В. Б. Гидротермальные изменения базальтов в Тихом океане и металлоносные отложения.— М.: Наука, 1986.— 251 с.
11. Линькова Т. И., Иванов Ю. Ю. Характер распределения мощностей плейстоценовых осадков в северной части Тихого океана (палеомагнитные данные) // *Геология океанов и морей. Тез. докл. VII Всесоюзной школы морской геологии*. Т. 1.— М., 1986.
12. Линькова Т. И. Палеомагнетизм верхнекайнозойских осадков Мирового океана.— М.: Наука, 1984.— 130 с.
13. Лисицын А. П. Осадконакопление в океане.— М.: Наука, 1974.— 437 с.
14. Скорнякова Н. С., Безруков П. Л., Мурдма И. О. Основные закономерности распространения и состава полей океанских железомарганцевых конкреций // *Литол. и полезн. ископаемые*.— 1981.— № 5.— С. 51—63.
15. Стразов Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза.— М.: Наука, 1976.— 300 с.
16. Halbach P., Sege M. et al. Co-fluxes and growth rates in ferromanganese deposits from Central Pacific seamount areas // *Nature*.— 1983.— V. 304.— P. 716—719.
17. Joshima M. Remanent magnetization of piston cores from the wake-tahititransect in the Central Pacific // *Geological Survey of Japan, Cruise report*.— 1982.— N. 18.— P. 276—287.
18. Kobayashi et al. Paleomagnetic results of deep-sea sediment cores collected by the P. V. Hakuho Maru in period 1968—1977 // *Compiled with associated information Bull. Ocean. Res. Inst., Univ.— Tokyo*. 1980.— N 13.
19. Krishnaswami S., Cochran J. K. Uranium and thorium series nuclides in oriented ferromanganese nodules: growth rates, turnover times and nuclide behaviour // *Earth and Planet. Sci.*— 1978.— V. 40, N 1.— P. 45—62.
20. Krishnaswami S., Mangini A. et al. Be and Th-isotopes in manganese nodules and adjacent sediments // *Ibid.*— 1982.— V. 59, N 2.— P. 217—234.
21. Ku T. L. The uranium-series methods of age determination // *Ibid.*— 1976.— V. 4.— P. 347—379.
22. Ku T. L., Broecker W. S. Radiochemical studies in manganese nodules of deep-sea origin // *Deep-sea Res.*— 1969.— V. 16, N 6.— P. 625—637.
23. Ku T. L., Omuka A., Chen P. S. ¹⁰Be- and U-series isotopes in manganese nodules from the Central North Pacific // *Marine Geology and Oceanography of the Central Pacific manganese Province*.— N. Y., 1979.— P. 791—814.
24. Macdougall J. D. The distribution of total alpha radioactivity in selected manganese nodules from the growth processes // *Ibid.*— P. 775—789.
25. Nozaki Y., Yang H. S. Non-destructive alpha-spectrometry and radiochemical studies of deep-sea manganese nodules // *Geochim. and cosmochim. acta.*— 1985.— V. 49, N 8.— P. 1765—1774.
26. Opdyke N. D. Paleomagnetism of deep-sea cores // *Rev Geophys. and space Phys.*— 1972.— V. 10.— P. 213—249.
27. Sharma P., Rama, Moore W. S. Spatial variation of U-Th-series radionuclides and trace metals in deep-sea manganese encrustations // *Earth and Planet. Sci.*— 1984.— V. 67, N 3.— P. 319—326.
28. Sharma P., Somayajulu B. L. K. ¹⁰Be-dating of large manganese nodules from world oceans // *Ibid.*— 1982.— V. 59, N 2.— P. 235—244.

ПГО Сееморгеология
Ленинград
СВКНИИ ДВО АН СССР
Магадан

Поступила в редакцию
9 декабря 1987 г.

ДИСКУССИЯ

Несмотря на интенсивное изучение железомарганцевых конкреций (ЖМК), позволившее приблизиться к проблемам их освоения, многие вопросы, связанные с генезисом, механизмом образования, источниками рудного вещества и пр., остаются не решенными.

Большая часть достоверных сведений относится к статистическим обобщениям имеющегося громадного фактического материала, что позволило составить карты распространения ЖМК, вариаций их химического состава, плотностей залегания и соответствующих связей этих показателей со спецификой подстилающих осадков. Таким путем установлены региональные закономерности океанского рудообразования, в частности и та, что скорость осадконакопления является ведущим фактором конкрецееобразования. По мере снижения темпов осадконакопления, т. е. удаления от континентов, увеличивается вероятность образования конкреций, которая максимального проявления достигает в пелагиали океанов. В том же направлении закономерно увеличиваются отношения Mn/Fe и суммарная обогащенность ЖМК малыми элементами. Серия соответствующих карт, подтверждающих эти выводы, опубликована в 1976 г. [3].

Несколько иной путь обобщений намечается в работах С. И. Андреева, имеющих конечной целью решение производственных задач. В них особо выделяются железомарганцевые стяжения различной геохимической специализации и соответствующие им провинции. Такой подход особенно зоострает самый трудный, пожалуй, вопрос о причинах концентрации в конкрециях разных сочетаний рудных элементов. Авторы приведенной выше статьи пытаются найти связь геохимической специализации конкреций со скоростями их роста и получают закономерный ряд этих изменений от медленно растущих кобальтовых конкреций к быстро растущим никель-медным. Таким образом, можно думать, что причины геохимической специализации конкреций лежат в различных скоростях их образования. Спорность этого тезиса в том, что рост конкреций обусловлен прежде всего темпами нарастания главных рудообразующих элементов — Fe и Mn, а не малых, таких, как Cu, Ni и Co. Наличие основных металлов в окружающей среде — главное условие роста конкреций. Специфика состава основной рудной фазы конкреций обуславливает специфику ее сорбционных свойств. Недочет

этого факта представляется досадным упущением в работе.

Проделанный авторами статистический анализ данных по скоростям роста ЖМК при известной спорности результатов радиометрических методов, лежащих в его основе, несколько снижает однозначность полученных выводов. При этом главным недостатком радиометрических методов является отсутствие учета связи определений с особенностями процесса формирования конкреций. Эталонами сравнения служат изотопные соотношения в морской воде, хотя при диагенетическом механизме формирования конкреций (основном, по нашим данным, [1]) за эталон следовало бы брать соотношения в иловых водах. При этом в каждом конкретном случае определения должны привязываться к конкретным условиям нахождения конкреций, так как состав иловых вод, в отличие от морских, весьма изменчив. Возможно, при такой,

геологически осмысленной постановке определений скорости роста ЖМК не будут столь резко отличаться от скоростей осадконакопления.

Попытка авторов выделить геохимические типы конкреций в зависимости от скоростей роста осложняется и тем фактом, что нередко в конкрециях, поднятых в одной пробе, разница в определениях достигает 5—10-кратных величин независимо от их состава [2].

Тем не менее авторы проделали большую работу, где спорные вопросы сочетаются с интересным фактическим материалом. Они подняли нестандартную для сложившихся представлений проблему оптимальных для конкрециеобразования скоростей осадконакопления, которая, по-видимому, должна все-таки рассматриваться на уровне локальных вариаций, не подвергая сомнению установленные крупные региональные закономерности.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Базилевская Е. С.* Роль диагенеза в формировании железомарганцевых конкреций в рудной провинции Кларифон-Клиппертон // Тихоокеан. геология.— 1985.— № 6.
2. *Батулин Г. Н.* Геохимия железомарганцевых конкреций океана.— М.: Наука, 1986.
3. *Железомарганцевые конкреции Тихого океана.*— М.: Наука, 1976.

*ИТИГ ДВО АН СССР
Хабаровск*

Е. С. Базилевская

УДК 552.6(265)

С. М. Табунов, Ю. И. Томановская, Г. Н. Старуцына

ПЕРВЫЕ НАХОДКИ МЕТЕОРИТОВ НА ДНЕ ТИХОГО ОКЕАНА *

Описаны впервые найденные метеориты (хондри-ты) среди донного каменного материала, поднятого со дна Тихого океана (район Кларифон-Клиппертон). Обращается внимание морских геологов на своеобра-

Выпадающий на Землю из межпланетного пространства мелкий космический материал, представленный железоникелевыми и стекловатыми силикатными шариками, постоянно присутствует в осадках Мирового океана. В приэкваториальной части Тихого океана его максимальное количество в отмывках глубоководной красной глины составляет доли процента [5]. Однако крупный каменный материал внеземного происхождения в осадках Мирового океана пока не отмечался.

Первые метеориты на дне Тихого океана обнаружены при петрографическом изучении донного каменного материала в конкреционных отложениях района разломов Кларифон-Клиппертон. При проведении геологических исследований здесь в поднятых траловых пробах среди 50 угловатых обломков и 210 хорошо окатанных галек разнообразных по составу пород обнаружено семь образцов метеоритов, пять из которых сопровождаются донным каменным материалом, два (обр. 152 и 195) — найдены в красной глубоководной глине, лишенной этого материала. Семь образцов метеоритов подняты в шести пробах, расположенных на относительно небольшой площади размерами 25 × 90 км, вытянутой в меридиональном направлении. В пределах этой площади обнаруженные образцы метеоритов распространены неравномерно: пять образцов, располагаясь кучно на участке 5 × 15 км, приурочены к ее центральной части, два образца находятся в северной (обр. 71-2) и южной (обр. 195) частях.

Размеры найденных образцов метеоритов колеблются в пределах 2—10 см в поперечнике (табл. 1) Форма их округлая, лепешковидная. Они отличаются от донного каменного материала другого состава высоким удельным весом.

* Дискуссию по рассматриваемой проблеме смотри в статье А. А. Маракушева «Хондриды и вариолиты — их сходство и различия».

зие внешнего вида и выветрелость пород внеземного происхождения в осадках Мирового океана, а также на возможность их более частого обнаружения при проведении морских геологических исследований.

Все поднятые образцы метеоритов с краев подверглись сильному выветриванию и имеют бурую кайму лимонитизации, на которую нарастает лимонитовая корка, образовавшаяся, по-видимому, за счет адсорбции гидроокислов железа из донных осадков и частично из морской воды.

Невыветрелые ядра образцов метеоритов состоят из серовато-зеленой тонкокристаллической породы. Макроскопически в ней обнаруживаются четкие округлые горошчатые обособления — шариковые хондры желто-зеленого цвета размером до 2—4 мм. Количество крупных хондр визуально не превышает 10 % объема породы. С учетом мелких (до 0,2—0,5 мм) хондр их общее количество достигает 60 %.

По минералогическому составу среди обнаруженных образцов выделяются две разновидности метеоритов: оливин-пироксеновые и пироксеновые (см. табл. 1).

Оливин-пироксеновые метеориты (обр. 195 и 71-2) характеризуются отчетливой хондритовой структурой: резко очерченные хондры, не соприкасаясь между собой, заключены в очень тонкозернистую непрозрачную темную матрицу. Количество хондр составляет 50—60 %, их преобладающий размер 0,5—1 мм. По структуре среди хондр выделяются микропорфировые,

Таблица 1

Размеры и минералогические типы метеоритов, поднятых со дна Тихого океана

Номер образца	Размеры, см	Минералогический тип
195	10×7×3	Оливин-пироксеновые
71-2	3,5×3×1,5	
105-4	6×4,5×3,5	Пироксеновые
145-1	2,5×2,5×1,5	
145-2	3,5×3×2,5	
152	2,5×1,5×1,5	
154-2	4×3,5×2,5	

зернистые, эксцентрически-лучистые и более редкие колосниковые. Микропорфировые хондры состоят из одного или (реже) нескольких вкрапленников идиоморфного оливина и темной стекловатой массы, в которой иногда видны очень мелкие зерна оливина и рудного минерала. По оптическим константам ($N_g = 1,697$, $N_p = 1,662$ — шлиф 195 и $N_g = 1,703$, $N_p = 1,678$ — шлиф 71-2) оливин вкрапленников микропорфировых хондр соответствует хризолиту (Fo_{13-15}). Иногда оливин вкрапленников содержит неправильные выделения рудного минерала. Зернистые хондры состоят либо из оливина и ромбического пироксена, либо из одного ромбического пироксена в виде идиогранобластового агрегата, иногда с примесью рудного материала, напоминающего по желтоватой окраске в отраженном свете троилит. Хондры, сложенные ромбическим пироксеном, также имеют идиогранобластовую структуру. Иногда в таких хондрах обнаруживается своеобразная флюидальная структура, обусловленная параллельным расположением призматических кристаллов ромбического пироксена относительно внешнего округлого контура хондры. Для эксцентрически-лучистых хондр характерен мономинеральный состав. Они сложены ромбическим пироксеном в виде шестоватых тонкокристаллических агрегатов с одним или несколькими центрами роста. Иногда отдельные участки хондр имеют неправильные извилистые контуры, что, видимо, связано с их частичным оплавлением. Колосниковые хондры сложены ромбическим пироксеном, образующим длиннопризматические кристаллы, расположенные субпараллельно. Пространство между ними выполнено тонкозернистым агрегатом моноклинового пироксена; судя по оптическим свойствам, он соответствует диопсид-авгиту. Для колосниковых и эксцентрически-лучистых хондр характерно отсутствие в них рудных минералов. По оптическим константам ($N_g = 1,677$, $N_p = 1,677$ — шлиф 195 и $N_g = 1,683$, $N_p = 1,673$ — шлиф 71-2) ромбический пироксен хондр оливин-пироксеновых метеоритов отвечает бронзиту (En_{12-14}). Из четырех охарактеризованных структурных типов хондр наибольших размеров (до 2—4 мм) достигают хондры эксцентрически-лучистого строения.

Матрица оливин-пироксеновых метеоритов представлена черным непрозрачным стекловатым веществом с небольшим количеством неправильных очень мелких обломков силикатных минералов и рудной сыпью. Местами в матрице обособляются неправильные выделения рудного минерала (троилита?) размерами 0,1—0,2 мм. Количество рудного минерала не превышает 3% объема породы.

Пироксеновые метеориты (обр. 105-4, 145-1, 145-2, 152, 154-2) сложены моноклинным и ром-

бическим пироксеном. В отличие от оливин-пироксеновых они характеризуются отсутствием четкой хондритовой структуры. В них хондры — этот главный структурный элемент каменных метеоритов — представлены перекристаллизованными реликтами хондр. Бывшие хондры слились с также перекристаллизованной матрицей, причем характерно разрастание первоначальных кристаллов хондр за счет укрупнения зернистости перекристаллизованной межхондровой массы. Вследствие перекристаллизации матрицы и разрастания хондр пироксеновые метеориты в целом представляют собой ксенобластовый агрегат минеральных зерен, в котором теряется хондритовая структура. В шлифах 145-1, 145-2 и 152 реликтовая хондритовая структура угадывается лишь на некоторых участках.

В пироксеновых метеоритах встречены три типа хондр.

Зернистые хондры наиболее часто встречаются среди пироксеновых метеоритов, их преобладающие размеры 0,5—0,7 мм. Они сложены преимущественно моноклинным пироксеном в виде гетерогранобластовых агрегатов зерен или гранулированных, одинаково ориентированных блоков одного кристалла, иногда с тонкими призматическими вростками ромбического пироксена, ориентированными субпараллельно. По оптическим константам ($N_g = 1,708$ —1,713, $N_p = 1,608$ —1,687 — шлифы 145-1, 145-2 и 152) моноклинный пироксен зернистых перекристаллизованных хондр близок к диопсид-авгиту. Редкие зернистые хондры сложены гранобластовым агрегатом зерен бронзита (En_{12-23} , $N_g = 1,681$, $N_p = 1,671$ — шлиф 145-2, $N_g = 1,695$, $N_p = 1,686$ — шлиф 145-1 и $N_g = 1,689$, $N_p = 1,679$ — шлиф 152).

Крупные (до 2—3 мм) эксцентрически-лучистые хондры встречаются редко и сложены моноклинным и ромбическим пироксеном (шлиф 105-4). Последние находятся в тонком срастании друг с другом и образуют шестоватые агрегаты кристаллов, растущих из одного или нескольких центров. Концы кристаллов через более крупнозернистую каемку постепенно переходят в матрицу, также сложенную ромбическим и моноклинным пироксеном, отчего контуры разрастающейся хондры не имеют четких границ. В эксцентрически-лучистых хондрах количественно преобладает моноклинный пироксен, который по оптическим константам ($N_g = 1,713$, $N_p = 1,688$) близок к диопсид-авгиту.

Также редко встречаются крупные (до 3 мм) хондры с колосниковой структурой (шлиф 154-2). Они сложены ромбическим пироксеном, образующим длиннопризматические кристаллы, пространство между которыми выполнено агрегатом мелких изометричных зерен ромбическо-

Химический состав пироксеновых метеоритов, поднятых со дна Тихого океана, мас. %

Компонент	Образцы метеоритов	
	105-4	154-2
SiO ₂	40,88	43,00
TiO ₂	0,14	0,14
Al ₂ O ₃	2,70	2,80
Fe ₂ O ₃ *	27,29	24,74
CaO	1,82	1,68
MgO	21,40	21,60
MnO	0,57	0,55
K ₂ O	0,27	0,35
Na ₂ O	0,08	1,10
P ₂ O ₅	0,25	0,25
П. п. п.	3,22	3,26
H ₂ O	1,34	1,36
S	1,29	0,44
Сумма...	99,84	99,46
Fe/Si	1,00	0,86
Mg/Si	0,67	0,65
Ca/Si	0,068	0,060
Ba	0,020	0,020
Cu	0,010	0,020
Cr	0,50	0,30
Co	0,10	0,10
Ga	>0,0005	0,0005
Ge	0,001	0,001
Mo	0,10	0,05
Ni	0,10	0,10
V	0,001	0,001
Zn	0,02	0,01
Zr	0,005	0,005
Y	0,001	0,003
Sr	0,003	0,005

* Железо общее, пересчитанное на Fe₂O₃.

Примечание. Силикатный анализ выполнен в химической лаборатории ПГО Уралгеология, аналитик В. Д. Дроздик. Полуколичественный спектральный анализ выполнен во ВНИИОкеангеология, аналитик А. М. Курочкина

го пироксена. По составу ромбический пироксен крупных колосниковых хондр отвечает бронзиту (En₁₃, N_g = 1,682, N_p = 1,672). На этот структурный тип хондр нарастают мелкие зерна ромбического пироксена, образующие каемку, которая постепенно сливается с перекристаллизованной матрицей.

Матрица пироксеновых метеоритов мелкозернистая, полнокристаллическая и представлена гранобластовым агрегатом с равным соотношением моноклинного и ромбического пироксена. Средний размер зерен 0,1—0,2 мм. Судя по облику и оптическим константам (N_g = 1,719, N_p = 1,693 — шлиф 145-1), моноклинный пироксен матрицы относится к диопсид-авгиту, но несколько отличается по составу от монокли-

ного пироксена хондр, о чем свидетельствуют более высокие показатели преломления.

В матрице пироксеновых метеоритов отмечается рудный материал в виде неправильных ксенобластовых зерен, выполняющих промежутки между силикатными минералами. Размеры их 0,1—0,3 мм. Судя по отражательной способности, рудный минерал можно предварительно диагностировать как магнетит. Его количество составляет 1—3 % объема породы. Кроме предполагаемого магнетита, в матрице пироксеновых метеоритов установлен минерал желто-белого цвета с высокой отражательной способностью, который можно отнести к троилиту (шлифы 105-4 и 145-2). Количество его в этих шлифах достигает соответственно 8 и 1 % объема породы. Кроме отмеченных минералов, в матрице пироксеновых метеоритов в шлифе 154-2 обнаружены единичные ксенобластовые зерна несдвоенного плагиоклаза (?) размером до 0,1 мм, выполняющие промежутки между кристаллами ромбического пироксена. Для минералов пироксеновых метеоритов как матрицы, так и хондр характерна сильная трещиноватость. Часто зерна разбиты на блоки с волнистым погасанием. В моноклинном пироксене матрицы в шлифе 105-4 отмечены планарные структуры. Эти признаки указывают на явления ударной деформации.

В целом оливин-пироксеновые и пироксеновые метеориты, обнаруженные на дне Тихого океана, близки по составу слагающих их минералов к обыкновенным хондритам, находки которых широко распространены на континентах, а состав довольно детально изучен [1, 3]. Основные же признаки, указывающие на сходство найденных на дне океана метеоритов и метеоритов континентов, — это наличие хондритовой структуры пород и своеобразное строение шариковых хондр, особенно хондр с колосниковой и эксцентрически-лучистой структурой. Подобные хондритовые структуры в земных породах не встречаются.

Из двух выделенных по минералогическому составу групп метеоритов валовой химический состав определен только для двух образцов пироксеновых метеоритов (табл. 2). Известно, что каменные метеориты по химическому составу отвечают различным типам изверженных основных и ультраосновных пород Земли [4]. Проанализированные образцы 105-4 и 154-2 соответствуют по составу пироксенитам с характерным для них содержанием главных порообразующих компонентов. В отличие от земных пироксенитов пироксенитовые метеориты содержат повышенные количества железа и серы, что обусловлено наличием в их составе значительных (3—8 %

объема породы) включений рудных минералов. Для оценки содержаний микроэлементов в нашем распоряжении имелись лишь результаты полуколичественного спектрального анализа этих двух образцов. В заметных количествах в пироксеновых метеоритах обнаружены хром, никель, кобальт и германий, а также отмечены очень низкие содержания циркония и галлия (см. табл. 2).

По петрохимическим характеристикам пироксеновые метеориты двух проанализированных образцов предварительно могут быть отнесены к обыкновенным хондритам — тип LL [2].

Небольшие различия в химическом составе двух проанализированных пироксеновых метеоритов, которые заключаются в повышенном содержании марганца, калия и потерь при прокаливании (см. табл. 2), следует отнести за счет образования вторичных минералов в условиях

морской придонной среды. В валовых силикатных анализах дано содержание железа в окисной форме, т. е. не выделено ни металлическое, ни сульфидное железо, столь характерные для метеоритов. Повышенное содержание окисного железа в какой-то мере обусловлено процессами подводного выветривания и образования вторичных лимонитовых продуктов, которые устанавливаются в шлифах. Выветренность и наличие вторичных лимонитовых продуктов в найденных на дне океана каменных метеоритах отличают их от каменных метеоритов, обнаруженных на континентах. Это обстоятельство необходимо иметь в виду при дальнейших поисках метеоритов в океанических пространствах. Все обнаруженные образцы метеоритов по краям несут бурую кайму лимонитизации шириной 2—3 мм, перекрытую лимонитовой коркой толщиной 1—10 мм, имеющей явно вторичное происхождение. В шлифах видно, каким образом она нарастает как на ровные сглаженные поверхности метеорита, срезающие все минералы матрицы, так и на выступающие хондры. Лимонитовая корка неоднородна, она сложена глинисто-лимонитовым агрегатом и утолщена в виде воронкообразного отростка на поверхности

метеорита, погруженной в глинистый осадок. Лимонитовая корка противоположной стороны метеорита более тонкая и развита на его поверхности пятнами. Кайма лимонитизации также имеет вторичное происхождение. В ее пределах трещины спайности и межзерновые трещины минералов матрицы и хондр залечены бурым аморфным лимонитом. Судя по размерам кайм выветривания и толщине лимонитовых корочек, упавшие в океан метеориты подверглись воздействию экзогенных факторов различной длительности. Это указывает на древнее и, возможно, разновременное падение метеоритов.

Приведенное описание первых метеоритов, поднятых со дна Тихого океана, является предварительным и призвано обратить внимание морских геологов на подобный тип уникальных пород, имеющих большую научную ценность. Для детальных геохимических и минералогических исследований, а также для более точного определения классификационной номенклатуры и петрологического типа все описанные образцы переданы в Комитет по метеоритам Академии наук СССР.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барышникова Г. В., Стахеева С. А. и др. Пироксены обыкновенных хондритов H- и L-групп // *Геохимия*.— 1985.— № 1.— С. 20—34.
2. Дьяконова М. И., Харитонова В. Я., Явнель А. А. Химический состав метеоритов.— М.: Наука, 1979.— 68 с.
3. Лавругина А. К., Сажина Н. К. и др. Исследование химического состава оливинов хондритов L-группы // *Геохимия*.— 1981.— № 7.— С. 945—969.
4. Маракушев А. А. К петрографии метеоритов СССР // Развитие идей А. Н. Заварицкого в современной петрологии.— М.: Наука, 1986.— С. 6—27.
5. Орлова Л. В. Характеристика донных осадков приэкваториальной зоны Тихого океана // *Геолого-геофизические исследования в Тихом океане*.— Л.: Изд-во Севморгеология, 1985.— С. 60—69.

ВНИИ океангеология
Ленинград

Поступила в редакцию
26 февраля 1987 г.

УДК 552.6 : 552.11

А. А. Маражушев

ХОНДРИТЫ И ВАРИОЛИТЫ — ИХ СХОДСТВО И РАЗЛИЧИЯ

Сходство хондритов и вариолитов обусловлено принадлежностью к расщепленным (диасхистовым) магматическим образованиям, что текстурно выражается различием в них каплевидных стекловатых или раскристаллизованных (силикатных) выделений: хондр в хондритах и вариолей в вариолитах, которые могут быть также сходны по структуре (лучистой, колосниковой, порфировой и др.), обусловленной

быстрым охлаждением (закалкой) расплавов. Благодаря этому сходству за хондриты иногда ошибочно принимаются вариолитовые разновидности ахондритов, лунных и земных горных пород, хотя они принципиально отличаются от хондритов по составу, специфике минералов, по элементам-примесям (хондриты содержат 1—2 % Ni) в изотопном характеристикам.

Сходство хондритов и вариолитов друг с другом определяется принадлежностью их к группе диасхистовых (расщепленных) магматических образований [8], что текстурно выражается наличием в них каплевидных стекловатых или силикатных выделений (хондр в хондритах и вариолей в вариолитах), погруженных в богатую железом матрицу. Матрица в хондритах богата самородным никелистым железом (6—40 % Ni), что определяет в них общее высокое содержание никеля (1—2 %). Пример этой текстуры приводится на рис. 1 для хондрита Саратов (группа L), имеющего следующий состав (мас. %): $\text{SiO}_2 = 40,34$, $\text{TiO}_2 = 0,105$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 2,75$, $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,56$, $\text{FeO} = 12,04$, $\text{MnO} = 0,32$, $\text{MgO} = 25,80$, $\text{CaO} = 1,85$, $\text{Na}_2\text{O} = 0,94$, $\text{K}_2\text{O} = 0,15$, $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,26$, $\text{S} = 1,86$, $\text{Fe}_{\text{сульф}} = 3,25$, $\text{FeS} = 5,11$, $\text{Fe} = 8,79$, $\text{Ni} = 1,33$, $\text{Co} = 0,079$, $\text{Fe}_{\text{общ}} = 21,40$ (данные [1]). Содержание никеля является наиболее надежным критерием отличия хондритов от вариолитов, в составе которых никелистое железо практически не содержится (их матрица имеет полностью силикатный состав). Вариолиты представлены ультрамафитовыми (пироксеновыми и пироксен-оливиновыми) и мафитовыми (пироксен-плагноклазовыми) типами и довольно широко распространены в рядах ахондритов — силикатных «каменных» метеоритов, практически не содержащих самородного железа, а также в лунных и земных горных породах.

На рис. 2 представлен пример вариолитовой текстуры в ахондрите Юртук, который имеет пироксен-плагноклазовый состав и относится к эвкритам, но содержит существенно пироксеновые хондры, близкие по составу к говардитам. Ахондриты с округлыми выделениями (вариолями), «напоминающие хондры» [2], долгое

время смешивались с хондритами, пока не стало очевидным принципиальное различие хондритов и ахондритов по общему составу и элементам-примесям [4].

С ахондритовыми (метеоритными) вариолитами особенно сходны лунные образования (рис. 3), также первоначально ошибочно принимаемые за хондриты [3].

Различие хондритов и ахондритов наглядно выражено на петрохимической диаграмме



Рис. 1. Хондрит Саратов ($d = 1,5$ мм).

Каплевидная хондра, микролитовая с краев и полностью стекловатая в центре, заключена в более раскристаллизованной матрице, сложенной металлическим железом (темные зерна), оливином, пироксеном и стеклом. Микролиты представлены оливином, удлиненные кристаллы которого росли в глубину от поверхности хондры. Зарисовка А. Н. Заварицкого, Л. Г. Кваши [2].



Рис. 2. Элемент вариолитовой текстуры в ахондрите Юртук.

Округлое выделение размером 0,6 мм, «...напоминающее перекристаллизованную хондру» [2], сложено пироксеном и рудными минералами (троилитом, магнетитом), сконцентрированными в центре.

(рис. 4). На последней выделяются общие поля этих образований (I и II) и главные их химические группы, обозначенные символами. Преобладающими среди хондритов являются обыкновенные хондриты, образующие ряд, в котором железистость силикатов (ниже приводятся в скобках ее средние величины) последовательно возрастает по мере снижения в них общего содержания железа: *HH* (10)—*H* (16)—*L* (22)—*LL* (28). Показательно, что наиболее бедные железом хондриты в этом ря-

ду (*LL*) содержат соответственно наиболее железистые силикаты. Самородного железа в их составе очень мало (почти все железо входит в состав силикатов), но крайне высоко содержание никеля (20—40 % Ni [5, с. 68]). По общему содержанию никеля хондриты *LL* мало отличаются от хондритов других групп [1], например Жигайловка *LL* (1,34 % Ni), Жовтневый Хутор *H* (1,52 % Ni) и др. Однако поскольку хондриты группы *LL* бедны самородным железом, они труднее хондритов других групп (*HH*, *H*, *L*) отличаются от ахондритов, лунных и земных пород, особенно при наличии в этих породах вариолитовой текстуры.

На диаграмму (см. рис. 4) нанесены составы пород, описанные С. М. Табуновым, Ю. И. Томаповской и Г. Н. Старицыной (см. статью этого номера журнала) в качестве хондритов группы *LL*, которые были найдены ими на дне Тихого океана в районе хр. Клариион-Клиппертон среди отложений, содержащих марганцевые конкреции. По положению составов этих образцов на диаграмме видно, что они не относятся к хондритам (отстоят далеко от области хондритовых составов, обозначенных римской цифрой I).

Породы, описанные названными авторами как метеориты (хондриты типа *LL*), по тем характеристикам, которые ими приводятся, не являются таковыми, а могут быть петрографически определены как ультрамафитовые вариолиты. Хондриты типа *LL* отличаются от приводимых авторами пород по многим признакам, из которых главными являются содержания никеля, железа, калия. В качестве примера приведем хондрит Каракол (в скобках составы пород (мас. %), описанных авторами): $\text{SiO}_2 = 39,81$ (40,88—43,00), $\text{TiO}_2 = 0,105$ (0,14), $\text{Al}_2\text{O}_3 = 2,54$ (2,70—2,80), $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,40$, $\text{FeO} = 16,03$ (27,29—24,74), $\text{MnO} = 0,33$ (0,57—0,55), $\text{MgO} = 24,99$ (21,40—21,60), $\text{CaO} = 1,95$ (1,82—1,68), $\text{Na}_2\text{O} = 0,97$ (0,08—1,10), $\text{K}_2\text{O} = 0,09$ (0,27—0,35), $\text{S} = 2,69$ (1,29—0,44), $\text{Fe}_{\text{общ}} = 20,73$, $\text{Ni} = 1,12$ (0,10). Все хондриты содержат 1—2 %

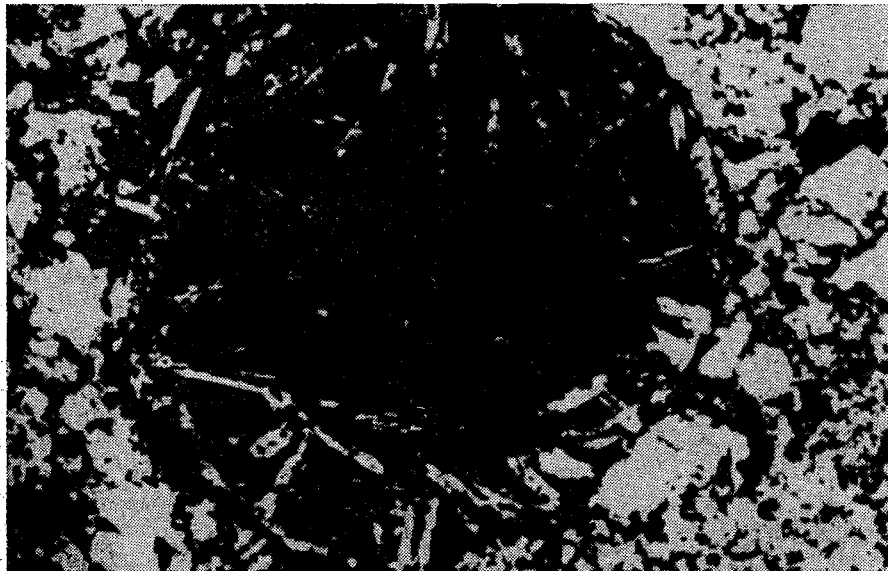


Рис. 3. Фрагмент вариолитовой текстуры в лунных базальтовых брекчиях.

Вариоль диаметром 0,5 мм (снимок при одном николе) первоначально рассматривалась как хондра, которая представляла собой жидкую каплю, «кристаллизовавшуюся с краев к центру» [3]. Стоит из кристаллов плагноклава и пироксена в темно-буром вулканическом стекле.

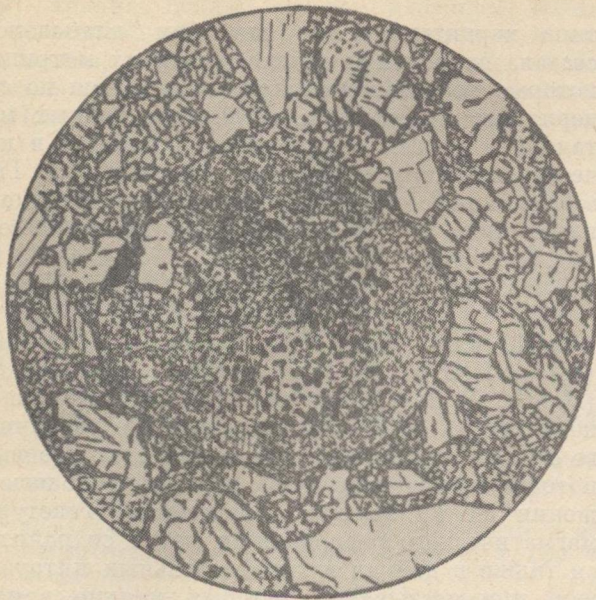


Рис. 2. Элемент вариолитовой текстуры в ахондрите Юртук.

Округлое выделение размером 0,6 мм, «...напоминающее перекристаллизованную хондру» [2], сложено пироксеном и рудными минералами (троилитом, магнетитом), сконцентрированными в центре.

(рис. 4). На последней выделяются общие поля этих образований (I и II) и главные их химические группы, обозначенные символами. Преобладающими среди хондритов являются обыкновенные хондриты, образующие ряд, в котором железистость силикатов (ниже приводятся в скобках ее средние величины) последовательно возрастает по мере снижения в них общего содержания железа: *HH* (10) — *H* (16) — *L* (22) — *LL* (28). Показательно, что наиболее бедные железом хондриты в этом ря-

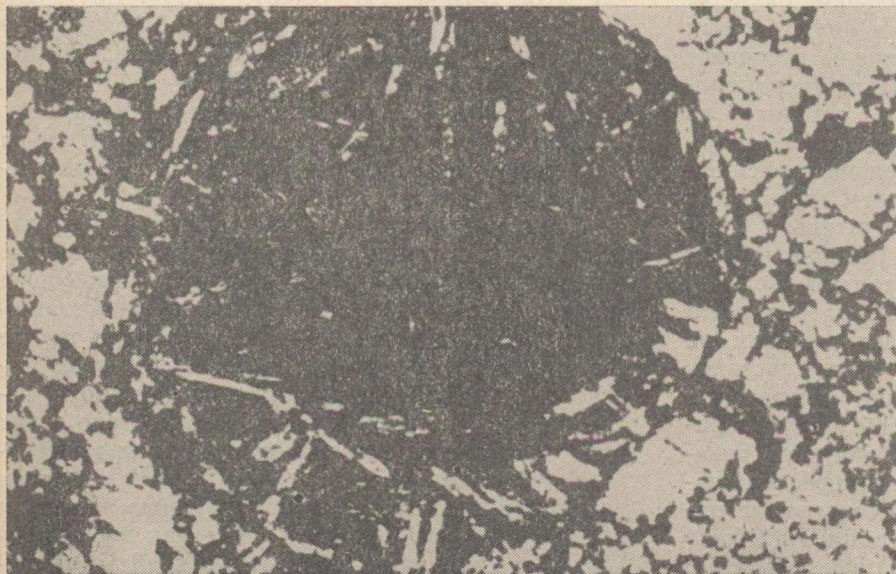


Рис. 3. Фрагмент вариолитовой текстуры в лунных базальтовых брекчиях.

Вариоль диаметром 0,5 мм (снимок при одном никеле) первоначально рассматривалась как хондра, которая представляла собой жидкую каплю, «кристаллизовавшуюся с краев к центру» [3]. Стоит из кристаллов плагиоклаза и пироксена в темно-буrom вулканическом стекле.

ду (*LL*) содержат соответственно наиболее железистые силикаты. Самородного железа в их составе очень мало (почти все железо входит в состав силикатов), но крайне высоко содержание никеля (20—40 % Ni [5, с. 68]). По общему содержанию никеля хондриты *LL* мало отличаются от хондритов других групп [1], например Жигайловка *LL* (1,34 % Ni), Жовтневый Хутор *H* (1,52 % Ni) и др. Однако поскольку хондриты группы *LL* бедны самородным железом, они труднее хондритов других групп (*HH*, *H*, *L*) отличаются от ахондритов, лунных и земных пород, особенно при наличии в этих породах вариолитовой текстуры.

На диаграмму (см. рис. 4) нанесены составы пород, описанные С. М. Табуновым, Ю. И. Томаповской и Г. Н. Старицыной (см. статью этого номера журнала) в качестве хондритов группы *LL*, которые были найдены ими на дне Тихого океана в районе хр. Кларифон-Клиппертон среди отложений, содержащих марганцевые конкреции. По положению составов этих образцов на диаграмме видно, что они не относятся к хондритам (отстоят далеко от области хондритовых составов, обозначенных римской цифрой I).

Породы, описанные названными авторами как метеориты (хондриты типа *LL*), по тем характеристикам, которые ими приводятся, не являются таковыми, а могут быть петрографически определены как ультрамафитовые вариолиты. Хондриты типа *LL* отличаются от приводимых авторами пород по многим признакам, из которых главными являются содержания никеля, железа, калия. В качестве примера приведем хондрит Каракол (в скобках составы пород (мас. %), описанных авторами): $\text{SiO}_2 = 39,81$ (40,88—43,00), $\text{TiO}_2 = 0,105$ (0,14), $\text{Al}_2\text{O}_3 = 2,54$ (2,70—2,80), $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,40$, $\text{FeO} = 16,03$ (27,29—24,74), $\text{MnO} = 0,33$ (0,57—0,55), $\text{MgO} = 24,99$ (21,40—21,60), $\text{CaO} = 1,95$ (1,82—1,68), $\text{Na}_2\text{O} = 0,97$ (0,08—1,10), $\text{K}_2\text{O} = 0,09$ (0,27—0,35), $\text{S} = 2,69$ (1,29—0,44), $\text{Fe}_{\text{общ}} = 20,73$, $\text{Ni} = 1,12$ (0,10). Все хондриты содержат 1—2 %

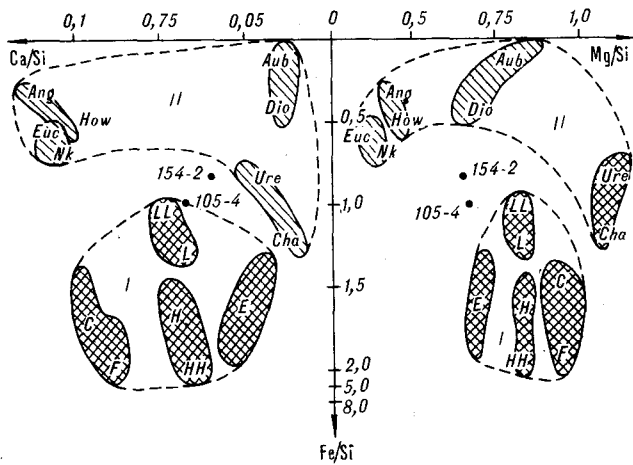


Рис. 4. Петрохимическая диаграмма (по [4]) хондритов (I) и ахондритов (II).

Заштрихованные поля отвечают химическим группам (по сводке анализов [1]), обозначенным символами: I — хондриты: углитые (C), форстеритовые (F), энстатитовые (E), бронзитовые (HH и H) и гиперстеновые (L и LL); II — ахондриты: гиперстен-оливиновые (Cha-шассиниты, Ure-урейлиты), гиперстеновые (Dio-диогениты), энстатитовые (Aub-обриты), клинопироксеновые (Ang-ангриты), гиперстен-клинопироксеновые (How-говардиты), пироксен-плагиоклазовые (Euc-эвриты, Nk-наклиты). Точками 154-2 и 105-4 обозначены составы ультрамафитовых вариолитов со дна Тихого океана, ошибочно отнесенные С. М. Табуновым и др. к хондритам группы LL.

никеля, что является их характерной диагностической особенностью, которая не может измениться при взаимодействии образцов с морской водой при их окислении (в отличие от содержания калия и железа). Эти породы не могут относиться к хондритам LL также по составу минералов, приводимых авторами: железистость форстерита составляет 13—15, ромбического пироксена — 12—14, тогда как в хондритах LL входят, как уже отмечалось [5], железистые силикаты с железистостью, близкой к 28. Хондры в обыкновенных хондритах (HH, H, L, LL) обычно имеют небольшие размеры (доли миллиметра), тогда как в описываемых породах размер силикатных капель достигает 4 мм, что типично для вариолитов. Эксцентрически-лучистые структуры их, сходные со структурами хондр, отражают условия очень быстрого охлаждения при извержении расщепленных лав на океаническое дно. Структурная специфика хондр связана исключительно с режимом быстрого охлаждения расплавов, как это было показано экспериментально [9].

Из рис. 4 также видно, что рассматриваемые породы по приводимым авторами составам не соответствуют и ахондритам (поле составов II). По-видимому, они вообще не относятся к метеоритам, а представляют собой ультрамафитовые вариолиты, входящие в формирования океанических толеитовых базальтов, дифференциация которых происходила с интенсивным накоплением железа, титана, марганца. Как было показано нами в работе [6], вариолиты этого

типа характеризуются широким диапазоном состава вариолей и заключающей их матрицы, которые могут значительно различаться по содержанию кремнезема, железа, щелочных металлов и других компонентов. Приведем в качестве примера вариолиты из Сосновых Гор в Германии, подвергшиеся зеленокаменному изменению [8] (в скобках состав вариолей, мас. %): $\text{SiO}_2 = 33,71$ (64,33), $\text{Al}_2\text{O}_3 = 18,11$ (13,46), $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) = 25,40$ (8,29), $\text{MnO} = 0,20$ (отсутствует), $\text{MgO} = 2,99$ (1,58), $\text{CaO} = 5,84$ (4,63), $\text{Na}_2\text{O} = 3,80$ (5,36), $\text{K}_2\text{O} = 2,63$ (1,75), $\text{H}_2\text{O} = 7,12$ (отсутствует), сумма 99,80 (99,40). В результате расщепления возникает контрастная ассоциация пород резко различного состава, сохраняющаяся в пределах лавовых потоков благодаря закалке при быстром извержении их на земную поверхность. Текстуры магматического расщепления могут сохраняться также в дайках и гипабиссальных интрузивах, при застывании которых мелкие капли обычно сливаются в более крупные шпилы и нодулы, давая начало шаровым габбро, диоритам, гранитам.

Другой формой проявления жидкостной несмесимости в расплавах является их расслоение, нередко ритмичного характера, воспроизводимое экспериментально [7, 11]. В восстановительной обстановке развитие основного магматизма часто завершается расщеплением ферробазальтовых расплавов на ассоциацию богатой железом фосфортитановой рудной магмы и магмы среднего или кислого состава. Примером такого расщепления могут служить описанные в потоках толеитовых базальтов рудные вариолиты, в которых богаты железом, титаном и фосфором глобулы (состав их приводится ниже в скобках, мас. %) заключены в богатую кремнеземом стекловатую матрицу [10]: $\text{SiO}_2 = 77,5$ (30,0), $\text{TiO}_2 = 1,0$ (6,8), $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14,4$ (1,0), $\text{FeO} = 1,9$ (43,1), $\text{MnO} =$ следы (0,4), $\text{MgO} = 1,5$ (1,0), $\text{CaO} = 1,5$ (11,0), $\text{Na}_2\text{O} = 1,2$ (следы), $\text{K}_2\text{O} = 2,4$ (следы), $\text{P}_2\text{O}_5 =$ следы (7,3). Жидкостная несмесимость, несомненно, является наиболее эффективным процессом рудной концентрации в магматических системах.

Таким образом, из изложенного ясно, что метеориты, лунные и земные породы вполне определенно различаются при их самом общем петрохимическом и геохимическом сопоставлении. Для них характерны также более тонкие различия по изотопным характеристикам. Показательно, например, как подчеркивалось нами ранее [5], содержание легкого изотопа гелия (^3He), которым обогащены все типы метеоритов (содержат $^3\text{He} = 10^{-5} - 10^{-7}$ см³/г). В этом отношении с ними сходны лунные базальты ($^3\text{He} = 10^{-5} - 10^{-7}$ см³/г), тогда как горные породы земной коры (базальты, гнейсы, грани-

ты) крайне бедны легким изотопом гелия ($^3\text{He} = 10^{-10} - 10^{-14}$ см³/г), так же, как и перидотиты, включая их алмазоносные типы, возможно, представляющие вещество мантии.

Необходимость всестороннего изучения об-

разцов пород для обоснования их внеземной природы нам кажется совершенно очевидной. Очевидно также и то, что это обоснование должно предшествовать публикации материалов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дьяконова М. И., Харитонова В. Я., Явнель А. А. Химический состав метеоритов.— М.: Наука, 1979.
2. Заварицкий А. Н., Кваша Л. Г. Метеориты СССР.— М.: Изд-во АН СССР, 1952.
3. Кинг Э. А. Космическая геология. Введение.— М.: Мир, 1979.
4. Маракушев А. А. К петрографии метеоритов СССР // Развитие идей А. Н. Заварицкого в современной петрологии.— М.: Наука, 1986.
5. Маракушев А. А., Безмен Н. И. Эволюция метеоритного вещества, планет и магматических серий.— М.: Наука, 1983.
6. Маракушев А. А., Безмен Н. И. Вариолиты и их петрогенетическое значение // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология.— 1987.— № 5.
7. Маракушев А. А., Иванов И. П., Римкевич В. С. Экспериментальное воспроизведение ритмичной магматической расслоенности // Докл. АН СССР.— 1981.— Т. 258, № 1.
8. Розенбуш Г. Описательная петрография.— М.: Госгеолтехиздат, 1934.
9. Blander M., Planner H. N. et al. The origin of chondrules: experimental investigation of metastable liquids in the system $\text{Mg}_2\text{SiO}_4 - \text{SiO}_2$ // Geochim. et Cosmochim. acta.— 1976.— V. 40, N 8.
10. Kuo Lung-Chuan, Lee J. L. et al. Occurrence, chemistry and origin of immiscible silicate glasses in a tholeiitic basalt // Contrib. Mineral. Petrol.— 1986.— V. 94.
11. Marakushev A. A., Bezmen N. I. et al. The petrology of nickel-bearing intrusions and volcanic series in Pechenga (the Kola Peninsula) // Metallogeny of basic and ultrabasic rocks.— Athens, Greece, 1986.

МГУ
Москва

Поступила в редакцию
8 апреля 1988 г.

УДК 550.831 : 551.24

В. Ю. Косыгин, Л. М. Люгая

ПЛОТНОСТНАЯ МОДЕЛЬ ТЕКТОНОСФЕРЫ АЛЕУТСКОЙ СИСТЕМЫ ОКРАИННОЕ МОРЕ — ДУГА — ЖЕЛОБ — ОКЕАН

На базе имеющейся сейсмической и сейсмологической информации построена априорная плотностная модель вдоль геотраверса Тихий океан — Берингово море, которая затем была использована в качестве базовой при решении обратной задачи гравиметрии. В результате многовариантного моделирования получена плотностная модель тектоносферы до глубины 300 км. Под Алеутской островной дугой отмечается крупное разуплотнение в литосфере, непосредственно соединяющееся с нижележащей асте-

носферой. Это разуплотнение является, по-видимому, той средой, которая питает активный вулканизм дуги. Под окраинным океаническим валом выделяется разуплотнение литосферы, связанное с отмечающимся здесь вулканизмом. Астеносфера под Беринговым морем и дугой более мощная и менее плотная, нежели океаническая. Сейсмофокальная зона выделяется в качестве аномально уплотненного наклонного слоя, окруженного по всей глубине погружения участками аномально разуплотненной мантии.

Плотностное строение тектоносферы Берингоморской переходной зоны окраинное море — дуга — желоб — океан изучалось вдоль меридионального профиля, пересекающего с севера на юг вдоль 170° з. д. восточную часть Алеутской глубоководной котловины Берингова моря, Алеутскую островную дугу, Алеутский желоб, окраинный вал и оканчивающегося на юге, в Тихом океане. Вдоль этого профиля в 1970 г., в период экспедиции НИС «Хакухо Мару», в северной части Тихого океана были проведены непрерывные гравитационные и батиметрические измерения [24].

Строение земной коры в районе геотраверса изучено сейсмическим методом преломленных волн в период трех экспедиций Скрипсовского Института океанографии в 1956, 1957 и 1962 гг. [21, 22]. Данные по структуре и мощности осадочного чехла в районе геотраверса были впоследствии уточнены методом НСП во время экспедиции на НИС «Роберт Конрад» в 1969 г. [19]. Сведения о строении верхней мантии в районе исследований получены на базе изучения дисперсии фазовых скоростей поверхностных волн Рэлея [18], по расчетам мощности литосферы по так называемым остаточным аномалиям силы тяжести [25], а также по результатам комплексного анализа геолого-геоморфологических и геофизических данных, позволившим А. М. Городницкому построить карту расчетной мощности океанической литосферы [5]. Перечисленные данные свидетельствуют о том, что мощность литосферы в районе геотраверса составляет в среднем 80—85 км. Анализ аномального гравитационного поля вдоль геотраверса, проведенный ме-

тодом Стэнли [23], показал, что почти все плотностные контакты, определяемые только по гравитационному полю без привлечения каких-либо априорных сведений о строении и составе тектоносферы, располагаются в слое до 80 км по глубине (рис. 1). Этим плотностным контактам отвечают длины волн от 250 км и менее. Ниже уровня 80 км лежит только несколько слабоконтрастных контактов. Эти расчеты также свидетельствуют в пользу наличия в исследуемом регионе 80-километрового верхнего слоя тектоносферы (литосферы). Под литосферой, по-видимому, располагается существенно менее вязкий ослабленный объем мантии, где плотностные неоднородности не могут сохраняться долгое время.

Анализ сейсмичности Берингоморской переходной зоны показывает [14, 11], что основное количество эпицентров землетрясений с

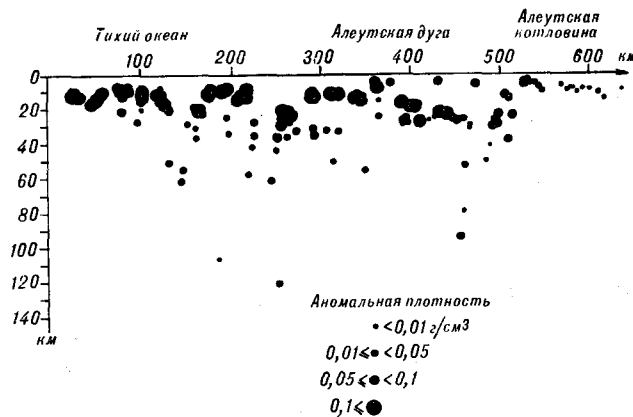


Рис. 1. Распределение плотностных контактов с указанием их контрастности.

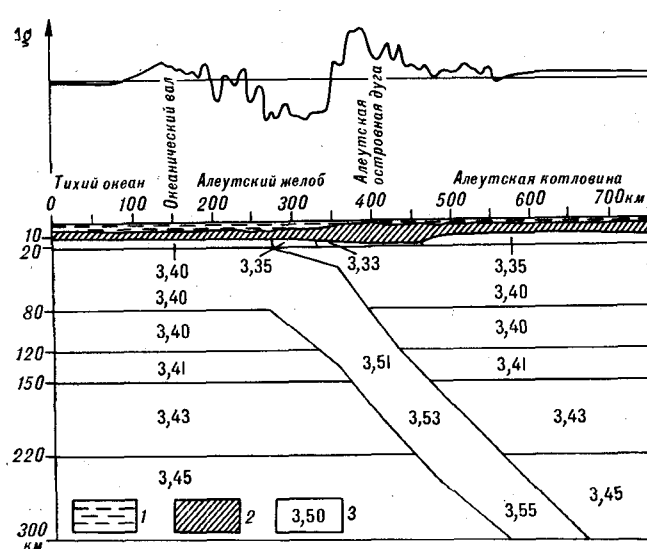


Рис. 2. Априорная плотностная модель тектоносферы.
1 — слой воды; 2 — земная кора; 3 — плотности в г/см³.

глубинами очагов до 125 км в основном располагаются в районе Алеутской островной дуги и ее океанического склона. Эпицентры землетрясений с глубинами очагов более 125 км в основном находятся под Алеутской котловиной. Максимальные глубины гипоцентров землетрясений в исследуемом регионе составляют 250—300 км. Анализ пространственного распределения очагов землетрясений показывает, что они группируются в наклонный сейсмофокальный слой, погружающийся под Берингово море. Угол погружения сейсмофокального слоя под островным склоном составляет менее 20°, а непосредственно под островной грядой предполагается резкий изгиб слоя с увеличением угла его погружения до 50—60° [12].

На основании приведенных сейсмических и сейсмологических данных о строении земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса построена так называемая априорная плотностная модель тектоносферы (рис. 2). В модели выделяется слой литосферы мощностью 80 км и плотностью 3,40 г/см³. Для верхней части литосферы (подкорового слоя мантии до глубин 20 км) под Алеутской островной дугой и Алеутской котловиной взяты плотности 3,33—3,35 г/см³. Эти пониженные плотности отвечают отмечаемым здесь пониженным скоростям сейсмических волн непосредственно под подошвой земной коры [22]. Плотность сейсмофокального слоя — погружающейся океанической литосферной плиты — принята возрастающая по мере погружения последней с таким расчетом, чтобы плотность плиты была больше плотности вмещающей ее мантии не более чем на 0,1 г/см³. Такая разница принята на основании расчетов по изменению мощности литосферы в районе срединно-океанического хребта, выполненных

по так называемым сглаженным и остаточным аномалиям [2,25]. Предположение о том, что погружающаяся литосферная плита является более плотной, чем вмещающая ее мантия, и плотность плиты увеличивается по мере ее погружения, основывается на том, что в относительно холодной плите, по мере ее погружения, фазовые переходы перидотита к более плотным его модификациям происходят на меньших глубинах, чем во вмещающей ее мантии. Вследствие того, что данных о строении верхней мантии района исследований крайне мало, в априорной модели ниже литосферы принято слоистое строение мантии с постепенным возрастанием плотности с глубиной от 3,40 до 3,45 г/см³.

Горизонтальные границы слоев, выделяемые в априорной модели на глубинах 120, 150 и 220 км, взяты не произвольно, а исходя из их наличия в других частях океана, где они определялись в результате проведения сейсмических и сейсмологических экспериментов. Так, граница на глубине 120 км — это подошва астеносферы, выделяемая в результате серии сейсмических экспериментов Лонгшот в северо-западной части Тихого океана [10]. Граница на глубине 220 км — это подошва астеносферы в сейсмической модели Дж. Дормана [15], построенной на основании анализа данных по дисперсии фазовых скоростей поверхностных волн Рэлея для всего океана. Граница на глубине 150 км — так называемая граница Лемана, выделяемая под океанами на этих глубинах и характеризующаяся увеличением скоростей сейсмических волн на 3—4% [9]. Таким образом, объем тектоносферы вдоль геотраверса для глубин более 80 км оказался разбитым вышеотмеченными горизонтальными разделами на соразмерные по мощности слои с равномерно увеличивающейся с глубиной плотностью. Заметим также, что в априорной плотностной модели слой пониженной плотности непосредственно под литосферой не выделен, а выделены слои равной и большей плотности. Эти предположения соответствуют представлениям о гравитационной устойчивости литосферы, плавающей на подстилающей ее астеносфере, которая вне зоны погружения должна быть равной или даже немного большей средней плотности, нежели литосфера [1].

В дальнейшем, в процессе решения обратной задачи гравиметрии, плотности в априорной модели будут уточняться в достаточно широких пределах ($\pm 0,20$ г/см³) с целью поиска такого распределения плотностей в модели, которое бы оптимально соответствовало наблюдаемому полю вдоль геотраверса. Так как плотностное и скоростное строение земной коры в районе геотраверса достаточно хорошо изучено [2, 3, 12, 22], обратная задача гравиметрии решалась относительно объема текто-

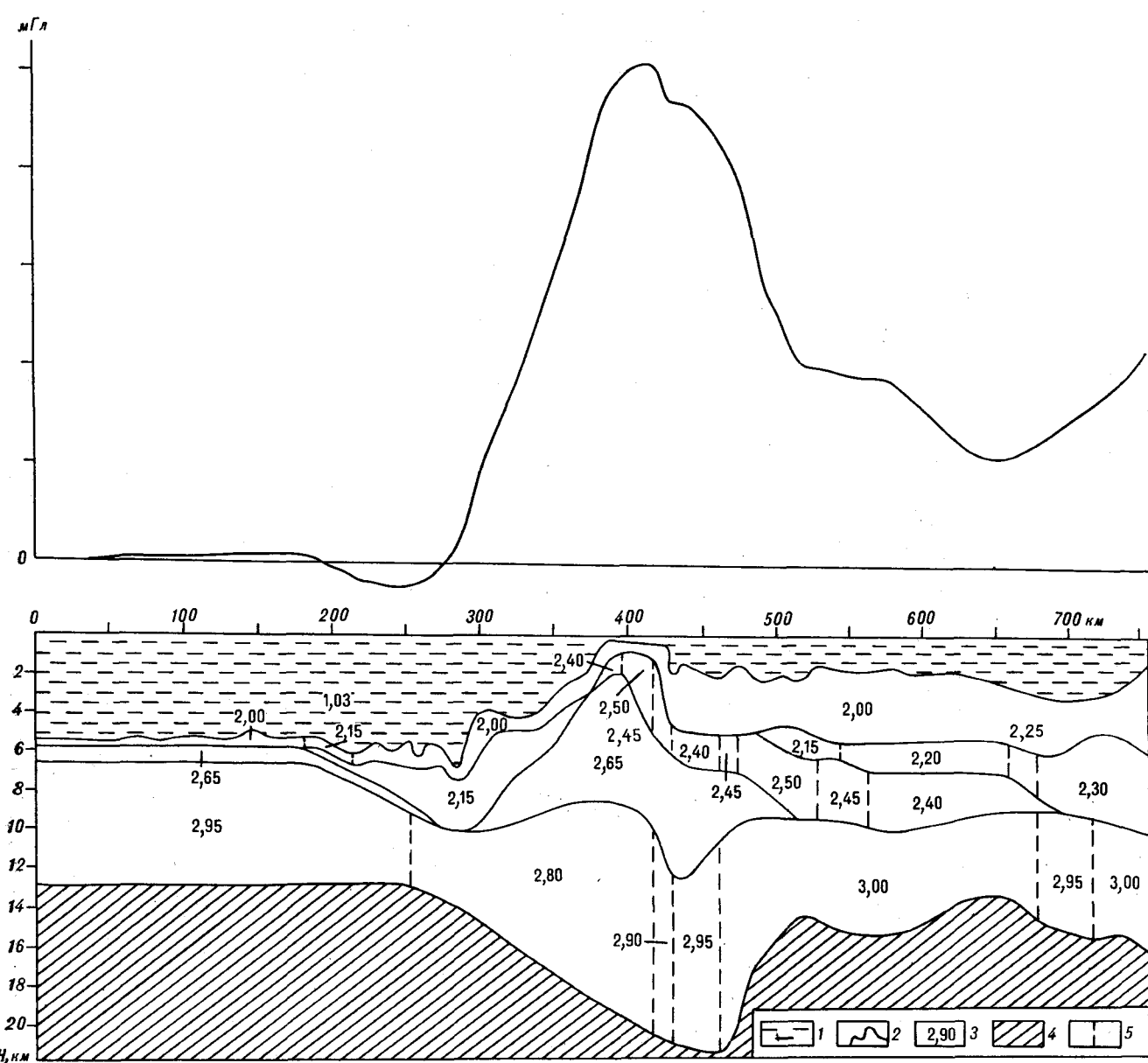


Рис. 3. Разрез земной коры вдоль профиля Тихий океан — Берингово море.

1 — слой воды; 2 — расчетная кривая гравитационного влияния от плотностного разреза земной коры; 3 — плотности в г/см^3 ; 4 — верхняя мантия; 5 — границы участков с разной плотностью.

носферы, располагающегося между подошвой земной коры и уровнем мантии 300 км. Решение находилось по остаточной кривой, полученной за счет исключения из наблюдаемой кривой гравитационного влияния слоев земной коры и воды (рис. 3). Для решения обратной задачи относительно объема тектоносферы, располагающегося под земной корой, этот объем с учетом характера гравитационного поля рельефа и геологического строения региона был разбит вертикальными сечениями на 65 аппроксимирующих его блоков. Используя подход, основанный на анализе гравитацион-

ного эффекта от априорного разреза в крайней точке профиля, оценивались «нормальный» модельный уровень поля и горизонтальный градиент возможного регионального фона: $\pm 0,14$ мГл/км.

Решение обратной задачи выполнялось на основе метода сопряженных градиентов, обобщенного на случай линейных ограничений на вектор неизвестных. Остаточное поле, полученное за счет исключения из наблюдаемого поля гравитационного влияния земной коры и воды, представлялось в виде системы линейных уравнений с линейными ограничениями

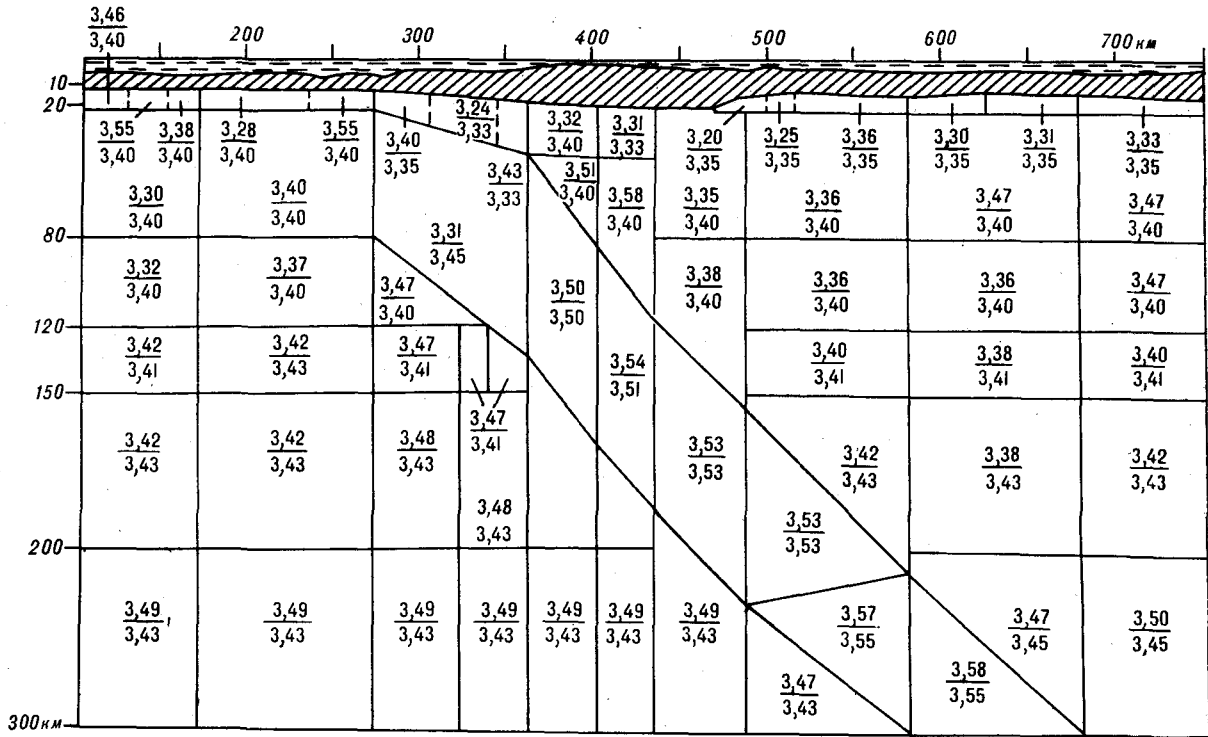
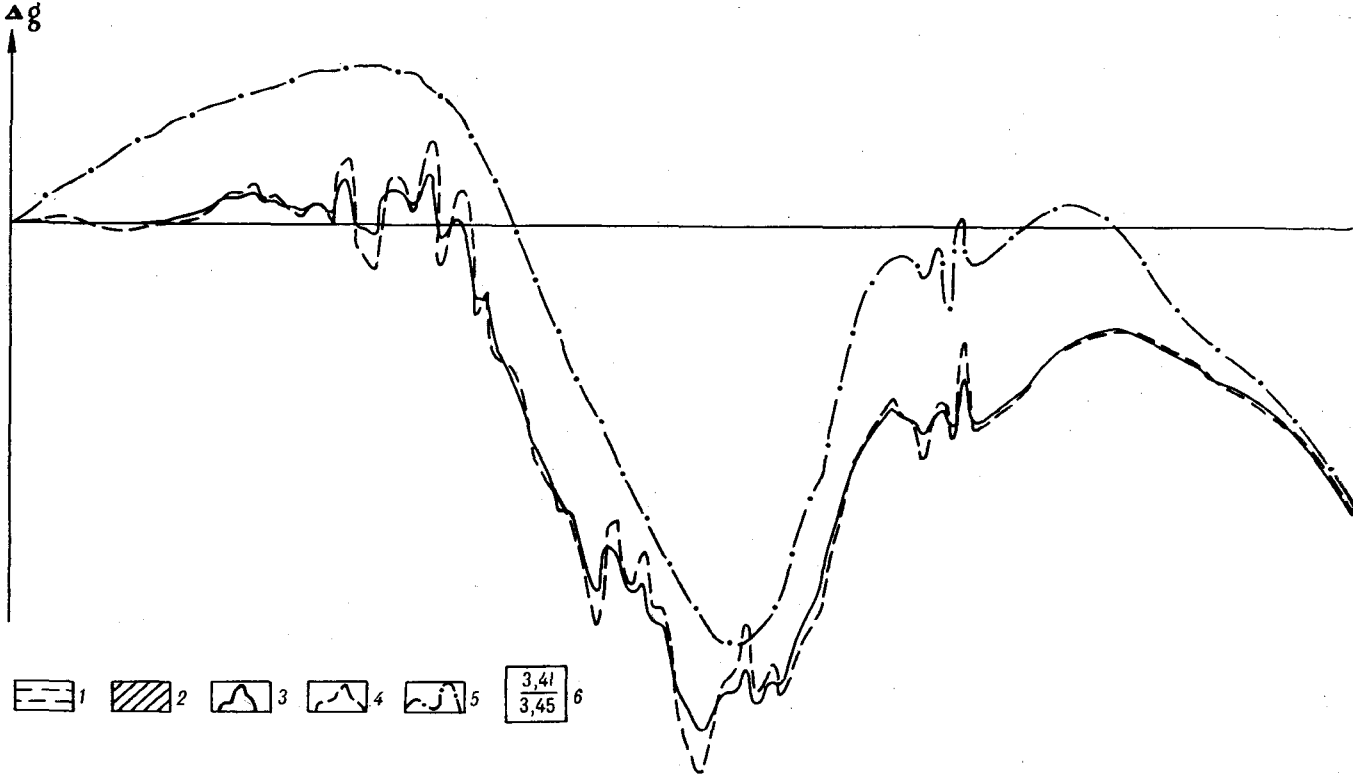


Рис. 4. Расчетный плотностной разрез тектоносферы.

1 — слой воды; 2 — земная кора; 3 — остаточная наблюдаемая кривая; 4 — кривая расчетного гравитационного эффекта от расчетной модели; 5 — кривая расчетного гравитационного эффекта от априорной модели; 6 — плотности в г/см³ (в числителе — расчетные, в знаменателе — априорные).

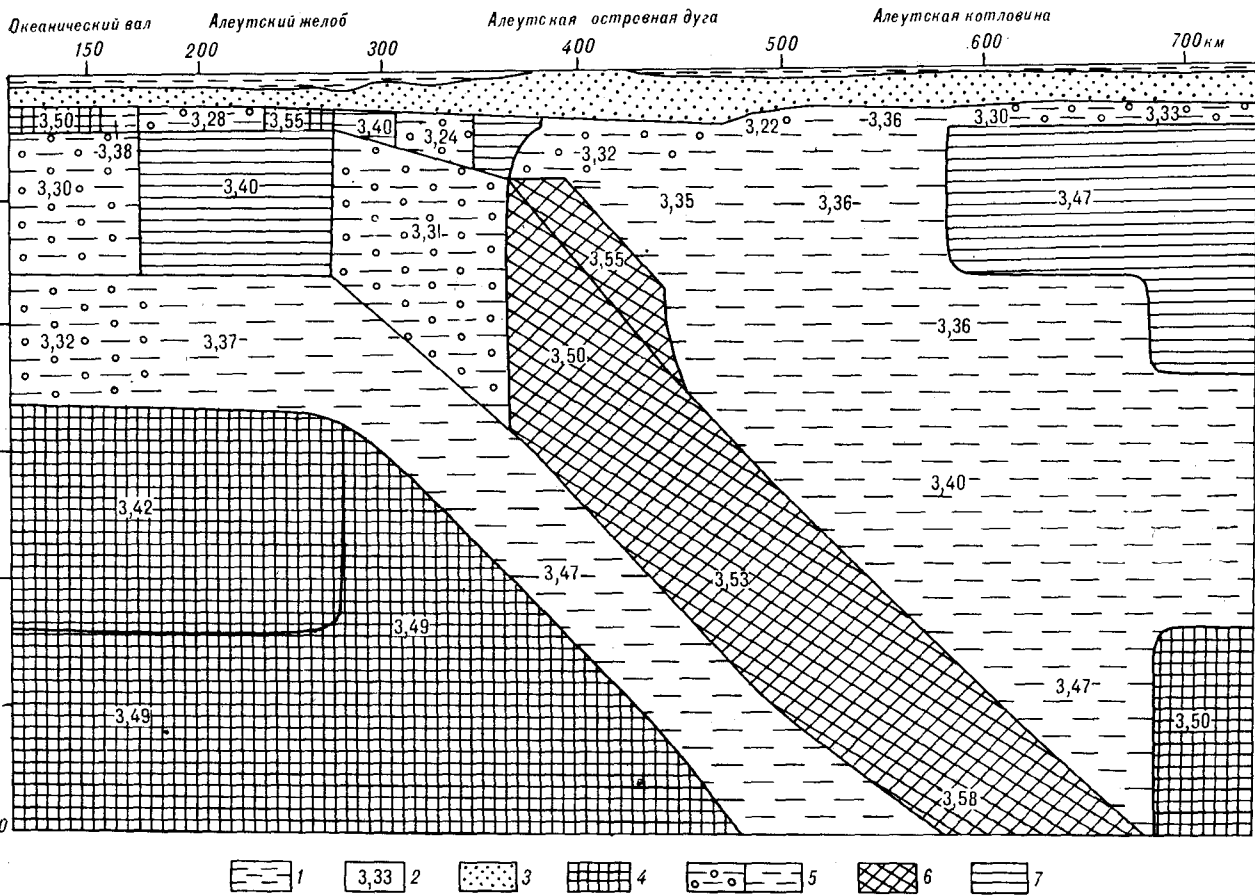


Рис. 5. Геоплотностная модель тектоносферы.

1 — слой воды; 2 — плотности в г/см^3 ; 3 — земная кора; 4 — подастеносферный слой; 5 — астеносфера (с кружками — аномально разуплотненная); 6 — погружающаяся литосферная плита; 7 — литосфера.

на уточняемые априорные плотности. Система решалась устойчивыми методами квадратичного программирования относительно плотностей и коэффициентов полинома, аппроксимирующего региональный фон. Для получения оптимального решения в соответствии с критериями принципиальной схемы интерпретации [6] пришлось расширить предельные ограничения на горизонтальный градиент возможного регионального фона, которые были увеличены до $\pm 0,028$ МГл/км . Предельные ограничения на плотности внутри каждого блока, аппроксимирующего объем верхней мантии, устанавливались величиной $\pm 0,020$ г/см^3 . В результате многовариантного моделирования получена оптимальная плотностная модель тектоносферы (в смысле оптимального решения обратной задачи) до глубины 300 км.

На рис. 4 представлены расчетный плотностной разрез тектоносферы, остаточное наблюдаемое поле, гравитационный эффект от расчетной модели, а также эффект от априорной плотностной модели. Кривая расчетной модели хорошо совпадает в пределах точности гравиметрических наблюдений (± 5 МГл) с остаточ-

ной наблюдаемой кривой. Расчетная кривая от априорной плотностной модели лежит выше кривой от расчетной модели и остаточной наблюдаемой кривой. Этот факт указывает на то, что расчетная модель оказалась в целом легче априорной плотностной.

Устойчиво выделился региональный фон с общим наклоном в сторону океана. Последнее свидетельствует об общем латеральном разуплотнении тектоносферы с севера на юг в сторону океана, имеющее место также и для глубин более 300 км, что хорошо согласуется со спутниковыми решениями.

На рис. 5 представлена обобщающая вышеприведенные расчеты геолого-геофизическая модель тектоносферы вдоль геотраверса. Сравнение этой результирующей модели с априорной плотностной (базовой моделью расчетов) нагляднее всего показывает результаты расчетов, выражающиеся в мере различия структуры этих моделей. Так же, как и в априорной плотностной модели, здесь выделяется слой 80-километровой литосферы средней плотностью $3,40$ г/см^3 под океанической частью профиля и $3,47$ г/см^3 под Алеутской котловиной.

На север, в направлении Беринговоморского шельфа, мощность литосферы увеличивается до 120 км. Под литосферой по инверсии плотностей выделяется разуплотненный слой мантии, отождествляемый с астеносферой, плотностью $3,37 \text{ г/см}^3$ под океанической и $3,36 \text{ г/см}^3$ под морской частью профиля. Мощность астеносферы под океанической частью составляет 40—50 км, тогда как астеносфера под морской частью значительно более развита и мощность ее составляет 150 км и более.

Под Алеутской островной дугой, ее океаническим склоном и южной частью Алеутской котловины астеносферный выступ аномально разуплотненной мантии подходит непосредственно под земную кору, почти полностью вытесняя «нормальную» мантию из литосферы. Близкий подход к поверхности аномально легкого разогретого мантийного вещества обуславливает в этих районах аномально повышенный тепловой поток. В месте излома литосферы, под островным склоном Алеутского желоба, где начинающаяся погружаться океаническая литосфера теряет сплошность или же ослаблена разломами, отмечается ее разуплотнение до $3,31 \text{ г/см}^3$, обусловленное, по-видимому, внедрившимся сюда легким мантийным веществом из астеносферы. Непосредственно под окраинным океаническим валом выделяется компенсирующее его разуплотнение океанической литосферы, пространственно связанное с астеносферой. Плотность среды здесь составляет $3,30 \text{ г/см}^3$. В верхнем слое литосферы, под окраинным валом, наблюдается ее уплотнение до $3,50 \text{ г/см}^3$, связанное, по-видимому, с эклогитизацией базальтовых включений в подкоровой части литосферы при повышении температуры. Это уплотнение, правда, с меньшими абсолютными плотностями, соответствующими базальтам, охватывает, скорее всего, и слой земной коры под валом. Как показывают данные глубоководного бурения [17], фундамент вала здесь представлен раннепалеогеновыми базальтами. По-видимому, в раннем палеогене на окраинном валу имела место вулканическая деятельность.

Таким образом, уплотнение верхней части литосферы, включая земную кору, вызвано, по-видимому, внедрением сюда базальтовых расплавов из мантии, питавших в раннем палеогене вулканическую деятельность в пределах вала. Очаги магмообразования сосредотачивались в пределах разуплотнения литосферы под валом и подпитывались, в свою очередь, легкоплавким разогретым материалом из астеносферы. В пользу наличия под валом аномально разогретого легкого объема свидетельствует отмечаемый здесь повышенный тепловой поток [7]. Под Алеутской островной дугой, с фронтальной стороны погружающейся литосферной или

ты, на глубинах от 25 до 120 км по ее падению отмечается уплотненный прослой мантии с плотностью $3,55 \text{ г/см}^3$, близкой к плотности эклогита. По-видимому, это уплотнение обусловлено фазовым переходом океанического базальта в эклогит, возникающим в верхней части литосферы (базальтовом слое земной коры) при ее погружении.

Так же, как и в априорной плотностной модели, в расчетной модели тектоносферы выделяется аномально уплотненная по отношению к вмещающей ее мантии погружающаяся литосферная плита (сейсмофокальный слой) с плотностью, возрастающей по мере ее погружения в мантию, вследствие фазовых переходов к более плотным модификациям вещества, ее слагающего.

С океанической стороны погружающаяся океаническая плита отделена от плотного доколя мезосферы подстилающим ее слоем разуплотненной мантии плотностью до $3,47 \text{ г/см}^3$ мантии и мощностью, сравнимой с мощностью плиты. Этот разуплотненный слой пространственно связан с океанической астеносферой. С фронтальной стороны погружающаяся литосферная плита граничит с мощными объемами разуплотненной мантии (астеносферы), развитыми под островной дугой и Алеутской котловиной.

Историю развития исследуемого региона, приведшую к вышеописанной структуре тектоносферы, можно представить следующим образом. В позднем мелу под районы, занимаемые в настоящее время Алеутским окраинным валом, желобом, островной дугой и Алеутской котловиной от границы ядро — мантия, подступили аномально легкие разогретые объемы мантии. Под Алеутской островной дугой восходящие потоки аномальной мантии почти полностью вытеснили нормальную мантию из литосферы, подступив непосредственно под земную кору. Такой вывод подтверждается сейсмическими данными, согласно которым верхняя мантия на глубинах от 20 до 40 км под островной дугой характеризуется аномально пониженными скоростями продольных сейсмических волн [13], а подошва земной коры размыта и плохо определяется [22]. Предполагается [18], что это связано с подъемом легкого разогретого вещества мантии из астеносферы под островную дугу. Как следствие подхода больших объемов легкой разогретой мантии к низам коры платформы Дежнева, эклогитизации и отрыва базальтового слоя, в конце позднего мела — начала палеогена на месте южной части платформы образовалась Алеутская котловина. Это подтверждается данными глубоководного бурения [17], драгирования [16] и НСП [19], согласно которым пелагическое осадконакопление в котловине началось

в позднем мелу — раннем палеогене [4]. Дальнейший подход разогретой разуплотненной мантии непосредственно под земную кору в районе Алеутской островной дуги и ее океанического склона привел к началу образования в раннем палеогене Алеутской дуги и Алеутского желоба, возникшего как следствие начала погружения в аномальную мантию океанической литосферной плиты.

Действительно, как показывают геологические исследования, древнейшие породы Алеутской островной дуги относятся к палеоцену — эоцену и имеют мелководное происхождение [8,20]. Из анализа данных глубоководного бурения на окраинном валу [17] следует, что океаническая плита перед зоной погружения имеет палеоценовый возраст.

В раннепалеогенное время вследствие изгиба литосферы перед зоной погружения образовался окраинный вал. В районе изгиба литосферы под окраинным валом возникли деформации горизонтального растяжения, приведшие к появлению ослабленных зон в литосфере. По этим зонам из астеносферы начала подниматься магма, сформировавшая вышеописанное разуплотнение литосферы под валом, и, как следствие, в раннем палеогене в пределах вала возникла вулканическая деятельность. Близкий подход к дневной поверхности аномально разогретых больших объемов легкой мантии обусловил повышенный тепловой поток под валом, Алеутской островной дугой и котловиной, современный и ныне угасший вулканизм в пределах островной дуги и вала соответственно, а также высокую тектоническую активность всей Берингоморской переходной зоны.

Поток легкого разогретого мантийного вещества, поднимающийся от границы ядро — мантия, подпитывает этим материалом астеносферу как с океанической, так и с морской части профиля, формирует разуплотнения под погружающейся плитой и в месте ее излома под океа-

ническим склоном островной дуги, а также поддерживает погружающуюся плиту в наклонном положении.

Океаническая литосферная плита при подходе под нее аномальной мантии теряет свою гравитационную устойчивость, и при первой же возможности по ослабленным зонам начинается ее погружение в разуплотненную мантию под действием силы тяжести. После прохождения через аномальную мантию плотность плиты увеличивается за счет фазового перехода базальтового слоя земной коры в эклогит. Средняя плотность плиты увеличивается, и она получает возможность под действием своего избыточного веса погружаться в более глубокие горизонты мантии. При дальнейшем погружении относительно холодной литосферы в аномально разогретые относительно разуплотненные объемы мантии включаются в действующие фазовые переходы вещества плиты к более плотным его модификациям. При этом плотность плиты еще увеличивается и она получает возможность дальнейшего самопогружения. Тяжелая литосферная плита под действием своего избыточного по отношению к вмещающей мантии веса будет стремиться в процессе погружения занять вертикальное положение. Однако восходящие потоки легкого мантийного вещества поддерживают ее в наклонном положении. Физическая возможность такого процесса была предложена и обоснована Е. В. Артюшковым [1]. В то же время такой процесс с неизбежностью должен был привести к разуплотнению мантии под погружающейся литосферной плитой, чего на предшествующих многочисленных моделях зон поддвига не отмечалось. Поэтому описанный механизм поддержания погружающихся плит в наклонном положении дальнейшего развития не получил, оставаясь на уровне физически возможной гипотезы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Артюшков Е. В. Геодинамика. — М.: Наука, 1979. — 327 с.
2. Гайнанов А. Г. Гравиметрические исследования земной коры океанов. — М.: Изд-во МГУ, 1980. — 240 с.
3. Гайнанов А. Г., Косминская И. М., Строев П. А. Геофизические исследования глубинного строения Берингова моря // Изв. АН СССР. Сер. физика Земли. — 1968. — № 8. — С. 3—11.
4. Гнибиденко Г. С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. — М.: Наука, 1979. — 164 с.
5. Городницкий А. М. Строение океанской литосферы и формирование подводных гор. — М.: Наука, 1985. — 168 с.
6. Исаев В. И. Принципиальная схема комплексной интерпретации гравиметрических съемок на примере профиля Средние Лангары — Мухто (Северный Сахалин) // Тихоокеан. геология. — 1983. — № 1. — С. 107—112.
7. Туезов И. К., Веселов О. В., Липина Е. И. Тепловой поток Запада Тихого океана, Востока Азии и Австралии/ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1984. — 150 с.
8. Шмидт О. А. Тектоника Командорских островов и структура Алеутской гряды. — М.: Наука, 1978. — 100 с.
9. Anderson D. L. The deep structure of continents // J. Geophys. Res.— 1979.— V. 84, N 1313.— P. 7555—7560.
10. Asada T., Shimamura H. Long-range refraction experiments in deep ocean // Tectonophys.— 1979.— V. 56.— P. 67—82.
11. Barazangi M., Dorman J. World seismicity maps compiled from ESSA, Coast and Geodetic Survey, epicentre data, 1961—1967 // Bull. Seismol. Soc. Amer.— 1969.— N 59.— P. 369—380.
12. Grow J. A. Crustal and upper mantle structure of the Central Aleutian arc // Bull. Geol. Soc. Amer.— 1973.— V. 84.— P. 2169—2191.

13. *Grow J. A., Qamur A.* Seismic — wave attenuation beneath the Central Aleutian arc // *Bull. Seismol. Soc. Amer.*— 1973.— V. 63, N 6.— P. 2155—2166.
14. *Davis T. N., Echols C.* A table of Alaskan earthquakes, 1898—1961 // *Univ. Alaska, Geophys. Res. Rept.*— 1961.— N 8.— 43 p.
15. *Dorman J., Ewing M., Oliver J.* Study of shear-velocity distribution in the upper mantle by mantle Rayleigh waves // *Bull. Seismol. Soc. Amer.*— 1960.— V. 50.— P. 87—115.
16. *Hopkins D. M., School D. W. et al.* Cretaceous, Tertiary and early Pleistocene rocks from the continental margin in the Bering Sea // *Bull. Geol. Soc. Amer.*— 1969.— V. 80.— P. 1471—1480.
17. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.* V. 19.— Washington: US Govern. Print. Office.— 1973.— 913 p.
18. *Jacob K. H., Hamada K.* The upper mantle beneath the Aleutian island arc from pure path Rayleigh-wave dispersion data // *Bull. Seismol. Soc. Amer.*— 1972.— V. 62, N 6.— P. 1439—1453.
19. *Ludwig W. J., Houtz R. E., Ewing M.* Sediment distribution in the Bering Sea: Bowers Ridge, Shirshov Ridge and enclosed Basins // *J. Geophys. Res.*— 1971.— V. 76, N 26.— P. 6367—6375.
20. *School D. W., Buffington E. C., Marlow M. S.* Plate tectonics and the structural evolution of the Aleutian — Bering Sea region // *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*— 1975.— N 151.— P. 1—32.
21. *Shor G. G.* Seismic-refraction studies off the coast of Alaska: 1956—1957 // *Bull. Seismol. Soc. Amer.*— 1962.— V. 52, N 1.— P. 37—57.
22. *Shor G. G.* Structure of the Bering Sea and the Gulf of Alaska // *Marine Geol.*— 1964.— V. 1.— P. 213—229.
23. *Stanley J. M.* Simplified gravity interpretation by gradients — the geological contact // *Geophysics.*— 1977.— V. 42, N 6.— P. 1230—1235.
24. *Tomoda V.* Reference book for gravity, magnetic and bathymetric data of the Pacific Ocean and adjacent seas, 1963—1971.— Tokyo: Univ. Tokyo Press, 1974.— 158 p.
25. *Yoshii T.* Upper mantle structure beneath the North Pacific and the marginal seas // *J. Phys. Earth.*— 1973.— V. 21.— P. 313—328.

ИМГиГ ДВО АН СССР
Новоалександровск

Поступила в редакцию
22 февраля 1988 г.

УДК 551.35 + 552.313(265.54)

В. Т. Сьедин

ОСОБЕННОСТИ КАЙНОЗОЙСКОГО БАЗАЛЬТОИДНОГО МАГМАТИЗМА
И ВОПРОСЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ЯПОНСКОГО МОРЯ

В Японском море выделяются четыре формационно-геохимических типа кайнозойских базальтоидов: 1 — континентальные толеиты; 2 — вулканические породы типа образований островных дуг; 3 — окраинно-морские толеиты и их дифференциаты; 4 — щелочные вулканические породы, характерные для континентальных рифтов. Базальты, развитые в глубоководных котловинах (окраинно-морские толеиты), — это породы, характерные для Японского моря, полные

Исследования в морях западной части Тихого океана показали, что развитые в их пределах базальтоиды характеризуются значительной пестротой состава [5, 6, 17, 23—28]. При этом в глубоководных котловинах наряду с базальтами, аналогичными океаническим толеитам, были установлены базальты, обнаруживающие геохимическое родство как с основными вулканитами островных дуг, так и с океаническими толеитами. Такие базальты автор предлагает выделить в отдельный формационно-геохимический тип — толеиты новообразованных котловин окраинных морей (окраинно-морские толеиты).

В пределах Японского моря выделяются четыре основных типа геоструктур: 1 — материковый склон; 2 — островной склон; 3 — глубоководные котловины; 4 — крупные внутренние возвышенности. Кайнозойский базальтоидный магматизм проявился как в пределах всех структур с континентальным и субконтинентальным типом строения земной коры, так и в глубоководных котловинах, лишенных «гранитного» слоя. Современная изученность кайнозойских базальтоидов Японского моря позволяет выделить среди них естественные ассоциации пород, отличающиеся друг от друга по химико-минералогическим особенностям, времени образования и приуроченности к определенному типу геоструктур моря. В основу классификации положен структурно-геохимический признак.

В Японском море выделяются четыре формационно-геохимических типа кайнозойских базальтоидов: 1 — континентальные толеиты; 2 — базальтоиды островных дуг; 3 — окраинно-морские толеиты и их дифференциаты; 4 —

геохимические аналоги которых пока не известны. Они характеризуются геохимическим родством с океаническими толеитами, толеитами гор и поднятий океана, а также с базальтами известково-щелочной серии островных дуг. Данные по кайнозойскому базальтоидному магматизму позволяют рассмотреть вопрос о происхождении Японского моря и природе его основных геоструктур.

щелочные базальтоиды типа пород континентальных рифтов.

Образования первого типа известны только на материковом склоне юго-восточного Приморья (рис. 1). Они характеризуются существенно оливин-плагиоклазовым парагенезисом минералов-вкрапленников, переменными содержаниями кремнезема (49—51 %), магния (5,5—8 %), титана (1,2—1,9 %) и калия (0,5—1,2 %) при почти неизменном содержании натрия (около 3 %), низкими — глинозема (16—16,5 %), высокими — сидерофильных элементов (табл. 1). Эти базальты насыщены кремнеземом и характеризуются обычно нормативным гиперстеном и оливином. По уровню содержания петрогенных окислов и микроэлементов они аналогичны неогеновым платобазальтам Приморья [13, 21]. При высоких концентрациях сидерофильных элементов отношение никеля к кобальту в них варьирует от 2 до 3,5, что близко к отношению этих элементов в оливиновом базальте совгаванской свиты (3,8) и в среднем континентальном толеите (3,3), по Б. Г. Лутцу [9]. Сходство с платобазальтами Приморья (континентальные толеиты) и близость по химическим особенностям к среднему континентальному толеиту (по Б. Г. Лутцу [9]) позволяют отнести рассматриваемые образования к континентальным толеитам. Многочисленные изотопные определения возраста (11—51 млн лет), полученные для базальтов этого типа калий-аргоновым методом (табл. 2), вероятно, не отражают истинного времени образования пород. Скорее всего, такой разброс в датировках связан с несовершенством применяемого метода или же с измененностью образцов [16]. Время формирования континенталь-

А З И А Т С К И Й
К О Н Т И Н Е Н Т

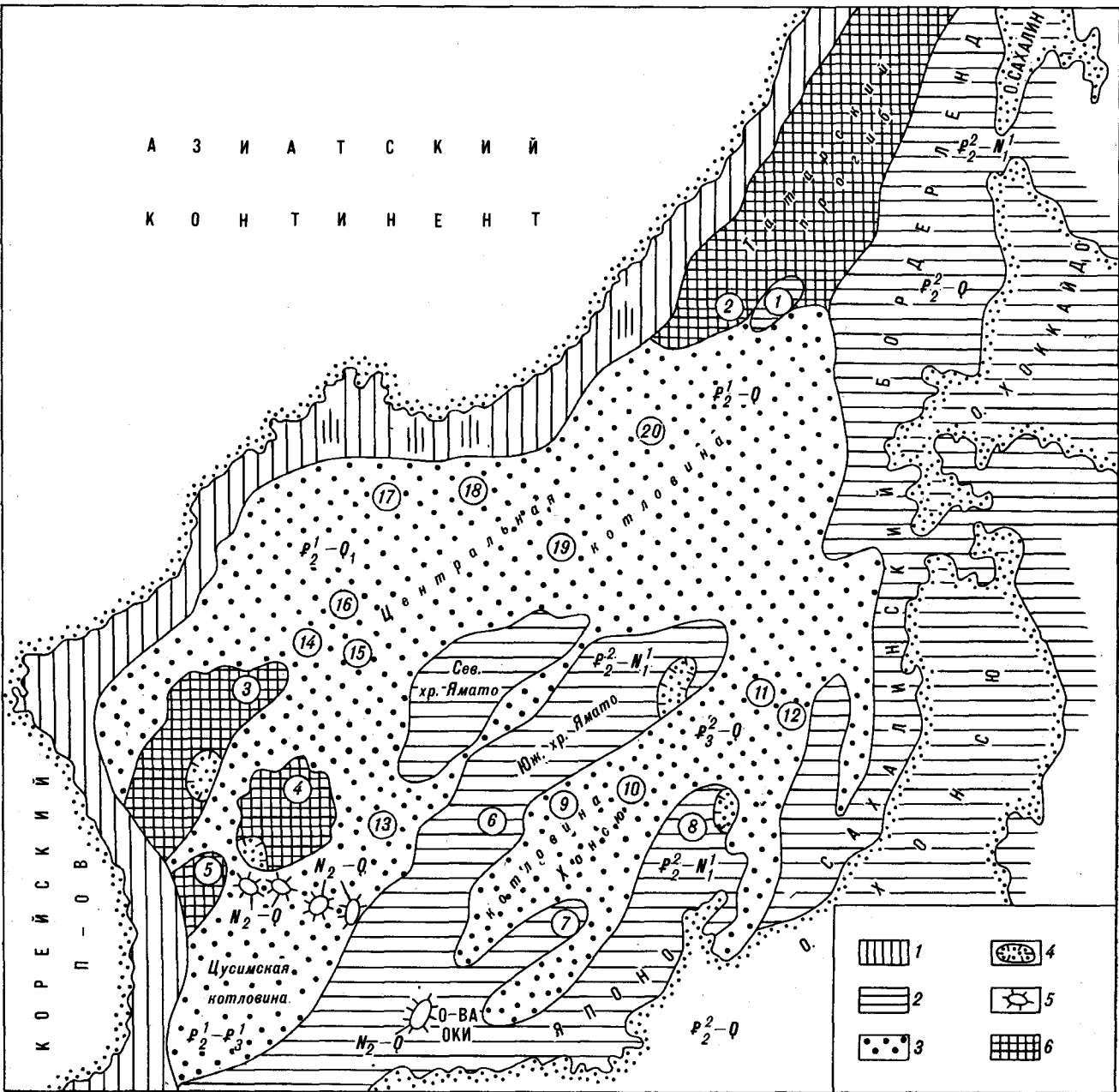


Рис. 1. Схема кайнозойского базальтоидного магматизма Японского моря.

1—5 — формационно-геохимические типы базальтоидов и районы их распространения: 1 — континентальные толеиты (линии сгущены в местах обнаружения базальтов этого типа), 2 — базальтоиды островодужного типа, 3, 4 — окраинно-морские толеиты и их дифференциаты (3 — котловины и их ответвления, 4 — наложенные постройки), 5 — щелочные базальтоиды типа пород континентальных рифтов, 6 — районы моря без проявления активного базальтоидного магматизма. Цифрами в кружках обозначены возвышенности: 1 — Витязя, 2 — Аллатова, 3 — Восточно-Корейская, 4 — Криштофовича, 5 — Улышндо, 6 — Пржевальского, 7 — хребет Оки, 8 — Ното, 9 — Медведева, 10 — Полигона-8, 11 — Мейё-2, 12 — Мацу, 13 — Галагана, 14 — Полигона-4, 15 — Кольцо, 16 — Гэбасс, 17 — Первенца, 18 — Тарасова, 19 — Безымянная, 20 — Богорова. Индексами показано время проявления магматизма.

ных толеитов определено как неогеновое на основании их полного сходства с платобазальтами Приморья и общности структурного положения.

Базальтоиды второго (островодужного) типа распространены значительно шире, чем континентальные толеиты. Они развиты на

крупных подводных поднятиях в центральной (возвышенность Ямато и ее отроги), а также в восточной и северо-восточной (структуры Японо-Сахалинского бордерленда) частях Японского моря (см. рис. 1). Для них характерны преобладание лейкократовых минералов-вкрапленников и присутствие магнетита во всем

Формационно-геохимические типы кайнозойских базальтоидов Японского моря

Комп- нент	n																	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	2/8	22/10	16/9	6/2	2	11/28	18/47	7/10	14/28	9/8	7/8	3/7	4/2	7/9	2/6	1/1	1/4	8/11
SiO ₂	48,99	51,02	58,29	64,99	70,25	47,29	49,07	50,96	57,03	60,03	63,85	69,79	43,52	44,51	46,48	47,80	51,40	59,59
TiO ₂	1,37	0,94	0,90	0,53	0,38	1,48	1,78	2,06	1,03	0,81	0,36	0,16	2,64	3,31	2,91	2,50	1,80	0,45
Al ₂ O ₃	16,30	18,63	17,79	16,16	15,51	18,09	18,61	16,02	17,64	17,34	14,04	13,30	14,34	16,82	17,00	18,35	19,62	19,15
Fe ₂ O ₃	2,28	2,64	4,00	1,46	1,42	5,45	5,15	6,95	4,50	4,42	2,85	1,60	4,63	5,43	6,37	7,11	6,67	3,05
FeO	8,76	4,30	3,17	3,94	1,67	4,42	2,60	4,75	2,37	1,49	2,78	1,42	6,94	5,41	3,45	4,92	2,03	0,72
MnO	0,16	0,12	0,41	0,09	0,09	0,19	0,14	0,21	0,12	0,08	0,15	0,07	0,15	0,16	0,16	0,21	0,16	0,12
MgO	7,50	4,38	2,42	1,37	0,88	6,82	4,06	4,00	1,55	0,66	0,53	0,51	10,79	5,90	6,48	3,27	2,71	0,81
CaO	9,65	9,14	5,75	3,38	0,38	9,53	10,84	8,34	5,05	2,73	2,10	1,34	10,46	8,95	8,19	6,83	4,20	1,72
Na ₂ O	2,68	3,23	3,94	3,84	3,68	2,78	2,93	3,19	4,64	5,56	4,53	3,87	2,42	3,34	4,08	3,84	3,84	5,69
K ₂ O	0,57	1,82	1,82	2,85	3,41	1,07	1,24	1,11	3,24	5,10	3,54	4,63	1,20	2,91	3,25	4,62	4,80	6,33
П. п. п.	1,34	2,36	1,26	1,06	3,41	2,58	2,87	1,86	2,27	1,41	3,12	3,45	2,44	1,72	1,44	1,01	3,00	2,18
Co	80	28	20	14	28	28	24	19	6	4	5	2	84	23	34	21	8	2
Ni	226	28	18	13	100	48	15	10	8	8	4	4	208	56	93	30	10	5
Cr	320	43	31	12	324	324	42	14	14	8	3	2	370	80	149	50	23	5
V	212	171	118	105	205	239	213	44	44	28	9	16	260	173	167	120	70	10
Zr	91	161	175	205	150	456	152	261	362	362	453	303	165	264	333	400	500	660
Rb	H. a.	H. a.	H. a.	H. a.	H. a.	23	42	42	50	104	93	H. a.	28	47	22	H. a.	H. a.	H. a.
Sr	H. a.	699	H. a.	H. a.	407	427	427	456	460	180	34	H. a.	917	1040	914	H. a.	H. a.	H. a.

Примечание. 1 — тип 1 — континентальный толент; 2—5 — тип 2 — островные вулканы (2 — базальт, 3 — андезит, 4 — дацит, 5 — липарит); 6—12 — тип 3 — окраино-морские толенты и их дифференциаты (6 — оливиновый базальт, 7 — плагиоклазовый базальт, 8 — ферробазальт, 9 — трахит, 10 — трахит, 11 — трахит, 12 — трахит); 13—18 — тип 4 — щелочные базальтоиды типа континентальных рифтов (13 — пикритовый базальт, 14 — пикрит-оливиновый базальт, 15 — оливиновый базальт, 16 — амфиболовый базальт, 17 — лейкобазальт, 18 — трахит). H. a. — не анализировалось, n — количество анализов (в числителе — по петрогенным окислам, в знаменателе — по редким элементам).

эволюционном ряду; подчиненная роль оливина среди меланократовых минералов в базальтах; присутствие ортопироксена и водосодержащих минералов (биотит, амфибол), роль которых среди темноцветных возрастает от основных пород к кислым. По содержанию кремнезема описываемые вулканы образуют эволюционный ряд от базальтов до липаритов, при этом увеличение кремнезема сопровождается постепенным ростом щелочей (при постоянном преобладании натрия) и уменьшением глинозема, железа, магния, кальция и титана, т. е. наблюдается боуэновский тренд дифференциации (см. табл. 1). Вулканы этого типа пересыщены кремнеземом и характеризуются присутствием нормативного кварца, количество которого значительно увеличивается от базальтов к липаритам. Кроме того, они характеризуются низкими концентрациями сидерофильных элементов. В основных разностях они составляют 15—50 г/т, причем по мере раскисления пород содержание этих элементов практически не меняется. Никель-кобальтовое отношение в базальтах меняется от 0,8 до 1,2 (среднее 1,0), что при низких содержаниях сидерофильных элементов (менее 60 г/т) является типоморфным признаком для базальтов островных дуг [9, 12]. Таким образом, по соотношению и характеру поведения главных петрогенных элементов базальтоиды данного типа относятся к породам известково-щелочной серии, о чем свидетельствует и индекс Пикока, равный для них 58,3. Содержание сидерофильных микроэлементов и их соотношения позволяют отнести эти вулканы к известково-щелочной серии островных дуг. В целом вулканические породы этого типа по химическим особенностям пород и минералов, характеру эволюции (рис. 2) представляют собой типичные образования известково-щелочной серии островных дуг. Время их излияния, согласно геологическим данным [1, 3, 7, 8] и радиоизотопным определениям (см. табл. 2), различное: на возвышенности Ямато средний — верхний эоцен — поздний олигоцен (ранний миоцен?), на структурах Японо-Сахалинского бордерленда — нижний — верхний миоцен. Образования третьего типа — наиболее распространенные породы среди кайнозойских вулканических Японского моря. Они слагают вулканические горы в хребтах в глубоководных котловинах (Хонсю, Центральной) и формируют мелкие

Результаты определения возраста базальтоидов Японского моря

№ п/п	Номер пробы	Кол-во калия, %	$^{40}\text{K}\cdot 10^{-7}$, г/г	$^{40}\text{Ar}\cdot 10^{-7}$, г/г	^{40}Ar		Возраст, млн лет	№ п/п	Номер пробы	Кол-во калия, %	$^{40}\text{K}\cdot 10^{-7}$, г/г	$^{40}\text{Ar}\cdot 10^{-7}$, г/г	^{40}Ar		Возраст, млн лет
					^{40}Ar	^{39}Ar							^{40}Ar	^{39}Ar	
1	686	—	—	—	—	—	51	30	1155/1	1,91	12,32	0,08178	0,000637	11,5	
2	686/1	—	—	—	—	—	52	31	2068	0,95	11,59	0,023053	0,001989	34,3	
3	686/5	0,83	10,126	0,013625	0,001345	0,0006548	23,2	32	2070	1,28	15,616	0,053375	0,003417	58,5	
4	761	1,98	24,16	0,01582	0,0006548	—	11,5	33	7714 ^a	0,63	7,686	0,2362	0,003074	52,7	
5	790/6	2,07	25,254	0,02618	0,001036	—	18,0	34	7728	1,45	17,69	0,00666	0,000376	6,5	
6	791 ^a	—	—	—	—	—	44,0	35	5850	—	—	—	—	<18,0	
7	791 ^b	0,51	6,222	0,012050	0,001937	—	33,4	36	2054	1,36	16,2221	0,014767	0,0091	15,6	
8	791/2	0,58	7,076	0,00989	0,0013967	—	24,2	37	2055/2	4,98	60,756	0,063054	0,004038	18,0	
9	443/1	1,65	20,13	0,027	0,0013	—	23	38	2209	1,08	13,176	0,014323	0,004092	19,0	
10	444/1	1,56	19,03	0,05	0,0026	—	46	39	77131	0,80	9,76	0,00661	0,000678	11,8	
11	444/2	1,13	13,79	0,036	0,0026	—	46	40	77132	0,66	8,052	0,00466	0,000578	10,0	
12	444/6	1,78	21,72	0,038	0,0017	—	30	41	77106	2,22	27,084	0,1443	0,000533	9,3(10,2)	
13	413/1	1,65	20,13	0,027	0,0013	—	23	42	77107/1	1,95	23,79	0,019946	0,000838	14,5	
14	416	1,29	15,74	0,028	0,0018	—	32	43	77108	1,91	23,303	0,01626	0,0006979	12,0	
15	YS ₁₋₂	1,44	—	—	—	—	21,6±5	44	MASA	1,75	—	—	—	4,16±0,16	
16	YS ₁₋₁	0,94	—	—	—	—	19,3±5	45	77117	4,15	50,63	0,05306	0,001048	18,2	
17	1226	1,23	15,01	0,00928	0,000618	—	11,0	46	77117/4	1,92	23,424	0,02189	0,0009346	16,2	
18	1317	1,06	12,932	0,005755	0,000447	—	7,7	47	77119	2,03	24,766	0,01832	0,00074	12,9	
19	7734/1	1,36	16,592	0,009625	0,00058	—	10,0	48	1468/1	1,22	14,5521	0,00642	0,000662	11,4	
20	7736	0,70	8,54	0,01095	0,001282	—	22,2	49	1471/8	2,03	24,766	0,01754	0,007044	12,2	
21	1679/1	1,33	16,236	0,011446	0,00075	—	12,8	50	1618	0,83	10,126	0,01854	0,001830	31,6	
22	1474	3,79	46,238	0,00071	0,000001	—	1,0(1,0)	51	2397/2	0,90	10,7352	0,03794	0,003534	60,2(62,5)	
23	7749	0,66	8,052	0,00375	0,0004659	—	8,0	52	2417	1,78	21,2318	0,002125	0,000100	2,0	
24	7766 ^b	4,39	53,558	0,11643	0,000217	—	3,8	53	7778/3	1,34	16,348	0,050179	0,003069	52,7	
25	7752	0,62	7,564	0,00175	0,000231	—	4,0	54	7779/4	3,47	42,334	0,03164	0,000747	13,0	
26	7753	0,66	8,052	0,00569	0,000707	—	12,3	55	936	2,49	30,38	0,006027	0,0001983	3,5	
27	1165	0,28	3,42	0,0303	0,000865	—	15,5	56	1212 ^b	2,50	30,50	0,003928	0,000128	2,2	
28	1147 ^г	1,01	12,047	0,01242	0,001007	—	17,2	57	1208	4,74	57,83	0,0112	0,0001936	3,5	
29	1149/5	1,34	16,35	0,01507	0,0009217	—	16,0								

Примечание. 1—8 — континентальные толеиты; 9—16 — базальтоиды островного типа (возвышенность Ямаго); 17—54 — окраинно-морские толеиты и их дифференцаты; 17—38 — Центральная котловина (17, 18 — базальты хребта Галагана (полюгон 20-А); 19—22 — возвышенность Гебасс (19—21 — базальты, 22 — трахит-дацит); 23, 24 — возвышенность Гарасо, 31, 32 — базальты возвышенности И-4; 27, 28 — базальты возвышенности «Перенца»; 29, 30 — базальт с вулканической и трахитовидной возвышенностью Гарасо; 33 — базальт; 34 — базальты возвышенности Бьямнина; 33—37 — хр. Богорова (33—36 — базальты, 37 — трахит); 38 — базальт с вулканической возвышенностью Гарасо; 39—49 — котловина Хондо (39, 40 — базальты с возвышенности Полигона-8, 41—44 — трахитовидные горы Мацу; 45—47 — возвышенность Мидзедэ (48 — базальт, 49 — долерит); 50—54 — надолженные горы; 55—57 — щелочные базальтоиды типа пород континентальных рифтов (55 — базальт с возвышенности Ямаго (53 — базальт, 54 — трахитидит); 55—57 — щелочные базальтоиды типа пород континентальных рифтов (55 — базальт с возвышенности Глебова, 56, 57 — трахит Оми (56 — базальт, 57 — трахит)). 1, 2, 6 — из [14]; 9—14 — из [1]; 15, 16, 44 — из [18]; 35 — из [20]; 19, 20, 23, 34, 39—43, 45—47, 53, 54 — коллекция Ю. Б. Балазова. Определения выполнены калий-аргоновым методом в ИО Палеонтология А. А. Грачевой. В скобках приведены результаты повторных определений из одной и той же пробы.

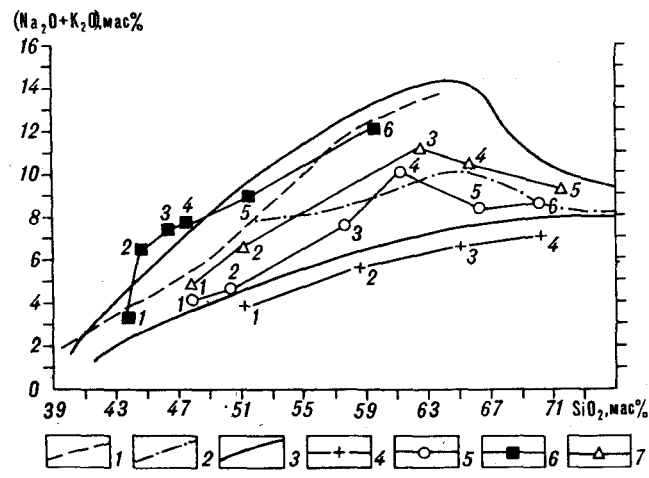


Рис. 2. Диаграмма эволюции составов базальтоидов Японского моря.

1 — нижняя граница распространения пород, содержащих фельдшпатоиды; 2 — нижняя граница распространения безфельдшпатоидных щелочных пород; 3 — границы распространения субщелочных пород; 4—7 — эволюционные тренды базальтоидов Японского моря: 4 — островодужного типа (1 — базальт, 2 — андезит, 3 — дацит, 4 — липарит), 5 — окраинно-морские толеиты и их дифференциаты (1 — оливинный базальт, 2 — ферробазальт, 3 — трахиандезит, 4 — трахит, 5 — трахидацит, 6 — трахилипарит), 6 — щелочные базальтоиды Пусимской котловины (1 — пикрито-базальт, 2 — пироксен-оливинный базальт, 3 — оливинный базальт, 4 — амфиболовый базальт, 5 — лейкобазальт, 6 — трахит, 7 — щелочные базальтоиды о. Дого [29] (1 — оливинный базальт, 2 — муджирит, 3 — трахит, 4 — трахидацит, 5 — трахилипарит).

наложенные постройки в краевых частях крупных возвышенностей — Ямато, Ното, Восточно-Корейской (см. рис. 1). По содержанию кремнезема они образуют ряд пород от базальтов до трахилипаритов (см. табл. 1). Особенности вулканитов этого типа являются отсутствие ортопироксена и присутствие кварца (обычно в резко подчиненном количестве) лишь в некоторых наиболее кислых разновидностях — трахидацитах и трахилипаритах. Для преобладающей части базальтов характерны существенно оливин-плагиоклазовый парагенезис минералов-вкрапленников с резко подчиненным количеством клинопироксена и отсутствие магнетита. Другие разности базальтов (пироксен-оливинные, ферробазальты) и более кислые дифференциаты характеризуются обычно присутствием рудных минералов. Водосодержащие минералы в базальтах отсутствуют и обычно не характерны для кислых разновидностей.

Окраинно-морские толеиты — это специфические породы, характерные для Японского моря (см. табл. 1). Высокое содержание глинозема (17—20%), щелочей (3,5—4,5%) и связанных с последними Zr, Rb, а также низкая кальциевоность (8,5—11,0%) свидетельствуют об их геохимическом родстве с основными вулканитами известково-щелочной серии островных дуг, тогда как содержание остальных петрогенных окислов, высокий уровень сидерофильных элементов (Ni 40—250, Cr 150—

500 г/т) и особенности химизма их минералов сближают эти базальты с океаническими толеитами и толеитами океанических гор и поднятий. По характеру эволюции описываемые базальтоиды существенно отличаются от островодужных вулканитов Японского моря (известково-щелочная серия). Вначале идет интенсивное накопление железа и титана, сопровождающееся уменьшением глинозема (до 13—15%), магния (до 3,5) и незначительным увеличением щелочей и кремнезема, т. е. проявляется феннеровский тренд дифференциации. На этом же этапе эволюции в базальтах резко уменьшаются концентрации сидерофильных элементов (до 20—40 г/т). Далее, по мере роста кремнезема, первоначально идет интенсивное увеличение (до 10—11% в трахитах), а затем падение (до 8—9%) щелочности в трахидацитах и трахилипаритах (см. рис. 2). Содержания кальция, железа, магния и титана значительно уменьшаются, причем их уровень в конечных дифференциатах почти в два раза ниже, чем в кислых вулканитах островодужного типа. Количество глинозема в средних разновидностях (трахиандезиты, трахиты) долго удерживается на одном и том же довольно высоком уровне (17—19%), а затем резко уменьшается на 4—6% в трахидацитах и трахилипаритах. Базальты этого типа недосыщены или насыщены кремнеземом и характеризуются нормативным кварцем, гиперстеном, оливинном и редко нефелином; более кислые вулканиты обычно пересыщены кремнеземом, но количество нормативного кварца в них обычно ниже, чем в равных по уровню кислотности базальтоидах островодужного типа Японского моря. В целом эволюция базальтовой магмы в пределах вулканических гор и наложенных построек в Японском море протекает по законам, свойственным для магм толеитового типа (наличие феннеровского тренда и пантеллеритовой тенденции). Ее характер в данном случае отвечает особенностям эволюции базальтоидного магматизма на горах и поднятиях океана.

Время излияния окраинно-морских толеитов и их дифференциатов в Центральной котловине и котловине Хонсю различное. В Центральной котловине и на наложенных постройках, расположенных на примыкающих к ней возвышенностях (Восточно-Корейская, Ямато), время их формирования поздний палеоцен — поздний плиоцен (плейстоцен?); в котловине Хонсю — поздний олигоцен — поздний плиоцен (плейстоцен?). Такое время образования этих базальтоидов определяется исходя из данных радиоизотопных определений, конкретных геологических наблюдений и общих геологических представлений автора, основанных на сравнительном анализе данных по различным окраинным морям Тихого океана.

Многочисленные определения (более 35) радиозотопного возраста (см. табл. 2) пород этого типа дают интервал 1—60 млн лет. Современная вулканическая деятельность в котловинах Японского моря не обнаружена. Для базальтоидов котловины Хонсю основная часть определений (10) ложится в диапазон 9,3—18,2 млн лет, что отвечает верхам нижнего миоцена — среднему миоцену. Одно определение (4,16 млн лет) отвечает плиоцену (данные японских авторов). Последнее может указывать на то, что основной этап формирования вулканических построек в котловине Хонсю происходил в нижнем — среднем миоцене и, вероятно, затем продолжался (или возобновился) в плиоцене. Для пород Центральной котловины и наложенных построек, расположенных на сопряженных с ней возвышенностях (Восточно-Корейская, Ямато), анализ данных по радиозотопному возрасту (27 определений) дает следующее: шесть определений отвечают палеогену (31—60 млн лет); основная часть определений ложится в интервал 10—22 млн лет (нижний — средний миоцен); три определения (6,5; 7,7; 8,0 млн лет) дают позднемиоценовый возраст и четыре — плиоценовый. При этом позднемиоценовый и плиоценовый возраст имеют главным образом более кислые дифференциаты и оливин-клинопироксеновые базальты. И те и другие, по мнению автора, образуются на завершающем этапе эволюции магматического очага. Данные изотопного возраста пород Центральной котловины позволяют говорить о существовании здесь трех этапов магматизма: палеогенового, в период которого происходило, вероятно, образование котловины и началось формирование подводных гор; нижне-среднемиоценового, когда магматизм локализовался и происходило интенсивное формирование вулканических построек; плиоценового, в течение которого вулканические процессы протекали на некоторых, наиболее крупных, постройках.

Со склонов подводных гор котловин наряду с вулканическими породами были подняты слаболитифицированные диатомовые осадочные образования, в которых часто встречаются обломки базальтов. Возраст этих пород (по данным Н. Г. Ващенко) главным образом позднемиоценовый. Последнее указывает на то, что к тому времени основное формирование постройки завершилось и на ней происходило осадконакопление. Следует отметить, что станции с осадочными образованиями взяты главным образом не с привершинной, а с нижней или средней части вулканической постройки. Количество пирокластики в позднемиоценовых отложениях Японского моря уменьшается по сравнению со среднемиоценовыми. Этот факт также подтверждает мнение о том, что в

позднем миоцене и плиоцене вулканическая деятельность сократилась — действовали лишь единичные наиболее крупные вулканы.

По мнению автора, окраинные моря северо-западной части Тихого океана и их глубоководные котловины образовались в результате единого для всех морей циклического деструктивного процесса. В Филиппинском море данными глубоководного бурения установлено, что фундамент Западно-Филиппинской котловины сформировался в среднепалеогеновое время, а в котловинах Сикоку и Паресе-Вела — в позднеолигоцен-среднемиоценовое время. Друг от друга они отделены остаточной островной дугой — хребтом Кюсю-Палау, активный магматизм островодужного типа на котором протекал в среднеэоцен-позднеолигоценное время. Иными словами, в Филиппинском море имеются две разновозрастные котловины, разделенные остаточной островной дугой, магматизм на которой проявился в определенный период. То же самое, но не так отчетливо, наблюдается и в Японском море: две глубоководные котловины — Центральная и Хонсю, разделены возвышенностью Ямато, островодужный магматизм на которой, так же как на Кюсю-Палау, протекал в среднеэоцен-позднеолигоценное время. Эти факты позволяют говорить об аналогии в образовании котловин Японского и Филиппинского окраинных морей, а значит, и о формировании Центральной котловины в Японском море в палеогеновое, а котловины Хонсю — в позднеолигоцен-нижнемиоценовое время.

Образования четвертого типа — щелочные базальтоиды, сходные с породами континентальных рифтов, развиты в Японском море незначительно (см. рис. 1). Они известны только в юго-западной части моря, где слагают локальные вулканические постройки как в пределах жестких блоков древней сиалической коры (о. Дого), так и в глубоководной части моря (север Цусимской котловины). Структуры, расположенные в Цусимской котловине, образуют как бы цепочку, вытянутую почти в широтном направлении. Они формируют собой северную границу Цусимской котловины. С запада на восток следуют о. Уллындо, подводная возвышенность Глебова, о. Чукто, гайот Оки (см. рис. 1). Вулканы о. Дого образуют эволюционный ряд от щелочных оливиновых базальтов до трахилипаритов. Характерными особенностями их кислых разновидностей являются преобладание калия над натрием и присутствие в них щелочных минералов [29]. Базальтоиды Цусимской котловины по содержанию кремнезема (41—61 %) образуют ряд пород от пикритовых базальтов до щелочных трахитов (см. табл. 1). Разнообразие минерального состава обуславливает и вариации хими-

ческого состава вулканитов. Базальтоиды Цусимской котловины (за исключением пикритовых базальтов) характеризуются высокой щелочностью на протяжении всего эволюционного ряда (см. рис. 2). Особенности поведения натрия и калия свидетельствуют о калиевом типе щелочности, причем по мере раскисления пород интенсивность накопления калия по отношению к натрию увеличивается и калий становится преобладающим элементом среди щелочей (см. табл. 1). На высокую щелочность и ее калиевый тип указывает характер поведения циркония: в базальтах его концентрации изменяются от 200 до 400 г/т, затем идет резкое накопление этого элемента по мере раскисления пород, и в трахитах содержание циркония составляет 600—900 г/т (см. табл. 1). Основной особенностью вулканитов Цусимской котловины является высокое содержание в базальтах титана (до 3,6 %) и калия (до 4,8 %), а также преобладание последнего над натрием в некоторых основных и во всех кислых разностях (см. табл. 1).

Плиоцен-четвертичные калиевые щелочные базальтоиды широко развиты по обрамлению Японского моря. Они известны в Китае, Приморье, на Корейском полуострове и на Японских островах [3, 4, 21]. Из литературы известно, что щелочной базальтоидный магматизм, характеризующийся преобладанием калия над натрием, не свойствен для океанов и развит главным образом на континентах [9, 10, 22], где он обычно локализуется в структурах растяжения — континентальных рифтах. Щелочной вулканизм Японского моря проявился в пределах жестких структур, которые считаются частью Сино-Корейского щита, или же в непосредственной близости от них. При этом он локализован практически вдоль одной линии, что наводит на мысль о приуроченности магматизма к мощной зоне разломов, образовавшейся в период плиоцен-четвертичной активизации впадины Японского моря.

Таким образом, особенности минерального и химического составов щелочных базальтоидов Японского моря, их структурное положение, а также сходство со щелочными (калиевыми) вулканитами континентов позволяют отнести их к типу щелочных базальтоидов континентальных рифтов.

Время образования щелочных базальтоидов Цусимской котловины устанавливается достаточно определенно как плиоцен-четвертичное на основании следующих фактов: все щелочные базальты, развитые по обрамлению Японского моря, имеют плиоцен-четвертичный возраст [3, 4, 21]; щелочные вулканиты о. Дого (Японское море, рядом с Цусимской котловиной) также образовались в плиоцен-четвертичное время [29]; последнее извержение вул-

кана на о. Уллындо происходило в историческое время [4]. Кроме этих общегеологических фактов, на такой возраст щелочных пород Цусимской котловины указывают некоторые радиоизотопные датировки (см. табл. 2) и свежий облик самих пород.

Имеющиеся данные по кайнозойскому базальтоидному магматизму позволяют рассмотреть вопрос о происхождении Японского моря и природе его главных структур. Существует прямая связь между тектоникой и магматизмом, т. е. зоны высокой подвижности всегда сопряжены с активным вулканизмом. Однако породы, образовавшиеся в различных тектонических активных зонах, существенно различаются, т. е. определенный комплекс магматических пород образуется только в конкретной тектонической обстановке. А. А. Маракушев [11] выделяет две группы подвижных поясов с активным магматизмом: одни находятся в преобладающем режиме растяжения, другие — сжатия. По мнению этого автора, в режиме сжатия развивается магматизм на островных дугах и активных окраинах континентов, а в обстановке растяжения — в рифтах и зонах внутриплитовых разломов океанов и континентов, а также в глубоководных впадинах окраинных морей. В обстановке сжатия формируются вулканиты островодужного типа, а континентальные, океанические, окраинно-морские толеиты и их дифференциаты — в условиях растяжения. Щелочные породы также образуются в условиях растяжения земной коры, но только в том случае, если оно было незначительным или уже ослабло [11, 19].

Время образования базальтоидов, свойственных обстановке сжатия, в Япономорском регионе различно: в Приморье (кузнецовская свита известково-щелочной серии континентальных окраин) — палеоцен — ранний эоцен [2]; на возвышенности Ямато — средний эоцен — поздний олигоцен; на Японо-Сахалинском бордерленде — ранний-поздний миоцен. Современный вулканизм этого типа главным образом сосредоточен в зоне Насу (о. Хонсю). Время излияния базальтоидов, характерных для зон растяжения, в различных местах Япономорского региона также неодинаковое: в Центральной глубоководной котловине — поздний палеоцен — плейстоцен, в котловине Хонсю — поздний олигоцен — плейстоцен. Современный вулканизм в пределах этих структур не известен. Наиболее активному магматизму котловины Хонсю соответствует по времени период формирования континентальных толеитов в Приморье и на его материковом склоне. Базальтоиды щелочного типа в Японском море изливались в плиоцен-четвертичное время, вплоть до современного. В этот же период формировались и щелочные вулканиты во внут-

ренной зоне о. Хонсю — район Саньин-Хокурису на п-ове Корея (вулкан Пэктусан и др.) и в Приморье [3, 4, 21].

Анализ кайнозойского базальтоидного магматизма Японского моря и его обрамления показывает, что зоны вулканизма, характерного для условий сжатия, постепенно смещались с запада на восток (кузнецовская свита, возвышенность Ямато, внутренняя часть Японских островов и современная зона их вулканизма). Возраст магматизма, типичного для растяжения, также омолаживается в этом направлении — Центральная котловина, котловина Хонсю (щелочной вулканизм о. Хонсю и Японского моря). Из этого следует, что периоды сжатия закономерно сменялись периодами растяжения. Выделяются три уменьшающихся по интенсивности периода растяжения: 1 — поздний палеоцен — поздний эоцен (ранний олигоцен?), 2 — поздний олигоцен — ранний миоцен, 3 — плиоцен — современный — и четыре периода сжатия: 1 — ранний палеоцен — ранний эоцен, 2 — средний эоцен — ранний миоцен, 3 — ранний — поздний миоцен, 4 — поздний плиоцен — антропоген. В настоящее время Японская островная дуга находится в режиме преобладающего сжатия. Закономерная смена режимов растяжения и сжатия в Японском регионе позволяет говорить о сложном и направленном процессе формирования структур Японского моря. Определяющим фактором в образовании впадины было растяжение. Высокая пористость базальтов, развитых на возвышенностях в глубоководных котловинах [15], свидетельствует о формировании этих пород в близповерхностных условиях. Современное положение вершин вулканических построек (обычно глубже 1,5 км) позволяет говорить о постоянно существующей (до какого-

то периода) тенденции их погружения, что, вероятно, связано с постепенным опусканием дна глубоководных котловин. Это указывает на то, что наряду с определяющей ролью растяжения в формировании всех типов структур моря немаловажное значение имело и погружение, сопровождающее процессы растяжения.

Характер магматизма различных структур Японского моря позволяет говорить об их природе. Глубоководные котловины представляют собой новообразованные структуры, сформировавшиеся в условиях растяжения. При этом основной этап формирования Центральной котловины приходится на среднепалеогеновое, а котловины Хонсю — на позднеолигоцен-среднемиоценовое время. Эти котловины разделены возвышенностью Ямато, которая является частью остаточной островной дуги с активным вулканизмом островодужного типа среднеэоцен-позднеолигоценного времени.

Таким образом, Японское море сформировалось в кайнозойское время за счет дробления окраины Азиатского континента и дрейфа его отколовшихся фрагментов (протофундамента Японской островной дуги) в сторону Тихого океана. Образование его впадины происходило при чередующихся режимах растяжения и сжатия, каждый из которых отражен определенным циклом магматизма. Определяющим на всем этапе эволюции Японского моря был постоянно существующий режим сжатия во фронтальной (океанической) части сопряженной дуги. Накопившееся напряжение снималось процессом растяжения в тыловой части дуги, что приводило к горизонтальному смещению ее фронтальной части в восточном направлении (в сторону океана). Затем этот цикл повторялся.

ЛИТЕРАТУРА

1. Васильев В. И., Карп Б. Я. и др. Строение подводной возвышенности Ямато по геофизическим данным. — М.: Изд-во МГУ, 1975.
2. Вулканические пояса Востока Азии. — М.: Наука, 1984.
3. Геологическое развитие Японских островов. — М.: Мир, 1968.
4. Геология Кореи. — М.: Наука, 1964.
5. Геология дна Филиппинского моря. — М.: Наука, 1980.
6. Дмитриев Ю. И. Формационный тип базальтов океанических структур растяжения // Петрология и рудоносность индикаторных магматических формаций. — М.: Наука, 1981.
7. Ерохов В. Ф., Жидкова Л. С. и др. Геологическое строение острова Монерон (Японское море) // Геология и геофизика. — 1971. — № 1.
8. Куделькин В. В., Журавлева А. В., Шереметьева Г. Н. Палеогенные отложения острова Монерон (Татарский пролив) // Докл. АН СССР. — 1982. — Т. 267, № 3.
9. Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. — М.: Недра, 1980.
10. Магматические горные породы. Щелочные породы. — М.: Наука, 1984.
11. Маракушев А. А. Петрогенезис и структурная эволюция земной коры // Вест. МГУ. Сер. геол. — 1984. — № 4.
12. Маргенов Ю. А. Проблема происхождения базальтоидных серий островных дуг по данным о соотношении никеля и кобальта // Докл. АН СССР. — 1983. — Т. 273, № 5.
13. Попов В. К. Петрология палеоген-неогеновых вулканических комплексов Восточного Сихотэ-Алиня. — Владивосток, 1986.
14. Пушин И. К., Берсенев И. И. Базальтоиды материкового склона у побережья Южного Приморья // Геология окраинных морей Тихого океана. — Владивосток, 1975.
15. Свининников А. И., Съедин В. Т. Физические свойства пород кайнозойских вулканогенных комп-

- лексов дна Японского моря // Тихоокеан. геология.— 1984.— № 3.
16. *Стедин В. Т.* Влияние гальмиролиза на химический состав и определение возраста базальтов Японского моря // Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы Дальнего Востока.— Владивосток, 1985.
 17. *Стедин В. Т., Коновалов Ю. И.* Особенности базальтового магматизма дна Японского моря // Магматические и метаморфические породы океанической коры.— М.: Наука, 1983.
 18. *Уено Н., Канекока И. и др.* Калий-аргоновый возраст, отношение изотопов стронция и отношение калия к рубидию в вулканических породах со дна Японского моря // Тр./СахКНИИ.— Южно-Сахалинск.— 1972.— Вып. 33.
 19. *Филпотс А. Р.* Рифтовый магматизм в восточной части Северной Америки // Континентальные рифты.— М.: Мир, 1981.
 20. *Шевалдин Ю. В., Назарова Е. А.* О магнитных свойствах изверженных пород дна Японского моря // Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана.— Владивосток, 1974.
 21. *Щека С. А.* Базит-гипербазитовые интрузии и включения в эффузивах Дальнего Востока.— М.: Наука, 1983.
 22. *Щелочные породы.*— М.: Мир, 1976.
 23. *Gill J. B.* Composition and age of Lau Basin and Ridge volcanic rocks: implications for evolutions of an interarc basin and remnant arc // Bull. Geol. Soc. Amer.— 1976.— V. 87.
 24. *Hart S. R., Glassley W. E., Karig D. E.* Basalts and sea-floor spreading behind the Mariana Island arc // Earth and Planet. Sci. Letters.— 1972.— V. 15, N 1.
 25. *Howkins J. W.* Petrology and geochemistry of basaltic rock of the Lau Basin // Ibid.— 1976.— V. 58.
 26. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.* V. 58.— Washington: US Govern. Print. Office, 1980.—
 27. *Ibid.*— 1981.— V. 59.
 28. *Ibid.*— 1982.— V. 60.
 29. *Uchimizi M.* Geology and petrology of alkaly rocks from Dogo Oki Islands // J. Sci. Univ. Tokyo.— 1966, ser. 2.— V. 16, part 1.

ТОИ ДВО АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
5 мая 1987 г.

УДК 552.11

Л. Ф. Мишин

МОРФОЛОГИЯ И ФАЦИАЛЬНЫЙ СОСТАВ СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ИНТРУЗИЙ ОЛОВОНОСНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗОН ВОСТОКА СССР

Оловоносные вулканические зоны Дальнего Востока (Хингано-Олонойская, Юрин-Камеиушинская, Баджалская, Ям-Алинская, Куйдусунская и другие) сложены преимущественно игнимбритами кислого состава. По последним данным значительная их часть имеет субвулканическую природу. Контакты интрузий четкие с падением как внутрь, так и под вмещающие породы, но доминирует пологое центриклинальное залегание подошвы. Вмещающие породы имеют также согласное центриклинальное залегание. Основной объем субинтрузивов внедрялся межформационно с синхронной просадкой подстилающих пород. Субинтрузии сложены порфи́ро- и кристаллокласти-

ческими игнимбри́топодобными породами. К центру интрузивов уменьшается степень протоклаза и увеличивается количество вкрапленников, растет кристалличность основной массы (до микрогранитовой) и параллельно изменяется структура от типично игнимбри́товой к теневой флюидальной. Породы с игнимбри́товыми структурами слагают фации приподовненных и водораздельных (прикровлевых) игнимбри́тов. Центральные зоны массивов сложены породами гранит-гранодиорит-порфи́рового состава, для которых характерна пластовая форма (часто с идеально горизонтальными подошвой и кровлей) конформных фаций водораздельных игнимбри́тов.

ВВЕДЕНИЕ

Субвулканические интрузии кислого состава по комплексу текстурно-структурных и морфологических особенностей делятся на два контрастных типа. Первый из них, представленный флюидальными, реже массивными, лавового облика породами, распространен преимущественно в окраинно-континентальных поясах, где с ним ассоциируют месторождения золотосеребряной формации. Второй представлен игнимбри́топодобными породами и характерен для внутриматериковых оловоносных вулканических зон, а также для внешних (выдвинутых в сторону континента) частей краевых вулканических поясов, специализированных также на оловянное и олововольфрамовое и редкометалльное оруденение. Эти субвулканические образования и комагматичные им покровные фации могут быть сопоставлены с магнитными и немагнитными [13, 14] или магнетитовыми и ильменитовыми сериями гранитоидов. Характерными признаками субинтрузий второго типа являются протоклаз вкрапленников, присутствие ксенолитов и гомеогенных включений, появление в эндоконтактных зонах в основной массе пород типично игнимбри́товых в различной степени сваренных пепловых структур. По названным признакам эти породы чаще всего относились к покровным фациям (игнимбри́ты полей больших объемов). Впервые они были

описаны как субвулканические игнимбри́ты на юге Буреинского массива [10]. В Казахстане близкие в петрографическом отношении породы получили название автомагматических брекчий [16], а их ассоциация с гранит-порфи́рами была выделена в качестве флюид-порфи́рового комплекса [17].

Большие размеры массивов (часто многие сотни квадратных километров) и внешнее однообразие пород создают большие трудности при их изучении. Поэтому даже в хорошо освоенных рудных районах их внутренняя структура не была расшифрована, и разные исследователи, основываясь на ограниченном количестве косвенных данных, относили одни и те же тела к покровным, экструзивным или субвулканическим фациям. Последнее вызвало острую необходимость постановки специальных исследований прежде всего в хорошо обнаженных районах с известными наиболее представительными объектами этого класса.

Автором на основе специально разработанной методики [12] были закартированы и изучены Атарбайский и Верхне-Аллахский массивы (Куйдусунская зона Охотско-Чукотского вулканического пояса). С учетом полученных данных пересмотрены материалы по Юрин-Камеиушинской группе субвулканических интрузий [11], а также просмотрены коллекции шлифов подобных пород с Хингано-Олонойской, Баджалской, Ям-Алинской и Эзопской вулкани-

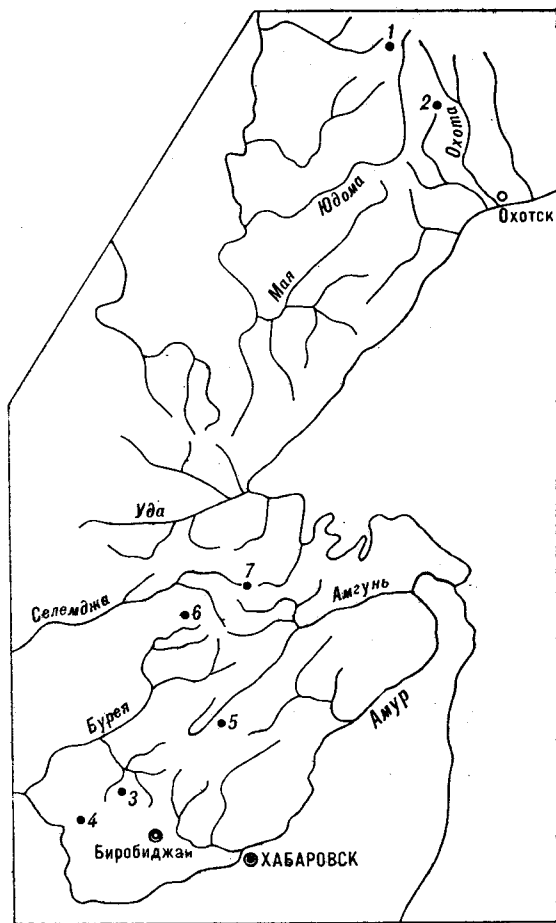


Рис. 1. Схема расположения объектов исследования.

1 — Верхне-Аллахский массив; 2 — Атарбайский массив; 3 — Юриин-Каменушинская группа субвулканических интрузий; 4 — Хингано-Олонойская вулканотектоническая депрессия; 5 — Гербинский субинтрузивный массив; 6 — Эзопская, 7 — Ям-Алиньская вулканические зоны.

ческих зон (рис. 1). В строении этих субинтрузивов оказалось много сходного, что позволило создать их обобщенную модель.

Интерес к этим образованиям вызван еще и тем, что на их примере могут быть изучены взаимоотношения интрузивных и покровных фаций и решена проблема генезиса игнимбригов.

ВЕРХНЕ-АЛЛАХСКИЙ МАССИВ

Верхне-Аллахский субинтрузивный массив площадью 600 км² расположен в междуречье верхнего течения рек Юдома и Аллах-Юмь. Абсолютный возраст пород, по данным Горохова и др., составляет 71—100 млн лет. Вмещающие породы представлены палеозойскими и раннемезозойскими терригенными отложениями верхоянского комплекса и меловыми вулканогенными образованиями Охотско-Чукотского пояса. Основные выходы вулканогенных пород

сосредоточены на южном фланге массива, по в экзоконтакте субинтрузива почти повсеместно отмечаются малоомощные «примазки» вулканитов разного состава. Присутствие среди ксенолитов наряду с осадочными породами вулканитов, а также выходы ороговикованных андезитов в эрозионном окне на правобережье р. Джатон свидетельствуют о том, что «примазки» вулканических пород в подошве массива прослеживаются на значительное расстояние к его центру. Контакты субинтрузива местами наклонены под вмещающие породы [5], но в целом преобладает крутое (30—80°) центриклинальное погружение. Вмещающие вулканогенные породы также имеют центриклинальное погружение, но судя по тому, что состав и мощность их резко меняются, очевидно, что полностью согласия в положении контактов с залегающим вулканитов нет.

Песчано-сланцевые отложения верхоянского комплекса в обрамлении массива смяты в пологие (30—50°) складки, но непосредственно у контакта субинтрузива они также приобретают моноклинальное залегание, конформное контактовой поверхности (рис. 2). Подворот осадочных пород под массив отмечал также Н. В. Ичетовкин [5]. Обычно породы в зоне контакта обожжены, сульфидизированы, но там, где его удается наблюдать (левобережье р. Хак-2), он четкий, типично интрузивный с захватом ксенолитов вмещающих пород.

Верхне-Аллахский субинтрузив сложен серыми, внешне однообразными, густовкрапленниковыми (50—60%) породами дацитового состава. Попытки фациального расчленения Верхне-Аллахского субинтрузива делались и ранее [5, 6], в частности, в нем было замечено вертикальное распределение фаций, однако редкая сеть наблюдений не позволила исследователям воссоздать адекватную картину пространственного распределения фаций.

Нами было проведено структурное картирование центральной части массива на площади 10 × 20 км с детальным опробованием и изучением в шлифах. В результате удалось выделить ряд петрофаций, имеющих постепенные переходы и закономерное пространственное распределение (см. рис. 2). В эндоконтакте субинтрузива распространены стекловатые породы с сильно протоклазированными вкрапленниками и с типичными для игнимбригов средне- и сильнопосваренными пепловыми структурами основной массы. Эти породы нами выделены как фация приподошвенных игнимбригов. В местах максимальных врезов мощность их десятки метров, а на более высоких срезях — первые сотни метров. Точно такие же породы установлены на участках с высокими абсолютными отметками: 1700—1800 м — в периферийных областях и 1900—2000 м — в центральной части

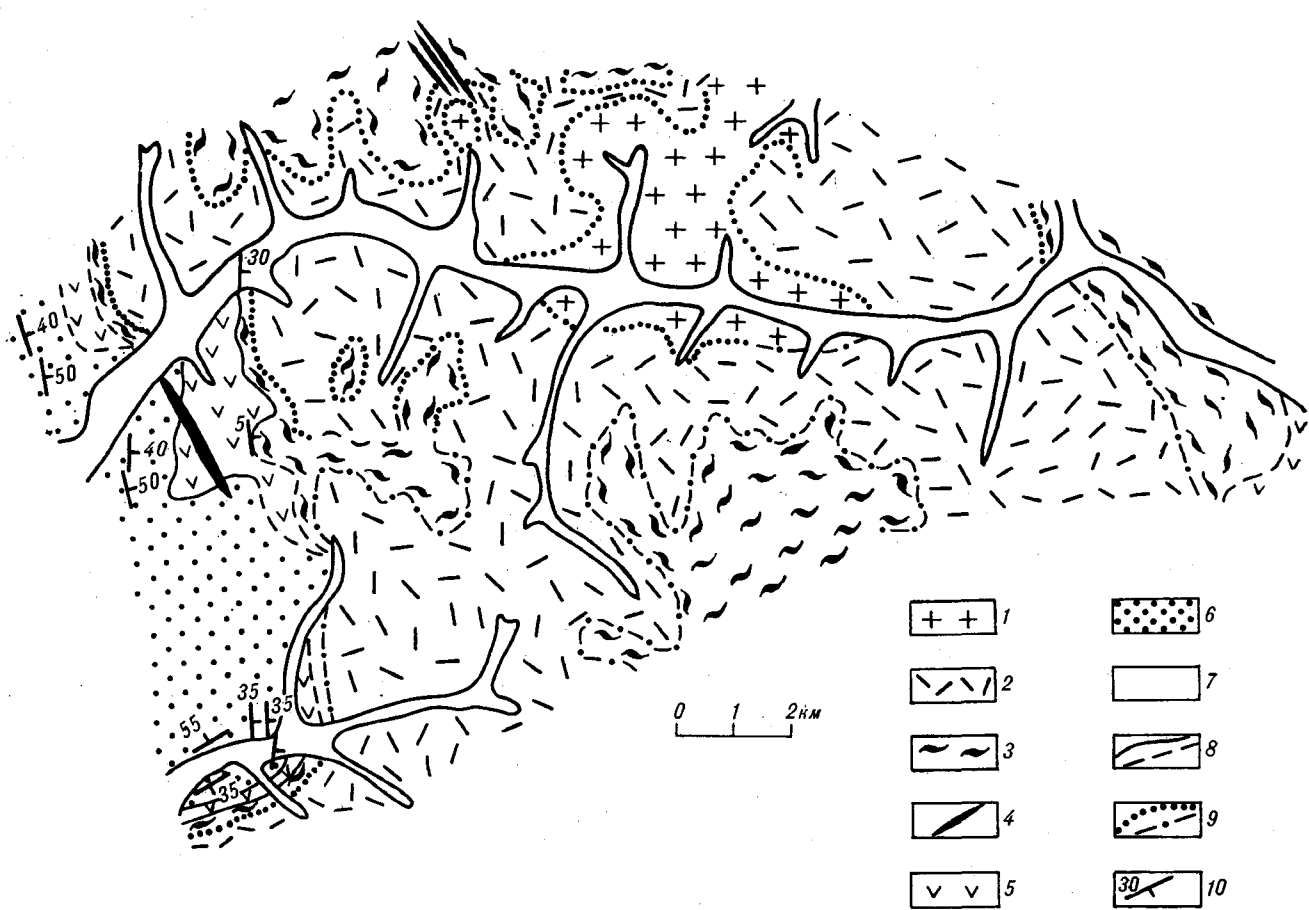


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Верхне-Аллахского субинтрузива.

1—3 — породы Верхне-Аллахского субинтрузива: гранодиориты (1), кристаллокластические и перегородчатые дациты (2), игнимбриты дацитов (3); 4 — дайки гранит-порфиров; 5 — вулканические породы Охотско-Чукотского вулканического пояса; 6 — песчано-сланцевые отложения Верхоянского комплекса; 7 — четвертичные отложения; 8 — геологические границы резкие — установленные и предполагаемые; 9 — геологические границы фациальные — установленные и предполагаемые; 10 — элементы залегания слоистости и контактов.

массива (фа́ция водораздельных игнимбритов). Мощность водораздельных игнимбритов достигает 400 м, граница их субгоризонтальная, перепады в высотах на один километр проложения не превышают 50 м. На западном фланге массива (левобережье р. Джатон) отмечается слияние фаций приподовшенных и водораздельных игнимбритов.

От контактов и сверху вниз возрастает кристалличность основной массы пород (от криптофельзитовой до микрогранитовой), параллельно изменяется её структурный рисунок от игнимбритовой к флюидалной, затем к теневой флюидалной и, наконец, к массивной в сильно раскристаллизованных разностях пород. Состав вкрапленников притом не меняется, лишь несколько уменьшается степень их дробления. Эти породы условно выделены как фа́ция кристаллокластических дацитов, она имеет максимальную мощность (500—700 м) и максимальное площадное распространение.

В центральной части массива, на участках с наиболее глубоким эрозионным срезом, обна-

жаются биотит-амфиболовые мелкозернистые (участками — порфировидные) гранодиориты. Площадь их выходов составляет 12 км². Вверх гранодиориты постепенно переходят в кристаллокластические дациты со своеобразными перегородчатыми структурами, характерными для мигматитов и метасоматитов. Происхождение этой промежуточной фа́ции перегородчатых дацитов можно объяснить приконтактной собирательной перекристаллизацией кристаллокластических дацитов или частичным плавлением гранодиоритов. Имеются петрографические признаки в пользу как первого, так и второго предполагаемых процессов. Мощность перегородчатых дацитов составляет десятки метров, залегание их субгоризонтальное, параллельное положению фа́ции водораздельных игнимбритов.

Прекрасная обнаженность позволяет на крутых склонах наблюдать с одной точки разрез массива на глубину 500—600 м. Породы разбиты единой системой трещин. Преобладают вертикальные трещины, создающие подобие



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

столбчатой отдельности, пронизывающей массив, независимо от его фациального состава. Верхне-Аллахский субинтрузив вскрыт на глубину 1000 м, максимальная же его мощность, оцениваемая с учетом центриклинального залегания подошвы, очевидно, превышает 3000 м.

Субвулканические дациты прорваны дайками и силлами гранит-порфиров, лейкократовыми и субщелочными гранитами, обрамляющими массив с юга и северо-востока и выделенными соответственно как вторая и третья фазы становления Верхне-Аллахского массива С. И. Гороховым и др. в 1977 г.

АТАРБАЙСКИЙ МАССИВ

Атарбайский массив (площадь 200 км²) расположен на стыке Ульяновского и Куйдусунского вулканогенов. Субвулканическая природа его была установлена во время геолого-съёмочных работ С. И. Гороховым и др. в 1977 г. По фациальному составу, морфологии и составу вмещающих пород он очень схож с Верхне-Аллахским субинтрузивом (рис. 3). Вмещающие массив породы представлены вулканогенными образованиями Охотско-Чукотского пояса и реже терригенными отложениями верхоянского комплекса. И хотя вдоль южного и юго-западного обрамлений массива основной фон составляют терригенные породы, тем не менее в самой зоне контакта почти повсеместно отмечаются выходы вулканических пород ограниченной мощности различного химического и фациального состава, которые так же, как и отложения верхоянского комплекса, залегают центриклинально-конформно контактовой поверхности субинтрузива. Последнее подтверждается многочисленными замерами слоистости и контактов (см. рис. 3). Вмещающие породы в зоне 50—100 м обычно катаклазированы. Сам контакт прекрасно обнажен в береговых обнажениях р. Атарбай (рис. 4). Контакт неровный, но резкий секущий, участками приспособляется к отдельности вмещающих пород, местами последние раздроблены и отдельные их обломки оторгнуты и находятся в виде ксенолитов в кристаллоигнимбристе. По многочисленным наблюдениям в коренном залегании такой характер контакта сохраняется по латерали и по падению (см. рис. 4). Игнимбристы приподошвенной фации обычно серые массивные, вблизи

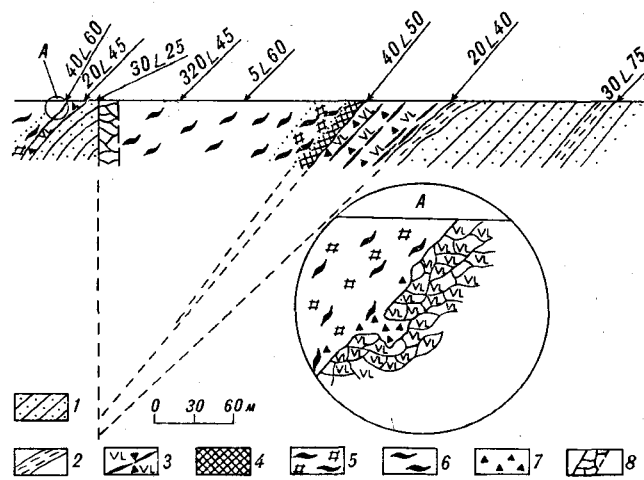


Рис. 4. Разрез приподошвенной зоны Атарбайского массива (р. Атарбай).

1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — лавобрекчи андезитобазальтов с милонитизированными прослоями пепловых туфов; 4—6 — субвулканические игнимбристы дацитов; 4 — стекла, 5 — стекловатые кремновые игнимбристы, 6 — серые игнимбристы с фельзитовой основной массой; 7 — оторженцы андезитобазальтов в игнимбристах; 8 — зона дробления и цеолитизации. Стрелками показаны азимут и угол падения контактов, слоистости и флюиальности.

контакта становятся кремовыми, более стекловатыми, в них появляются мелкие фьямме, а непосредственно у контакта сменяются черными обсидианами со среднесваренными пепловыми структурами основной массы. Мощность стекол до 10 м.

В витрофизах отмечаются очень своеобразные включения — шары идеально круглой формы размером от нескольких сантиметров до 50 см. В центре их затравка — ксенолит вмещающих пород, окруженная стеклом концентрического строения. Там, где витрофировая зона хорошо обнажена, например, в истоках руч. Ущельный, видны многочисленные дайки протыкания мощностью от 3—5 до 40 см, сложенные игнимбристами, но менее стекловатыми. Дайки ориентированы по нормали к контакту. За пределами субфации кремновых игнимбристов границы их как бы растворяются. В местах, где контактовая поверхность выходит на водоразделы, на контакте появляются слабосваренные туфоподобные игнимбристы, а в глубоких врезам, наоборот, мощность игнимбристов фации уменьшается, почти полностью исчезают стекла (см. рис. 4) и увеличивается степень сваренности основной массы пород.

Рис. 3. Схематическая геологическая карта Атарбайского массива.

1 — рыхлые отложения; 2 — лейкократовые субщелочные граниты; 3 — гранодиорит-порфиры; 4—7 — кристаллоигнимбристы дацитов: стекловатые с игнимбристовыми структурами (4), флюиальные и шпировидно-флюиальные с фельзитовой основной массой (5), автометасоматически перекристаллизованные шпировидные (6), нерасчлененные (7); 8 — меловые (доатарбайские) нерасчлененные вулканические и субвулканические породы; 9 — терригенные отложения Верхоянского комплекса; 10 — геологические границы: установленные (а), предполагаемые (б), фациальные (в); 11 — элементы залегания: контактов (а), слоистости (б), флюиальности (в — усредненные, г — единичные, горизонтальные); 12 — разломы; установленные (а) и предполагаемые (б); 13 — ось подводного канала.

От контактов внутри массива игнимбриды сменяются вначале фацией флюидалльных кристаллокластических дацитов, а затем, по мере роста кристалличности основной массы пород, фацией флюидалльно-теневого и массивных кристаллокластических дацитов.

Такая же смена фаций в центральной части массива происходит в вертикальном направлении. На водоразделах, на отметках 1800—1900 м и выше, залегают породы фации водораздельных игнимбритов. Переход от кристаллокластических дацитов к кристаллокластическим игнимбритам дацитов здесь изучен во многих местах в непрерывных коренных выходах. Наблюдается сквозная крутая столбчатая отдельность, просматривающаяся непрерывно на сотни метров. С появлением игнимбритовых структур возрастает плотность трещин, перпендикулярных столбчатой отдельности до появления в этой плоскости тонкой плитчатости. Механические свойства пород при этом ощутимо меняются, и при субгоризонтальном положении переходной зоны она довольно четко начинает выделяться в рельефе за счет уступа и перегиба профиля склона. Иногда появляется несколько параллельных, слабо выраженных уступов, связанных, очевидно, с некоторой расслоенностью пород по тектурно-структурным признакам, что ещё больше создаст видимость поточного строения водораздельных игнимбритов. На левобережье руч. Юркий среди водораздельных игнимбритов закартирована горизонтальная септа порфирокластических игнимбритов и гиаоигнимбритов липаритового состава. Протяженность её выходов (при мощности 50—100 м) более 2 км. Породы септы резко отличаются от вмещающих кристаллокластических игнимбритов. Контакт эруптивный с захватом и в кровле, и в подошве ксенолитов из пород септы. Очевидно, появление септы связано с расклиниванием и отслоением пород кровли.

Гранодиорит-порфиры в пределах Атарбайского массива образуют субгоризонтальную залежь мощностью 200—300 м, круто выклинивающуюся к центральному куполу массива и постепенно на юго-западном фланге массива. По петрогеохимическому составу они так же, как и в Верхне-Аллахском субинтрузиве, абсолютно идентичны вмещающим их кристаллокластическим дацитам, однако взаимоотношения с последними далеко не однозначные. Переходная зона перегородчатых дацитов здесь составляет лишь десятки сантиметров и явно обязана собирательной перекристаллизации кристаллокластических дацитов. Визуально граница гранодиорит-порфиров и дацитов довольно четкая. В то же время следует заметить, что призматическая столбчатая отдельность, хорошо выраженная в кристаллокластических дацитах, пересекает, почти не трансформируясь,

гранодиорит-порфиры. Это, а также тот факт, что положение гранодиоритовой залежи контролируется положением внутренней фации массивных и флюидалльно-теневого кристаллокластических дацитов, склоняют в пользу их фациальной природы. Отметим также, что нигде не обнаружены корни гранодиорит-порфировой залежи. Контакты гранодиорит-порфиров при общем субгоризонтальном их положении, сохраняющемся даже в периферийных частях массива, всегда неровные, с заливами и крутыми перегибами. На крупноплановых обнаружениях видно, что наряду с неровностями (0,2—3 м) имеется волнистость (часто крутая) с амплитудой в десятки метров. Отметим также отсутствие в гранодиорит-порфирах ориентированных структур и эндоконтактовой зональности. Последняя появляется только на юго-западном фланге залежи в местах её постепенного выклинивания. Зональность проявляется в появлении вблизи контактов миаролловых пустот и в меньшей раскристаллизации основной массы пород.

При общей округлой в плане форме и центриклинальном залегании подошвы логична мысль, что корневая зона массива расположена в центре структуры. Ориентировка же флюидалности однозначно указывает, что корневая зона находится в периферической части массива и имеет дуговую форму (возможно, кольцевую*), а в центре расположено куполовидное поднятие. Такое строение субинтрузива подчеркивают также особенности пространственного распределения фаций. В корневой зоне преобладают породы с более кристалличной основной массой, а в центре — более стекловатые, включая фацию водораздельных игнимбритов. В направлении центрального купола произошло довольно резкое выклинивание горизонтальной залежи гранодиорит-порфиров. Следует, однако, отметить, что тесная связь ориентировки флюидалности с фациальными границами отмечается лишь в эндоконтактовой зоне и с фацией водораздельных игнимбритов. Связано это, очевидно, с тем, что между образованием структур течения и становлением фациальной обстановки существовал временной разрыв, обусловивший относительную автономность процессов.

Юрин-Каменушинская группа субвулканических интрузий, включающая Юринский, Таланджинский и Каменушинский массивы, расположена на юге Буреинского массива. Субвулканическая природа этих образований была установлена при геолого-съёмочных работах В. А. Евтушенко и др. при участии автора в 1968, 1970 гг. Ранее указанные породы относились к вулканическим покровам и включались в состав верхнемеловой обманьской сви-

* Структурными исследованиями не был охвачен северный фланг массива.

ты. По текстурно-структурным особенностям пород эти субинтрузивные массивы полностью аналогичны вышеописанным Верхне-Аллахскому и Атарбайскому массивам, отличает их только риолитовый состав (SiO_2 75 %). Краткие сведения о петрографическом составе и строении массивов содержатся в работах [10, 11], остается подчеркнуть уже наметившиеся закономерности строения субинтрузивов этого типа и отметить новые факты, позволяющие достроить обобщенную модель.

В современном эрозионном срезе Юринский массив представлен серией разобленных тел площадью от 1—2 до 40 км², образующих ареал площадью 80 км² (рис. 5). Вмещающими породами для него являются протерозойские метаморфические породы и палеозойские гранитоиды. В пологозалегающих частях массива на отдельных участках отмечаются маломощные (первые метры) прослои вулканических и вул-

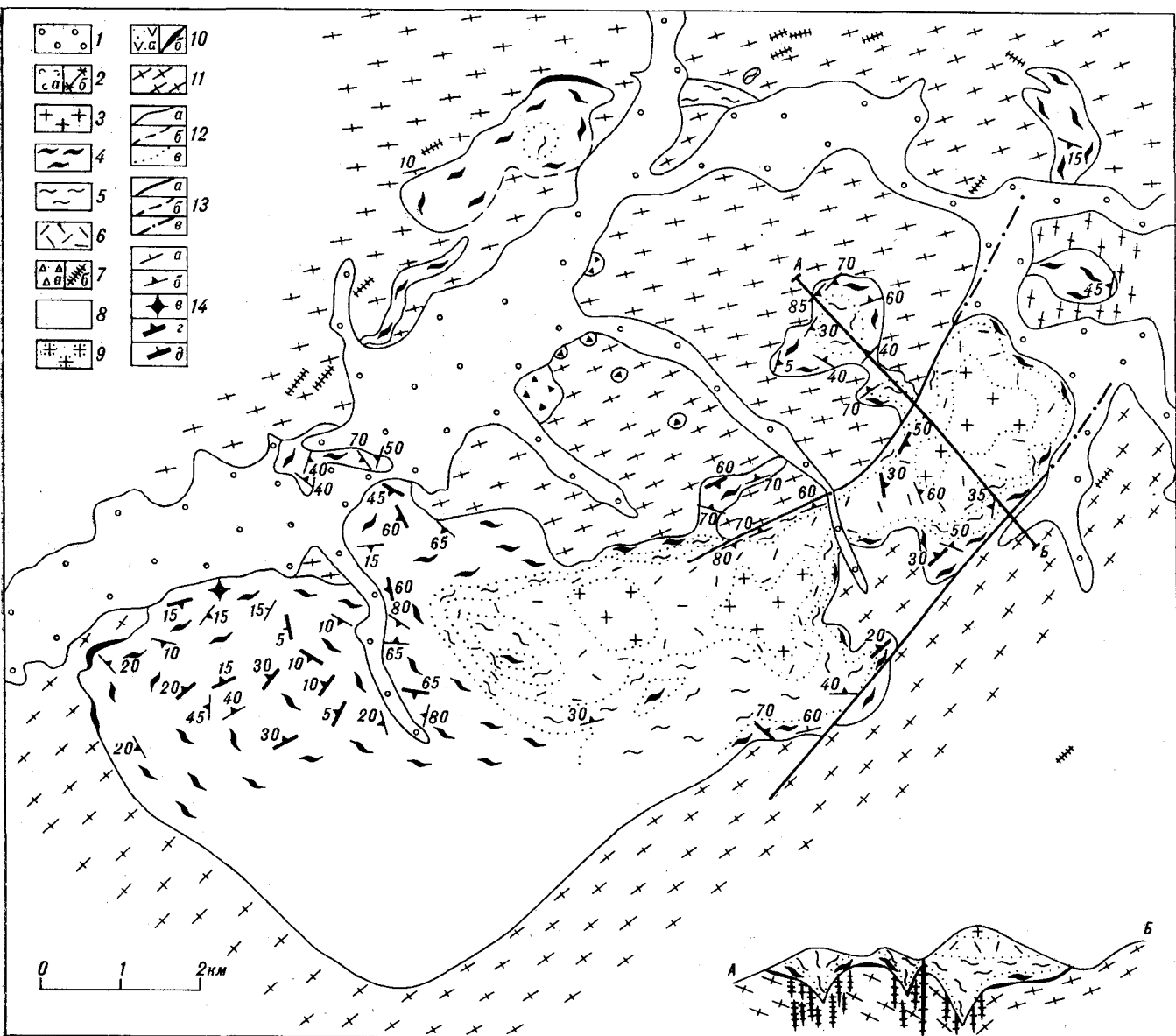


Рис. 5. Схематическая геологическая карта Юринского субвулканического массива.

1 — рыхлые отложения; 2 — фельзиты и меловокрапленниковые липариты (а) и их вмещающие дайки (б); 3—8 — субинтрузивные породы: гранит-порфиры (3), игнимбриты риолитов (4), флюидальные и массивные риолиты (5), крупновкрапленниковые риолиты (6), 7 — эруптивные брекчи (а) и вмещающие дайки риолитов игнимбритов и туффизитов (б), 8 — фациально нерасчлененные субвулканические риолиты; 9 — гранит-порфиры второго этапа; 10 — меловые вулканогенные образования (а) и их вмещающие выходы (б); 11 — кристаллический фундамент; 12 — границы резкие (а — установленные, б — предполагаемые) и фациальные (в); 13 — разломы установленные (а), предполагаемые (б) и перекрытые рыхлыми отложениями (в); 14 — элементы залегания контактов и слоистости (а), флюидальности (б), горизонтальное залегание флюидальности (в), усредненные элементы залегания флюидальности (г) слоистости и контактов (д).

каногенно-осадочных пород, хотя в ближайшем обрамлении выходы вулканогенного чехла не известны. Южная, наименее эродированная часть массива представляет собой моноклитное тело, вытянутое на 14 км при ширине 1—7 км. В поперечном сечении оно имеет грибообразную форму, выражающуюся в крутопадающей осевой зоне и сравнительно полого погружающихся к центру флангах. К последним приурочены прослой вулканитов. В этом теле хорошо выражена вертикальная расслоенность, проявляющаяся в постепенной смене снизу вверх стекловатых средневкрапленниковых липаритов с игнимбритовой основной массой, иногда на контакте с узкой (до 1—2 м) зоной стекол или фациально их замещающих эруптивных брекчий, вначале такими же риолитами, но с флюидалной основной массой, затем крупновкрапленниковыми риолитами с двумя генерациями вкрапленников (ранняя протоклазироваанных и новая, связанная с дорастанием вкрапленников первой генерации и перекристаллизацией основной массы). Эти породы имеют уже полнокристаллическую структуру и могут быть названы апориолитовыми гранит-порфирами. По структуре они близки фации перегородчатых дацитов Верхне-Аллахского субинтрузива. Крупновкрапленниковые риолиты постепенно сменяются гранит-порфирами с гломеропорфировыми структурами вкрапленников и микрогранитовой основной массой. В разрезе юго-западной части массива отмечается симметричное повторение фаций. Здесь на водоразделах выше крупно- и средневкрапленниковых липаритов установлены горизонтальные «нашлепки» фаций водораздельных игнимбритов, однако на основной площади разрез субинтрузива завершается гранит-порфирами, бронирующими водораздельные пространства. Субгоризонтальное залегание гранит-порфиров, постепенные переходы к риолитам и отсутствие выходов гранит-порфиров в крутопадающих нектых частях субинтрузива указывают на бескорневой характер гранит-порфировой фациальной зоны. Положению контактовой поверхности подчинена только фация приподошвенных игнимбритов, имеющая в Юринском массиве незначительную мощность (местами она полностью выклинивается).

В северной, наиболее эродированной части массива сохранились главным образом крутопадающие воронко- и дайкообразные тела и мелкие дайки. В непосредственной близости от основного тела они соединяются с ним пологозалегающими маломощными перемячками, указывающими, что ранее это был единый массив. На последнее указывает также идентичность их химического и петрографического состава. Крутопадающие тела представлены флюидалными средневкрапленниковыми кри-

сталлокластическими риолитами, игнимбритами, туффизитами и взрывными брекчиями. Часть из последних, судя по наличию в обрамлении неперемещенных брекчий, связана с закрытыми эксплозиями. Крутопадающие тела концентрируются главным образом в краевой части ареала и образуют вместе с корневой зоной основного тела кольцо диаметром около 7 км. Часть корневых структур (такие, как неkki Безымный и Туманный) изучены на глубине [3]. В поперечном сечении они имеют клиновидную форму и по падению сменяются густой сетью даек того же состава. Таким образом, в Юринском массиве сверху вниз выделяются три зоны: пологозалегающая плита, верхняя корневая зона изометричных и дайкообразных тел с клиновидными сечениями и нижняя дайковая корневая зона.

КАМЕНУШИНСКИЙ МАССИВ

Каменушинский массив слагает центральную часть одноименной вулканотектонической депрессии. Он во многом схож с вышеописанными массивами. Принципиальная схема строения каменушинского массива дана в работе [11]. В целом это плитообразное тело площадью около 100 км², мощностью около 1 км. Вмещающие его породы представлены меловыми вулканогенными образованиями, и на ограниченных участках субинтрузивные породы контактируют с кристаллическими породами фундамента. Ось максимальных погружений подошвы и, очевидно, корневая зона так же, как и в Атарбайском и Юринском массивах, имеют кольцевое расположение в периферийной части массива. С внешней стороны кольца подошва имеет довольно крутое (до 60—80°) погружение к осевой линии, а с внутренней стороны от осевой линии к центру происходит плавное, согласно с вмещающими породами вздымание её с отметок 600—700 до 900—1000 м, где субвулканические породы образуют разобщенные субгоризонтально залегающие эрозионные останцы. Вмещающие породы в центре массива также образуют куполовидное поднятие. Своеобразен фациальный состав Каменушинского массива, в нем накладываются не два, как в ранее описанных массивах, а три достаточно самостоятельных типа структурно-петрографической зональности. Зональность первого типа связана с изменением от контактов к центру структуры основной массы пород от игнимбритовой к флюидалной и затем к теневой флюидалной и массивной. Эта зональность согласна контактовыми поверхностями и ориентировке флюидалности. Зональность второго типа обусловлена изменением кристалличности основной массы пород (от витрофировой до крупнофельзитовой)

от контактов к центру и снизу вверх. При этом на фоне общей тенденции увеличения от подошвы вверх кристалличности основной массы пород отмечаются ритмичные колебания кристалличности как на микро- [11], так и на макроуровне [7], связанные, очевидно, со струйчатым распределением летучих компонентов [4]. Эти два типа зональности довольно тесно сопряжены друг с другом, особенно в приконтактных зонах. Третий тип зональности определяется гипсометрическим положением и не зависит от ориентировки подошвы. Он связан с уменьшением снизу вверх количества и размера вкрапленников. Нижние уровни субинтрузива до отметок 800 м сложены средневкрапленниковыми риолитами, которые вверх через переходную зону мощностью 5—20 м редкомелковкрапленниковых риолитов сменяются афировыми фельзитовыми породами. Переходная зона имеет довольно выдержанное горизонтальное положение. Отклонения от горизонтальности отмечаются лишь над корневыми зонами на южном и северном флангах массива, где густовкрапленниковые риолиты образуют пологие купола и фельзитовая фация поднимается на более высокие абсолютные отметки. Такое распределение вкрапленников можно было бы связать с их гравитационной отсадкой, однако непрерывность изменения (наряду с количеством) размеров и морфологии вкрапленников отвергает эту гипотезу. Остается предположить, что вкрапленники в переходной зоне представляют собой рестицы после растворения или зародышевые формы.

Гранит-порфиры в Каменушинском массиве также имеют горизонтальное залегание. Современными врезами гранит-порфировая залежь расчленена на отдельные эрозионные останцы, бронирующие водоразделы почти на одних гипсометрических отметках (1000 м). Мощность в сохранившейся от эрозии части гранит-порфирового тела достигает 200 м. Макроскопически контакт гранит-порфиров и фельзитов четкий, но в шпифах обнаруживается, что состав и зернистость основной массы гранит-порфиров и вмещающих их фельзитов сходны и граница улавливается только по появлению вкрапленников. Связано это (наряду с одинаковым химическим составом) с тем, что в фельзитах по мере приближения к гранит-порфирам значительно увеличивается их кристалличность до появления микрогранитных или микроаплитовых структур, хотя в самих гранит-порфирах эндоконтактная зональность отсутствует. Ещё более постепенными оказываются границы гранитпорфиров на тех редких участках, где они контактируют прямо с риолитами, так как в липаритах по мере приближения к гранит-порфирам не только возрастает зернистость основной массы, но и увеличивается

размер вкрапленников. Наряду с описанным пластовым телом гранит-порфиров в периферийных частях массива, а также в обрамлении Каменушинской структуры отмечаются секущие тела гранит-порфиров. Однако они несколько отличаются по петрохимическому и петрографическому составу и, главное, имеют эндоконтактную зональность, проявленную в изменении размерности как вкрапленников, так и основной массы. Эти граниты, очевидно, представляют новый заключительный этап в эволюции рассматриваемых магматогенных зон и могут быть сопоставлены с гранитоидами и гранит-порфировыми дайками, прорывающими Верхне-Аллахский массив.

В Каменушинском массиве так же, как и в других рассматриваемых объектах, кровля под фельзитами и даже гранит-порфирами отсутствует, однако в краевой северо-восточной части на выклинивании массива установлены многоэтажные пластовые апофизы и участки кровли, представляющие собой слабо перемещенные блоки вмещающих пород размером десятки и сотни квадратных метров, сцементированные стеклами [11].

ТАЛАНДЖИНСКИЙ МАССИВ

Основные типоморфные особенности рассматриваемой группы субвулканических интрузий в равной мере присущи и Таланджинскому массиву (рис. 6). Отличает его прежде всего высокий уровень становления. Вмещают массив главным образом породы верхней части вулканогенного разреза, представленные слабо литофицированными, рыхлыми псаммитовыми и глыбовыми (с псаммитовым наполнителем) туфами липаритового состава яуринской свиты. Эта слабосортированная пирокластическая по комплексу признаков может быть сопоставлена с пирокластическими потоками катмайского и безьянинского типов. По составу кристаллокладов и глыб породы не отличаются от субвулканических липаритов. Такой характер субстрата обуславливает, очевидно, и главные морфологические особенности массива. Площадь его 70 км². Наиболее погруженная часть с крутыми контактами и флюидалностью расположена в крайней юго-восточной части массива. Сложена она флюидалными и массивными кристаллокластическими риолитами с относительно маломощной фацией приподошвенных игнимбритов. Ещё имеются два небольших участка также в краевой части массива, где развита фация флюидалных риолитов. Основная же часть массива сложена риолитами с типичными для игнимбритов структурами основной массы. Характерная черта Таланджинского массива — присутствие внутри его протяженных

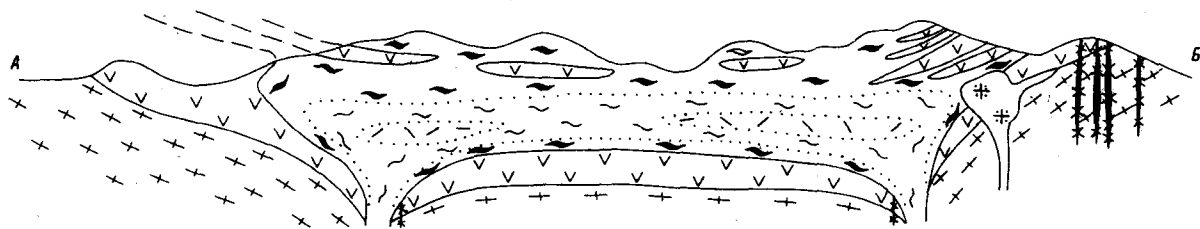
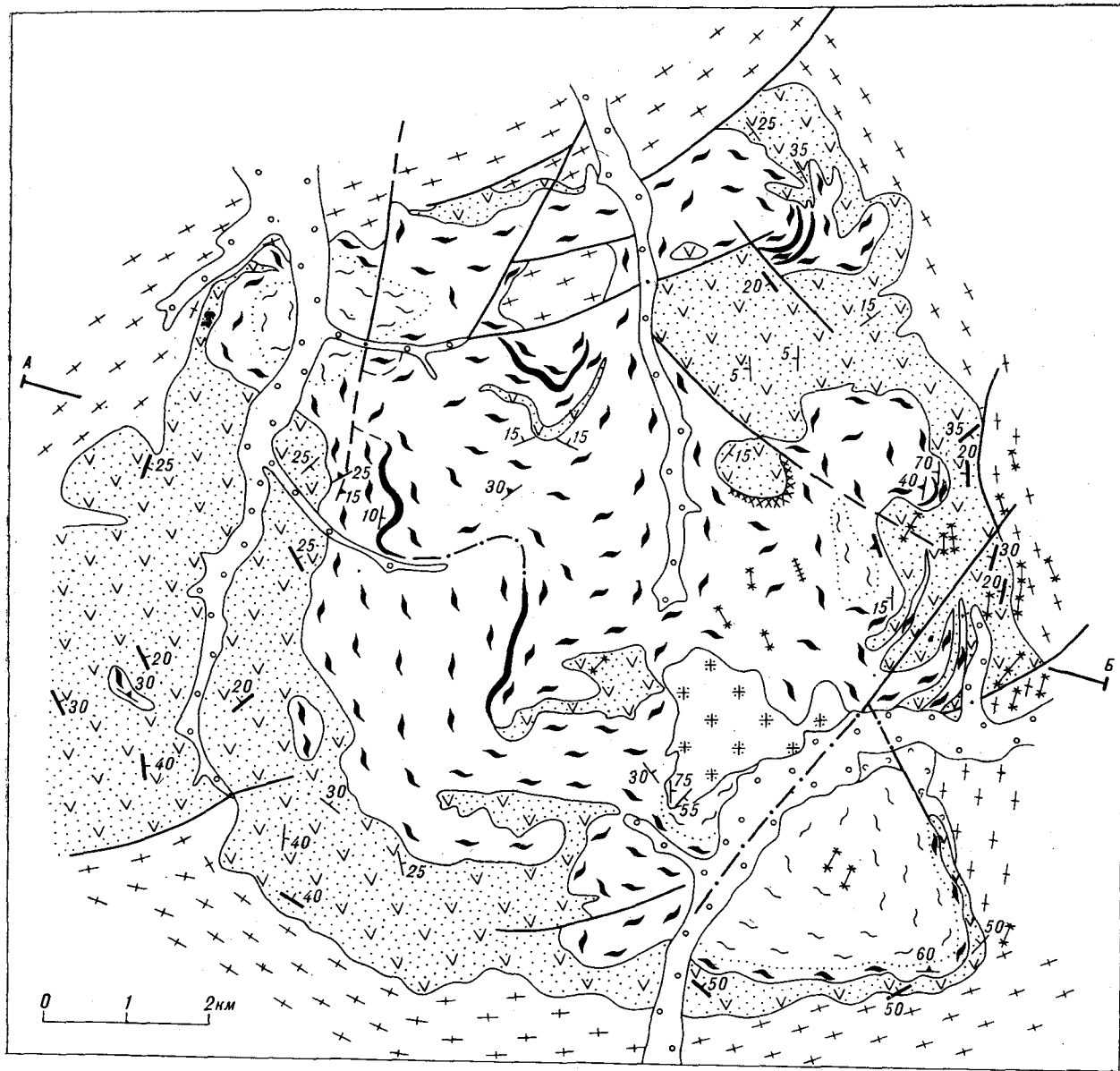


Рис. 6. Схематическая геологическая карта Таладжинского массива. Усл. обозн. см. на рис. 5.

маломощных пологозалегающих прослоев рыхлой пирокластике, такой же по составу, как и подстилающие породы. В рельефе им соответствуют протяженные уступы, в целом создающие видимость поточного строения. Подобное же расщепление на пластовые апофизы от-

мечается в краевых частях массива. Изучение взаимоотношений игнимбритов с рыхлой пирокластикой показывает, что со стороны субинтрузива игнимбриты на контакте с пирокластикой сменяются стеклами, мощность которых достигает десятка метров, но поскольку вме-

щающие породы рыхлые, то непосредственно у контактов стекла блокируются и облекаются пирокластикой, вдобавок они обычно осложнены разломами, и поэтому достоверно их соотношения не установлены. Однако наличие со стороны риолитов полной зональности и снизу, и сверху пирокластических прослоев, а также монолитный характер массива на большую мощность, отмеченный на его южном фланге, где массив не вскрыт на максимальную глубину (400 м), склоняют в пользу субвулканической природы этого массива, хотя внедрение в рыхлую пирокластику делает несколько условными само деление пород на покровные и субвулканические.

В бассейне р. Кайболук субвулканические риолиты прорваны штокообразным телом гранит-порфиров (площадь 4 км²), которое по наличию резких границ и эндоконтактовой зональности может быть сопоставлено с гранит-порфирами второго этапа каменушинской структуры. Ко второму этапу относятся также многочисленные (особенно на восточном фланге) дайки и силлы фельзитов и мелковкрапленниковых риолитов, прорывающие субинтрузивные породы.

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изученные субвулканические массивы обнаруживают большое сходство. Имеющиеся между ними различия связаны главным образом с уровнем эрозионного среза и глубиной становления, поэтому суммарное их рассмотрение позволяет с большой достоверностью построить полную модель этого типа субвулканических образований (рис. 7).

В вертикальном разрезе рассматриваемой магматогенной системы можно выделить четыре структурных уровня. Верхний уровень — субинтрузивное плитообразное тело площадью

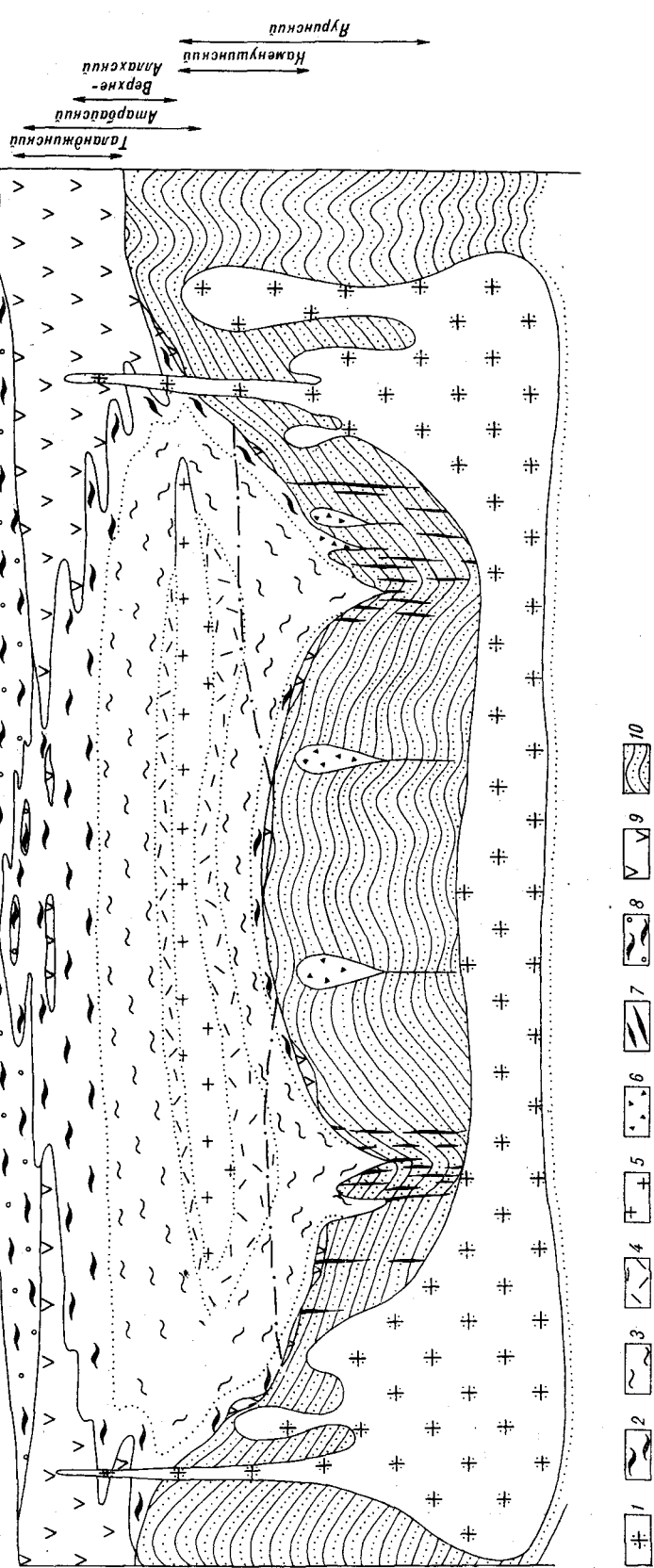


Рис. 7. Обобщенная модель субвулканического массива.

1 — гранит-порфиры второго этапа; 2-7 — фации субинтрузивных пород первого этапа; 8 — с иригмризовыми структурами, 9 — с флюидальными и массивными структурами, 10 — крупновкрапленниковые разновидности, 5 — гранит-порфиры (гранодорит-порфиры), 6 — взрывные брекчи и туфобиты, 7 — дайки риолитов (лацитов); 8 — покровные игнимбриты и пирокластические отложения ранней стадии формирования магматогенной системы; 9 — породы вулканогенного чехла; 10 — породы фундамента. Сплошной линией показаны резкие границы, точками — фациальные, штрихпунктирной линией — положение переходной фельзит-порфировой фации в Каменушинском субвулканическом массиве.

десятки и сотни квадратных километров при относительно небольшой (1—3 км) мощности. На глубине оно сменяется некковой зоной, представляющей собой серию крутонадающих изометричных и дайковых тел и трубок взрыва, постепенно выклинивающихся вниз. Эти тела располагаются по кольцу и трассируют наиболее погруженную часть субинтрузива. По падению некковая зона сменяется свитой даек, отдельные дайки располагаются в стороне от некков и, очевидно, они напрямую соединялись с субинтрузивом. Четвертый уровень может быть намечен на основании геофизических данных. Подобного типа структурам соответствуют контрастные гравитационные минимумы. Расчеты, сделанные для Каменушинской и Хингано-Олонойской вулканотектонических депрессий, показывают, что эти аномалии не могут быть скомпенсированы поверхностными объектами и следует ожидать на глубине гранитные тела [2]. Для каменушинской структуры максимальная глубина их по формуле плоскопараллельного слоя при разной, реально допустимой избыточной плотности оценивается в 1,4—3,3 км, для хингано-олонойской — в 4,3—10,5 км. В рассмотренных магматогенных зонах аномалиям соответствуют тела гранитов и гранит-порфиоров второго этапа, установленных в обрамлении и краевых частях Верхне-Аллахского, Каменушинского и Таланджинского массивов.

Наиболее полно оказался изученным верхний субвулканический уровень магматогенной системы — основной объект исследования.

Субинтрузии имеют чашеобразную форму с относительно крутыми (до 90°, в среднем 30°) бортами и пологим, как правило, осложненным центральным куполом, днищем. Кровля, судя по положению фации водораздельных игнимбритов, имела выдержанное горизонтальное залегание. За счет центрального купола ось максимальных погружений подошвы субинтрузива смещена ближе к его периферии и имеет кольцевую форму. Вмещающие породы залегают конформно контактовой поверхности. Вблизи контакта они катаклазированы, породы же субинтрузива не нарушены и сохраняют первичное залегание. Особенно хорошо это видно по положению фациальных границ, которые сохраняют горизонтальность залегания даже вблизи круто наклоненных контактов, например гранодиорит-порфиры в Атарбайском массиве, гранит-порфиры и фельзит-порфировая переходная фация в Каменушинском массиве. Эти данные — убедительное свидетельство того, что прорадка подстилающих пород происходила синхронно с внедрением расплава. Отсюда вытекает важное следствие о том, что субинтрузивные массивы, их размер и форма определяют размер и морфологию вмещающих их

вулканотектонических депрессий и, по-видимому, последующую трансформацию глубинного очага. Внедрение расплава происходило главным образом межформационно на границе фундамента и вулканогенного чехла (Верхне-Аллахский, Атарбайский и Юринский массивы) или послойно в пределах вулканогенного разреза (Таланджинский и Каменушинский массивы). Проблема пространства решалась главным образом за счет прорадки подошвы и частично за счет активного дробления и захвата вмещающих пород. Например, подсчеты, сделанные для Атарбайского массива, показывают, что в породах содержится 10—13 % ксенолитов (без учета микроксенолитов и ксенокристаллов).

Симметричная зональность массивов указывает на то, что становление их происходило как единой остывающей единицы, и поэтому предположение о поточном строении [7] автоматически отпадает.

Кровля в центральных частях массива нигде достоверно не установлена, и вопрос о субвулканической или экструзивной природе этих образований остается открытым. Однако преимущественно межформационная форма внедрения, присутствие септ вмещающих пород, резкие интрузивные контакты, иногда с брекчированием и захватом вмещающих пород, склоняют в пользу их субинтрузивной природы. В то же время большой объем слабо раскристаллизованных пород и присутствие на контактах стекол свидетельствуют об относительной открытости системы. Особенности строения Таланджинского массива наводят на мысль, что на значительных площадях кровлю могли образовывать покровные фации, в том числе и рыхлая пирокластика, связанные, очевидно, с прорывом магмы на поверхность на ранней стадии формирования субинтрузивов. Необходимо также учитывать, что все рассмотренные субинтрузивы располагаются в горных массивах, занимая их наиболее приподнятые части, и, следовательно, подвергаются длительной эрозии. Кроме того, в слабо вскрытых эрозией массивах, ввиду сходства петрографического облика пород и условий залегания (послойное внедрение), трудно, а порой невозможно, различить покровные и субвулканические фации, да и само деление на покровные, экструзивные и субвулканические породы для верхних уровней системы делается весьма условным.

Рудоносность в рассматриваемом типе структур имеет отчетливо наложенный характер и концентрируется главным образом в периферийных частях субинтрузива, обнаруживая более тесную связь с гранитами заключительной фазы становления магматогенно-рудной системы. Субинтрузивные породы, как правило, не затронуты вторичными изменениями, исключая аутометасоматическую биотитизацию (в риоли-

тах) и амфиболизацию (в дацитах), однако они играют большую роль в размещении оруденения как структурный фактор. Большая площадь, пологое залегание и горизонтальная расчлененность обуславливают их высокую экранирующую роль. Корневые зоны и обрамляющие провалы разломы являются главными проводниками рудоносных флюидов. Главными структурными ловушками являются некии, приподвиженная зона массива ниже фации гранитпорфиров, особенно в местах крутых перегибов контактов и пересечения их рудоподводящими разломами.

В работе дана статическая модель магматогенной системы, многие генетические вопросы, связанные с комагматичностью пород, образованием игнимбритовой фации, протоклазом

вкрапленников и рудоносностью этого типа образований предполагается рассмотреть в отдельной статье.

Просмотр коллекции шлифов и имеющихся описаний показывает, что подобного типа субинтрузивные массивы имеют на Востоке СССР весьма широкое распространение. Это, например, обманский комплекс в Хингано-Олонойской депрессии, Тарынский массив площадью 1800 км² в хр. Сарычева [15], Гербинский массив (500 км²) в Баджалской вулканической зоне [1,8], Кисинский массив в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе [9] и др. Изучение их позволит внести коррективы и таким образом уточнить морфологию и происхождение магматогенно-рудных систем рассматриваемого типа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Болотников А. Ф., Бондаренко Е. И., Крутов И. К. К эволюции вулканотектонических структур Баджалской зоны (Приамурья) // Эволюция вулканизма в истории Земли.— М., 1974.— С. 308—314.
2. Бранский Л. И. Глубинная структура Хинганского рудного района // Глубинное строение и полезные ископаемые Востока СССР/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1985.— С. 38—46.
3. Волков В. И. Геологическое строение и состав Юринских куполовидных вулканов // Палеовулканология и проблемы вулканогенных формаций.— Алма-Ата, 1963.— С. 102—117.
4. Волюнец О. Н. О неоднородности составов пород в потоках и экструзиях кислых лав // Кислый вулканизм.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1973.— С. 57—92.
5. Ичетовкин Н. В. К петрологии Верхне-Аллахского монзонит-порфирового субвулкана (Южное Верхоянье) // Вопросы петрографии и минералогии восточной части Сибирской платформы и Верхояно-Чукотской складчатой области.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.— С. 16—29.
6. Ичетовкин Н. В. Состав и условия образования Верхне-Аллахского субвулканического комплекса // Палеовулканология и проблема вулканогенных формаций.— Алма-Ата, 1963.— С. 117—128.
7. Кравченко Н. С. Строение и механизм образования пирокластических толщ (на примере Буреинского массива) // Сов. геол.— 1977.— № 3.— С. 141—144.
8. Лошак Н. П. Особенности строения некоторых вулканотектонических структур юга Дальнего Востока // Кольцевые и купольные структуры Дальнего Востока/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1977.— С. 47—62.
9. Митрофанов Н. П. Субвулканические образования Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса // Тихоокеан. геология.— 1987.— № 2.— С. 85—93.
10. Мишин Л. Ф. О субвулканических игнимбритах юга Буреинского массива // Проблемы далеовулканизма Средней Сибири.— Красноярск, 1970.— С. 70—71.
11. Мишин Л. Ф. Породные группы и серии краевых вулканических поясов.— М.: Наука, 1982.— 123 с.
12. Мишин Л. Ф. Методика структурного картирования вулканоплутонических комплексов // Интенсификация регионального геологического изучения территории СССР в свете решений XXVII съезда КПСС.— Свердловск, 1987.— С. 92—93.
13. Печёрский Д. М. Магнитные свойства гранитоидов Северо-Востока СССР // Магнитные свойства изверженных пород.— Магадан, 1964.— С. 6—157.
14. Романовский Н. П. Магнитная восприимчивость и некоторые металлогенические особенности гранитоидов Востока СССР // Сов. геол.— 1976.— № 12.— С. 64—74.
15. Рудич К. Н. Магматизм хребта Сарычева.— М.: Госгеолтехиздат, 1959.— 180 с.
16. Яковлева Е. Б. Автомагматические брекчии Казахстана // Сов. геол.— 1963.— № 8.— С. 119—124.
17. Яковлев Г. Ф., Яковлева Е. Б. Флюидопорфировые комплексы подвижных зон // Эволюция вулканизма в истории Земли.— М., 1974.— С. 368—373.
18. Ishihara S. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks // Mining Geol.— 1977.— N 27.— P. 293—305.

ИТИГ ДВО АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
25 марта 1988 г.

УДК 550.83 : 553.45 (571.62)

Б. Г. Саксин, Н. Л. Маловицкая, С. С. Борисенко

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И СВЯЗЬ С НИМ ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ХИНГАНО-ОЛОНОЙСКОМ РАЙОНЕ

Для территории Малого Хингана проведено уточнение глубинного строения района. При этом применен метод геологического редуцирования для разделения суммарного поля силы тяжести на составляющие, обусловленные верхним и нижним структурны-

Хингано-Олонойский рудный район располагается в юго-восточной части Буреинского массива в области сочленения двух его крупных блоков — Туранского и Мало-Хинганского. В геологическом строении этой территории различают нижний и верхний структурные этажи. Нижний (фундамент) представлен различно метаморфизованными терригенными и карбонатными толщами кембрийского и более древнего возраста, прорванными палеозойскими гранитоидами; верхний — вулканитами мела преимущественно кислого состава.

Олово на Малом Хингане является профилирующим металлом мезозойской металлогенической эпохи. Разноранговые его проявления установлены на всей площади исследований. Наиболее масштабные объекты обнаружены в восточной части северного блока Хингано-Олонойской вулканотектонической депрессии (рис. 1, 2). Ареал оловоносности в восточном направлении выходит за рамки поля развития вулканитов, что позволило В. Я. Беспалову, Н. П. Емельянову и некоторым другим исследователям предполагать возможность расширения границ Хингано-Олонойского рудного района в этом направлении. Со времен работ М. И. Ициксона неоднократно высказывалось мнение о том, что граница рудного района может быть существенно расширена на запад [7]. Многочисленные исследователи рудного района отмечали тесную связь оруденения с заключительными фазами мезозойского вулканизма [2, 3], и это определенным образом ориентировало направление поисково-разведочных работ в районе. В последнее десятилетие появились новые данные [5, 7, 9], которые позволяют предполагать наличие в районе оруденения не только собственно вулканогенного, но и плутонгенного типа [7]. Толща вулканитов мощностью

ми этажами. На основании совместного анализа полученных данных и материалов геологического и металлогенического содержания определено место Хингано-Олонойского района в ряду оловоносных площадей Малого Хингана.

1,5—3,0 км в последнем случае выступает в качестве вмещающей среды для возможных массивов скрытых позднемеловых гранитоидов [5] и связанных с ними месторождений олова. Указанное определяет необходимость изучения глубинного строения района.

Цель статьи — обсуждение результатов, полученных при районировании территории Малого Хингана по относительным перспективам оловоносности. Районирование выполнено на основе совместного анализа уточненных данных о глубинном строении площади и материалов геологического и металлогенического содержания. При этом широко использованы представления о рудно-магматических системах и принципах их выделения [6], а также об обобщенной модели оловорудного района [4]. Основная задача состояла в определении места Хингано-Олонойского рудного района в ряду перспективных на олово площадей Малого Хингана.

На рис. 1 отражена позиция месторождений и рудопроявлений олова мезозойского возраста относительно элементов гравитационного поля. По данным мелкомасштабной гравиметрической съемки, на Малом Хингане выделяется цепочка отрицательных аномалий поля силы тяжести, которая упорядочена в полосе шириной $n \cdot 10$ км. Полоса оконтурена зонами повышенных градиентов поля и уходит за пределы площади (см. рис. 1). Продукты мезозойского магматизма и связанная с ними минерализация приурочены к описываемой полосе, а в ее пределах — к конкретным отрицательным аномалиям II порядка. Это позволяет считать, что линейная зона разуплотнения земной коры [8] имеет мезозойский возраст. Л. И. Брянский [1] объясняет геологическую природу описываемой аномалии наличием глубинной многоуро-

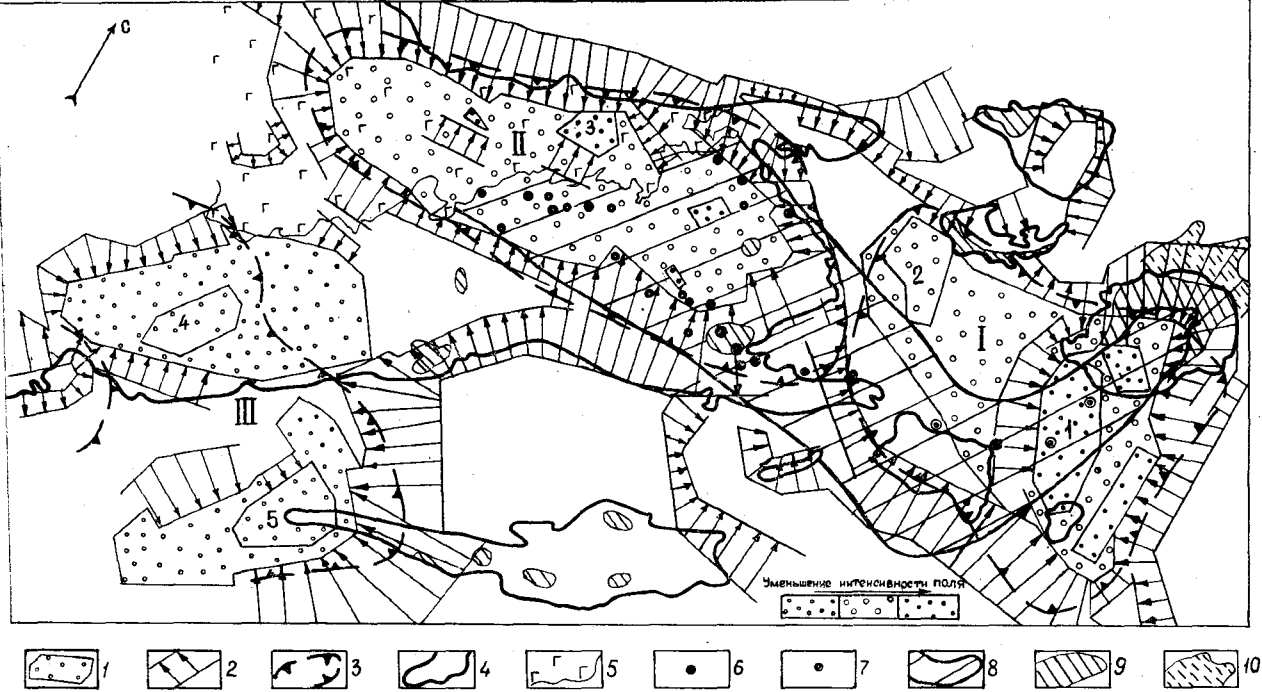


Рис. 1. Схема исходного гравитационного поля.

Элементы гравитационного поля: 1 — области относительно пониженных значений поля. Контуры аномалий II порядка: I — Каменушинская, II — Олонойская (Хинганская), III — Ермаковская. Контуры аномалий III и более высоких порядков: 1 — Конхойская, 2 — Кульдурская, 3 — Хинганская, 4 — Федосеихинская, 5 — Дуриловская; 2 — зоны градиентов, градиент поля более 1 мГл/км. Стрелкой показано направление уменьшения поля; 3 — контуры расчетных аномалий II порядка на схеме гравитационного поля фундамента; 4 — контуры вулканотектонических депрессий; 5 — площадь распространения послерудных поровных образований. Проявления полезных ископаемых: 6 — месторождения олова; 7 — рудопроявления олова; 8, 9, 10 — ареалы преобладающего развития соответственно оловянной, фтор-редкометалльной, ртутной минерализации.

венной структуры разуплотнения земной коры, которая в поперечном сечении имеет форму перевернутого конуса. Сопоставление данной модели с имеющимися площадными петрофизическими материалами показало, что она в первом приближении применима только для той части полосовидной аномалии, которая совпадает с площадью Хингано-Олонойской вулканотектонической депрессии. На остальной территории выход зоны разуплотнения на поверхность не фиксируется снижением значений плотности геологических образований в пределах полосы.

Геологическая ситуация на поверхности позволяет разделить все области относительно пониженного поля на Малом Хингане на два класса: 1) аномалии, в контуре которых существенно преобладают породы верхнего структурного этажа; 2) аномалии, в контуре которых преимущественным развитием пользуются гранитоиды фундамента. В этой связи, несмотря на то что в исходном поле аномалии разного класса нередко имеют близкую форму, площадные размеры и интенсивность (см. рис. 1), интерпретация их должна осуществляться в рамках разных моделей. Примером подобных областей относительно пониженного поля являются аномалии II порядка — Олонойская (1-й

класс) и Каменушинская (2-й класс); аномалии III порядка — Федосеихинская (1-й класс) и Дуриловская (2-й класс).

Вопросы изучения геологической природы аномалий наиболее сложного 1-го класса удобнее обсуждать на результатах интерпретации самой изученной Олонойской (Хинганской) аномалии. Отсутствие разработанных технологических приемов разделения суммарного поля на составляющие, которые обусловлены чехлом и фундаментом, порождает неоднозначность решения одного из главных вопросов — на уровне какого структурного этажа расположен аномалообразующий источник. В зависимости от принятой модели разные авторы, базирываясь на практически одинаковой априорной информации, предполагали, что Олонойская (Хинганская) аномалия обусловлена: 1) преимущественно дефицитом плотности пород чехла по отношению к плотности пород фундамента и вариациями мощности чехла (модель Г. А. Павлова); 2) наличием многоуровневой структуры разуплотнения, аппроксимируемой перевернутым конусом, охватывающим чехол и фундамент до глубины 5—10 км [1]; 3) наличием многоуровневой системы тел с дефицитом плотности по отношению к фундаменту — крупнообъемного магматического очага на глубине

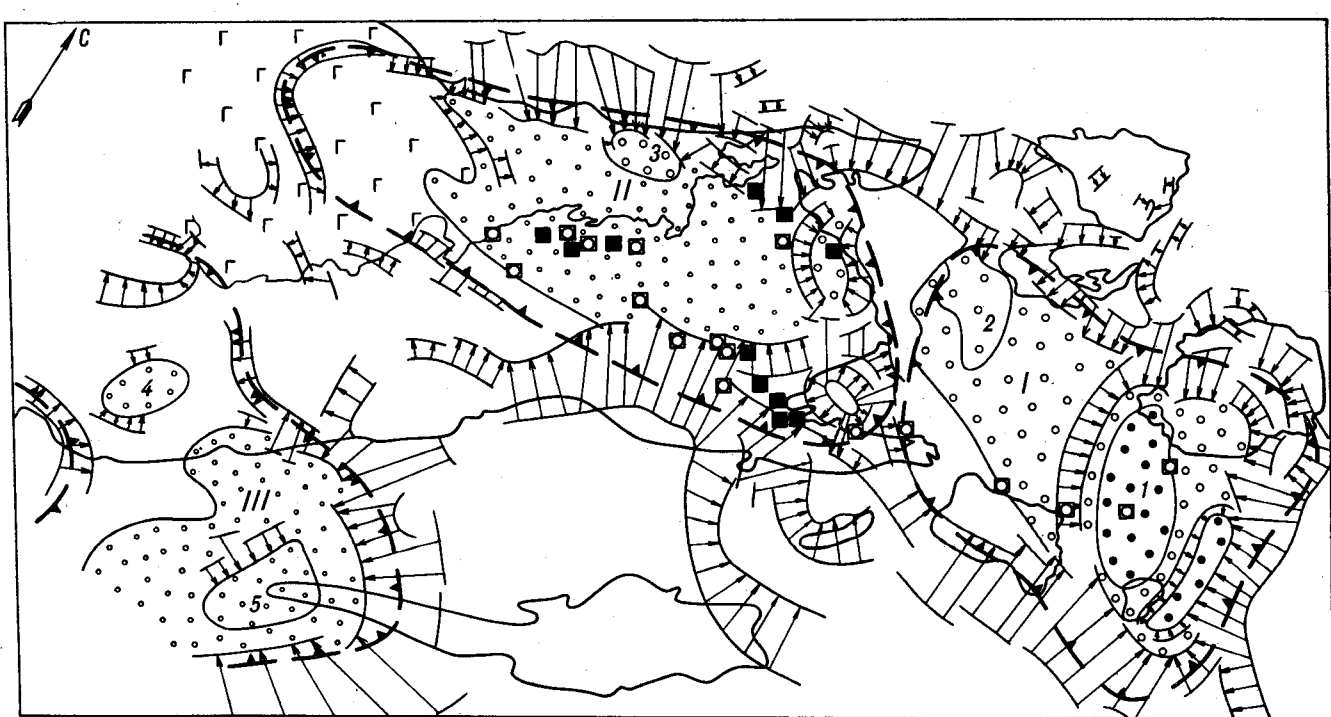


Рис. 2. Схема расчетного гравитационного поля фундамента. Усл. обозн. см. на рис. 1.

10—15 км, более мелких периферических очагов и интрузивных тел на глубинах 2—5 км и вулканогенного чехла [8]. При решении прямой задачи гравиметрии каждый из перечисленных вариантов удовлетворил наблюдаемому полю. Однако принятие того или другого варианта влечет за собой разные следствия с точки зрения оценки потенциальных перспектив Хингано-Олонойского оловорудного района в целом.

С целью выделения гравитационного эффекта, обусловленного неоднородностями нижнего структурного этажа, авторами проведено геологическое редуцирование, суть которого состояла в следующем.

Для наиболее крупных мезозойских вулканотектонических депрессий Малого Хингана (кроме Сутарской) построен вариант петроплотностной модели. Для этого использованы результаты площадного петрофизического изучения, бурения и петрофизического изучения керна скважин, геологические материалы и данные глубинного геолого-геофизического изучения.

Кроме пунктов, где сведения о мощности эффузивного чехла и его средневзвешенной плотности получены по данным бурения (рис. 3), во всех остальных случаях оценка этих параметров проводилась с учетом всей имеющейся информации о возможном литологическом составе разреза вулканитов в данном районе, физических характеристик главных представителей разреза и их мощности.

Расчет гравитационных аномалий, обусловленных дефицитом плотности пород чехла по

отношению к средней ($2,65 \text{ г/см}^3$) плотности пород фундамента, проводились по алгоритму В. И. Старостенко (программа П. П. Лойтера на ЕС ЭВМ-1052). Территория, занятая породами чехла, предварительно разбивалась на призмы таким образом, чтобы каждая из них характеризовалась точкой с известными значениями плотности и глубины до фундамента (см. рис. 3). При этом принималось, что боковые грани призмы вертикальны, проходят посередине между двумя точками с известными параметрами; верхняя и нижняя грани горизонтальны, верхняя расположена на поверхности, нижняя — на глубине, равной мощности вулканогенного чехла. Ребра призм параллельны осям выбранной системы координат. Значение плотности принималось постоянным в пределах данной призмы.

От заданной системы призм по сети 4×4 км рассчитан гравитационный эффект. Результаты расчета представлены на рис. 3 в виде карты изолиний сечением 2 мГл.

Путем исключения вычислений аномалий из наблюдаемого поля силы тяжести получена схематическая карта, отражающая структуру и неоднородности нижнего этажа — фундамента (см. рис. 2). Примененная процедура позволила в основном исключить гравитационный эффект, обусловленный вулканитами, и за счет этого подчеркнуть эффект неоднородностей погребенного фундамента, слабо выраженных в исходном поле. Получена схематическая карта, на которой отрицательные аномалии поля силы

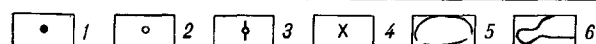
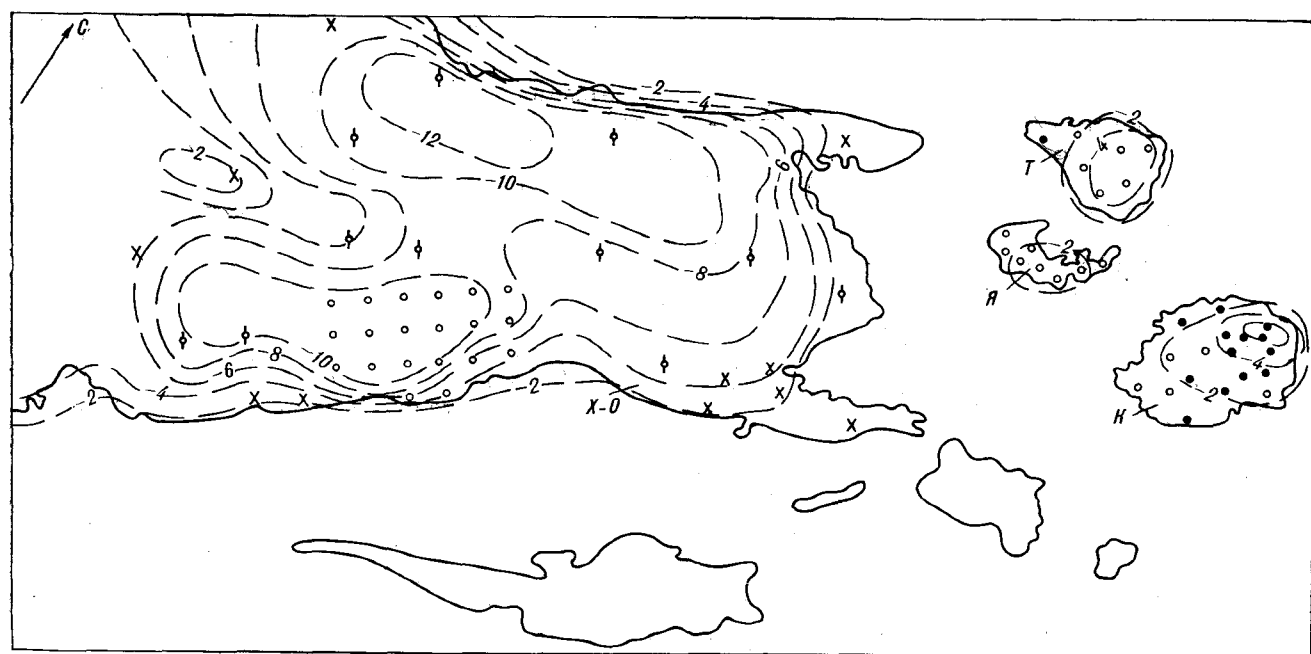


Рис. 3. Расчетные аномалии поля силы тяжести, обусловленные дефицитом плотности меловых вулканитов по отношению к средней ($2,65 \text{ г/см}^3$) плотности пород фундамента.

Сведения о мощности и средневзвешенной плотности вулканогенного чехла получены: 1 — по данным глубокого бурения, 2 — по комплексу данных, основанных на результатах мелкого бурения перекрытыми разрезами и интерпретации ВЭЗ, 3 — по геологическим и геофизическим данным, основанным на результатах бурения мелких и одиночных скважин, а также на оценках глубин до фундамента по гравиметрии аналитическими методами, 4 — по геологическим и петрофизическим данным, 5 — изолинии поля силы тяжести, обусловленного вулканитами (усл. ед.); 6 — контуры мезозойских вулканотектонических депрессий. Наименование вулканотектонических депрессий: X-O — Хингано-Олонойская, K — Каменушинская, Я — Яуриинская, Т — Таланджинская.

тяжести Малого Хингана как бы приведены к одному уровню. Это дает возможность более надежно оценивать параметры аномалиеобразующих объектов нижнего структурного этажа, а также объективно сравнивать полученные результаты.

Снятие гравитационного эффекта чехла приводит к следующим изменениям исходного поля (см. рис. 1, 2): 1) уменьшилась интенсивность Олонойской (II) и Федосеихинской (III) аномалий; 2) в восточной части Олонойской (II) аномалии выявился интенсивный локальный минимум, не проявленный на исходной карте поля Δg ; 3) в пределах площадей, занятых вулканитами, существенно изменилась геометрия градиентных зон; 4) градиентными зонами более отчетливо оконтурилась Ермаковская (III) аномалия.

Каменушинский (I), Олонойский (II) и Ермаковский (III) минимумы II порядка приобрели черты схожести, выражающиеся в близости общей ориентировки аномалий и идентичности составляющих их элементов более высокого порядка. Каждая из описываемых аномалий представляет собой суперпозицию от двух разноглубинных аномальных источников, расположенных в пределах нижнего структурного этажа. При этом в составе аномалий II порядка

восточный локальный минимум всегда имеет более высокую интенсивность и ограничен почти непрерывной зоной градиентов поля (см. рис. 2). Подобная схожесть, вероятно, свидетельствует об общих эндогенных причинах, ответственных за формирование палеоочагов, которые фиксируются аномалиями II порядка.

Схема гравитационного поля фундамента содержит много новой геолого-структурной информации о строении нижнего структурного этажа, особенно в его перекрытой части. Однако далее мы обсудим только металлогенический аспект ее интерпретации.

По зонам повышенных градиентов, оконтуривающих области относительно пониженных значений на схеме гравитационного поля фундамента, на изученной площади выделены три палеоочага, площадь каждого из которых соответствует размерам рудного района [6]. Их местоположение совпадает с положением аналогичных глубинных объектов на карте Л. И. Брянского [1].

На уровне современного эрозионного среза металлогеническая выраженность палеоочагов совершенно различна (см. рис. 1). Это касается как типа профилирующего оруденения, так и масштабов проявления рудного процесса. Так, специфика Каменушинского палеоочага

заключается в том, что на изученной территории только на его периферии в вулканотектонических депрессиях широко проявилась фтор-редкометалльная минерализация заключительных стадий мезозойского рудогенеза. Юго-западную и центральную части площади палеоочага занимает ареал относительно высокотемпературной минерализации (олово, олово и полиметаллы), который в северном направлении закономерно сменяется более низкотемпературной фтор-редкометалльной, а затем ртутной минерализацией. Аналогичные особенности имеет Ермаковский палеоочаг, однако рудоносность его выражена очень слабо, в основном на ореольном уровне.

Рудоносность Олонойского (Хинганского) палеоочага наиболее значительна на Малом Хингане. На восточной половине его площади, открытой на уровне современного эрозионного среза для поисков по прямым признакам, к настоящему времени выявлены все известные на Малом Хингане месторождения олова позднемезозойского возраста (см. рис. 1). Отчетливая специализация данной рудно-магматической системы на олово подчеркивается наличием на указанной площади обширного ареала оловоносности, который в западном направлении прерывается границей послерудных покровных образований, а в восточном — соединяется с аналогичным ареалом Каменушинского палеоочага. Здесь же широко развиты кварцсодержащие метасоматиты, которые в контуре других палеоочагов проявлены эпизодически.

Поскольку возникновение всех палеоочагов можно связывать с единым этапом мезозойской активизации Буреинского массива, причины неодинаковой их рудоносности, вероятнее всего, определяются субстратом вмещающих их блоков, глубиной заложения палеоочагов и характером связи последних с глубокими горизонтами земли. Анализ с этих позиций геолого-геофизических и поисково-разведочных материалов показал, что для рассматриваемой территории все три фактора имеют определяющее значение.

Судя по наличию в разрезе вулканогенного чехла лав основного и среднего состава, а также даек этого же состава в районе палеоочагов, связь Ермаковского палеоочага с мантией прератилась в раннем мелу, а Олонойского и Каменушинского, приуроченных к специфичному блоку земной коры общей субширотной ориентировки (см. рис. 2), продолжалась в течение всего периода активной вулканической деятельности. Расчеты показывают, что заложение двух последних очагов произошло на больших глубинах, нежели Ермаковского. В этой связи, несмотря на близкий гранитоидный состав субстрата в районе Ермаковской и Каменушинской аномалии и схожий набор рудной минерализа-

ции, масштабы рудогенеза Каменушинского палеоочага несравненно выше.

Позиция Олонойской (Хинганской) рудно-магматической системы в исследованном районе является во многих отношениях неповторимой, чем, вероятно, и определяется ее промышленная оловоносность. Кроме того, что глубина палеоочага здесь самая большая, располагается он в том месте региональной зоны разуплотнения земной коры, где последняя «рассекается» крупный блок метаморфических пород фундамента и изменяет свою ориентировку с субширотной на юго-западную. Известно, что песчано-сланцевые толщи этого района изначально обогащены оловом. В этой связи источник олова в названной рудно-магматической системе может быть как мантийный, так и коровый. Оловоносный палеоочаг является единственным, который на уровне современного эрозионного среза полностью перекрыт мощной толщей вулканитов. Последняя могла играть ту же роль для направленной эволюции рудно-магматической системы, что и терригенный разрез в пределах крупных оловорудных районов Дальнего Востока. Не вызывает сомнений, что сохранность сформированных оловорудных объектов мезозойского возраста здесь значительно выше.

Таким образом, несмотря на то что проявления олова на Малом Хингане имеются и в других местах, выявление новых крупных промышленных месторождений этого металла следует ожидать именно в пределах Олонойской (Хинганской) рудно-магматической системы. В этой связи, согласно [4], под Хингано-Олонойским рудным районом следует понимать площадь, расположенную в проекции контура Олонойского (Хинганского) палеоочага. Тогда западная часть рудного района, в настоящее время перекрытая послерудными покровными образованиями мощностью первые сотни метров, представляет собой резерв для поисков скрытых месторождений.

Процедура исключения гравитационного эффекта вулканитов в пределах собственно рудного района привела к уточнению деталей глубинного строения, которые оказались важны для прогнозной оценки разных его частей. На северо-восточном замыкании Хингапо-Олонойской вулканотектонической депрессии выявлен локальный минимум (Джалиндинский), положение которого увязывается с расположением северной оловоносной полосы. Анализ схемы объемного поля Δg и морфометрических, геологических и поисково-разведочных данных показал, что подобные локальные аномалии, вероятнее всего, объясняются наличием на глубине, близ границы чехол — фундамент и выше, крупных интрузий гранитного состава. Ранее [7] высказывалось мнение о вероятном малом послерудном эрозионном срезе района

месторождений Джалинда — Таежное. В новых материалах оно получило дополнительное подтверждение. Наличием другой скрытой интрузии можно объяснить значительный вертикальный размах оруденения на Хинганском месторождении. Полученные данные позволяют ставить вопрос о необходимости переоценки потенциальных перспектив Хингано-Олонойского оловорудного района с использованием глубинных и объемных факторов контроля

оруденения. Для этого необходимо крупномасштабное изучение всей площади рудного района глубинными геофизическими методами. По мнению авторов, имеющееся противоречие между значительными объемами Олонойского палеочага, масштабом гидротермально-метасоматического преобразования пород и подсчитанными ресурсами олова в районе в последующем будет устранено за счет обнаружения скрытых и слабопроявленных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Брянский Л. И.* Глубинная структура Хинганского рудного района // Глубинные структуры и полезные ископаемые СССР/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1985.— С. 38—45.
2. *Емельянов Н. П.* Очаговые вулканоплутонические структуры Хингано-Олонойского рудного района // Кольцевые и купольные структуры Дальнего Востока/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1977.— С. 119—123.
3. *Емельянов Н. П.* Рудолокализирующая роль экстрוזий в Малохинганской рифтогенной зоне // Металлогения Приамурья.— Владивосток, 1981.— С. 72—82.
4. *Макеев В. В.* Оловорудный район как металлогеническая категория и объект прогнозных исследований // Геолого-геофизические аспекты изучения и оценки оловорудных районов Востока СССР/ОЭП ВИМСа.— М., 1985.— С. 7—22.
5. *Огнянов Н. В.* Хингано-Олонойский оловорудный район // Геология оловорудных месторождений СССР. Т. 2, кн. 1.— М.: Недра, 1986.— С. 340—350.
6. *Романовский Н. П.* Рудно-магматические системы, принципы их выделения и изучения // Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока.— М.: Наука, 1984.— С. 156—160.
7. *Саксин В. Г.* Геолого-геофизическая модель и оценка перспектив Хингано-Олонойского оловорудного района // Сов. геол.— 1987.— № 10.— С. 60—66.
8. *Саксин В. Г., Борисенко С. С., Долгопят Л. Г.* Некоторые геолого-структурные особенности Мало-Хинганского оловорудного района // Материалы всесоюз. совещания «Структуры рудных полей вулканических поясов». Вып. III/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1985.— С. 29—30.
9. *Синяков Е. Я.* Условия формирования и рудность структуры Хинганского месторождения // Там же.— С. 27—29.

ДВИМС
Хабаровск

Поступила в редакцию
30 октября 1987 г.

УДК 550.834.8

В. А. Бормотов, М. Н. Лулева, В. Е. Овчинников

ПРОБЛЕМЫ ПРИМЕНЕНИЯ ЦИФРОВЫХ МЕТОДОВ ОБРАБОТКИ И СЕЙСМОМОДЕЛИРОВАНИЯ В МОВЗ

Обсуждается граф обработки и интерпретации данных метода обменных волн, возбуждаемых землетрясениями, для исследований земной коры и верхней мантии в складчатых областях. Предлагается осуществлять обработку и интерпретацию на основе отказа от фазового представления сейсмограмм путем

совместного использования проходящих обменных и кратных отраженных волн, с уточнением глубинного разреза, используя математическое сейсмо моделирование. Данный подход может обеспечить решение задач по исследованию глубинного строения как рудных, так и сейсмоактивных районов.

За тридцатилетнюю историю применения метода обменных волн, возбуждаемых землетрясениями (МОВЗ), неоднократно предлагались и использовались цифровые способы обработки и сейсмо моделирования [8, 12, 13]. При этом в качестве первоначального упрощения предлагалось принять такую модель волнового поля, при которой характерно преобладание на горизонтальной компоненте проходящих обменных волн (PS), надежно разделяющихся между собой во времени. Это приводило к использованию графов и программ обработки, аналогично применяемым в сейсморазведке, что позволяло проследить границу Мохоровичича и фрагменты других региональных границ земной коры [14].

по-прежнему приводили к выводу о ненадежности существующих в МОВЗ методик обработки и интерпретации для изучения структур земной коры и верхней мантии [2, 9].

Анализ экспериментальных волновых полей и теоретические исследования показали существенно интерференционный характер исследуемых волновых полей, являющихся суперпозицией не только проходящих продольных и обменных волн, но и кратных отраженных волн различного типа наряду с рассеянными [2, 18, 22]. Сложность интерференционной картины волнового поля обусловлена прежде всего существующими малыми задержками волн относительно друг друга по сравнению с длительностью импульса*, а также большим диапазоном изменения их интенсивностей. Применение поляризационной методики для повышения разрешающей способности и определения типов волн [14], а также развитие нелинейных поляризационных фильтров и цифровых систем, использующих накапливание полезных сигналов,

Применение в МОВЗ статистического подхода к выделению сейсмических границ как на временных, так и на глубинных разрезах, построенных по результатам обработки всех интерпретируемых записей от разных землетрясений, привело к хорошей сопоставимости с результатами метода глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) [1, 11]. Это указывает на реальную физическую возможность выделения полезной информации из волнового поля от далеких или близких глубокофокусных землетрясений для построения глубинных разрезов. Учитывая технологическую простоту проведения работ МОВЗ и большую потребность в глубинных сейсмических исследованиях, задача повышения эффективности МОВЗ является актуальной. Эффективность МОВЗ достаточно хорошо обоснована и подтверждена при исследовании горизонтально-слоистых сред, к которым относятся прежде всего платформенные области [14]. Здесь повышение эффективности сводится в первую очередь к корректному разделению волн и их идентификации. Для областей со сложным геологическим строением (к которым относятся, например, рудные районы Дальнего Востока), характеризующимся наличием наклонных, криволинейных границ раздела сред, локальных неоднородностей, а также сложным рельефом дневной поверхности, добавляется проблема корректности восстановления глубинного разреза по выделенным волнам. Решение указанных проблем в настоящее время видится в расширении применения математических методов обработки, интерпретации и

* Под длительностью импульса понимается интервал времени, в течение которого зарегистрировано 90 % энергии волны.

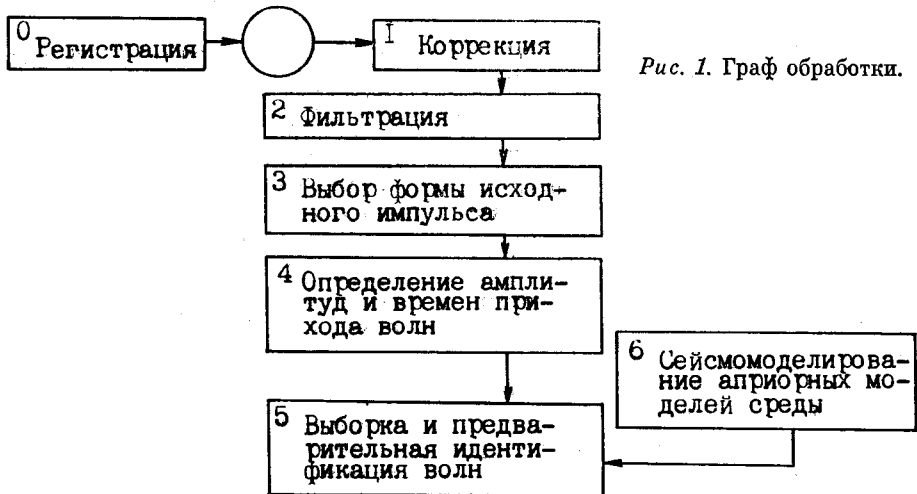


Рис. 1. Граф обработки.

полезной информации в цифровом виде на магнитный носитель (ленту). В настоящее время при использовании аналоговой магнитной записи полезная информация отбирается геофизиками при воспроизведении аналоговой записи и оцифровывается.

При любом способе регистрации возникают погрешности из-за искажений или неидентичности амплитудных и фазовых характеристик сейсмоприемников, усилителей, а в случае аналоговой записи — тракта магнитной записи, включая перекосы магнитных головок, неравномерность движения магнитного носителя и ограниченность динамического диапазона способа записи. Блок коррекции осуществляет, если это не сделано аппаратным способом при оцифровке, поправку на неравномерность движения магнитного носителя, используя запись опорной частоты. Для исключения амплитудно-частотных и фазовых погрешностей может проводиться деконволюция сейсмической трассы с калибровочным импульсом. Калибровочный импульс получается путем синфазного суммирования серии из 14 откликов на прямоугольные импульсы длительностью 2 мс [10].

Применяя узкополосную фильтрацию и учитывая, что запаздывание вторичных волн (кратных, обменных) относительно малое по сравнению с их длительностью, можно пренебречь искажением формы вторичных волн относительно P -волны [2]. Это позволяет принять аддитивную модель сейсмической трассы

$$y(t) = \sum_{i=1}^m A \cdot \varphi(t - t_i) + n(t), \quad (1)$$

где $\varphi(t)$ — форма исходной P -волны, A — ее амплитуда, $n(t)$ — случайная компонента.

сейсмо моделирования, которые позволят более полно использовать не только кинематические, но и динамические характеристики, волнового поля.

Анализируя погрешности МОБЗ и способы их уменьшения (см. таблицу), авторы предлагают граф обработки и интерпретации данных (рис. 1). В настоящее время степень реализации различных блоков графа неодинакова. Часть процедур реализована в виде пакетов программ для ЕС ЭВМ (блоки 1—6, см. рис. 1), остальные — на уровне алгоритмов, которые используются при ручной интерпретации с выходом на получение сейсмических глубинных разрезов или различных карт.

В виде вспомогательной процедуры выделен блок «регистрация», обеспечивающий запись

№ п/п	Погрешность	Способ уменьшения погрешности
1	Неточность измерения	Коррекция данных с использованием импульсных калибровок
2	Малое отношение сигнал/помеха	Частотная фильтрация
3	Обработка «нейтрпретрируемых» записей	Вовлечение в обработку записей, удовлетворяющих критерию соответствия спектра выбранного импульса P -волны и спектра обрабатываемого участка записи
4	Неточное определение кинематических и динамических параметров волн	Применение численных методов при определении амплитуд и времен прихода волн на полярограмме
5	Неправильная идентификация волн	Взаимная увязка волн разных типов, образованных одной границей
6	Неточное знание скоростного разреза и наклонов границ	Построение разрезов с постоянных скоростей и углов наклона границ
7	Неустойчивость динамики обменных волн в случае сложного разреза	Исследование динамики обменных волн для сложнопостроенных сред сейсмо моделированием

ВЫБОР ФОРМУЛЫ ИМПУЛЬСА

В рамках приведенной модели для определения амплитуд и времен прихода волн необходимо знание формы исходного импульса, т. е. формы P -волны. Выбор формы исходного импульса [5, 8, 16, 17] основан на анализе одной либо трех компонент сейсмической записи. В соответствии с представлением сейсмической записи МОВЗ в виде полярограмм [3, 4] предлагается следующий метод выбора формы исходного импульса.

Энергия вторичных волн (PS — обменных, PPP — кратно отраженных, PPS — кратно отраженных обменных) не превышает первых десятков процентов от энергии P -волны [14]. Плоскость поляризации волн PS и PPS близка к ортогональной плоскости волн P , и, следовательно, искажения формы продольной волны, вносимые волнами PS и PPS , минимальны. Основные искажения формы волны P возникают за счет рассеянных и кратно отраженных волн, имеющих плоскость поляризации, близкую к таковой P -волны, и достаточно высокую по отношению к ней энергию.

Для выделения фрагмента направления полярограммы, на которой сосредоточена основная часть энергии P -волны, применяется фильтр изменения диаграммы направленности

вида $\cos \alpha$ на $\cos^n \alpha \sum_{i=-m}^{+m} y_i$, где α — угол между следящей составляющей и данным направлением полярограммы; n — показатель степени, принимающий обычно значение, равное 10; $(2m - 1)$ — величина скользящего окна на обрабатываемом направлении полярограммы. По срыву колебаний в направлении сосредоточения основной части энергии P -волны выделяется фрагмент направления полярограммы, который будет принят за начальную часть формы исходного импульса. Учитывая опыт обработки сейсмограмм далеких землетрясений, нет оснований отвергать предположение о том, что исходный импульс является минимально-фазовым и, следовательно, основная часть его энергии сосредоточена в начальной части импульса [15]. Такой подход к определению формы исходного импульса позволяет выделять начальную его часть без искажений. Для восстановления конечной части P -волны сделаем еще одно предположение — о том, что форма импульса далеких землетрясений, зарегистрированных электродинамическими регистрирующими системами, близка к форме импульса Берлаге

$$\varphi(t - t_0) = (t - t_0)^n e^{-\beta(t - t_0)} \cdot \sin \omega_0 (t - t_0). \quad (2)$$

При восстановлении импульса Берлаге по выделенной части продольной волны используется метод перебора по следующим параметрам: n , β , ω_0 , t_0 . Нижняя граница области изменения несущей частоты ω_1 определяется как максимум амплитудного спектра фрагмента выбранного направления полярограммы. В соответствии с [7] это значение является заниженным значением несущей частоты для усеченного импульса. Верхняя граница ω_2 выбирается равной $1,1\omega_1$. Область изменения n определена от 0,5 до 5,5, а коэффициент затухания β от 30 до 150, t_0 изменяется от -5 до $+5$ (в отсчетах) от выбранного начала землетрясения. Количество шагов перебора параметров порядка десяти. За истинные параметры импульса принимаются те, которые минимизируют выражение

$$\sum_{i=1}^m [y(t_i) - A \cdot \varphi(t_i)]^2, \quad (3)$$

где m — длина выбранного фрагмента трассы $y(t_i)$.

Окончательный вид исходного импульса представляет собой в начальной части фрагмент трассы, который был взят для анализа, а конечная часть достраивается полученным импульсом Берлаге.

Если исходить из аддитивной модели сейсмической трассы (1), то в спектральной области трасса имеет вид

$$Y(\omega) = F(\omega) \sum_{j=1}^k A_j e^{-i\omega t_j} + N(\omega), \quad (4)$$

ходного импульса и одновременно контролем за вовлечением в обработку только тех сейсмограмм, которые можно интерпретировать в МОВЗ (критерий интерпретируемости записи, см. таблицу, пункт 3). Пример выбора импульса и сравнение его спектра со спектром сейсмограммы далекого землетрясения приведены на рис. 2.

ВЫДЕЛЕНИЕ ВОЛН

Проведение частотной фильтрации сейсмограмм и выбор формы исходного импульса завершают подготовительные операции непосредственного определения кинематических и динамических параметров волны. Поскольку временная задержка по отношению к *P*-волне обменных и кратных волн меньше длительности импульса, наблюдаются сильные интерференционные явления. Простого применения алгоритмов разделения интерферирующих волн [6, 8, 15, 16, 19, 20] для сейсмических трасс только вдоль осей выбранной системы координат недостаточно — необходимо их сочетание с поляризационным подходом [3, 9]. Неравномерность распределения динамических характеристик волнового поля на различных компонентах сейсмограммы и применение алгоритмов разделения волн для каждой компоненты позволяют в принципе более корректно разделить волны и определить их тип.

Выбор алгоритмов выделения времен прихода и амплитуд волн является непростой задачей. С одной стороны, точность выделения параметров должна быть достаточной для данного метода, а с другой — при массовой обработке данных необходим минимум затрат машинного времени. Таким требованиям отвечает подход, изложенный в [8, 19]. Мы предлагаем следующий алгоритм разделения интерферирующих волн.

Сейсмическая трасса представляет собой суперпозицию волн (импульсов) с различными временами прихода. При известных форме импульса и времени прихода легко определить их амплитуды методом наименьших квадратов. В предположении, что импульсы приходят с шагом, равным полупериоду центральной частоты, определяем их амплитуды. Сместим теперь начало координат на один отсчет и в том же предположении вновь определим методом наименьших квадратов амплитуды предполагаемых импульсов. Такая процедура повторяется столько раз, каково количество отсчетов в выбранном шаге прихода импульсов. Полученные амплитуды приходящих импульсов совместим на одной трассе. Экстремумы на такой трассе будут соответствовать временам прихода импульсов. Далее тем же методом наименьших

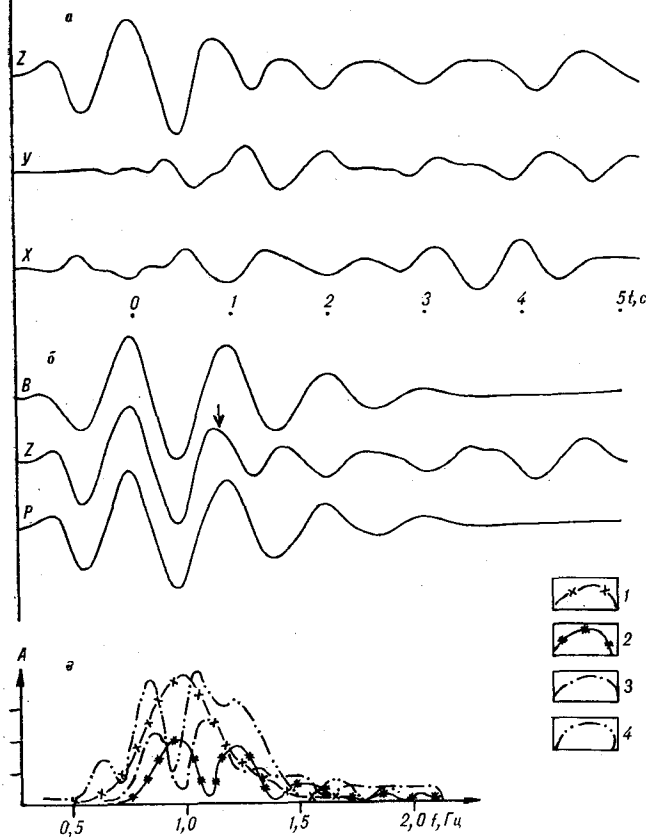


Рис. 2. Пример выбора формы импульса на исходной сейсмограмме далекого землетрясения.

a — исходная часть записи далекого землетрясения; *b* — выбор формы импульса Берлаге (*B* — выбранная форма импульса Берлаге, *Z* — компонента сейсмограммы. Стрелочкой помечен максимальный размер области, по которой идет восстановление импульса формы *P*-волны); *в* — сопоставление спектров: 1 — спектр выбранного импульса (*M*: 1: 400), 2—4 — спектры участков записей соответственно *X*-, *Y*-, *Z*-компонент.

где $F(w)$ — спектр исходного импульса, A_j , t_j — соответственно амплитуды и времена прихода импульсов, $N(w)$ — случайная компонента. Тогда амплитудный спектр будет

$$|Y(w)| = |F(w)| \cdot \sqrt{\sum_{i=1}^k A_i^2 + 2 \sum_{i>j} A_i A_j \cos w(t_i - t_j)}. \quad (5)$$

Если нормировать это выражение на $\sum_{i=1}^k A_i^2$, то получим

$$|Y'(w)| = |F(w)| \cdot \sqrt{1 + \sum_{i>j} \xi_{ij} \cos w(t_i - t_j)}. \quad (6)$$

Видно, что амплитудный спектр исходного импульса должен быть больше или равен амплитудному спектру трассы. При $w=0$ должно соблюдаться точное равенство. Это является необходимым условием правильности выбора ис-

квадратов уточним амплитуды импульсов на временах соответствующих экстремумов.

Покажем, что оценки амплитуд предложенного метода соответствуют оценкам метода максимального правдоподобия [19]. Предположим, что шаг, с которым приходят предполагаемые импульсы, больше длины трассы. Тогда на трассу приходит один импульс, т. е. необходимо минимизировать выражение

$$\sum_{i=1}^m [y(t_i) - A_1 \varphi(t_i - t_1)]^2. \quad (7)$$

Оценка амплитуд будет иметь вид

$$\hat{A}_1 = \frac{\sum_{i=1}^m y(t_i) \varphi(t_i - t_1)}{\sum_{i=1}^m \varphi(t_i - t_1) \varphi(t_i - t_1)}. \quad (8)$$

Оценка параметров метода наименьших квадратов [21] есть

$$\hat{A} = (B'B)^{-1} B' \vec{Y}, \quad (9)$$

где B — структурная матрица, \vec{A} — вектор оцениваемых параметров (амплитуд), \vec{Y} — сейсмическая трасса. Использование поляризационного подхода при выделении волн требует определения времен прихода и амплитуд на каждой компоненте полярограммы. Это существенно увеличивает время расчетов. Вычисляя только однажды матрицу $(B'B)^{-1} B$ [20], оценку амплитуд можно проводить на всех компонентах полярограммы. При наличии большой оперативной памяти можно не формировать структурную матрицу для каждого сдвига начала координат, а перемещать саму трассу. Обработка временного разреза с применением единого исходного импульса для всех сейсмограмм профиля — еще один вариант экономии машинного времени при использовании предложенного алгоритма.

ИДЕНТИФИКАЦИЯ ВОЛН

Используя алгоритмы разделения, мы переходим к «числовым» полярограммам, на каждой компоненте которых выделяются волны, характеризующиеся амплитудой, временем прихода и их дисперсиями, а также критерием χ [20] (χ — оценка достоверности выделенной волны). Пример фрагмента числовой полярограммы приведен на рис. 3.

На основе анализа числовых полярограмм осуществляются выборка волн и их предварительная идентификация. Вид волны на полярограмме определяется типом ее поляризации и углом выхода в точке наблюдения. Если волна поляризована линейно, то на компонентах по-

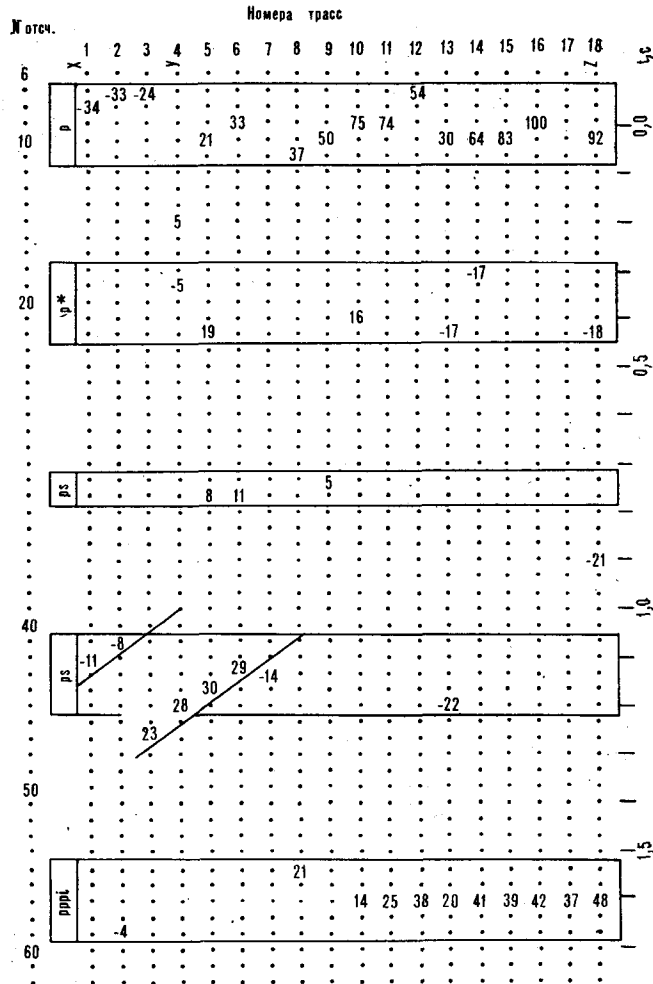


Рис. 3. Фрагмент выдачи на АЦПУ числовой полярограммы записи далекого землетрясения, приведенного на рис. 2.

Значения выделенных амплитуд на трассах при 18-компонентном проецировании нормированы к амплитуде Р-волны. Компоненты 1, 7, 14, 18 лежат в одной вертикальной плоскости. Горизонтальные компоненты 1—6 расположены через 30° по часовой стрелке от оси X, наклонные компоненты 7—13, 14—17 через 51,4 и 90° соответственно для углов $\Phi = 30$ и 60°.

лярограммы на одном и том же отсчете присутствуют выделенные амплитуды. Для линейно-поляризованных волн выделенные амплитуды на соответствующих компонентах полярограмм выстраиваются вдоль наклонных к оси времен линий. Это очень похоже на оси синфазности традиционной сейсморазведки (см. рис. 3). Соотношение амплитуд приходящих волн различно на разных компонентах полярограмм из-за отличающихся углов выхода волн, что приводит как к разной достоверности выделения волн на компонентах полярограммы, так и к смещению волн на одной компоненте относительно друг друга. Хотя это и разрушает идеальную картину, но позволяет выделять волны с меньшей амплитудой, находящиеся в области действия сильных волн, на тех компонен-

тах полярограммы, на которых соотношение амплитуд благоприятно для выделения слабых волн. Поэтому на числовых полярограммах выделяются не линии, а области с разбросом относительно ее оси симметрии в 1—2 отсчета.

Продольные волны имеют, как правило, линейную поляризацию. Поперечные волны могут иметь как линейную, так и нелинейную поляризацию. Поверхностные волны и микросейсмы проявляются на полярограммах, как правило, в виде серии наклонных осей как на горизонтальных, так и на наклонных компонентах, что отличает их от объемных волн.

По разрастанию амплитуд на компонентах полярограммы, т. е. в зависимости от угла выхода волны, выделяется направление колебаний волны. Если максимальные амплитуды выделяются на горизонтальных или наклонных в 30° компонентах (выход родоначальной P -волны субвертикальный), то волна идентифицируется как поперечная с предполагаемым типом PS . Если максимум амплитуд наблюдается на вертикальной компоненте или наклонных в 60° при линейной поляризации, такая волна определяется как продольная с предполагаемым типом PPP . При выходе волны в районе 30 — 60° она идентифицируется как рассеянная волна или волна от наклонной границы (P^*).

По соотношению знаков амплитуды PS -волны и горизонтальной проекции P -волны (а для PPP -волны с вертикальной проекцией P -волны) можно судить о характере перепада скоростей на границе образования этих волн. Если знак амплитуды PS -волны совпадает со знаком горизонтальной проекции P -волны, то такая PS -волна определяется как нормальная, т. е. как волна, образованная на границе с увеличением скорости с глубиной. В случае обратного соотношения волна определяется как инверсная (PSi). Для PPP -волны при совпадении знака амплитуды кратной волны со знаком проекции P -волны на вертикальную компоненту волна считается инверсной, что соответствует уменьшению скорости на границе образования такой волны. Необходимо отметить, что в зависимости от угла подхода волны к наклонной границе правило соответствия знака амплитуды обменной волны и проекции P -волны на горизонтальные компоненты. Для PPP -волны такого несоответствия не происходит.

Таким образом, для каждой выделенной волны можно поставить в соответствие следующие параметры: амплитуду волны, угол выхода вектора колебаний, тип поляризации и время прихода волны. Такая предварительная идентификация обменных и кратных волн проводится по отношению к направлению родоначальной P -волны.

При построении глубинного разреза по материалам МОВЗ используется дополнительная информация, а именно: предварительные сведения о скоростных характеристиках разреза, каталог землетрясений, из которого можно вычислить по среднемировому годографу угол подхода волны. Совокупность сейсмограмм с выделенными волнами, каталог землетрясений и скоростной разрез можно объединить в понятие база данных МОВЗ. Эффективность такой базы будет низка, пока каталог землетрясений существует в виде книг, скоростной разрез в виде графика, а выделенные волны сейсмограммы занесены в лабораторный журнал. Геофизику-интерпретатору очень сложно оперировать таким огромным материалом. Только в случае, если все эти данные будут храниться на магнитных носителях при соответствующем математическом обеспечении, можно оперативно и эффективно использовать их при построении модели глубинного строения. Такая автоматизированная база данных позволит оперативно строить и временные монтажи для землетрясений. Временным монтажом называем совокупность сейсмограмм с выраженными волнами, зарегистрированными от одного землетрясения или группы землетрясений, упорядоченных вдоль выбранного профиля наблюдения по абсолютному времени.

Процедура построения глубинного разреза в первом приближении основывается на представлении о горизонтально-слоистой модели среды. Для этого привлекаются волны PS и PPP , уверенно выделенные при предварительной идентификации. Пересчет точек обмена-отражения ведется по следующим формулам:

$$H_{PS} = \frac{\Delta t_{PS}}{\sqrt{\frac{K^2}{\bar{V}_P^2} - \frac{1}{\bar{V}_K^2}} - \sqrt{\frac{1}{\bar{V}_P^2} - \frac{1}{\bar{V}_K^2}}}; \quad (10)$$

$$L_{PS} = \frac{H_{PS}}{\sqrt{\frac{K^2 \cdot \bar{V}_K^2}{\bar{V}_P^2} - 1}}; \quad (11)$$

$$H_{PPP} = \frac{\Delta t_{PPP}}{2 \sqrt{\frac{1}{\bar{V}_P^2} - \frac{1}{\bar{V}_K^2}}}; \quad (12)$$

$$L_{PPP} = \frac{H_{PPP}}{\sqrt{\frac{\bar{V}_K^2}{\bar{V}_P^2} - 1}}; \quad (13)$$

где $H_{PS(PPP)}$ — глубина точки обмена-отражения; \bar{V}_P, \bar{V}_K — средние скорости продольной и поперечной волн соответственно на интервале глубин $(0 - H)$; K — отношение средних ско-

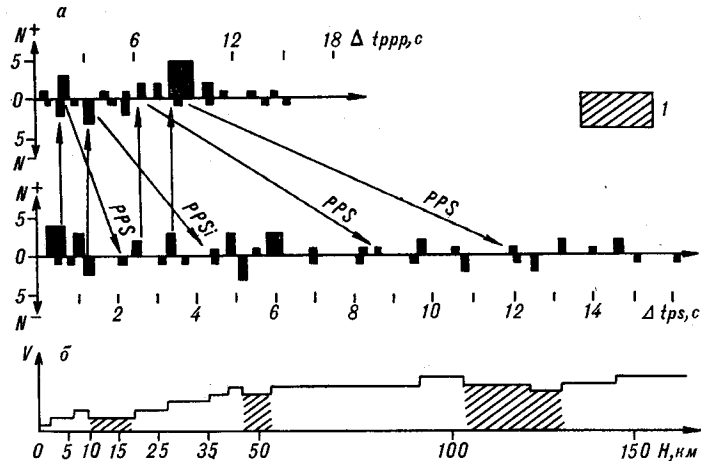


Рис. 4. Пример увязки волн *PS*, *PPP*, *PPS* для Комсомольского рудного района, построенный для 4 далеких землетрясений с расстановкой точек наблюдения через 2—4 км (N — количество волн, пришедших во временном интервале, равном его ширине, знак N отражает характер изменения скорости с глубиной: (+) — увеличение, (–) — уменьшение) и график изменения скорости с глубиной (б: 1 — слой пониженной скорости).

ростей продольных и поперечных волн; V_R — кажущаяся скорость *P*-волны, рассчитанная по среднемировому годографу; L_{PS} , L_{PPP} — величина сейсмического сноса соответственно обменной, кратной волн по отношению к точке наблюдения, Δt_{PS} , Δt_{PPP} — запаздывание соответственно волн *PS* и *PPP* относительно *P*-волны.

После вынесения на разрез всех точек обмена и отражения по областям с максимальной плотностью расположения этих точек проводятся предполагаемые линии раздела сред. Хотя на первом этапе используются формулы восстановления координат точек обмена-отражения для горизонтально-слоистой модели среды, наклон границ на разрезе проявляется и в этом случае. На основе анализа построенного глубинного разреза возможны переинтерпретация типов выбранных волн и привлечение в процедуру построения волн с ранее неясным происхождением (углы выхода 30—60° по отношению к родоначальной волне).

Важным моментом при анализе полученного разреза является увязка *PS*- и *PPP*-волн, образованных одной границей. Зная отношение скоростей продольных и поперечных волн, можно связать положение границ раздела, выделенных по обменным и кратным продольным волнам. Закономерность прихода волн *PS* и *PPP*, образованных одной границей раздела сред, проявляется на сейсмограммах. Рис. 4 иллюстрирует процедуру увязки таких волн. Дополнительной информацией для уточнения положения границы раздела сред является присутствие волн *PPS*, которые по своим динамическим признакам неотличимы от волн *PS*. Тип этих волн может быть выяснен только после привязки волн *PS* и *PPP* к одной границе. На сейсмограмме *PPS*-волны проявляются для горизонтально-слоистой среды на временах, равных сумме времен запаздывания волн *PS* и *PPP*. На глубинном разрезе построенная

по *PPS*-волнам граница раздела сред дублирует границу, выделенную по *PS*- и *PPP*-волнам на соответственно большей глубине.

Для уточнения скоростей продольных и поперечных волн, а также геометрии границ полученный глубинный разрез рассматривается как модель для вычисления теоретических сейсмограмм. Результаты сейсмо моделирования сопоставляются с временными монтажами профиля наблюдения. Степень соответствия определяется геофизиком-интерпретатором в зависимости от класса решаемых задач, т. е. зависит от степени совершенства решения обратной задачи (построение глубинного разреза) и возможностей при вычислении теоретических волновых полей. Если нет соответствия между временными монтажами и рассчитанными временными разрезами, необходимо вернуться к этапу построения глубинного разреза, пересмотрев при этом принятое распределение скоростей. Если сопоставление удовлетворительное, т. е. достигается качественное согласие теоретического и экспериментального волновых полей, можно при необходимости перейти к количественным уточнениям физических и геометрических параметров глубинного разреза. Уточнение параметров можно проводить тремя путями. Первый путь заключается в уточнении глубинного разреза на основе учета наклонов участков границ (по предварительному глубинному разрезу) и связан с переинтерпретацией волн. Второй путь состоит в генерации серии моделей глубинного строения с различными значениями параметров с последующим сравнением вычисленных теоретических и экспериментальных волновых полей. Третий путь заключается в детальном анализе динамических характеристик (амплитуда, углы выхода) волн с целью выявления закономерностей их распределения в зависимости от геометрии границы раздела сред. Этот подход позволяет более корректно проводить идентификацию волн и генерировать модели глубинного строения. Указанные пути уточнения параметров разреза не являются альтернативными, а могут представлять этапы формирования глубинного разреза.

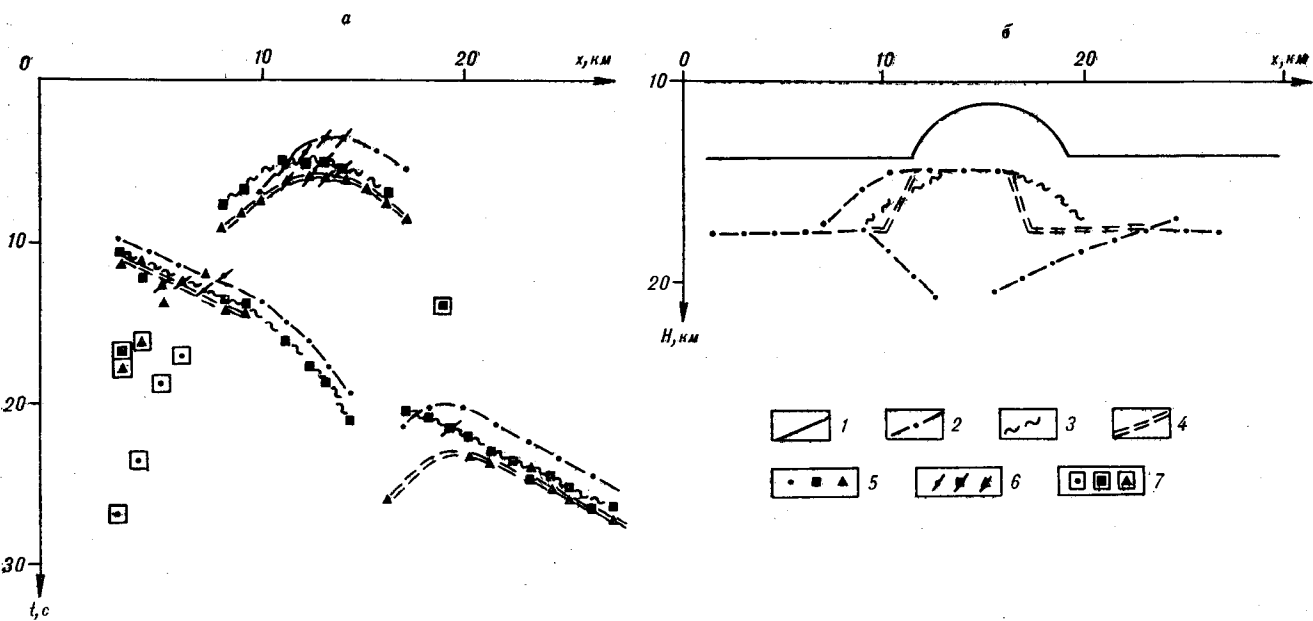


Рис. 5. Пример построения модели среды с применением сейсмо моделирования.

а — временные монтажи; б — глубинные разрезы и предполагаемые модели. 1 — исходная модель (0); 2 — глубинный разрез для модели 0; 3 — модель 1; 4 — модель 2; 5 — обменные волны соответственно для моделей 0, 1, 2; 6 — то же, что и 5, но для амплитуд обменных волн $> 30\%$ по отношению к P -волне; 7 — волны типа P^* соответственно для моделей 0, 1, 2.

На рис. 5 приведен пример построения глубинного разреза, где в качестве исходного материала были взяты теоретические сейсмограммы продольных и обменных волн, проходящих через плоскую границу раздела сред с валом (ширина основания вала 6,9 км, высота 2,5 км) [12]. Родоначальная волна — плоская продольная волна, распространяющаяся из нижней среды в верхнюю ($V_{P1} = 2,3$ км/с, $V_{S1} = 1,3$, $V_{P2} = 5,35$, $V_{S2} = 3,1$ км/с) с направлением 20° к вертикали. Форма падающей волны описывается импульсом Берлаге $f(t) = a \cdot t \cdot e^{-\beta t} \times \sin 2\pi f_0 t$ с параметрами $\beta = 6$ Гц $^{-1}$, $f_0 = 1$ Гц.

После обработки теоретических сейсмограмм был получен временной монтаж (см. рис. 5, а, кривая 2) и построен глубинный разрез (см. рис. 5, б, кривая 2) в рамках горизонтально-слоистой модели среды с выбранной скоростью моделию $V_{P1} = V_{P2} = 5,13$ км/с, $\frac{V_P}{V_S} = 1,8$.

В основу построения глубинного разреза взяты только надежно выделенные волны PS , которые лежат в квазиортогональных плоскостях по отношению к P -волне. Волны, характеризующиеся большими углами выхода (на временном монтаже — P^*), являются дифрагированными, и привлечение их в процедуру построения разреза приводит к появлению ложных наклонных границ. Проблема распознавания дифрагированных рассеянных волн от элементов границы, от локальных малых неоднородностей и от обменных волн, образованных наклонными границами, является одной из трудных в МОВЗ. Для решения ее необходимо

знание волнового поля по профилю, площади наблюдения, позволяющее проследить развитие (распространение) волны.

Построенный разрез (см. рис. 5, б, кривая 2) качественно отражает исходную модель среды, но линейно смещен из-за несоответствия скоростных характеристик. Для проверки разреза применим сейсмо моделирование. Генерируем для проверки две модели (см. рис. 5, б, кривые 3, 4) и вычислим поля PS - и P -волн для них. Сопоставим временные монтажи проверочных моделей и исходной. Качественное соответствие временных монтажей удовлетворительное, но проверочные монтажи линейно смещены относительно исходного, что указывает на необходимость корректировки скоростной модели среды. Модель гладкого вала принимаем за основу глубинного разреза, потому что ее временной монтаж ближе к временному монтажу исходной модели. Подобная схема уточнения параметров разреза может быть продолжена.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Основываясь на представлении сейсмической записи землетрясения как сумме интерферирующих волн разных типов, но имеющих одинаковую форму, предложен граф обработки. Для разделения волн используется поляризационный анализ, в основе которого лежит представление трехкомпонентной записи в виде многокомпонентной (до 23) полярной сейсмо-

граммы. На каждой точке определяются амплитуда проекции и время прихода интерферирующих волн. Использование таких программ позволяет повысить разрешимость выделения волн, а также идентификацию волн разных типов (*PS*, *PPP* и *PPS*).

2. Создан алгоритм определения формы родоначальной *P*-волны.

3. Предложен алгоритм разделения интерферирующих импульсов при известной их форме.

4. Оценка непротиворечивости глубинных построений проводится для сильных преломляющих непрерывных границ верхней части земной коры путем решения прямой динамической задачи методом наложения краевых волн.

ЛИТЕРАТУРА

1. Булин Н. К. Информативность и достоверность данных методов обменных волн землетрясений в сравнении с глубинным сейсмическим зондированием // Комплексные геолого-геофизические исследования земной коры/СНИИГГиМС.— Новосибирск, 1984.— С. 71—81.
2. Винник Л. П. Информативность региональных сейсмических работ и некоторые возможности ее повышения // Там же.— С. 25—32.
3. Гальперин Е. И. Поляризационный метод сейсмических исследований.— М.: Недра, 1977.— 277 с.
4. Гальперин Е. И., Гохблит В. А. и др. Поляризационный метод региональных исследований с использованием землетрясений // Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1980.— № 10.— С. 32—47.
5. Гальперин Е. И., Ледовская Е. Т., Пеграшень Г. И. Разработка подходов к интерпретации начальных частей сейсмограмм удаленных источников на основе численных экспериментов // Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. Вып. XXII.— Л.: Наука, Ленингр. отд-ние, 1982.— С. 69—92.
6. Голошубин Г. М. Некоторые вопросы обработки сейсмограмм метода обменных волн землетрясений (МОВЗ) // Геофизические методы в изучении геологического строения и разведке месторождений нефти и газа в Тюменской области. Вып. 105.— Тюмень: Кн.: изд-во, 1975.— С. 107—110.
7. Грудева П. Н., Малиновская Л. Н., Наймарк Б. М. Приближенное вычисление спектров сейсмических колебаний // Методы и программы для анализа сейсмических наблюдений. Вычислительная сейсмология. Вып. 3.— М.: Наука, 1967.— С. 52—109.
8. Егоркин А. В., Данилова Т. И., Рыбалов М. Б. Методика разделения интерферирующих сигналов на записях проходящих обменных волн // Прикл. геофизика.— 1981.— Вып. 99.— С. 15—31.
9. Егоркин А. В., Ломова Т. А. и др. О возможности регистрации верхнемантийных обменных волн // Численное моделирование и анализ геофизических процессов.— М.: Наука, 1987.— С. 185—197.
10. Импульсная калибровка сейсмических каналов.— М.: Наука, 1976.— 236 с.
11. Крюченко В. А. Сопоставление результатов статистической обработки материалов МОВЗ и ГСЗ по профилю Канев — Николаев // Глубинное строение земной коры и верхней мантии Украины.— Киев: Наук. думка, 1984.— С. 3—16.
12. Лулева М. Н. Математическое моделирование волновых полей методом наложения краевых волн в МОВЗ // Тихоокеан. геология.— 1984.— № 4.— С. 103—114.
13. Пак В. А., Квашин Е. В. и др. Автоматизированная система обработки данных станций типа «Земля», «Черепаша».— Ташкент: Фан, 1980.— 171 с.
14. Померанцева И. В., Мозженко А. Н. Сейсмические исследования с аппаратурой «Земля».— М.: Недра, 1977.— 256 с.
15. Сильвия М. Т., Робинсон Э. А. Обратная фильтрация геофизических временных рядов при разведке на нефть и газ.— М.: Мир, 1983.— 274 с.
16. Сорин А. Я., Гогоненков Г. П. Определение импульсной трассы и формы сигнала по сейсмической записи // Геология и геофизика.— 1987.— № 10.— С. 72—83.
17. Стоун Д. Дж. Оценивание формы сигнала // Тр./Ин-т инженеров по электронике и радиоэлектронике.— 1984.— Т. 72, № 10.— С. 189—199.
18. Тригунова К. В. О природе волн, регистрируемых станциями «Земля» от далеких землетрясений // Теоретические и экспериментальные исследования обменных волн землетрясений/ВНИИГеофизика.— М., 1973.— С. 150—162.
19. Троян В. Н. Статистические методы обработки сейсмической информации при исследовании сложных сред.— М.: Недра, 1982.— 184 с.
20. Троян В. Н., Соколов Ю. М., Сафонов В. В. Итерационный алгоритм разделения интерферирующих сейсмических волн с применением метода сингулярного разложения // Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. Вып. XXIII.— Л.: Наука, Ленингр. отд-ние, 1983.— С. 212—217.
21. Худсон Д. Статистика для физиков.— М.: Мир, 1970.— 296 с.
22. Чекалева В. Ф. Использование метода обменных волн землетрясений для познания глубинного строения Западно-Сибирской плиты // Сб. науч. тр./ЗапСибНИГНИ.— Тюмень.— 1986.— С. 35—44.

УДК 551.763.13(571.63)

А. В. Олейников

СТРАТИГРАФИЯ СРЕДНЕ-ВЕРХНЕАЛЬБСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БАСЕЙНА р. САМАРГИ (Северное Приморье)

Описаны разрезы лужкинской свиты (средний — верхний альб) в неостратотипической местности (в бас. р. Самарги). Выделено шесть толщ общей мощностью более 2400 м, залегающих друг на друге согласно. В едином разрезе с терригенными отложениями с фауной тригонийд и актеонеллид залегают

(на лужкинской свите) вулканогенно-осадочные отложения (880 м). Предложено выделить (кроме лужкинской свиты, состоящей из трех подсвит) ельниковскую свиту (состоящую из двух подсвит) позднеальбского возраста.

В Решениях III межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР новым стратотипом (неостратотипом) лужкинской свиты средне-позднеальбского возраста рекомендован разрез в бассейне правого притока р. Самарги — р. Кукси [25]. Автором этот разрез изучался в 1969—1972 гг. в процессе геологической съемки. Одновременно там же проводили биостратиграфические работы В. П. Коновалов и В. С. Макаров.

Лужкинская свита выделена В. Н. Яковлевым в 1951 г. на юге Приморья в бас. р. Павловки у села Нижние Лужки под названием лужковской свиты. Она была отнесена к сеноман-турону и впоследствии изучалась многими исследователями [9, 28].

Предложенный В. П. Коноваловым неостратотипический разрез расположен по правому борту р. Самарги выше устья р. Кукси [14, 17]. Отложения там сильно разбиты тектоническими нарушениями, что затрудняет корреляцию отдельных частей этого разреза (рис. 1, 2). В то же время по левобережью р. Кукси изучен ряд частных, дополнительных разрезов (парастратотипов), позволяющих уверенно проследить в них выделенные подразделения и их взаимоотношения (рис. 3) и отвечающих современным требованиям, предъявляемым к подобным разрезам [10, 11, 26]. Разрез же по Самарге, по нашему мнению, не является типовым, но там собрана наиболее полная коллекция растений.

Первые немногочисленные находки органических остатков плохой сохранности сделаны в 1952 г. Л. Г. Васильевым на левом борту

р. Кукси выше устья Ягумы. Г. Т. Пчелинцева определила среди них *Astarte* sp. indet. (ex gr. *Secucanni*), *Macrodon* sp. indet., *Panopaea* sp. indet. и гастроподы и пришла к выводу о позднеюрском возрасте вмещающих отложений [4, 5].

В. Г. Плахотник в 1952 г. [23] описал отложения по правому борту р. Самарги выше р. Кукси, отнесенные им к нижнеудоминской подсвите турон-сенонского возраста, и указал на находку примерно в 200 м от подошвы разреза *Astaeonella* cf. *ovata* Pčel (определения В. Ф. Пчелинцева). В 7—10 м выше по разрезу были собраны и определены В. Н. Верещагиным *Volsella* sp., *Acila* sp., *Nucula* sp., *Hemiaster* sp., *Dentalium* sp. Вместе с ними были собраны листовые отпечатки *Cladophlebis* sp., *Gleichenia sachalinensis* Krysht., *Ginkgo laramiensis* Ward, *Nilssonina* cf. *sachalinensis* Krysht. et Baik, определенные С. И. Неволной как сенонские. Далее В. Г. Плахотник приводит послышное описание разреза мощностью до 250 м по протоке Пяфу [Там же], где в 155 м от подошвы А. С. Тишиной были собраны листовые отпечатки, определенные С. А. Пороховой как *Coniopteris* sp., *Cladophlebis* sp. cf. *C. dunkeri* Schimp., *Gleichenia* sp. cf. *G. rotula* Heer. В 50 м южнее описанного разреза в слое полимиктовых песчаников собраны и определены В. Н. Верещагиным: *Trigonoarca* (?) sp. indet., *Brachidontes* sp., *Brachidontes* aff. *ornata* (Gabb.), *Ostrea* sp. indet., *Glaucania* (?) sp. indet., *Pseudomelania* (?) sp. indet., *Vanikoroa* (?) sp. indet., *Actaeonella* cf. *ornata* Pčel., *Ammonoides* gen. et. sp. indet. Общая мощность подсвиты 2000 м. В этой же

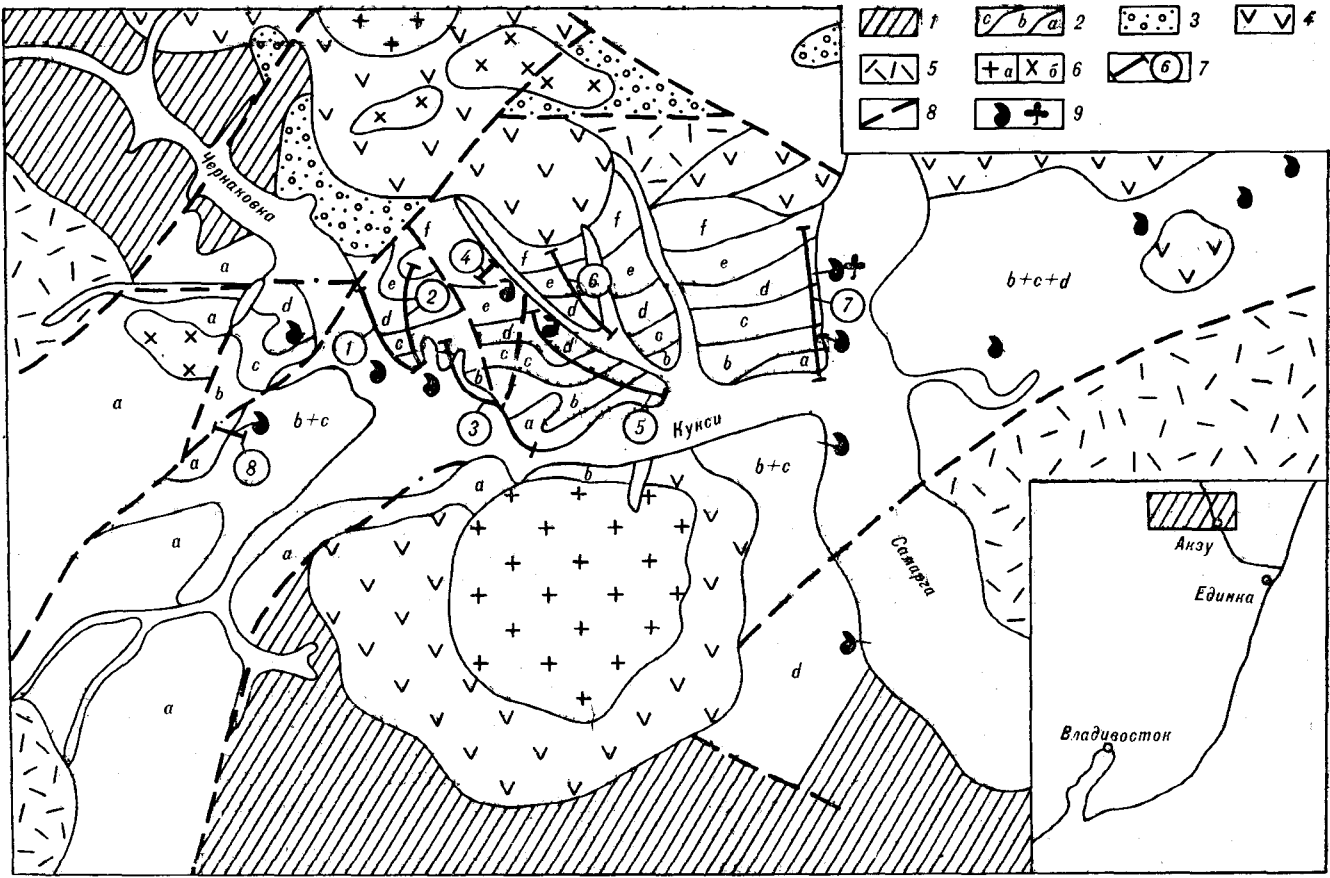


Рис. 1. Схема распространения отложений лужинской свиты в бассейне рек Самарги и Кукси.

1 — отложения светловодной, дивинской свит (апт — средний альб); 2 — толщи лужинской свиты (средний — верхний альб): а — первая (песчаники), б — вторая (алевролиты), с — третья (алевролитистые песчаники), д — четвертая (зеленые песчаники и алевролиты), е — пятая (туффпесчаники), ф — шестая (туффиты); 3, 4 — вулканогенно-молассовые отложения сеномана (иссиминская свита); 3 — молассовиды, 4 — средние, основные вулканы; 5 — кислые вулканы датского возраста; 6 — граниты (а), диориты (б) прибрежного комплекса (даний); 7 — изученные разрезы лужинской свиты и их номера; 8 — тектонические нарушения; 9 — места сборов органических остатков и листовых отпечатков. Кайнозойские отложения не показаны. На врезке показано местонахождение района.

нижнеудоминской подсвиты в бас. р. Ягумы были найдены *Pecten* sp. indet., *Va riamussium* sp. indet., *Lima* sp. В междуречье рек Кукси — Ельник найдены А. С. Тишиной и определены В. Н. Верещагиным *Apiotrigonia* ex. gr. *subovalis* (Jimbo), *Trigonia* sp., *Nucula* sp. indet., *Inoceramus* cf. *tychljawajamensis* Ver., *Coniomya* sp., *Pecten* (*Entolium*) sp., *Cucullaea* sp., *Parallelodon* sp. indet., *Brachidontes* sp., *Nuculana* sp., *Thetironia* (?) sp., *Exogyra* sp., *Pseudomelania* (?) sp., *Ruzosia* sp. indet., *Dentalium* sp., *Hemiaster* sp. indet. (*Hemiaster* cf. *judincensis* Schmidt.). Мощность подсвиты около 1600 м.

Сенонский возраст пород с указанными остатками фауны и флоры был принят на основании заключения В. Н. Верещагина о том, что *Actaeonella* cf. *ovata* Pčel свидетельствует о раннесенонском возрасте пород, а *Inoceramus* cf. *tychljawajamensis* Ver., *Brachidontes* sp. известны из нижнесенонских отложений Корякско-Анадырской области. Впоследствии В. П. Коновалов переопределил многие из вы-

шеприведенных форм и пришел к выводу о средне-позднеальбском возрасте отложений с актеонеллидами и тригониидами [3, 12—17] и соответствии их лужинской свите.

Разрезы, приведенные В. Г. Плахотником, мы не смогли привязать к местности и ниже приводим описание только разрезов, изученных нами.

Разрез средне-верхнеальбских отложений, выделяемых в лужинскую свиту, расчленяется нами на шесть толщ: 1) песчаников, 2) алевролитов, 3) алевролитистых песчаников, 4) зеленых песчаников и алевролитов, 5) туффпесчаников, 6) туффитов.

Первая толща повсеместно залегает согласно на существовавшим алевролитовой толще, содержащей в различных частях бас. р. Самарги *Nucula* sp., *Thracia* sp. indet., *Hemiaster* sp. indet., *Dentalium* sp. и *Aucellina* (?) *caucasica* Buch. Отметим, что первые три рода являются обычными для лужинской свиты, а последний — единственная находка А. С. Тишиной в

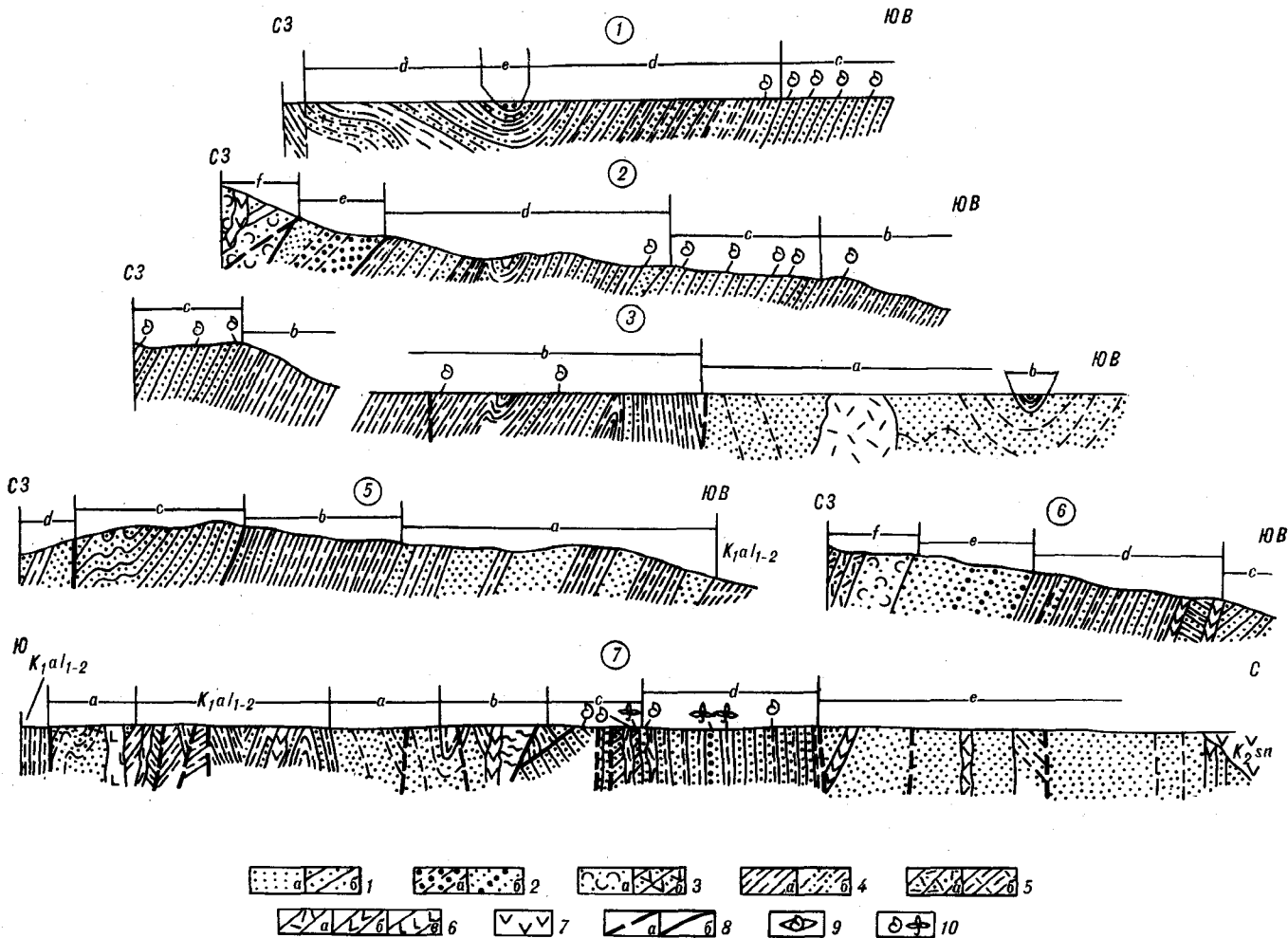


Рис. 2. Парастратотипические (1—6) и нестратотипический (7) разрезы лужинской свиты бассейна рек Самарги и Кукси (номера разрезов соответствуют их номерам на рис. 1 и 3).

$K_1 a_{1-2}$ — отложения светловодниной свиты (нижний — средний альб); $a-f$ — толщи лужинской свиты средне-позднеальбского возраста (см. рис. 1); 1 — песчаники мелко-среднезернистые аркозовые (а), алевролиты с органогенными текстурами (б); 2 — песчаники мелко-среднезернистые зеленоватые в ритмичном переслаивании с алевролитами (а), вулканомиктовые (туфогенные) неравномерно-зернистые (до гравелитов и конгломератов) зеленоватые (б); 3 — песчаники разнозернистые (до гравелитов) граувакковые, грязно-зеленого цвета (а), тифроидно-терригенные псаммитовые туффиты (перемытые туфы среднего состава), песчаники (б); 4 — алевролиты (а), песчаные алевролиты (б); 5 — тифроиды (перемытые пепловые туфы кислого состава) тонкослоистые (а), окремненные и кремнистые пелитовые туффиты (б); 6 — дайки кислого (а), среднего (б), основного (в) состава; 7 — андезиты и их туфы иссиминской свиты сеноманского возраста; 8 — тектонические нарушения (а), сорванные контакты (б); 9 — линзы ракушечников; 10 — места сборов органических остатков и листовых отпечатков.

1959 г. в обнажениях правого борта р. Самарги выше устья р. Кукси — плохо привязан к разрезу и его надо использовать с осторожностью (в статье В. П. Коновалов [14] эту форму приводит уже как *Aucellina caucasica* Buch). Эта алевролитовая толща сопоставляется нами со светловодниной свитой нижнего альба бас. р. Бикин, которая залегает там под слоями с актеонеллидами и тригониидами.

Наиболее полные разрезы толщи песчаников изучены по левому борту р. Кукси ниже руч. Ветвистого (3)* и по водоразделу рек Кукси — Верх. Ельник (5). В разрезе 5 (см. рис. 1—3) на черных массивных алевролитах

* Здесь и далее цифра в скобках означает номер разреза на прилагаемых рисунках.

светловодниной свиты залегают согласно (снизу вверх):

1. Песчаники серые мелкозернистые аркозовые с редкими маломощными прослоями (до 0,2 м) черных алевролитов 38 м
2. Песчаники серые мелкозернистые неслоистые с угловатыми обломками алевролитов («пудинговая» текстура) и тонкими прослоями алевролитов (до 0,2—0,6 м) 67
3. Алевролиты с тонкими (2—5 см) прослоями песчаников тонкозернистых 55
4. Песчаники среднезернистые неслоистые с обилием обломков алевролитов и мелкой гальки песчаников 60
5. Алевролиты черные, глинистые сланцы плотные неслоистые, внизу с тонкой волнистой слоистостью 65
6. Песчаники серые мелкозернистые с обильными обломками алевролитов и тонкими прослоями (до 2—20 см) алевролитов 160

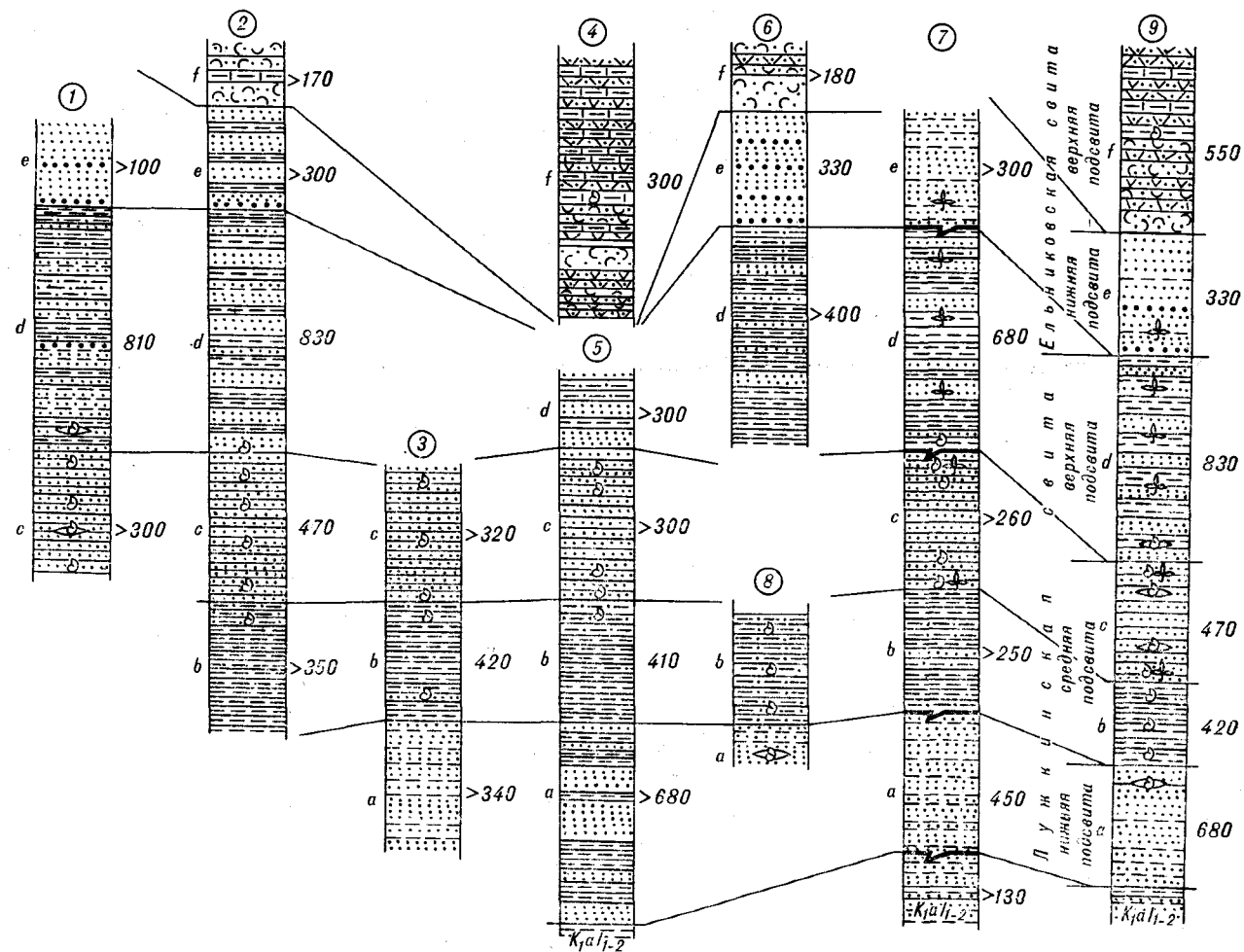


Рис. 3. Нормальные стратиграфические колонки парастратотипических (1—6, 8), нестратотипического (7) разрезов лужинской свиты в бас. рек Самарги и Кукси и сводная колонка (9) средне-верхнеальбских отложений (усл. обозн. см. на рис. 2).

7. Алевролиты, аналогичные слою 5	12
8. Песчаники мелкозернистые неслоистые с обилием обломков алевролитов, с тонкими (до 0,5 м) прослоями тонкозернистых песчаников. Вверху появляются среднезернистые разности, а также синевато-серые неплотные песчаники с углефицированным детритом	130
9. Алевролиты черные, глинистые сланцы	25
10. Песчаники мелкозернистые неслоистые с обломками алевролитов и прослоями (5—7 см) алевролитов и синевато-серых тонкозернистых песчаников	15
11. Алевролиты черные плотные тонко-слоистые	15
12. Песчаники серые мелко-среднезернистые с обломками алевролитов	38
Общая мощность разреза	680 м

Выше песчаники по четкому ровному контакту сменяются алевролитами.

Сходное строение имеет разрез толщи по правому борту р. Самарги (7). Отложения этой толщи к западу становятся более грубообломочными (появляются горизонты гравелитов с гальками), а к востоку — более тонкообло-

мочными, исчезают мощные пачки алевритистых пород, и алевролиты как бы «расползаются» по всему разрезу. В некоторых частях разреза наблюдаются признаки ритмичности. Песчаники, составляющие 70—75 % объема толщи (собственно аркозы и граувакковые аркозы, по классификации В. Д. Шутова [27]), плотные, крепкие, кварцитовидные, светло- и темно-серые в свежем сколе и бурые, ржаво-бурые при выветривании. Сортировка и окатанность кластического материала плохая. Кластическая часть (60—70 %) представлена кварцем, полевыми шпатами, обломками песчаников, алевролитов, углисто-глинистых сланцев, кислых эффузивов, реже основных эффузивов, карбонатов, лейкократовых гранитов. Акцессорные минералы: ильменит, рутил, циркон, турмалин, хромшпинелиды, анатаз, апатит, гранат, эпидот. Цемент (30—40 %) базальный, контактовый, контактово-поровый, глинисто- и кремнисто-слюдистый, кварцевый.

На правобережье р. Кукси отмечен постепенный переход в подстилающие слои — в разрезе сначала появляются полуметровые прослои аркозовых мелкозернистых песчаников, мощность которых возрастает затем до 2,5 м. Верхний контакт всегда согласный. Например, в правом борту руч. Болотного (8) в 100 м ниже кровли уже отмечены тонкие слои (0,5 см) ракушняка из мелких неопределимых двустворок и *Panope* sp. (очень характерных для лужкинской свиты вообще). Непосредственно в кровле такие песчаники через ровный, четкий, согласный контакт сменяются черными песчанистыми алевролитами второй толщи с отпечатками *Pleuromya* sp.

Вторая толща (алевролитов) распространена в бас. р. Кукси, по право- и левобережью р. Самарги, где совместно с третьей толщей образует широкие поля. В ее составе развиты преимущественно алевролитовые разновидности пород: алевролиты, глинистые сланцы (редко), песчанистые алевролиты и алевролитистые песчаники. Нижняя граница описана выше, а верхняя выражена менее четко, так как вышележащая толща алевролитистых песчаников имеет много общего с описываемой и связана с ней постепенными переходами.

Наиболее типичный разрез по левому борту р. Кукси ниже руч. Ветвистого (3) выглядит следующим образом (снизу вверх):

1. Алевролиты песчанистые тонкослоистые	11 м
2. Песчаники аркозовые светло-серые мелкозернистые (до гравелистых)	12
3. Алевролиты (до глинистых сланцев) черные плотные слоистые	100
4. Песчаники аркозовые серые неравномерно-зернистые (до седиментационных брекчий внизу)	20
5. Алевролиты песчанистые, переходящие участками в алевролитистые песчаники тонкослоистые с текстурами взмучивания, с редкими отпечатками * <i>Natica</i> sp., <i>Astarte</i> sp., <i>Thracia</i> (?) sp. indet., <i>Inoceramus</i> cf. <i>anglicus</i> Woods, а также неопределимых пелеципод и <i>Dentalium</i> sp.	47
6. Глинистые сланцы неяснослоистые с текстурами взмучивания, выше переходящие в песчанистые алевролиты	58
7. Алевролиты песчанистые (до тонкозернистых песчаников) слоистые, с отпечатками <i>Entolium</i> sp., <i>Pleuromya</i> sp. indet., <i>Panope</i> sp. indet., <i>Acila</i> sp. indet., <i>Trigonoarca</i> sp. indet. и обрывками стеблей растений	15
8. Алевролиты темно-серые плотные, часто переходящие в алевролитистые песчаники	158
Общая мощность разреза	420 м

Сходный разрез, но с меньшей ролью песчанистых разновидностей, располагается восточнее, тогда как к югу разрезы имеют вид флишoidalного переслаивания. Алевролиты, песчанистые алевролиты, алевролитистые песчаники (до 80 % объема толщи) встречаются чаще всего в тес-

ном переслаивании. Мощности слоев песчаников 2—7 см, алевролитовых разновидностей — до 2,5 м. Характерные текстуры пород: слоистые с различными типами тонкой слоистости (горизонтальная, прямая, линзовидная, прерывистая, косая, косо-волнистая); взмучивания и образованные жизнедеятельностью мелких пелеципод, которые в верхних частях разреза образуют слои характерных ракушечников. Цемент глинисто-слюдистый, редко глинисто-карбонатный, базальный, поровый. Песчаники крупно- и среднезернистые, встречаются редко, по составу — типичные аркозы и практически ничем не отличаются от песчаников первой толщи. В этой толще отпечатков фауны собрано значительно больше, нежели в первой. Кроме вышеприведенной в разрезе по водоразделу руч. Рогатого — р. Кукси (2) собраны *Nerinea* sp. indet., *Natica* sp. и единственный отпечаток *Ovactaeonella dolium* (Roem).

Третья толща (алевролитистых песчаников) распространена во всех разрезах к северу, наращивая их к ядру синклинали, а также совместно со второй толщей слагает обширные поля в бас. р. Самарги. Несмотря на обилие отпечатков фауны по всему разрезу, от выше- и нижележащих толщ отделить ее трудно. Поэтому нижняя граница проведена по появлению в разрезе обильной фауны в алевролитистых песчаниках и по исчезновению мощных пачек алевролитов, а верхняя — по появлению в разрезе характерных зеленоватых тонкозернистых песчаников с остатками тригоноид, часто образующих маломощные линзы ракушечников. В разрезе (1) толща сложена однообразными алевролитистыми песчаниками с редкими прослоями алевролитов и песчанистых алевролитов. Слоистость чаще всего отсутствует, характерны органогенные текстуры, когда первоначальная тонкослоистая структура осадка полностью уничтожена вертикальными ходами илюдов, отчего породы приобретают пятнистую желтовато-бурую окраску. Остатков фауны в породах очень много. В основном это ядра и обломки мелких двустворок, образующих местами скопления в виде ракушечников. Следует отметить, что такие характерные «узорчатые» песчаники встречаются практически во всех разрезах лужкинской свиты Сихотэ-Алиня и могут служить хорошим диагностическим признаком. Органические же остатки наблюдаются не везде. Некоторые горизонты представляли собой, по-видимому, мелкие банки; породы имеют зеленоватый цвет, тонкие слои (1—3 см) сложены раковинами или их створками, как бы наслаивающимися друг на друга. Кластическая часть песчаников (до 50 %) представлена угловатыми и плохо окатанными обломками кварца (40 %), плагиоклазов (45 %), калиевого полевого шпата

* Все органические остатки по нашим сборам определены В. П. Коноваловым.

(10%), обломками средних эффузивов (5%). Цемент контактово-поровый, реже базальный, глинисто-гидрослюдистый, пленочный, железистый. Все известные ранее сборы органических остатков в бас. р. Кукси были произведены именно из этой толщи. Нами совместно с В. П. Коноваловым и В. С. Макаровым проведены поиски и сборы органических остатков по всему разрезу толщи мощностью 470 м.

В наиболее низких горизонтах толщи (приблизительно 50—100 м от подошвы) найдены лишь единичные остатки траций и плеуромий. Несколько выше, в разрезах (1—2) помимо мелких неопределимых гастропод и двустворок собраны и определены *Paragastrolites* sp., *Inoceramus* ex gr. *salomoni* Orb., *Entolium* sp. indet., *Thracia* sp. indet., *Mactromya* sp., *Panope* cf. *gurgites* (Brongn.), *P.* (?) aff. *elongatissima* (Mc Learn), *P.* (?) ex gr. *kissoumi* (Mc Learn), *P.* cf. *inflata* Goldtuss, *Pleuromya* sp., *P.* aff. *clementina* Andersson, Pl. sp., *Acila* sp., *Grammatodon* sp. Еще выше найден единственный отпечаток ауцеллины, а далее, в 300 м от кровли, собраны *Gastrolites* (?) sp., *Cleoniceras* sp., *Puzosia* (?) sp., *Entolium* sp., *Thracia* sp., *Panope* ex gr. *gurgitis* (Brongn.), *P.* cf. *malvernensis* Woods, *Callistina* cf. *sutschanensis* Vor., *C.* cf. *sculpturata* Stol., *C.* *pseudoplana* Vabe et Nagao, *C.* cf. *ussuriensis* Vor., *C.* cf. *planiformis* Vor., *Thracia* cf. *sanctae-crucis* Pict. et Camp., *T.* cf. *semiplanata* Whiteaves, *Amphidonta* sp.

Еще выше, в 150—180 м ниже кровли толщи, часты ракушняки, состоящие в основном из ядер гастропод (преобладают *Natica*, *Tylostoma*, *Cirsocerithium*) и двустворок (*Acila*, *Thetironia*, *Corbula*, тригонид). Собраны и определены *Aucellina* (?) ex gr. *caucasica* Buch, *Inoceramus* ex gr. *salomoni* Orb., *Panope* cf. *gurgitis* (Brongn.), *P.* *lissoumi* (Mc Learn), *P.* cf. *kelleri* Imlay, *P.* aff. *elongatissima* (Mc Learn), *P.* cf. *owaterensis* Woods, *P.* ex gr. *mandibula* (Sow.), *P.* cf. *malvernensis* Woods, *Camptonectes* (?) sp., *Entolium* sp., *Thracia* sp., *T.* *sanctae-crucis* Pict. et Camp., *Pleuromya* sp., *Homomya* sp., *Acila* sp., *Mactromya* sp., *Callista* (?) sp. indet., *Modiolus* sp., *Laternula* sp., *Puzosigella* (?) sp., *Natica* sp., *Sandbergeria* (?) sp. indet., *Paragastrolites* sp., *Hulehutes* (?) sp. indet., *Tetragonites* sp. indet., *Anagaudryceras* (?) sp. Еще выше, в 60—100 м ниже кровли, собраны *Ussuritrigonia* sp., *Inoceramus* cf. *tychajamajmensis* Ver., I. ex gr. *salomoni* Orb., I. cf. *mandibula* Word., *Panope* *gurgites* (Brongn.), *Thracia* *santaecrucis* Pict. et Camp., *T.* cf. *kissoumi* (Mc Learn). *T.* sp., *Modiolus* sp., *Pleuromya* sp., *P.* aff. *carlottensis* Whiteaves, *Aucellina* sp., *Mactromya* sp., *Entolium* sp., *Trigonoarca* sp., *Laternula* sp. indet., *Dentalium* sp.

Непосредственно в кровле собраны такие же виды моллюсков. С этого же уровня (400—450 м от подошвы) в разрезе (3) собраны *Cuspidaria* sp., *Symbophora* (?) sp., *Corbula* sp. indet., *Placunopsis* (?) sp., *Brachidontas* sp. indet., *Homomya* sp. indet., *Ostrea* (?) sp. indet., множество других мелких двустворок и гастропод.

В разрезе по правому борту р. Самарги, выше устья р. Кукси (7) собраны и определены *Hemiaster* sp., *Thracia* (?) sp. indet., *Dosiniopsis* (?) sp., *Panope* cf. *malvernensis* Mc Learn, *Amphidonta* sp. indet., *Brachidontes* sp., *Acila* sp., *Nerinea* sp., *Ovactaeonella* cf. *dolium* (Roen.). Здесь же собраны листовые отпечатки, определенные С. А. Шороховой как *Cladophlebis* *exiliformis* Oishi, *Elatides* ex gr. *curvifolia* (Dunker) Nath., *Athrotaxites* *sutschanensis* Krassil., A. cf. *expansa* Font. emend. Berry, *Sagenopteris* sp. В верховьях левых притоков р. Самарги собраны в основном такие же формы, а также *Ostrea* sp. *Placunopsis* (?) sp. indet., *Cardium* sp. indet., *Quadratortrigonia* ex gr. *fudsinensis* Mirol., *Amphidonta* sp. indet., *Barbatia* sp.

Четвертая толща (зеленых песчаников и алевролитов) получила свое название по наличию в ее составе зеленчатых, коричневатых алевролитов-аргиллитов с характерными карбонатными стяжениями (и желваками) и зеленчатых граувакковых и аркозовых песчаников, часто карбонатных. Другим характерным признаком является хорошо проявленная ритмичность различного порядка. На третьей толще залегает согласно, с постепенными переходами. В разрезе (1) нижняя граница проведена по подошве первого слоя зеленчатых, плотных, существенно кварцевых песчаников, в которых выше по разрезу (несколько десятков метров от подошвы) отмечены линзообразные прослои ракушняков с тригониями (тригониевые слои).

В левом борту р. Кукси выше устья руч. Рогатого (1) разрез толщи имеет следующее строение:

- | | |
|---|-------|
| 1. Песчаники зеленовато-серые мелкозернистые с редкими тонкими прослоями (2—5 см) зеленоватых алевролитов (отмечены прослои ракушняка до 0,2 м) | 48 м |
| 2. Песчаники зеленовато-серые мелко- и среднезернистые неслоистые с редкими обломками алевролитов | 74 |
| 3. Тонкое переслаивание песчаников зеленовато-серых тонко- и мелкозернистых и песчанистых алевролитов | 8 |
| 4. Песчаники зеленовато-серые мелко- и тонкозернистые неяснослойные | 82 |
| 5. Алевролиты тонкослойные песчанистые с редкими маломощными прослоями тонкозернистых серых песчаников | 26 |
| 6. Песчаники зеленовато-серые мелко- и тонкозернистые неяснослойные | 67 |
| Мощность приведенной части разреза | 305 м |

Эта часть разреза (1) сложена породами, характерными как для описываемой, так и для нижележащей толщи, что позволяет выделить здесь (и в разрезах (2) и (5)) переходную пачку мощностью до 300 м. Максимальная мощность в разрезе (2) — 830 м.

В разрезе (1) вышеописанной пачки отчетливо проявлена ритмичность. В верхней части толщи задокументировано девять ритмов первого порядка мощностью от 0,7 до 6,7 м. Песчаники и песчаные алевролиты слагают первый (нижний) элемент ритма, алевролиты и аргиллиты с желваковыми конкрециями — второй, тонкозернистые песчаники — третий.

Наиболее тонкозернистые части ритмов вверх по разрезу становятся все более крупнозернистыми, мощности нижних элементов увеличиваются, и ближе к кровле толща становится существенно песчаной, очень похожей на вышележащую толщу туфопесчаников, граница между этими толщами условна и проведена по кровле последнего мощного горизонта зеленых алевролитов, содержащих желваки карбонатного состава. Выполняющие основания ритмов зеленоватые конгломераты и гравелиты сложены обломками и гальками синеватых кремнистых пород, кварцитов, аргиллитов, алевролитов, средних эффузивов. Цемент контактно-порочный, редко базальный, песчано-алевролитовый, глинисто-хлоритовый, часто карбонатный. Песчаники по составу отвечают собственно аркозам, граувакковым аркозам, кварц-полевошпатовым и полевошпат-кварцевым грауваккам. Цемент темно-зеленый кварц-хлорит-серицитовый, хлорит-серицитовый, карбонат-хлоритовый. Желваки-конкреции размером от микроскопических до 1—5 см образуют в алевролитах гроздевые скопления величиной до 5—8 см и состоят из терригенного материала, сцементированного карбонатной массой с тонкими прожилками черного кальцита.

В этой толще также было собрано много органических остатков. В разрезе (1) прямо над подошвой толщи собраны и определены *Oxytoma* sp., *Callista* sp., *Ussuritrigonia* sp., *Quadratrigonia* sp., *Entolium* sp., *Thracia* (?) sp., *Camptonectes* (?) sp., *Panope* cf. *gurgitis* (*Brongn.*), *P. ex gr. mandibula* (*Sow.*).

Выше, в 40 м от контакта, собраны *Quadratrigonia* (*Transitrigonia*) ex gr. *fudsinensis* *Mirol.*, *Ussuritrigonia* sp., *Entolium* sp., *Modiolus* sp., *Pleuromya* (?) sp. indet., *Panope* (?) cf. *malvernensis* *Woods*, *Cucullaea* sp., *Callista* sp., *Natica* sp., *Sandbergeria* (?) sp.

Много мелких двустворок и гастропод отмечено в разрезе по руч. Болотному (к западу от разреза (8); см. рис. 1) почти на контакте толщ. Характерны ракушняки мелких двустворок, а также *Entolium* sp. indet., *Cuspidaria* sp. indet., *Pterotrigonia* (?) sp. indet., *Ussuritri-*

gia sp., *Quadratrigonia* cf. *fudsinensis* *Mirol.*, *Acila* sp. indet., *Corbula* sp. indet., *Thetironia* (?) sp. indet.

В разрезе (7) собраны и определены *Barbatia* sp., *Modiolus* sp., *Lima* sp., *Dosiniopsis* (?) sp., *Amphidonta* sp., *Brachidontes* sp., *Retusa* (?) sp., *Nerinea* sp., *Natica* sp., *Procerithium* sp. В этом же разрезе собраны и определены С. А. Шороховой и В. А. Красиловым листовые отпечатки *Pelletiera ussuriensis* (*Pryn.*) *Krassil.*, *Onychiopsis psilotoides* (*Stokes et Webb*) *Ward.*, *Cladophlebis frigida* (*Heer*) *Sew.*, *C. exiliformis* *Oishi*, *Brachyphyllum* sp.

Пятая толща (туфопесчаников) распространена лишь в бас. левых притоков р. Куки, где в разрезе (6) наблюдается согласное налегание толщи (постепенный переход) на нижележащую толщу зеленых песчаников и алевролитов. В разрезах (2) и (7) контакт нарушен, но согласный его характер можно установить.

В основании разреза (2) залегает пачка темно-зеленых среднезернистых песчаников, часто гравелистых, с редкими прослоями (8—10 см) зеленоватых алевролитов с мельчайшими желвакообразными стяжениями, аналогичными желвакам в нижележащей толще. Характерна ритмичность (ритмы мощностью 70, 65 м и два других — в сумме 112 м), градиционная слоистость. Выше разрез сложен аркозами среднезернистыми и аркозовыми граувакками неслоистыми с обломками темных кремнистых алевролитов. Отмечены редкие горизонты кремней мощностью до 5 м.

В разрезе (6) толща имеет сходное строение (330 м). В основании здесь залегает пачка (170 м) мелкозернистых песчаников с горизонтами зеленоватых алевролитов с желваками. Выше лежит пачка (130 м) серых аркозовых песчаников с обломками алевролитов. Верхний контакт толщи в описываемом разрезе проведен по появлению среди песчаников (приобретающих слоистые текстуры) тонких слоев туффитов (тефроидов), характерных для вышележащей толщи туффитов (т. е. отмечен постепенный переход).

Присутствующие в толще конгломераты, гравелиты и песчаники сходны с породами нижележащей толщи.

В песчаниках толщи на правобережье р. Самарги собраны растительные отпечатки, среди которых С. А. Шорохова определила *Cladophlebis exiliformis* *Oishi*, *Onychiopsis psilotoides* (*Stokes et Webb*) *Ward.*

Шестая толща (туффитов) распространена далее к северу, где выходит в виде узкой полосы из-под сеноманских эффузивов, и получила название по наличию в своем составе характерных светлых окремненных пепловых пелитовых туфов и туффитов (тефроидов) кислого состава. Полного разреза этой толщи,

как и достоверно установленной последовательности напластования пород, не получено.

В районе водораздела руч. Рогатого — р. Кукси (2) изучен неполный разрез (снизу вверх):

1. Песчаники граувакковые среднезернистые, гравелистые, зеленые, грязно-зеленые, неплотные. Кластическая часть сложена плохо окатанными обломками кислых и средних эффузивов, кремней. Редкие прослои (1—10 см) желтовато-зеленых псаммитовых туфов кислого состава и неплотных ожелезненных туфов среднего состава	90 м
2. Пачка тонкого (0,1—0,6 м) ритмичного переслаивания псефитовых туфов среднего состава, тефроидов и туффитов кислого состава	22
3. Песчаники разноезернистые (до гравелистых), аналогичные слою 1; вверху тонкие прослои тонкозернистых туффитов с обломками полевых шпатов	43
4. Туфы кислого состава (тефроиды) окремненные, внизу псефитовые, вверху псаммитовые (до тонкослойистых пелитовых), ритмичные	20
Мощность разреза	175 м

Разрез в бас. руч. Верх. Ельник (4) очень сходен в нижней части с вышеописанным, отличаясь меньшей мощностью пачки песчаников в основании (с меньшим количеством в ее составе прослоев туфов и туффитов), а также наличием в этой пачке слоев аркозовых песчаников, аналогичных таковым нижележащей толщ. Средняя часть разреза толщ изучена по правому борту руч. Верх. Ельник (4). Здесь на кислых туфах залегает пачка (5 м) тонкого переслаивания туфов кислого и среднего состава, песчаников и гравелитов. Выше этого слоя залегают пепловые черные алевроитовые туфы (до 300 м) с характерным «бархатистым» изломом, с включениями (до 0,5 см) черного вулканического стекла. В этих алевролитах, в слое песчаника (0,5 м) и алевролита (0,1 м) собраны редкие отпечатки мелких тонкостенных двустворок и гастропод. По мнению В. П. Коновалова, это, скорее всего, пресноводные моллюски.

По правобережью руч. Верх. Ельник верхняя часть описанной алевролитовой пачки наращивается вверх по разрезу пачкой, сложенной преимущественно туфами кислого состава. В алевролитах здесь часты фрагментарные обрывки растений плохой сохранности. Переход описанной пачки алевролитов в пачку туфов кислого состава имеет следующее строение (снизу вверх):

1. Алевролиты черные плотные тонкослойистые	0,2 м
2. Известняки серые плотные массивные с точечными прожилками белого кальцита; у контакта известняков с алевролитами наблюдаются два прослоя (0,1 м) светло-серых известковистых песчаников, в которых кластическая часть представлена обломками темно-серого глинистого известняка; прослой разделены черными алевролитами (0,15 м)	3,9

3. Песчаники светло-серые, туфогенные слоистые	0,4
4. Известняки, аналогичные слою 2	2,5
5. Алевролиты черные плотные тонкослойистые	0,8
6. Туфы среднего состава серые шлакоподобные, содержащие мелкие остроугольные обломки осадочных пород	0,15
7. Тонкие пепловые туфы кислого состава окремненные неслоистые фельзитовидные преимущественно кристаллокластические	2,4 м

Судя по маршрутным наблюдениям, туфы, аналогичные слоям 6—7, слагают довольно мощную (150—200 м) пачку. Таким образом, суммарная мощность описанной толщ оценивается в 500—600 м.

В Решениях III межведомственного регионального стратиграфического совещания в Копинско-Лужкинской зоне возраст лужкинской свиты определен как конец среднего — начало позднего альба. Выше показана толща мощностью до 700 м, сложенная песчаниками, алевролитами, гравелитами, туффитами, туфами кислого состава, залегающая несогласно на лужкинской свите и отнесенная к концу позднего альба — началу сеномана. Еще выше помещены сабуинская толща сеноманского возраста (мощностью до 200 м) и на одном уровне с ней толща ксенотуфов смешанного состава, туфоконгломератов, дацитов, андезитов, туффитов, песчаников, углистых аргиллитов, взаимоотношение которой с лужкинской свитой и вышележащей толщ не установлено. Более детальное расчленение лужкинской свиты в корреляционной таблице не приводится. В. П. Коновалов в основном принимал такое же деление разреза на толщ, как и наше (7; см. рис. 2, 3). В опубликованных работах В. П. Коновалов не приводит описания разреза, кроме самой общей характеристики положения слоев с фауной в разрезе [13], или же дает краткое описание последовательности слоев [16], из которого видно, что за основу взят разрез по правому борту р. Самарги. В интерпретации последнего (7; см. рис. 2 и 3) мы более всего расходимся с В. П. Коноваловым. Из рис. 2 видно, насколько сильно разбит нарушениями этот разрез. По нашему мнению, он не может служить стратотипом, хотя в нем и можно проследить все толщ, выделенные в бас. р. Кукси. Из анализа строения известных к настоящему времени в Среднем Сихотэ-Алине разрезов лужкинской свиты следуют интересные выводы:

1) фауна актеонеллид и тригоний отмечена как в подошве свиты, так и часто в значительном удалении от подошвы (бас. рек Плотновова, Килоу, Кабаньей);

2) вулканы отмечены как в нижней части разреза (маломощные прослои), так и вверху (мощные пачки);

3) отмечены значительные колебания в мощностях отдельных частей (от 300 до 800 м) и всего разреза (от 1300 до 3400 м);

4) лужкинская свита может залегать на светловоднинской свите или верхнекемской подсвите согласно либо даже с угловым несогласием (бурматовская толща). Скрытое несогласие в подошве лужкинской свиты в бас. р. Бикин предполагал и В. Н. Верещагин [6].

В Среднем Сихотэ-Алине почти во всех случаях разрезы с актеонелловыми слоями наращаются вулканогенными толщами, залегающими с первыми в едином структурном плане, да и те сами часто содержат в разрезе вулканиты [22, 24]. В верховьях р. Килоу малотернейская толща мощностью 1500 м с фауной актеонеллид наращается толщей вулканитов кислого состава (550 м) и филатовской толщей средних вулканитов (800 м), залегающих согласно друг на друге. В бас. рек Венюювки и Кабаньей бурматовская толща мощностью около 1000 м в нижней части содержит ряд олистостромовых горизонтов, слоев с остатками актеонеллид и тригонийд, переслаивающихся с вулканитами, и залегает с угловым несогласием на гордеевской толще (аналог верхнекемской подсвиты).

В лужкинской свите по руч. Скалистому (бас. р. Бикин) отмечены прослой (1,5 м) псаммитовых туфов порфиритов. Этот разрез свиты наращается вулканогенно-осадочной толщей, содержащей кислые вулканиты. В бас. руч. Иванова (левый приток р. Бикин), по материалам Н. К. Цесарского и А. А. Сясько, также выделены вулканогенные толщи, наращающие разрезы лужкинской свиты. Южнее, в бас. р. Светловодной (руч. Бортников), В. И. Надежкиным в 720 м выше подошвы лужкинского разреза отмечены пепловые туфы смешанного состава, залегающие под тригониевыми слоями. Таким образом, вулканиты в составе лужкинской свиты — явление типичное.

Возраст вулканогенных толщ, залегающих над слоями с тригонийдами и актеонеллидами, во многих случаях с достаточной достоверностью не установлен, поэтому их часто необоснованно отрывают от лужкинской свиты и относят к петрозувскому горизонту [7, 24]. Вместе с тем уже давно известны факты, свидетельствующие о наличии в Сихотэ-Алине нижнемеловых (верхнеальбских) вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ. В верхней пачке вышеупомянутой вулканогенной бурматовской толщи в палинологических пробах, отобранных нами, В. С. Маркевич определила альбский палинокомплекс [19, 20], т. е. вероятнее всего и верхняя часть разреза имеет еще нижнемеловой (верхнеальбский) возраст.

По нашему мнению, выделенный А. Г. Аблаевым [2] партизанский комплекс, который он помещает ниже сабуинского, в некоторых своих местонахождениях собран, вероятно, из верхнеальбских вулканогенных толщ. Например, приведенный им по данным Н. С. Подгорной разрез арзамазовской свиты по левобережью р. Арзамазовки очень похож на разрез толщи туффигов по р. Кукси характером переслаивания песчаников, алевролитов и всевозможных окремненных тонкообломочных туфов (тефроидов) кислого состава. Комплекс р. Арзамазовки с обилием отпечатков *Elatides asiatica* (Yok.) Krassil — характерного члена угленосных отложений сучанской серии Приморского угленосного бассейна [17, 18], по мнению А. Г. Аблаева, имеет более древний возраст и несхож с более представительным и типичным комплексом по руч. Арзамазову [1]. Можно предполагать с достаточным основанием, что по р. Арзамазовке, а скорее всего и во всем Прибрежном антиклинории, имеются нижнемеловые (верхнеальбские) вулканогенные толщи, более древние, нежели вулканиты петрозувской свиты. Можно указать на район Тумнинского прогиба (Северный Сихотэ-Алинь), где верхнеудоминская подсвита с фауной тригонийд надстраивается толщей (600—700 м) туфогенных «узорчатых» песчаников и толщей (800—1000 м) песчаников и алевролитов с прослоями туфов среднего и кислого состава. Выше, по данным Е. Б. Бельтенева и В. Н. Плиева, согласно залегает мощная вулканогенно-осадочная толща, содержащая морские слои, смятая в едином плане с удоминской свитой в пологие линейные складки и отнесенная (без достаточных оснований, так как не содержит органических остатков) к больбинской свите [8].

В свете приведенных данных становится более соответствующим геологическим данным возраст гранитоидов Тумнинского массива (90—105 млн лет), который ранее входил в противоречие с возрастом (сенонским) прорываемых отложений, отнесенных к больбинской и татаркинской свитам [25].

В Дальневосточной подзоне (татибинский блок) В. И. Надежкин отмечал налегание кислых эффузивов неустановленного возраста на гранитоиды Излучинского и Дальнинского массивов татибинской серии. Рядом находится крупная Кривопадская вулканоструктура, сложенная вулканогенными толщами, отнесенными к приморской и сияновской свитам, но очень похожими на описанные выше верхнеальбские толщи и имеющими датировки 86—124 млн лет. Если эти вулканиты окажутся досенонманскими, то тем самым возраст татибинских гранитов будет определен как допозднеальбский, что более соответствует данным

абсолютного датирования (110—115 млн лет).

Для решения этого вопроса необходимо ре-
визовать все разрезы, где совмещены лужкин-
ская свита и вулканогенные толщи, в первую
очередь такие, в которых эти толщи как бы
«надстраивают» лужкинскую свиту. Изложен-
ные данные позволяют выделить новую (воз-
можно не одну) вулканическую формацию позд-
неальбского возраста, ранее в Сихота-Алине не
выделявшуюся [22]. По-видимому, целесооб-
разно разрез лужкинской свиты в бас. р. Кукси
разделить на две подсвиты: нижнюю, вклю-
чающую четыре толщи морского происхожде-
ния и верхнюю, состоящую из двух. В этом
случае придется значительно расширить объем
свиты. Можно также поступить следующим
образом (как принято нами на рис. 3): за соб-
ственным терригенной частью разреза сохранить
название лужкинской свиты с подразделением
ее на три подсвиты (нижнюю — в объеме тол-
щи песчаников, среднюю — включающую тол-
щи алевролитов и песчанистых алевролитов,
и верхнюю — в объеме толщи зеленых песча-
ников и алевролитов), а верхние вулканогенные
толщи выделить в самостоятельную свиту,

присвоив ей название *ельниковская* (по
руч. Нижнему Ельнику — левому притоку
р. Кукси).

Следует также учесть, что во многих слу-
чаях в конкретных разрезах проведение грани-
цы между свитами или подсвитами будет за-
труднено или даже невозможно, так как вул-
каны могут проявиться в любой части раз-
реза, а фауна тригонийд и актеонеллид может
встречаться как в подошве лужкинской свиты,
так и высоко по разрезу. Соответственно в
этих случаях будут выделяться толщи не-
сколько другого объема, что может вызвать
необходимость выделения серии, соответствую-
щей лужкинскому горизонту.

Вряд ли следует признать удачными попыт-
ки объединить в бас. р. Самарги позднеальб-
ские вулканогенные толщи с иссиминской и
сабуинской толщами сеномана [7, 24] или же
их сопоставление с петрозуевской свитой [21].
Необходимо более критически осмыслить со-
став и строение петрозуевского горизонта Ся-
хотэ-Алиня, к которому долгое время относи-
ли все, что «ниже» вулканогенного чехла и
«выше» складчатого фундамента.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Аблаев А. Г.* Позднемеловая флора Восточного Сихотэ-Алиня и ее значение для стратиграфии. — Новосибирск: Наука, 1974.
2. *Аблаев А. Г.* Геология и история флор побережья Японского моря (в позднемеловое и третичное время). — М.: Наука, 1978.
3. *Аблаев А. Г., Коновалов В. П., Красилов В. А.* О возрасте Сихотэ-Алинид // Докл. АН СССР. — 1972. — Т. 207, № 3.
4. *Верещагин В. Н., Пчелинцев В. Ф.* Находка актеонелловой фауны на Сихотэ-Алине // Тр./Геол. музей им. А. П. Карпинского АН СССР. — 1960. — Вып. 2.
5. *Верещагин В. Н., Потанова З. П.* Меловая система Северного и Среднего Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья // Геология СССР. Т. XIX. Хабаровский край и Амурская область. Геологическое описание. — М.: Недра, 1966.
6. *Верещагин В. Н.* Меловая система Дальнего Востока // Тр./ВСЕГЕИ. Нов. серия. — Л.: Недра, 1977. — Т. 242.
7. *Вулканические пояса Востока Азии.* — М.: Наука, 1984.
8. *Геология СССР. Т. XIX. Хабаровский край и Амурская область. Ч. 1.* Геологическое описание. — М.: Недра, 1966.
9. *Геология СССР. Т. XXXII. Приморский край. Ч. 1.* Геологическое описание. — М.: Недра, 1969.
10. *Задачи и правила изучения и описания стратотипов и опорных стратиграфических разрезов.* — М.: Госгеолтехиздат, 1963.
11. *Задачи и правила изучения и описания опорных стратиграфических разрезов.* — Л., 1983.
12. *Коновалов В. П.* К вопросу о состоянии изученности нижнемеловых тригонийд Южного Приморья // Информ. сб. Приморского геол. управления. № 3. — Владивосток: Дальневост. кн. изд-во, 1982.
13. *Коновалов В. П.* К вопросу о пограничных слоях между сучанской и коркинской сериями в Сучанском каменноугольном бассейне // Информ. сборник ПГУ. № 5. — Владивосток, 1964.
14. *Коновалов В. П.* Актеонелловые слои Сихотэ-Алиня // Очерки геологии и палеонтологии Дальнего Востока/ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1976.
15. *Коновалов В. П., Пуцин И. К.* Новые данные по стратиграфии нижнемеловых отложений верховьев р. Бикин // Изв. вузов. Сер. геология и разведка. — 1974. — № 12.
16. *Коновалов В. П., Мирюлюбов Ю. Г.* Некоторые раннемеловые тригонийды Приморского края // Биостратиграфия юга Дальнего Востока (фанерозой)/ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1978.
17. *Коновалов В. П., Пояркова З. Н.* Актеонелловые слои Дальнего Востока и их значение для региональной и межрегиональной корреляции мела // Бюл. МОИП. Отд. геол. — 1982. — Т. 57, вып. 4.
18. *Красилов В. А., Неволлина С. И., Филиппова Г. Г.* Развитие флоры Дальнего Востока и геологические события середины мелового периода // Эволюция организмов и биостратиграфия середины мелового периода/ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1981.

19. *Маркевич В. С.* Альбская палинофлора Приморья // Эволюция организмов и биостратиграфия середины мелового периода/ДВНЦ АН СССР.— 1981.
20. *Маркевич В. С.* Меловая палинофлора Приморья: Автореф. канд. ... дис.— Владивосток, 1982.
21. *Назаренко Л. Ф., Бажанов В. А.* Геология Приморского края. Ч. 1. Стратиграфия.— Владивосток, 1987.
22. *Олейников А. В.* Некоторые черты геологического строения Среднего Сихотэ-Алиня // Вулканические зоны востока Азии/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток.— 1978.
23. *Плазогник В. Г.* Стратиграфия верхнемеловых и кайнозойских вулканогенных образований северо-восточного Сихотэ-Алиня // Сов. геол.— 1962.— № 3.
24. *Нущан И. К.* Геологическое строение и история геологического развития центральной части Главного синклиория Сихотэ-Алиня в раннем мелу и сеноман-туроне: Автореф. канд. ... дис.— Владивосток, 1976.
25. *Решения III межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР.*— Владивосток, 1978; Магадан, 1982.
26. *Стратиграфический кодекс СССР.*— Л., 1977.
27. *Шутов В. Д.* Классификация песчаников // Литология и полез. ископаемые.— 1967.— № 5.
28. *Яковлев В. Н.* Меловая система Сихотэ-Алиня // Тр./Дальневост. фил. АН СССР. Сер. геол.— 1958.— Т. 3.

ДВГИ ДВО АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
20 мая 1987 г.

УДК 550.84 : 553.457

Н. А. Шило, Н. Г. Патык-Кара

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ИЗУЧЕНИЯ КОНЦЕНТРАЦИИ И РАССЕЯНИЯ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА В РОССЫПЯХ, ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ РОССЫПЕЙ

Геохимия как раздел учения о россыпных месторождениях предполагает анализ на геохимическом уровне закономерностей миграции, концентрации, перетложения и преобразования рудного вещества в россыпях. Ее задачей является создание системы представлений о геохимической эволюции россыпей в рамках локальных литолого-фациальных обстановок, седиментационных циклов, крупных этапов развития рудоносных структур и истории Земли в целом. Как метод поисков и оценки россыпных месторождений геохимию целесообразно применять для сложных типов россыпей, не выявляемых традици-

Процесс формирования россыпей, в основе которого лежит разделение обломочного материала по крупности, плотности и гипергенной устойчивости, представляет собой отбор минералов, характеризующихся низкими уровнями энергии кристаллических решеток — по А. Е. Ферсману, энергетическими константами кристаллов. Такое объяснение россыпеобразования удовлетворяет одному из общих принципов физики твердого тела, согласно которому наиболее устойчивыми являются состояния вещества с минимальными энергиями решетки.

Ранее обращалось внимание на то, что для понимания сущности процесса образования россыпи с геохимических позиций важное значение имеет сравнительная количественная оценка поведения рудных минералов в гипергенной зоне. Одним из авторов данного сообщения [21] это качество выражено через безразмерную величину — логарифм произведения двух свойств минералов, определяющих их поведение в процессе, — твердости (H), отражающей энергетическое состояние структуры минерала, и плотности (ρ), т. е. упаковки атомов в кристаллах. Этот показатель был назван константой гипергенной устойчивости $K_{г\text{у}}$ [21].

В ходе образования россыпей неизбежно наступает такая стадия их эволюции, когда сконцентрированные в пласте гипергенно устойчивые минералы, будучи перекрыты чехлом лишенных рудного вещества отложений, изолируются от деструкционно-аккумулятивных процессов и как бы прекращают свою активную

жизнь. Но на самом деле и в этой стадии, вне воздействия меняющейся физико-географической среды, в них проявляются процессы миграции рудных элементов, приобретающие, правда, уже существенно геохимический характер. Сами россыпи можно рассматривать в качестве ореолов и потоков рассеяния рудного вещества, по составу комплексирующихся или с коренными источниками, или с продуктивными отложениями, т. е. с россыпями, образованными как в существенно континентальных, так и в субмаринных условиях.

Формирование ореолов и потоков рассеяния — сложный геохимический процесс миграции рудных элементов, следующий за субэкральной или субмаринной стадией накопления гипергенно устойчивых россыпеобразующих минералов; он адекватно отражает геометрию и состав перекрытых отложениями или ушедших под уровень моря россыпей, вплоть до их зонального строения. Последнее понятно, так как в эту стадию начинают проявляться тонкие механизмы взаимодействия рудных минералов со средой под действием температуры, давления и окислительно-восстановительного потенциала; возникает тепломассообмен в капиллярно-пористых системах, в которых ведущую роль начинают играть градиенты влажности и температуры, рН среды, а также неодинаковая на них реакция минералов, образующих пористый каркас. Поведение минеральных систем в данном случае определяется различиями химических связей элементов, входящих в решетки

минералов: гетерополярной (ионной), ковалентной, металлической и ван-дер-ваальсовой. Этими связями нормируется активность диффузионных или флюидных процессов массопереноса, протекающих на атомарно-ионном уровне. Здесь приобретают большое значение принадлежности россыпеобразующих минералов к различным группам: самородным элементам, простым и сложным окислам, силикатам, вольфраматам, фосфатам и карбонатам [21]. Понятно, что в минералах каждой из этих групп переход атомов и ионов из фиксированного в решетке термодинамического равновесия в нефиксированное, т. е. в раствор или жидкость, будет зависеть и от типа приведенных выше химических связей, и от масштаба развития дефектов в кристаллических решетках рудных минералов — чем их больше, тем легче атомы или ионы приобретают нефиксированное термодинамическое положение и вступают в геохимическую миграцию.

Строго говоря, в геохимической миграции рудных элементов, содержащихся в россыпеобразующих минералах, главное значение имеет кинетика реакций независимо от того, касается ли это диффузии или флюидного массопереноса. Именно она лежит в основе энергетики природных геохимических моделей как в эндогенной, так и в экзогенной среде. Геохимическая диффузия или флюидная миграция элементов из кристаллов начинается с появления на его гранях шероховатой поверхности, чутко реагирующей на температурные градиенты и окислительно-восстановительный потенциал капиллярных систем. При общих градиентных режимах дифференциация по элементному составу геохимических ореолов нормируется характером химических связей и групповой принадлежностью россыпеобразующих рудных минералов. Именно это и определяет их индивидуальные различия, устанавливаемые при проведении геохимических исследований.

Таким образом, при образовании и эволюции россыпей действуют три формы миграции вещества: химическая, коллоидная и кристаллическая. Последняя является основным россыпеобразующим процессом, в котором и реализуется гипергенная устойчивость минералов, определяющая их способность накапливаться в различных типах литолого-фациальных обстановок и место в ряду миграционной подвижности [21]. Две другие формы миграции вещества проявляются при формировании ореолов, адекватных россыпным залежам или возникающих в процессе постседиментационного преобразования металлоносных осадков.

Позиция россыпей, образованных минералами с различной гипергенной устойчивостью, в общем цикле денудационно-аккумулятивных процессов отражается в существовании двух категорий концентрации рудного вещества. Рос-

сыпи, связанные с локальными коренными источниками (автохтонные), и россыпи, образовавшиеся за счет региональных (рассредоточенных) коренных источников (аллохтонные), характеризуются соответственно преобладанием рассеяния или концентрации рудного вещества относительно источника питания, что может быть оценено показателем отношения концентрации вещества в россыпях и исходных коренных источниках [7]. В автохтонных россыпях это отношение меньше 1, например, в оловянных — 0,01—0,13, в редкометалльных (танталониобатов) — 0,015—0,1. В комплексных титаноциркониевых россыпях соответствующий коэффициент достигает значений 3—60, т. е. отражает картину значительного концентрирования рудного вещества по сравнению с коренными источниками, в которых россыпеобразующие минералы присутствуют в виде акцессориев или рассеянной вкрапленности. Это положение представляется в известной мере спорным для россыпей благородных металлов, имеющих возможность в силу своих миграционных свойств концентрироваться многократно.

Ранее при исследовании поведения россыпеобразующих минералов в потоке [20] было показано, что они объединяются в группы, для которых характерны более или менее ограниченные области концентрации, отвечающие определенным свойствам транспортирующей среды. Эти группы условно названы: а) золота-платины, б) вольфрамита-касситерита-магнетита, в) ильменита-циркона-монацита-ксенотима-рутила, г) алмаза-кварца. Указанное разделение может служить основой создания общей теории концентрации кластогенного рудного вещества в седиментационных процессах и определения граничных условий образования месторождений в определенных тектоногеоморфологических и физико-географических условиях. Справедливость такого подхода рассмотрена в работе [21].

Основная тенденция возникновения россыпей при непрерывном разрушении земной поверхности и накопления рудного вещества может быть выражена формулой «Концентрация на пути рассеяния». В этой связи важнейшее значение для понимания геохимической сущности процессов россыпеобразования имеет введенное в обиход А. И. Айнемером представление о барьерах россыпеобразования.

Геохимические аспекты концентрации и рассеяния рудного вещества в россыпях могут быть рассмотрены с нескольких позиций.

Во-первых, это геохимический подход в изучении трансформации рудного вещества, накапливающегося в россыпях в зависимости от особенностей эндогенной металлогении и тектоногеоморфологической эволюции поверхности. Здесь важно познание цикличности и необра-

тимости процессов концентрации и рассеяния вещества на отдельных этапах или всей истории района или провинции. Во-вторых, это проблема концентрации и рассеяния рудного вещества в россыпях под влиянием факторов, определяющих масштабы вскрытия коренных источников, особенности высвобождения, переноса и накопления полезных компонентов в различных геоморфологических условиях. В-третьих, это изучение геохимии процесса россыпеобразования в конкретных литогенетических обстановках.

К настоящему времени геохимические аспекты решения названных задач изучены неодинаково — в одних случаях получены довольно полные данные, характеризующие геохимическую эволюцию россыпей, в других — они только намечены, в иных — даже не определены.

Геохимические исследования при решении задач сравнительной минерации россыпей могут быть рассмотрены на примере титаномагнетитовой ассоциации. В этих россыпях просматриваются три минералогеохимических типа концентраций с рядом различий состава основных и попутных компонентов и неодинаковым положением в структурах земной коры. Различия предопределены формационными особенностями коренных источников и различной гипергенной устойчивостью рудных минералов в условиях переноса и переотложения. Характерные для них метаморфогенная, плутогенная и вулканогенная группы россыпеобразующих рудных формаций занимают, как известно, различное положение в структурах земной коры [21]. Первая группа, характеризующаяся ильменит-рутиловой ассоциацией, приурочена к комплексам пород гранулитовой фации метаморфизма и обычно сопряжена с зонами древнейшей консолидации щитов и платформ. Она является важнейшим источником ильменита, рутила, в меньшей мере магнетита, образующих литоральные комплексные россыпи. Плутогенные формации, ассоциирующие с магматическими породами разной основности разновозрастных складчатых поясов, а также краевых активизированных частей щитов и платформ и часто имеющие самостоятельное промышленное значение, составляют важнейший источник современных и древних россыпей преимущественно континентального происхождения — элювиально-делювиальных, аллювиальных, озерных. Россыпи отличаются наиболее крупной размерностью зерен полезного минерала, например ильменита (от 0,5—0,1 до 1,0 мм), который является главным, а иногда единственным полезным компонентом россыпей. При размыве рудоносных массивов повышенной щелочности россыпи могут приобретать биминеральный ильменит-цирконный состав и отличаются значительным со-

держанием в ильменитах скандия, тантала и ниобия. Для них характерна связь с корами выветривания, которые, в свою очередь, являются важным источником не только рудных минералов, но и нерудного сырья — полевых шпатов и каолина. Россыпи данного типа известны на севере Украинского щита и в Восточном Казахстане.

Особым минералогеохимическим обликом обладают россыпи островодужных систем с андезитовым и андезитобазальтовым вулканизмом. Их источником служат вулканогенные и вулканогенно-осадочные россыпеобразующие породные ассоциации: туфы, туфолавы, туффиты и лавобрекчии с рассеянной титаномагнетитовой, реже ильменитовой минерализацией (Дальний Восток). Слабая литификация этих пород и предрасположенность к размыву определяют возможность массового высвобождения рудного вещества, за счет чего формируются литоральные или шельфовые россыпи («железистые пески» Новой Зеландии, пляжевые россыпи о. Хоккайдо, Камчатки, Курильских островов с повышенной ванадиеносностью).

Все три типа титаножелезистых россыпей встречаются в древних толщах. Аналогом россыпей первой группы являются абсолютное большинство ископаемых мезо-кайнозойских титаноциркониевых россыпей древних щитов и платформ, а среди метаморфических — верхнепротерозойские (рифейские) циркон-рутилоносные кварциты — рутилиты, например, описанные на Южном Урале и в Кокчетавском антиклинории [14].

Гораздо хуже сохраняются россыпи второй группы, которые, как и все автохтонные образования, чаще подвергаются деструкции при смене режима тектонического развития территории. Наиболее древние из них имеют юрский возраст (Волинский район на Украине).

Ископаемые россыпи третьей группы представлены вулканогенно-осадочными титаноносными образованиями среднедевонского (живетского) возраста склона Воронежского массива, залегающими в грабенах субмеридионального и северо-западного простирания; их формирование связывается с заложением Донбасского авлакогена [17]. Вулканогенно-осадочные ильменитоносные породы этого района слагают вытянутую в северо-западном направлении зону, рудоносность которой связана с грубообломочными туфами и туффитами, песчаниками, наиболее обогащенными пирокластичным материалом; ильменитоносны также туфолавы и лавобрекчии. Метаморфизованные аналоги указанных россыпей известны и в древних складчатых поясах; таковые, например, титаномагнетитовые песчаники свиты вулканогенно-осадочных толщ позднеордовикско-раннесилурийского и среднедевонского — раннекарбо-

нового возраста Казахстана — в Баянул-Чингиз-Тарбагатайской и Ерментау-Чу-Илийской зонах и в Зайсанской геосинклинали. Одно из проявлений ильменит-магнетитового состава — Байжан в районе хр. Акчатау — рассматривается как генетический аналог литоральных россыпей, образующихся в настоящее время в прибрежных зонах на вулканических островах Тихого океана [14].

Таким образом, описанные россыпи минералов титана и железа занимают достаточно обособленное место в эволюционном ряду россыпных формаций, свойственных различным типам структур земной коры; они приурочены к ядрам древней консолидации либо к древним складчатым поясам и активизированным участкам щитов и платформ, либо к эвгеосинклинальным поясам.

Значительные возможности открывает геохимия при изучении отраженной зональности россыпей. Имеются данные, доказывающие возможность использования геохимической информации при решении вопросов связи россыпей с их коренным источником и трансформации рудного вещества в процессе россыпеобразования. Минеральный состав россыпей, в частности соотношения основных полезных минералов и их спутников, в трансформированном виде отражает исходную рудную зональность коренных источников. Это явление, названное нами «отраженной гипогенной зональностью россыпей» или «отраженной зональностью коренных источников» [18], наиболее полно проявляется в длительно формирующихся россыпях, где стадийность вскрытия коренного источника зафиксирована в закономерных, но иногда улавливаемых только при детальных наблюдениях отличиях состава разновозрастных частей месторождения.

Одним из таких показателей является изменчивость в разрезе россыпи (или в разновозрастных ее частях) типоморфных химических свойств минералов, в частности содержания в них элементов-примесей. Казалось бы, эти показатели с учетом многообразия процессов трансформации рудного вещества при его перетолжении в россыпь могут исчезать. Однако данные исследований показывают, что соотношения элементов-примесей в россыпеобразующих минералах сохраняются и являются достаточно устойчивым признаком, позволяющим проследить динамику наращивания среза коренного источника. Проиллюстрируем это на следующем примере. При изучении состава примесей в касситеритах *) одной из прибрежно-морских оловоносных россыпей Тихоокеанской провинции, образованной за счет источни-

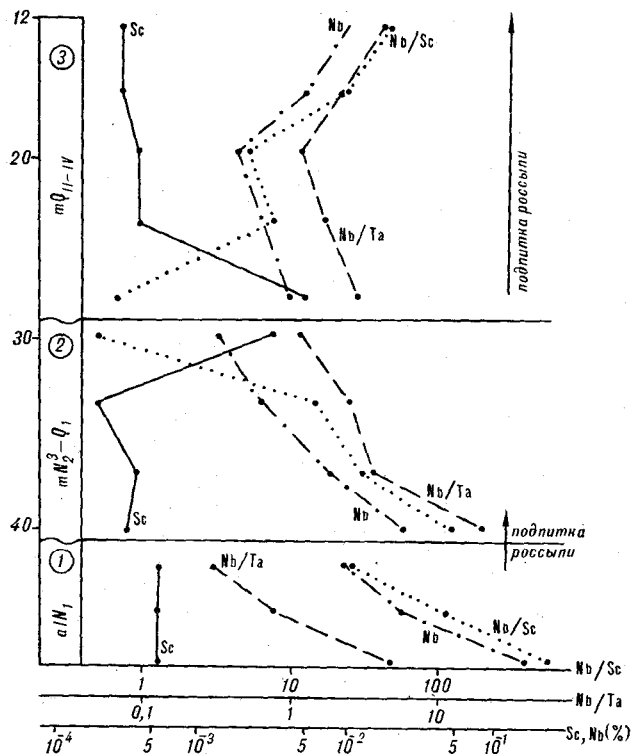


Рис. 1. Распределение типоморфных элементов-примесей и их индикаторных соотношений в касситеритах в разрезе оловоносной россыпи.

ка касситерит-силикатной формации, установлены не только соответствие содержаний и соотношений Ta, Nb, In, Sc, наблюдаемых в касситеритах коренных руд, но и следующие две тенденции (рис.1): 1) плавное нарастание либо снижение значений индикаторных соотношений Nb/Sc и Nb/Ta внутри отдельных ритмов осадков металлоносной толщи, 2) скачкообразное изменение их на границах ритмов, например, в подошве плиоцен-раннеплейстоценовой и плейстоценовой пачек осадков. Снижение значений обоих соотношений в верхней части ритмов характерно для миоценовой (1) и для плиоцен-раннеплейстоценовой (2) пачек, в то же время в плейстоценовых отложениях (пачка 3), наоборот, наблюдается их постепенное нарастание вверх по разрезу. Эти особенности полностью согласуются с представлениями о режиме тектонических подвижек в период формирования россыпи. Известно, что оба показателя увеличиваются в касситеритах более глубоких горизонтов рудных месторождений касситерит-силикатной формации и конкретно данного месторождения. Поэтому их снижение в верхних частях пачек 1 и 2 указывает на то, что образование осадков в это время происходило на фоне постепенного захоронения ранее вскрытых денудацией коренных источников. На границе ритмов, предположительно в сред-

*) Лазерный спектральный анализ касситеритов выполнен Ю. Г. Косовцом в ИМГРЭ; в обработке данных принял участие А. С. Килин.

нем плицене, по-видимому, произошла заметная активизация тектонического уступа, вызвавшая вскрытие более глубоких горизонтов оруденения. Изменение тектонического режима, сопровождающееся поступлением новых порций рудного вещества в россыпь, фиксируется и перед накоплением верхнего ритма осадков (в раннем плейстоцене), причем этот процесс активизировался во времени, вызвав привнос в россыпь касситеритов, характеризующихся более высокими значениями Nb/Sc и Nb/Ta, т. е., по-видимому, свойственных глубоким горизонтам источника питания.

Элементы-примеси в рудных и сопутствующих им минералах россыпей содержат информацию об условиях переноса и переотложения материала. Этот геохимический показатель отнесен И. А. Карякиным к числу мобильных (изменчивых) признаков минералов, подверженных изменениям по простирацию россыпи. Отмеченное явление характерно, например, для касситерита, в котором установлено довольно быстрое (уже в головке россыпи) снижение содержания висмута, мышьяка и ртути и постепенное — цинка, свинца и меди [8]. Сходная зависимость выведена нами и для прибрежно-морских россыпей, в том числе по элементам, представляющим полезную примесь в касситерите. В частности, в одном из таких объектов установлено относительное обеднение касситеритов (по сравнению с коренным источником) индием, танталом и отчасти скандием, особенно заметное в транзитных и финальных парагенезисах. На этих же участках россыпи устанавливается падение содержания цинка и меди в касситеритах, подобное описанному И. А. Карякиным для аллювиальных оловоносных россыпей Якутии [8].

Позднее [9] было показано, что отраженная зональность россыпей, трансформируясь в ходе развития долины, проявляется и в неоднородности состава отдельных струй россыпи, причем соотношение компонентов, поступающих с разных горизонтов эродированного источника питания, в россыпи в целом и в отдельных залежах детерминируется режимом врезания, в частности боковым смещением ее днища долины, наличием периодов стабилизации и временной аккумуляции, приводящих к существенному перераспределению полезных компонентов при возобновлении врезания. При геохимическом изучении россыпей выявилось, что указанное явление определяет также внутреннюю структуру комплексных литохимических аномалий, сопровождающих россыпь. В частности, на одном из проанализированных объектов элементарные литохимические аномалии в металлоносном аллювии, фиксирующие участки подпитки россыпи, имеют примерно равную протяженность — около 2,5—3,0 км — и обна-

руживают тенденцию к спрямлению на изгибах долины. Последнее устойчиво сохраняется на всех палеоуровнях древней долины. Участки россыпей, образованные за счет различных по уровню среза коренных источников, различаются и по соотношению элементов, характерных для околорудного ореола. Эти различия настолько существенны, что не только проявляются при непосредственной подпитке россыпи, но, постепенно трансформируясь, сохраняются и в ореольном пространстве месторождения в целом. В одной из оловоносных россыпей, образованных за счет сульфидного коренного источника касситерит-кварцевой формации, установлено, что участок россыпи, сформированный за счет блока, испытавшего недавнее поднятие, выделяется по ассоциации элементов, характерной для верхнерудного среза коренных месторождений данного типа, что проявляется в формировании ранжированного ряда элементов: Ag—Sn—Pb—Zn—Cu—Bi, тогда как соседние участки россыпи в целом характеризуются ассоциациями вида Sn—Cu—W—(Pb—Zn)—Be либо Sn—Ag—Cu—W—(Pb)—Be. На основании анализа геохимических различий разреза металлоносных осадков удалось определить и время дифференцированных подвизжек, вызвавших новый толчок в поступлении рудного материала в россыпь — в данном случае он приходится на ранний плейстоцен. Сходная зависимость выявлена и в другой россыпи — на этот раз литоральной и образовавшейся за счет источника касситерит-силикатной формации.

В геологии россыпей геохимия занимает важное место и при решении общих литогенетических задач, как это было показано для аллювиального литогенеза В. А. Кузнецовым, В. К. Лукашевым и др. [11], а для литоральной зоны — И. М. Страховым, А. П. Лисицыным, В. В. Гордеевым, Е. М. Емельяновым, В. Н. Холодовым, S. E. Caivert, D. M. Loring, B. H. Wotter и др.

Присущие различным типам литогенеза особенности дифференциации и концентрации химических элементов в одном случае являются литохимическим фоном, в другом — сами создают промышленно ценные месторождения. Для литоральных россыпей такими общими закономерностями являются следующие.

1. Геохимические аномалии Zr, Y, Yb, Nb, Ti (а также Sn), при благоприятных условиях достигающие промышленных концентраций, связаны, как правило, с относительным накоплением минералов тяжелой фракции, в первую очередь циркона, гранатов, ильменита, рутила, монацита, ксенотима, касситерита и др., накапливающихся как в зернистой (песчаной), так и в алевритовой части осадка. Вместе с тем для некоторых элементов названной ассоциации

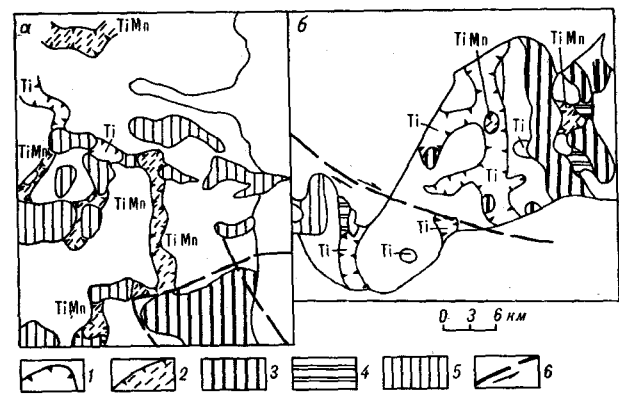


Рис. 2. Линейные литохимические аномалии титана в донных осадках в связи с затопленными руслами (а) и погребенными долинами (б).

1—5 — аномалии: 1 — титана, 2 — титана и марганца, 3 — циркония, иттрия, ниобия, иттербия, 4 — то же, с участием титана, 5 — халькофильных элементов; 6 — разломы.

выявляются и другие области относительного накопления в донных осадках подводного склона, в частности, для редких земель цериевой группы, а также титана — в сорбированном виде на органическом веществе [19]. Это определило возникновение в донных осадках полуотчлененных заливов и губ «вторых максимумов титана» за пределами первого механического барьера, приуроченных к подводным ложбинам, затопленным руслам, погребенным долинам, где он концентрируется совместно с Mn и V, давая начало характерным линейным аномалиям (рис. 2).

2. Некоторая доля халькофильных элементов в прибрежной зоне мигрирует в зернах сульфидов или их сростках с породообразующими минералами, указывая в данном случае на близость коренных источников, однако значительно бóльшая их часть концентрируется в осадках, сорбируясь глинистым веществом. В целом природа моноэлементных и комплексных аномалий, образованных халькофильными элементами, равно как Ni, Co, V, сорбционна.

3. Наиболее контрастные аномалии большинства элементов возникают в барьерных зонах «берег — море» и «река — море» и особенно в закрытых и полуотчлененных заливах, эстуариях, лиманах, причем по мере уменьшения проточности последних наблюдается более полная седиментация большинства микроэлементов.

4. В прибрежной зоне шельфа, особенно в приустьевой зоне и закрытых заливах, в меньшей мере на участках открытого берега концентрируются микроэлементы, поступающие в результате выноса техногенного материала. Эти аномалии являются природными моделями при изучении особенностей формирования геохимических ореолов рудных и россыпных месторождений [1, 6, 27]. Например, исследованиями

[1] в Южном Приморье было показано, что распределение элементов от техногенных сбросов в современном активном слое донных осадков обнаруживает отчетливую связь с особенностями литодинамики в заливе, куда поступают хвосты горно-добывающего предприятия, а миграция значительной их части происходит в виде первичных рудных минералов, в том числе сульфидов. Примером может служить также техногенная россыпь в прибрежной зоне Восточно-Сибирского моря, представляющая собой образование, сформированное за счет сброса фабричных хвостов [6] (рис. 3).

5. Распределение химических элементов в современных донных осадках не только характеризует смену фаций, но и отражает определенные типы структурных обстановок, локальные поднятия, уступы, перекрытые формы-локализаторы оруденения [15].

6. Различные литолого-фациальные обстановки литоральной зоны достаточно надежно идентифицируются с помощью геохимических методов и в более древних осадках, в том числе в разрезе осадочного чехла современных и древних шельфов [5, 12]. При этом в решении проблем геохимической корреляции осадочных продуктивных толщ следует учитывать, что геохимический облик последних по-разному может увязываться с климатом периода осадконакопления [21] в зависимости от тектоно-геоморфологического режима территории. Еще

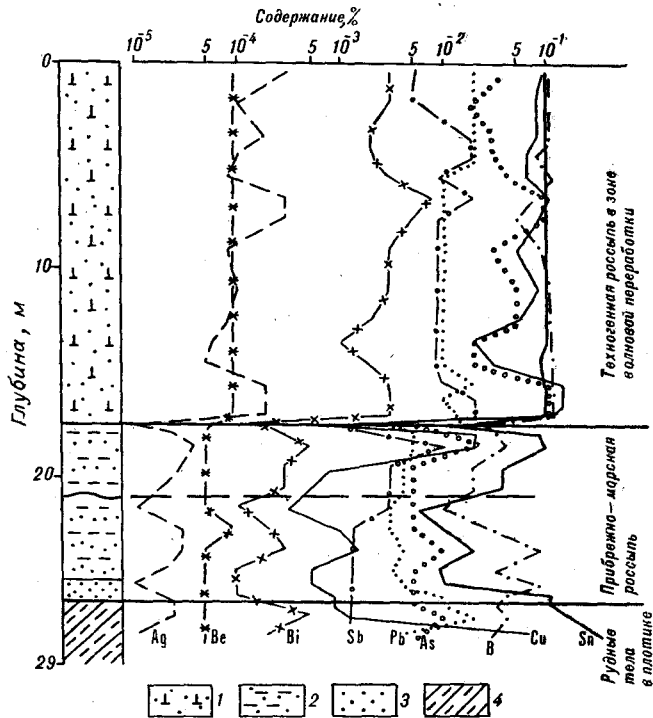


Рис. 3. Геохимический разрез естественной и техногенной россыпи в литоральной зоне.

1 — илстые пески, 2 — пески с гравием, илстые, 3 — песок мелкозернистый, 4 — коренные породы плотика.

в 1972 г. Н. А. Шило с соавторами показана возможность двух типов таких корреляционных связей. В случае неустойчивости режима геохимический облик россыпей наследует признаки литогенетических обстановок предшествующих этапов и имеет, таким образом, смешанный характер. Второй тип корреляционных связей, характеризующийся сопряженностью условий выветривания и осадконакопления, отвечает условиям устойчиво направленного тектоногеоморфологического развития территории.

С геохимической точки зрения россыпи, как указывалось выше, следует рассматривать как разновидность механических литохимических ореолов и потоков рассеяния, условия формирования, структура и состав которых определяются всей историей их образования как в континентальных, так и в субмаринных условиях. С другой стороны, это самостоятельные рудные объекты, в свою очередь сопровождающиеся первичными и вторичными ореолами рассеяния. Это определяет место геохимических методов при поисках и прогнозе россыпей.

Механизмы дифференциации и переноса вещества в этих ореолах и потоках рассеяния, как показано в [17], многообразны. В самих россыпях как кластогенных образованиях перенос материала осуществляется в зависимости от главного агента денудации либо в виде диффузии в массе обломочного материала, либо под действием сил гравитации, либо путем переноса частиц иной средой, преимущественно водной. Значительная часть их относится к крупнообломочным и шлиховым ореолам и потокам рассеяния, при этом наибольшая крупность свойственна так называемым валунным россыпям, наименьшая — литоральным и собственно шельфовым россыпям, где основная доля полезного компонента относится к классу крупности 0,01—0,6 мм. С ними, как правило, сопряжены в различной мере контрастные дисперсные ореолы и потоки, связанные преимущественно с алевритовым и пелитовым или субколлоидным материалом осадка. В образовании первичных ореолов россыпей наряду с механическим переносом значительную роль играют истинные растворы либо коллоидная фаза, разделяемые по направлению миграции — нисходящей, боковой либо восходящей, из которых последняя особенно важна при формировании ореолов погребенных россыпей, выведенных из сферы действия россыпеобразования. Кинетика этих процессов различна и представлена как диффузией в пористых средах, так и обычными химическими реакциями. В частности, подъем вещества в ореолах восходящей миграции определяется диффузией в водных и газовых средах и капиллярным поднятием растворов; он может осуществляться также под действием напорных вод и диффузии га-

зов. Немаловажное значение имеют ионный обмен, электрохимические явления и осмос, возникающие на границе разнородных сред, в частности на фронте промерзания протаивания в толще вечной мерзлоты.

В различных фациальных, динамических и структурных обстановках, в которых осуществляется концентрация россыпеобразующих минералов, действуют геохимические барьеры. Преодоление этих барьеров вызывает изменение условий миграции, рассеяния и концентрации россыпеобразующих минералов. В прибрежной зоне шельфа такой зоной в общем случае является, как известно, «первый механический барьер», на котором происходит сепарация материала по плотности, гидравлической крупности, т. е. гипергенной устойчивости, и осуществляется относительное накопление минералов алевропесчаной размерности крупнее. Это литодинамическая область формирования крупнейших прибрежно-морских россыпных месторождений комплексного состава. В ней образуются также россыпи, имеющие локальный источник питания, часто монокомпонентного состава. В случае наложения минерализации обоих типов в зоне возникают россыпи, сочетающие черты аллохтонных и автохтонных образований.

Передача геохимической информации в постседиментационный период образования россыпи при образовании вторичного ореола также осуществляется как в механической форме, так и в виде подвижных элементов продуктивной ассоциации. Соотношение механической и физико-химической миграции элементов-индикаторов зависит от конкретных особенностей среды, направленности литогенетических процессов, баланса материала и других факторов, однако в целом процессы геохимического преобразования россыпей действуют не только в деструктивной фазе, но в не меньшей степени и в условиях, когда перекрывающие осадки полностью изолируют россыпь от сферы действия позднейших денудационно-аккумулятивных процессов. В этих условиях преобладающей формой миграции вещества становятся различные физико-химические процессы — перенос вещества в виде истинных растворов, в коллоидной форме, через сорбцию и пр.

Установлено, однако, что в определенных условиях над погребенными россыпями возможно формирование и механических ореолов, хотя и сильно ослабленных. Механизм формирования таких ореолов над погребенными россыпями в субмаринной зоне описан К. В. Яблоковым, обратившим внимание на специфику активного (деятельного) слоя донных осадков, мощность которого в зависимости от режима волновых колебаний изменяется от нескольких дециметров до 2—3 м и более. Вовлекаемые в

ловую переработку подстилающие слои служат источником заражения поверхностного слоя элементами, присущими более глубоким слоям осадка. Действуя постоянно, этот механизм обуславливает формирование «надроссыпного» механического ореола погребенных и затопленных россыпей. Наблюдения показывают, что концентрация элементов продуктивной ассоциации от подошвы деятельного слоя к его поверхности может снижаться в 2—10 раз, поэтому важнейшее значение в этом восходящем миграционном потоке имеют внутриформационные размывы в толще осадков, играющие роль местных механических барьеров, на которых создаются условия для шлихования тяжелых минералов.

Условия применения геохимических методов поисков россыпей во многом зависят от типа литогенеза и минерального типа самих россыпей. Например, в криолитозоне особой контрастностью обладают литохимические ореолы над погребенными золотоносными россыпями; отмечают они также и над оловоносными россыпями, залегающими в специфической обстановке зон тектонических уступов [15]. В условиях овражно-балочного рельефа достаточно протяженные контрастные потоки рассеяния преимущественно механической природы возникают на участках размыва ископаемых титаноциркониевых россыпей [3].

Геохимический облик в ландшафтах имеют и россыпные месторождения, образованные такими высокоустойчивыми компонентами, как драгоценные камни. В работе [27] на примере месторождений Шри-Ланке показано, что россыпи циркона, топаза, берилла, турмалина сопровождаются геохимическими ореолами, одним из признаков которых является состав редких земель, в частности, легкой группы. По соотношению и концентрациям последних устанавливается геохимическая связь аллювия с породами чарнокитовой формации. Особенно показательна в этом отношении отрицательная европиевая аномалия, характерная для чарнокитов. В процессе переотложения происходит некоторое изменение отношений Ti/Zr , Zr/Ce , La/Th , Th/Yb , Zr/Hf , по-видимому свидетельствующее о сепарации материала. В целом же можно говорить об обогащении россыпей редкими землями, особенно заметном для La (в 1,2—2,5 раза), Ce (почти в 3 раза), Eu (почти в 3 раза), Yb (в 1,2—4 раза), Sm (в 1,4—4 раза), Nd, Gd.

Однако наибольшее развитие геохимические методы поисков и оценки россыпей получили применительно к литоральной зоне современных бассейнов. Этому способствовали возросший в последнее время интерес к россыпям как важному резерву расширению сырьевой базы целого ряда металлов, а также общий рост объема геолого-разведочных работ в пределах

шельфа и океана. Для литоральных, а также затопленных и погребенных россыпей иного генезиса на шельфе отсутствует альтернативный малозатратный метод получения прямой информации о наличии концентраций рудных минералов в донных осадках [25]. Сложность задачи определяется также тем, что на вещественный состав россыпей субаквальной зоны, унаследованный от континентального этапа развития, накладываются новообразованные в морских условиях минеральные (и геохимические) комплексы, что в большей мере проявляется на активных шельфах (псевдошельфах), в меньшей — на пассивных шельфах [24]. Усложнение минерального и геохимического облика литоральных россыпей происходит и в процессе дальнейшего преобразования заключающих их металлоносных осадков. Для пассивных шельфов геохимическая история россыпей может быть восстановлена с различной степенью достоверности. Для активных же шельфов принцип адекватности состава россыпей по отношению к субаэральному этапу развития полностью неприемлем даже в том случае, если образование этих шельфов происходило за счет перспективных минерагенических провинций суши.

По мнению Д. С. Кроуна [22] и Р. М. Оуэна [25, 26], геохимические поиски россыпей на шельфе учитывают: геохимическую специализацию первичных пород, поставляющих рудные минералы; процессы выветривания, приводящие к высвобождению последних из материнской породы; процессы переноса, в ходе которых минералы транспортируются и механически и геохимически обособляются; особенности бассейна-приемника. Практическое использование геохимических методов при поисках россыпей благородных металлов — золота и платины у берегов Аляски, касситерита у западного побережья Таиланда, техногенных россыпей олова Корнуолла — показало их применимость в условиях, накладывающих серьезные ограничения на обычные геологические и геофизические методы поисков, и позволило описать типы обстановок, в которых геохимические поиски могут рассматриваться как единственно надежные.

Одним из типов таких обстановок, по мнению И. Р. Мура, являются высокоширотные моря, в частности Берингово море, побережье Аляски, Норвегии, Гренландии, Сибири [24]. Эти данные полностью согласуются с результатами геохимических исследований на шельфе восточно-арктических и дальневосточных морей, выполненных в нашей стране [2, 6, 10, 15, 16].

Можно привести и другой пример, когда геохимические данные, характеризующие современный активный слой и подстилающие его прибрежно-морские отложения более древнего возраста, позволяют отделить техногенную ми-

Параметр	Элемент									
	B	Sn	W	Cu	Bi	Pb	Mo	Zn	Ag	As

Во вдольбереговом потоке наносов

Длина, км	2,6	2,3	1,5	1,6—2	1,6—2	1,2	1,5—2	1,3	1,2—1,3	1,6
Градиент	1,5	2,0	2,2	2—3	10—12	3—4	5—8	10	п. 10	80

В водно-аллювиальной среде

Длина, км	3	1,7—3	1,2	3—4	2—3	1,5	1,5—2	1	1	—
Градиент	3	2,6	4—8	1,5	1,8	4	3	10	25	—

нерализацию в осадках прибрежной зоны шельфа от рудных скоплений, возникших естественным путем (рис. 3). В одной из россыпей в прибрежной зоне пространственно совмещены металлоносные образования, сформированные за счет естественной абразии береговых обрывов на протяжении, по крайней мере, всего плиоцена — плейстоцена и голоцена, и техногенные пески, в той или иной мере подвергшиеся переработке волновыми процессами. Геохимические данные, проинтерпретированные с учетом особенностей геологического строения россыпи, представлений о режиме накопления всей металлоносной толщи и особенностей современной литодинамики, показали следующее. Комплексные литохимические аномалии в современных донных осадках и в разрезе металлоносных отложений имеют много общих черт. Главной их особенностью является комплексный состав, возникший за счет постоянно присутствия аномалий элементов так называемой продуктивной ассоциации, сопутствующих олову в рудном процессе, а именно Sn, B, W, Bi, Cu, Zn, Pb, Mo, Ag, As, а на участке техногенных выносов также Be, Li, Sb. При этом протяженность моноэлементных аномалий от участка подпитки до дистальной части потока рассеяния, где концентрация элемента снижается до уровня геохимического фона, различна (см. таблицу). Соответственно различен и градиент падений концентраций на единицу длины потока рассеяния.

Средняя протяженность элементарных (т. е. начинающихся от локального участка подпитки россыпи) литохимических потоков рассеяния составляет около 2,5—2,8 км и выдерживается на всем протяжении формирования россыпи (рис. 4). Характерно, что именно в силу этой локальности элементарных потоков четко оконтуривается и область техногенного воздействия.

Сопоставление данных по различным оловосносным россыпям показывает, что структура механического потока (ореола) рассеяния как в волновом поле, так и в водно-аллювиальной среде в целом сходна и определяется миграци-

онной способностью элементов, сопутствующих олову в рудном процессе (см. таблицу). Указанные особенности находят отражение и в составе ранжированных рядов рудогенных аномалий, характеризующих ореолы продуктивного пласта, россыпи в целом и поля всего месторождения. Для объектов, изученных одним из авторов статьи совместно с В. В. Анохиным, эти ряды в общем виде имеют вид:

А. Россыпь в связи с источником касситерит-силикатной формации:

- Ореол россыпного поля $Sn_{3-6}B_{<5}(CuWAg)_3$
- Ореол россыпи $Sn_{7-20}(BW)_{4-5}(CuBiPbMoAg)_3$
- Ореол пласта, залежи $Sn_{10-20}Ag_{6-20}(CuPbZn)_{8-10} \cdot (PbAg)_{5-6}Ag_{2-9}$

Б. Россыпь в связи с источником сульфидного типа касситерит-кварцевой формации:

- Ореол россыпного поля $Sn_{4-6}(CuAg)_{<5}(ZnPbB)_{<3}$
- Ореол россыпи $Cu_{6-10}Sn_{6-8}(PbZnAgBi)_3W_{<3}Be_{21}$
- Ореол пласта, залежи $Sn_{10-20}Ag_{6-20}(CuPbZn)_{8-10}(BiB)_{2-7}Be_{2-4}$

Другая типовая ассоциация элементов, отражающая процесс механической сепарации материала в береговой зоне, складывается в области первого механического барьера под влиянием сепарации устойчивых минералов по плотности и гидравлической крупности. Как указывалось нами ранее [15], она имеет вид $[Zr(Ti)YbLaNb(ScBaGa)]$ и при соответствующих коэффициентах концентрации (KK) элементов-индикаторов может рассматриваться в качестве рудогенной, указывающей на благоприятные предпосылки для формирования комплексных аллохтонных титаново-редкометалльных россыпей. В прочих условиях аномалии этого типа даже при значениях KK Zr, Y, Yb, не превышающих 10—20, выступают в качестве индикатора обстановок, благоприятных для процессов естественного шлихования.

Миграционная зональность на этих структурных барьерах проявляется в формировании в направлении от центра поднятия (или оси структуры) к периферии барьера зон преимущественно концентрации $[ZrYbNb(Ti)] \rightarrow [SrSc] \rightarrow Ba \rightarrow Ga$, которые отражают области

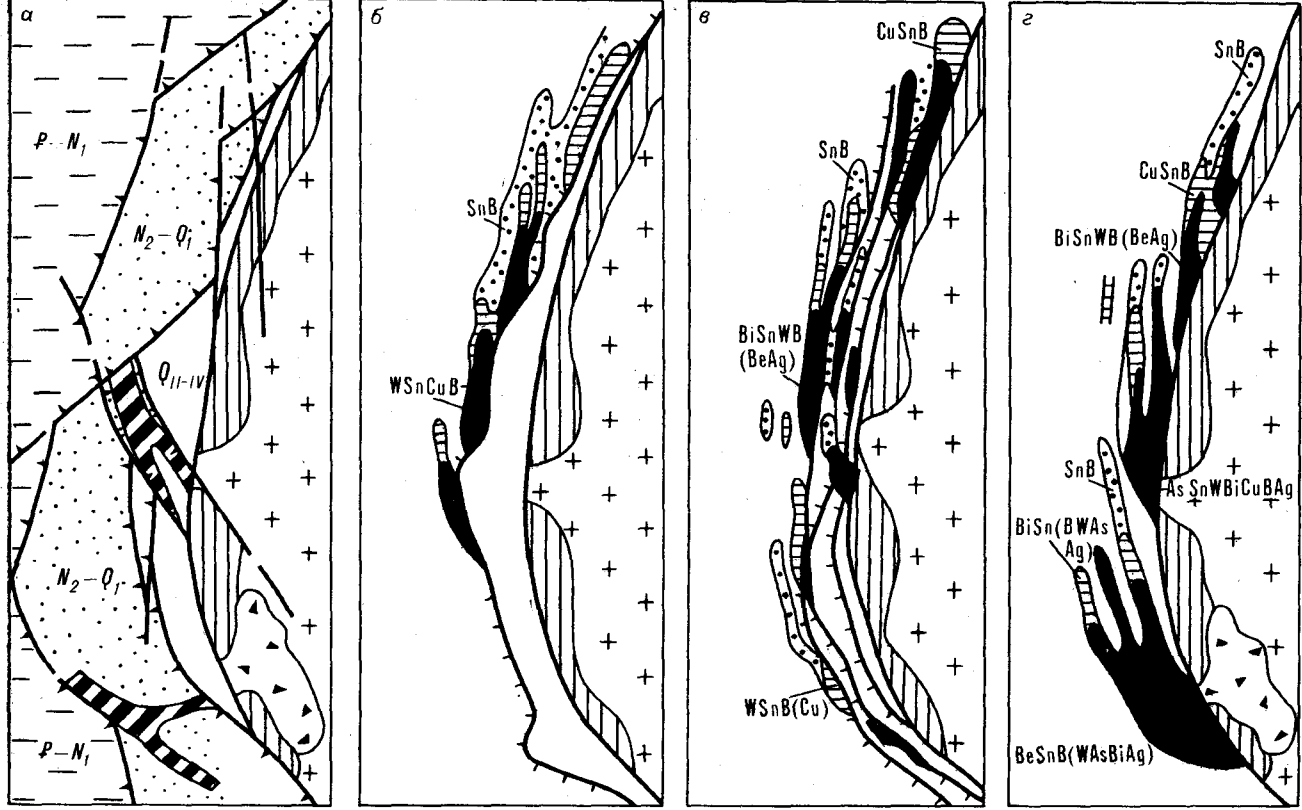


Рис. 4. Комплексные литохимические аномалии в разрезе россыпи, локализованной в зоне тектонического уступа. а — геолого-геоморфологическая схема, б — аномалии в толще прибрежно-морских отложений плиоцен-раннечетвертичного возраста, в — то же, в толще прибрежно-морских отложений среднечетвертичного возраста, г — то же, в современном активном слое.

1—6 — площади развития отложений: 1 — современных склоновых, 2 — прибрежно-морских, среднечетвертичных — голоценовых, 3 — плиоцен-раннечетвертичных (более молодые осадки не показаны), 4 — олигоцен-миоценовых (более молодые осадки не показаны), 5 — терригенных пород мелового возраста, 6 — меловых гранитоидов; 7 — погребенные долины; 8 — древние береговые линии; 9 — разрывные нарушения, выраженные в рельефе; 10 — комплексные литохимические аномалии, характеризующиеся: а — начальными парагенезисами элементов-индикаторов, б — то же, транзитными, в — то же, конечными.

относительного накопления в донных осадках минералов-носителей — аксессуарных (в том числе в виде включений в породообразующие минералы) — темноцветных породообразующих — полевых шпатов и кварца — слюд. Чем интенсивнее процесс сепарации материала на первом механическом барьере, тем ярче проявляются смена элементов и зональность комплексных аномалий, которая подчеркивается разобщением полей максимальных значений мультипликативных показателей $Zr \times Y \times Yb \times Nb$ и $Va \times Ga$.

Указанной ассоциации в осадочном процессе в определенной мере противостоит ассоциация вида $[NiCoVMn(Ti)]$, отражающая сорбцию последних алевропелитовым и пелитовым материалом и преимущественное накопление их вне зоны активного волнового воздействия.

Наличие подвижных форм как элементов фоновой осадочной, так и рудогенной продуктивной ассоциации, сорбированных глинистым веществом, органикой, подтверждает сложную

природу геохимических аномалий, возникающих в прибрежной зоне над погребенными россыпями. Этот феномен в виде образования надроссыпного ореола Ag, Zn, Mo , описанный впервые в [6], расценивается как важнейший поисковый признак полностью погребенных россыпей, не имеющих связи с источниками питания, обнажающимися на поверхности. Характерно, что контрастность указанного ореола может быть весьма слабой, иногда всего в 1,5—2 раза превышающей фоновую. При этом морфология аномалий $Ag \times Zn \times Mo$ в общем виде отражает очертания перекрытой россыпи в отличие от более локальных максимумов в активном слое того же олова, которые в большей мере подчинены влиянию современных литодинамических процессов.

Ранее было замечено, что отгонка Zn и Ag , приводящая к формированию ореола в поверхностном слое, происходит вверх по разрезу. Однако при более детальных исследованиях выяснилось, что околорудный ореол цинка и осо-

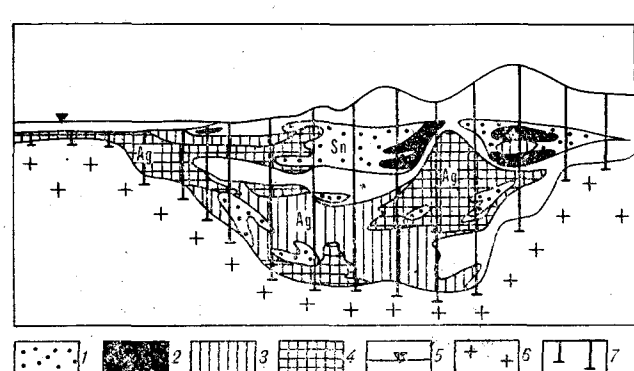


Рис. 5. Распределение олова и серебра в разрезе погребенной оловоносной россыпи.

Содержания: 1—2 — олова: 1 — средние, 2 — высокие; 3—4 — серебра: 3 — средние, 4 — высокие; 5 — уровень моря; 6 — коренные породы плотика россыпи (граниты); 7 — скважины.

бенно серебра формируется и вокруг оловоносных залежей, свидетельствуя тем самым о значительных геохимических постседиментационных преобразованиях россыпей (рис. 5).

Надрудные ореолы, сформированные подвижными формами элементов-индикаторов, особенно Zn, Cu, Pb, Ag, Ni и др., являются, как и аномалии вида $[ZrYbNb(Ti)Sn]$, индикаторами перекрытых рудоносных структур складчатого основания, например, интрузивных куполов, локализованных в узлах пересечения рудоконтролирующих разломов. Соотношение обеих групп элементов-индикаторов в составе комплексных аномалий может при прочих равных условиях указывать на глубину залегания структуры и степень подновления ее неотектоническими процессами. Вариант взаимного расположения комплексных аномалий обоих типов в акватории залива, лежащего в пределах региональной рудоконцентрирующей структуры, трассируемой в область прибрежного шельфа, представлен выше на рис. 4.

Таким образом, геохимия как раздел учения о россыпных месторождениях предполагает анализ на геохимическом уровне закономерностей миграции, концентрации (или рассеяния), переотложения и преобразования рудного вещества в россыпях. Ее задачей является соз-

дание системы представлений о геохимической эволюции россыпей в рамках локальных литолого-фациальных обстановок, седиментационных циклов, крупных этапов развития рудоносных структур и истории Земли в целом.

Геохимические методы целесообразно применять для поисков и оценки сложных типов россыпных месторождений, не выявляемых традиционными методами поисков, например, погребенных и залегающих ниже уровня моря, россыпей, образованных тонкими и ультратонкими классами полезных минералов. Они могут иметь важное значение и при оценке россыпей, в которых значительная часть полезного компонента присутствует в связанном состоянии в крупных классах обломочного материала.

В указанных условиях геохимические методы уже на поисковой стадии позволяют выявить прямые признаки концентраций полезных компонентов в россыпях. В определенных условиях они позволяют выделить и оконтурить полностью погребенные россыпи. При детальном геохимическом изучении россыпей дает возможность восстановить историю формирования месторождений, локализовать участки подпитки россыпи, определить тип коренного источника, уровень его среза, строение отдельных залежей, отличия их вещественного состава, т. е. могут использоваться на стадии разведки, при планировании природоохранных мероприятий, при обработке россыпей.

Совершенствование, апробация и внедрение геохимических методов исследований при поисках и оценке россыпей включают: создание системы представлений о геохимическом облике россыпных месторождений, выявление оптимальных и граничных условий применения, рациональных сетей и методов ведения геохимических работ на разных стадиях геологоразведочных работ; обоснование оптимального сочетания аналитических методов в каждом конкретном случае; автоматизированную обработку полученных данных; разработку геохимических критериев в составе прогнозно-поисковых комплексов для разных типов россыпных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баденков Ю. П., Шумов Г. И., Ворошилова З. Г. Роль техногенного фактора в формировании вещественного состава донных осадков верхнего шельфа // Геология и геоморфология шельфа (Тезисы XII пленума геоморф. комиссии).— Владивосток, 1975.— С. 19—20.
2. Безродных Ю. П. Ореолы олова в морских осадках и их поисковое значение // Сов. геол.— 1978.— № 1.— С. 129—135.
3. Васильев В. Н., Новоженина Л. Н. Геохимические поиски титаноциркониевых россыпей // Разведка и охрана недр.— 1986.— № 7.— С. 20—23.
4. Геологические критерии поисков россыпей // Л. З. Быховский, С. И. Гурвич, Н. Г. Патык-Кара, И. Б. Флоров.— М.: Недра, 1981.— 253 с.
5. Геохимическая дифференциация элементов в морских и континентальных средах // К. И. Лукашев.— Минск: Наука и техника, 1986.— 210 с.
6. Григорян С. В., Патык-Кара Н. Г. Геохимическая зональность россыпей и ее причины // Докл. АН СССР.— 1984.— Т. 278, № 5.— С. 1192—1195.
7. Гурвич С. И. Закономерности размещения редкометалльных и оловоносных россыпей.— М.: Недра, 1978.— 227 с.
8. Карякин И. А. Природа изменчивости свойств рос-

- сыпного касситерита // Зап. ЛГИ.— 1985.— Т. 104.— С. 84—91.
9. *Кленов В. И., Патык-Кара Н. Г.* Численное моделирование формирования россыпей и эрозионного среза // Геол. методы поисков месторождений метал. полез. ископ.: Экспресс-информация/ВИЭМС.— М., 1986.— Вып. 9.— С. 1—8.
10. *Коган Б. С.* О методике геохимических поисков прибрежно-морских россыпей // Изв. вузов. Геология и разведка.— 1977.— № 7.— С. 52—64.
11. *Кузнецов В. А.* Геохимия аллювиального литогенеза.— Минск: Наука и техника, 1973.— 280 с.
12. *Лаукин С. А., Патык-Кара Н. Г.* О распределении палеогеновых трансгрессий на севере Якутии и Чукотки // Докл. АН СССР.— 1985.— Т. 280, № 5.— С. 1197—1201.
13. *Ломоносов И. С., Корнева А. Р., Ломоносова Т. К.* Формирование лито- и гидрогеохимических ореолов рассеяния золотоносных россыпей // Геохимия.— 1984.— № 11.— С. 1711—1717.
14. *Металлогения Казахстана.* Месторождения руд хрома, титана, ванадия, силикатного никеля и кобальта, бокситов.— Алма-Ата: Наука КазССР, 1978.— 228 с.
15. *Патык-Кара Н. Г.* Геохимические критерии поисков и оценки россыпей в прибрежной зоне шельфа // Сов. геол.— 1987.— № 6.— С. 74—83.
16. А. с. № 1229710. СССР. Способ геохимических поисков оловоносных россыпей на шельфе МОМГЭ/Н. Г. Патык-Кара, Е. В. Есакова // Открытия. Изобретения.— 1986.— № 17.
17. *Поликарпочкин В. В.* Вторичные ореолы и потоки рассеяния.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1976.— 407 с.
18. *Россыпные месторождения титана СССР.*— М.: Недра, 1976.— 287 с.
19. *Словарь по геологии россыпей/Н. А. Шило.*— М.: Недра, 1985.— 197 с.
20. *Шило Н. А.* Россыпеобразующие рудные формации и связь с ними россыпей // Проблемы геологии россыпей/СВРНИИ.— Магадан, 1970.— С. 13—24.
21. *Шило Н. А.* Основы учения о россыпях.— М.: Наука, 1985.— 400 с.
22. *Cronan D. S.* Underwater Minerals.— London: Academic Press, 1980.— 362 p.
23. *Friedrich G., Martin E. J., Kunzedorf H.* Geochemical studies on offshore sediments from the continental shelf of eastern Australia // Geol. Jahrb. D.— 1982.— N 56.— P. 165—177.
24. *Moore I. R.* Marine Placers: Exploration Problems and Sites for Discoveries // Intern. Seminar offshore Miner. Res.: Documents BRGM, 1979.— P. 131—163.
25. *Owen R. M.* Quantitative Geochemical Models of sediments Dispersal Patterns in Mineralised Nearshore Environments // Marine Mining.— 1980.— V. 4.— P. 231—249.
26. *Owen R. M.* Geochemical Exploration for Marine Minerals-Placer Deposits // Oceanolog. Int. Exhib. and Conf.— Brighton, 1982.— V. 1.— P. 53—69.
27. *Rupasinghe M. S., Dissanayake C. B.* The rare-element abundance in the sidimentary gem deposits of Sri Lanka // Lithos.— 1984.— N 4.— P. 329—342.
28. *Yim W. W. S.* Geochemical Exploration for Tin Placers in St. Ives Bay // Marine Mining.— 1979.— V. 2.— P. 59—78.

ИГЕМ АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
14 марта 1988 г.

Г. Ю. Боярко, В. Н. Сучков

ПАРАГЕНЕЗИСЫ МИНЕРАЛОВ И СТАДИИ МЕТАСОМАТОЗА СЕЛИГДАРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АПАТИТА

На представительном эмпирическом материале по Селигдарскому месторождению фосфатного сырья рассмотрена стадийность формирования рудных и безруд-

ных метасоматитов с описанием типоморфных минералов.

Селигдарское месторождение находится в центральной части Алданского щита, вблизи г. Алдан. На протяжении полутора десятилетий оно интенсивно разведывалось главным образом с применением серий скважин глубиной до 1,5—1,7 км. Месторождение характеризуется крупными запасами фосфатов (утверждены в 1986 г. ГКЗ) и является основным источником агрохимического сырья в Дальневосточном экономическом районе. Оно находится в благоприятных для вовлечения в эксплуатацию условиях: рядом проходит строящаяся Амуро-Якутская железнодорожная магистраль.

минеральных ингредиентов. Менее характерны минералогическо-петрографические разновидности существенно апатитового, мартит-apatитового, апатит-кварцевого состава.

СТАДИИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ИХ МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ

Различные аспекты геологии, петрологии и минералогии Селигдарского месторождения изучались многочисленными исследователями [1—6]. Цель данной статьи — осветить минеральные сообщества Селигдара, их вещественный состав и этапность минералообразования. Статья подготовлена на основе материалов, полученных в процессе разведки месторождения (авторы руководили разведкой на ее заключительном этапе), а также литературных данных.

Первая попытка систематизации стадийности минеральных ассоциаций предпринята Ф. Л. Смирновым с соавторами [6], выделившими стадии безрудных кальцитовых карбонатитов, рудных кальцитовых карбонатитов, доломитовых карбонатитов, богатых апатитом, безрудных доломитовых карбонатитов и кварц-калишпатом. Проведенный нами анализ данных по взаимоотношениям минералов и минеральных ассоциаций выявил иной ход процесса минералообразования (рис. 1). Выделено три цикла (этапа) метасоматоза, связанных с разновозрастными эпохами тектономагматических активизаций в регионе: позднеархейско-раннепротерозойский, протерозойский (?) и мезозойский. К первому циклу отнесены четыре стадии: кварц-плагиоклаз-ортоклазовая, апатит-карбонатная, сульфатная и выполнения брекчий. Продукты апатит-карбонатной стадии характеризуются четкой зональной триадой, при этом вторая и третья зоны, в свою очередь, разделены на две подзоны. Второй цикл включает две стадии: кварц-альбит-микроклиновую и зеленосланцевого диафтореза. К мезозойскому циклу отнесены пропилитовая и, условно, апатит-кальцитовая стадии. Расположение и взаимоотношения продуктов указанных стадий в пределах рудного тела Селигдара показаны в [2]. Там же обсуждаются генетические проблемы.

Селигдарское месторождение представлено крутонаклонным телом метасоматитов (в плане овал 1,5 × 2 км), которое залегает в ядре синклинали, сложенной архейскими метаморфитами федоровской свиты, и находится в узле пересечения глубинных разломов. Оно частично перекрыто венд-кембрийским платформенным чехлом и мезозойскими пластовыми интрузиями. Большое количество производственных и научно-исследовательских работ, посвященных изучению рудных метасоматитов, позволяет дать их объективную характеристику. Они представлены апатит-гематит (мартит)-доломитовыми, апатит-доломитовыми, апатит-кварц-доломитовыми, апатит-силикаткальцитовыми рудами с резкими вариациями количественного и качественного состава основных

Кварц-плагиоклаз-ортоклазовая стадия представлена одноименной формацей метасоматитов, образующихся по архейским лейкократовым гранитам, а также по гнейсам. Это грубо-

и крупнозернистые розовато-серые породы, состоящие из кварца (до 40%), плагиоклаза (до 80—100%), ортоклаза (до 80—100%). Соответственно различаются разновидности, близкие по составу к сиенитам, граносиенитам и анортозитам. Темноцветные минералы представлены железистым флогопитом (до 5—10%), роговой обманкой (до 5%), турмалином (от 1 до 5—10%); из акцессориев характерны монацит, циркон, сфен, реже ортит.

Апатит-карбонатная стадия наиболее ярко проявлена в пределах Селигдарского месторождения. С ней связано образование доломитовых, силикатно-доломитовых и силикатных разновидностей апатитовых руд, соответствующих одноименным зонам метасоматической колонки этой стадии и их подзонам. Установлена грубая метасоматическая зональность [2]: от вмещающих силикатных пород архея и флогопитовой оторочки через апатит-силикатные или апатит-силикат-карбонатные к малосиликатным доломитовым и доломитовым разновидностям руд (последняя слагает наиболее глубинные зоны и ядро месторождения).

Флогопитовая зона — это мономинеральная оторочка вдоль контактов апатит-карбонатных руд с силикатными породами архея. Мощность ее колеблется от нескольких сантиметров до первых метров. В направлении вмещающих гнейсов слюдяная оторочка сменяется метасоматической зоной мощностью до 50—100 м с последовательным уменьшением содержания флогопита до рассеянной его вкрапленности.

Апатит-силикат-карбонатная зона характерна для внешней части месторождения, а также окаймляет блоки останцов вмещающих пород в основном рудном теле. Здесь различаются две подзоны, резко отличные по минеральному составу (табл. 1, 2). Это апатит-силикатные и апатит-силикат-доломитовые разновидности руд. Последняя преобладает в рассматриваемой зоне, составляя ее основной объем; апатит-силикатная подзона более характерна для разобщенных участков, приуроченных преимущественно к контактам апатит-карбонатных руд и силикатных вмещающих пород. Апатит-силикатная подзона представлена устойчивым парагенезисом кальцит + апатит + магнетит (мартит) + флогопит + форстерит (серпентин) ± диопсид ± шпинель ± паргасит ± скаполит. Окраска этих руд от темно-зеленой до черной, иногда пятнистая за счет светлого кальцита. Структура средне-крупнозернистая, реже пегматоидная, текстура массивная или пятнистая. Апатит-силикат-доломитовая подзона представлена близким к названному парагенезисом и характеризуется полным отсутствием форстерита и повышенным содержанием флогопита, талька, актинолита и кварца. Наличие в пределах апатит-силикат-карбонатной зоны различных параге-

Средний химический состав метасоматитов различных стадий минералообразования Селигдарского месторождения, мас. %

Компонент	Тип пород				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	70,46	44,96	31,64	69,99	46,89
TiO ₂	0,26	He	He опр.	0,16	He опр.
Al ₂ O ₃	13,47	15,57	»	12,40	16,25
Fe ₂ O ₃	2,34	7,13	5,85	1,95	7,17
FeO	1,91	3,28	He опр.	1,45	2,86
MnO	0,07	0,08	»	0,04	He опр.
MgO	1,29	13,16	14,02	1,14	9,46
CaO	2,16	1,67	17,93	2,56	1,68
Na ₂ O	3,40	0,32	He опр.	1,21	0,09
K ₂ O	3,25	3,91	»	6,74	4,37
P ₂ O ₅	0,10	0,76	3,11	0,25	0,44
CO ₂	He опр.	1,11	16,90	He опр.	He опр.
Количество анализов	56	23	36	21	42

Примечание. 1 — кварц-плагиоклаз-ортоклазовые метасоматиты; 2 — биотит-амфиболовые гнейсы с наложенной флогопитовой минерализацией; 3 — метасоматиты стадии рудных брекчий; 4 — кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты; 5 — хлорит-серпентиновые метасоматиты стадии зеленосланцевого диафтореза; химические анализы руд опубликованы в [2].

Таблица 2

Средний минеральный состав метасоматитов и руд различных стадий минералообразования Селигдарского месторождения, мас. %

Минерал	Тип пород и руд					
	1	2	3	4	5	6
Апатит	3,08	22,87	19,15	18,01	13,61	11,09
Доломит	7,88	13,34	44,40	66,16	79,96	2,15
Кальцит	1,69	10,89	2,98	1,89	0,61	70,71
Гематит	1,33	4,35	8,76	4,70	3,67	2,02
Флогопит	31,76	6,09	10,25	2,30	1,23	0,03
Хлорит	17,42	5,25	6,83	1,28	0,44	0,23
Серпентин	0,00	24,06	0,00	0,00	0,00	0,00
Кварц	13,84	2,76	9,02	5,49	0,53	7,77
Ортоклаз	9,28	2,11	1,40	0,61	0,59	1,10
Количество проб в выборке	39	36	76	86	100	56

Примечание. 1 — хлоритизированные биотит-амфиболовые гнейсы; 2—5 — метасоматиты апатит-карбонатной стадии; 2 — апатит-силикатной, 3 — апатит-силикат-доломитовой подзоны, 4 — апатит-малосиликатно-доломитовой, 5 — апатит-доломитовой зоны; 6 — апатит-кальцитовые руды одноименной стадии. Минеральный состав пород рассчитан по рядовым химическим анализам пород по методике нелинейного программирования на формульно-объемной основе с учетом реального состава минералов Селигдарского месторождения.

незисов при изохимичности их образования указывает на палеооднородность исходного субстрата и широкие вариации термодинамических условий. Парагенезисы апатит-силикатных руд сходны с парагенезисами магнетитовых и железорудных месторождений.

Апатит-доломитовая зона приурочена к центральной части месторождения. По особенностям химического состава в ее пределах выделены

МИНЕРАЛЫ	Э Т А П Ы М Е Т А С О М А Т О З А											
	ПОЗДНЕАРХЕЙСКИЙ - РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ							РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ(?)		МЕЗОЗОЙСКИЙ		
	С Т А Д И И М И Н Е Р А Л И З А Ц И И											
	КПО	АПАТИТ-КАРБОНАТНАЯ					АН	ГК	КАМ	ЗСД	АК	ПР
		З О Н Ы										
Фл		АСК		АД								
		Ф А Ц И Я										
АС	АСД	КД	Д									
РОГОВАЯ												
ОБМАНКА												
ОЛИГОКЛАЗ												
ОРТОКЛАЗ												
КВАРЦ												
ФЛОГОПИТ												
ДИОПСИД												
ТУРМАЛИН												
МОНАЦИТ												
ЦИРКОН												
ОРТИТ												
СФЕН												
АКТИНОЛИТ												
ТАЛЬК												
ПАРТАСИТ												
АПАТИТ												
КАЛЬЦИТ												
ФОРСТЕРИТ												
МАГНЕТИТ												
ШПИНЕЛЬ												
СКАПОЛИТ												
ДОЛОМИТ												
РУТИЛ												
ГЕМАТИТ												
АНГИДРИТ												
ТОПАЗ												
ПИРИТ												
МИКРОКЛИН												
АЛЬБИТ												
ХЛОРИТ												
СЕРПЕНТИН												
ЭПИДОТ												
СЕРИЦИТ												
ГИПС												
АНКЕРИТ												
ХАЛЬКОПИРИТ												
ГАЛЕНИТ												
СФАЛЕРИТ												
ПРИВНОС	K, Si, Al	Al, K, Mg, P	P, CO ₂ , Ca, Mg	P, CO ₂ , Ca, Mg	CO ₂	CO ₂	SO ₂	Si	K, Si, H ₂ O	H ₂ O	Ca	H ₂ O
ВЫНОС			Al, K, Si	Al, K, Si	Fe, Al, Si, K	Si, K	Fe	CO ₂ , Mg, Ca				
ТЕМПЕРАТУРА, °C	600-400	620-550					590-550		540-400	350-400	600-550	250-150

малосиликатная доломитовая (кварц-доломитовая) и доломитовая подзоны, слагающие соответственно промежуточную и глубинную (центральное ядро) части рудного тела. В доломитовой подзоне резко преобладают доломит и апатит, на долю остальных минералов (реликтовые силикаты и магнетит) приходится не более 1—2%. Для малосиликатной доломитовой подзоны характерно повышенное содержание силикатов (включая кварц) и магнетита — до 10—20%.

При анализе химического состава рассмотренных метасоматических зон в целом для всего месторождения обращает на себя внимание постоянство содержаний MgO во всех типах руд и метасоматитах, что вообще характерно для магнезиальных скарпов. В то же время устанавливается тенденция к разубоживанию в сторону внутренних зон SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , K_2O , Na_2O вследствие десиликатизации замещаемых пород при углекислом метасоматозе. CaO и CO_2 при переходе от вмещающих архейских метаморфитов (рис. 2, тип 1) к апатит-силикатным рудам (тип 2) являются инертными компонентами, в остальных же зонах — вполне подвижными. Резкие скачки в содержании CaO и P_2O_5 от типа 1 к типу 2 и их совместное сонахождение (при отсутствии резкого разубоживания остальных компонентов) подтверждают метасоматическую природу апатит-карбонатных пород.

Ангидритовая стадия представлена ангидрит-доломитовыми и ангидрит-кальцитовыми ассоциациями, образующими густую сеть мелких прожилков мощностью от первых сантиметров до 2—3 м, а также выполняющими пустоты выщелачивания размером от нескольких сантиметров до 1 м в поперечнике в метасоматитах апатит-карбонатной стадии. Состав образований этой стадии (в %): ангидрит — 10—80, карбонат (на участках распространения апатит-силикатной фации он представлен кальцитом, в остальных случаях — доломитом) — 20—70, гематит — до 1, кварц — до 1, встречаются включения апатита, пирита, топаза. Ангидрит частично или полностью замещается гипсом. Окраска метасоматитов разнообразная: белая, светло-серая, розовая, светло-фиолетовая, светло-зеленая; структура от мелко- до гигантозернистой. Ангидритовая стадия закономерно сменяет предыдущую вследствие раскисления флюида на заключительной фазе апатит-карбонатной стадии в результате растворения сульфатов из кальцифиров федоровской свиты, содержащих до 15—20% ангидри-

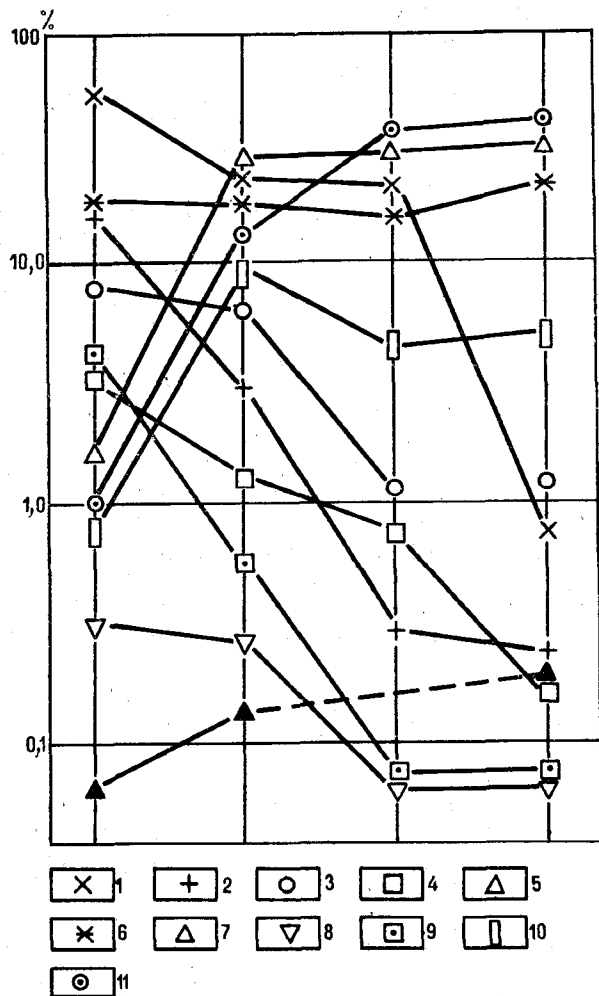


Рис. 2. Вариационная диаграмма апатит-карбонатной стадии минералообразования Селигдарского месторождения (масштаб логарифмический).

I—IV — типы пород и руд: I — вмещающие биотит-рогово-обманковые гнейсы архей, II — апатит-силикат-карбонатные руды, III — апатит-кварц-доломитовые малосиликатные руды, IV — апатит-доломитовые глубокие руды. 1 — SiO_2 , 2 — Al_2O_3 , 3 — Fe_2O_3 , 4 — FeO , 5 — MnO , 6 — MgO , 7 — CaO , 8 — Na_2O , 9 — K_2O , 10 — P_2O_5 , 11 — CO_2 .

та (такие породы вскрыты в 1—2 км к югу от месторождения).

Вследствие увеличения кислотности флюида вероятно, происходит и мартизация магнетита с высвобождением части железа и отложением его в виде гематита по трещинам и включениям апатита, карбонатах, кварце, обуславливая красноватые тона их окраски. На участках распространения метасоматитов ангидритовой стадии происходил вынос P_2O_5 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , K_2O . Это привело к почти полному исчезновению в карбонат-ангидритовых прожилках

Рис. 1. Схема минералообразования Селигдарского месторождения.

Стадии: КПО — кварц-плагиоклаз-ортоклазовая, Ан — ангидритовая, ГК — гематит-карбонатная (выполнения брекчий), КАМ — кварц-альбит-микроклиновая, ЗСД — зеленосланцевого диафтореза, АК — апатит-кальцитовая, ПР — пропилитовая; зоны метасоматической колонки: Фл — флюопитовая, АСК — апатит-силикат-карбонатная, АД — апатит-доломитовая; подзоны последней зон: АС — апатит-силикатная, АСД — апатит-силикат-доломитовая, КД — кварц-доломитовая, Д — доломитовая.

гnezдах апатита, мартита, флогопита, являющихся типоморфными для всех подзон апатит-карбонатной стадии. Карбонаты, вовлеченные в процесс ангидритовой стадии, подверглись лишь перекристаллизации с очищением зерен от примеси гематита и осветлением без изменения размеров зерен.

Стадия выполнения брекчий представлена карбонат-гематитовой ассоциацией, образующей цемент грубообломочных брекчий. Брекции заполняют зоны дробления и распространены на месторождении очень широко. Мощность их достигает 50 м и более. Для широких зон развития брекчий характерно чередование участков брекчирования с блоками неизмененных пород. Они четко фиксируются в гравитационном поле как узлокальные зоны разуплотнения шириной 100—300 и глубиной до 300—500 м. Брекции сложены обломками (до 25 см в поперечнике) различных руд, а также безрудными метасоматитами и архейскими гнейсами. Цемент сложен микрoзернистой массой карбонат-гематитового состава с мелкими обломками кристаллов апатита. На участках распространения кварцсодержащих руд цемент обогащен тонкозернистым кварцем. Карбонат унаследован, как и на ангидритовой стадии, от вмещающих пород: на участках развития метасоматитов апатит-силикатной подзоны он представлен кальцитом, в остальных случаях — доломитом. Его содержание варьирует от 20 до 50 %. Тонкодисперсный гематит (до 50—80 %) придает цементу сургучную окраску. Имеются находки колломорфных агрегатов гематита в цементе в виде почковидных сферолитовых образований диаметром до 2 см. Тонкая вкрапленность пирита в цементе является, по-видимому, наложенной. Об относительном возрастном положении и метасоматитов этой стадии можно судить по находкам обломков ангидрита в брекчиях. К стадии выполнения брекчий относятся также продукты милонитизации и катаклаза, слагающие зоны мощностью от 1—2 до 10 м. Они представлены плотными тонкоперетертыми полосчатыми образованиями розовато- и фиолетово-бурой окраски (за счет тонкодисперсного гематита) с линзовидными струйчатыми обособлениями катаклазированного апатита. Руды, подвергшиеся милонитизации, имеют существенно карбонатный состав с небольшой примесью апатита, мартита, кварца.

Кварц-альбит-микроклиновaя стадия представлена метасоматитами одноименной формации, внешне напоминающими типичные граниты. Окраска метасоматитов меняется от буровато-красной до светло-серой или зеленоватой, структура — от крупно- до мелкозернистой, текстура обычно массивная. По соотношению химических компонентов различаются существенно микроклиновые, кварц-микроклиновые,

кварц-альбитовые, кварц-олигоклазовые и кварц-альбит-микроклиновые разновидности; среди последних встречаются турмалинсодержащие метасоматиты. Обычно перечисленные разновидности связаны между собой постепенными переходами.

Наложный характер рассматриваемых метасоматитов, соответствующих образованиям кварц-калшпатовой стадии, [6], по отношению к апатит-карбонатным породам сомнений не вызывает. При пересечении микроклиновыми метасоматитами карбонатных пород в зоне контакта формируется оторочка эмалевидного желтовато-зеленого серпофита. Зерна кварца имеют изометрично-округлую форму без заметных дефектов кристаллической решетки, свойственных деформированным зернам кварца метаморфических пород и метасоматитов кварц-плагиоклаз-ортотклазовой формации.

Стадия зеленосланцевого диафтореза представлена хлоритовыми, эпидот-хлоритовыми, серпентин-хлоритовыми и серпентиновыми сланцами, являющимися продуктом воздействия на архейские метаморфиты флюидов в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма в пределах глубинных разломов. Хлоритовые и хлорит-серпентиновые метасоматиты нацело замещают блоки архейских метаморфитов в основном рудном теле Селигдара, а также образуют вокруг него широкий ореол 400—600 м вкрапленной и прожилковой минерализации, в целом совпадающий с ореолом околорудной флогопитизации. В то же время метасоматиты этой стадии слагают крупные поля и линейные зоны далеко за пределами месторождения.

Апатит-кальцитовaя стадия представлена одноименной минеральной ассоциацией, слагающей систему контролируемых пострудной разрывной тектоникой жил мощностью от 1—2 до 10—20 м штокверколистничного типа. Наблюдается их пространственная приуроченность к мезозойским дайкам щелочного состава. Не исключено, что образование апатит-кальцитовых руд происходило за счет дедоломитизации апатит-доломитовых метасоматитов на контактах с этими дайками.

Апатит-кальцитовые породы представлены средне- и гигантозернистыми агрегатами желтовато-серого цвета. Состав руд однообразен (в %): апатит — 10—20, кальцит — 80—90, мартит — 1—5, иногда кварц — до 10. Для них характерно отсутствие типоморфных минералов ранних стадий, таких как флогопит, тальк, актинолит, тонкодисперсный гематит, ангидрит, магнезиальный хлорит.

Пропилитовaя стадия представлена пирит-эпидот-хлоритовыми метасоматитами, образовавшимися по дайковому субстрату мезозойских трахитов и околодайковым породам. Существование сходных минеральных ассоциа-

гий стадии зеленосланцевого диафореза создает определенные трудности при выделении самостоятельных тел апогнейсовых пропилитов. Состав последних прост. Обычно это хлорит-эпидотовые метасоматиты с полисульфидной (пирит, халькопирит, галенит, сфалерит) минерализацией; наблюдается также кальцитизация дайковых пород, вплоть до полного их замещения.

ГЛАВНЫЕ МИНЕРАЛЫ РУД

Апатит во всех разновидностях руд представлен кристаллами размером от 0,1 до 10—15 см в поперечнике и от 1—2 до 30 см в длину. Кристаллы в основном дишпиримидально-призматического габитуса с закругленными ребрами и меандровым рельефом граней [6]. Кроме того, часто наблюдаются угнетенные формы псевдоромбических, псевдомоноклинных, псевдотриклинных и спиральных кристаллов. Симметрия таких искажений индивидов отражает симметрию напряжений в твердой среде, где эти кристаллы росли. Типоморфной особенностью апатита Селигдара, как отмечают все исследователи, является его своеобразная окраска. Минерал в большинстве случаев окрашен в светло-коричневый, коричневый, сургучный, вишневый цвет, обусловленный механической примесью гематита. Кроме того, имеются находки индивидов белого, светло-серого, зеленовато-серого и зеленого цвета.

По составу минерал относится к почти чистому фторапатиту с небольшой примесью гидроксилкомпонентов (табл. 3). Оптические свойства: $N_o = 1,635 - 1,641$, $N_e = 1,631 - 1,637$; параметры кристаллической решетки: $a_0 = 9,388 - 9,414 \text{ \AA}$; $c_0 = 6,882 - 6,990 \text{ \AA}$ (соответствуют фторапатиту); плотность меняется от 3,130 до 3,164 г/см³. Существенных различий в апатитах разных генераций не обнаружено.

Доломит образует в рудах зерна размером от 0,02 до 0,5 см в поперечнике, в крупнозернистых агрегатах — до 2—5 см. Цвет белый, светло-розовый, розовый, красный (красноватые оттенки обусловлены присутствием точечных включений гематита). Доломит ангидритовой стадии, как правило, при перекристаллизации очищается от гематита и становится белым, реже медово-желтым. Но колеблется в пределах 1,678—1,682 (соответствует теоретически чистому доломиту).

Кальцит образует зерна неправильной формы размером от 0,1 до 2—5 см в поперечнике. Цвет белый, желтовато-белый в образованиях апатит-кальцитовой стадии, от розового до мясо-красного в апатит-силикатной подзоне; в остальных случаях соответствует цвету вме-

щенного его доломита. Красный цвет, как и у доломита, связан с присутствием точечных включений гематита. Показатель преломления ($N_o = 1,651 - 1,654$) соответствует кальциту с очень небольшой примесью магния.

Гематит чаще всего встречается в виде мартита, присутствующего во всех образованиях апатит-карбонатных стадий; распределен в рудах неравномерно, образуя единичные вкрапленники или крупные гнезда (в сростаниях с флогопитом или тальком) размером до 20—50 см в поперечнике. Формы зерен мартита скелетные, каркасно-скелетные. Мелкие зерна часто имеют правильную огранку, это {111}, {221}. На их гранях наблюдаются уплощенные вицинали сложной морфологии. Эти признаки указывают на то, что рост первичного магнетита происходил метасоматически в твердой среде. В крупных зернах иногда наблюдается структура распада титаномагнетита на магнетит и ильменит (обычно замещен лейкоксеном). Иногда наблюдаются взаимные сростания мартита и шпинели.

Другая форма проявления гематита — его тонкодисперсная примесь, локализованная в трещинах и в других дефектах кристаллов апатита, карбонатов, кварца, придающая последним красные окраски. В ангидритовую стадию гематит также инкрустирует стенки пустот, выполненные гипсом, ангидритом и карбонатами. Здесь он образует пластинчатые идиоморфные кристаллы размером от 2—3 до 10—15 мм в поперечнике.

Кварц присутствует во всех разновидностях руд в виде неравномерной вкрапленности (25 % от общего количества этого минерала) или в виде сети прожилков (75 %) мощностью от 0,2 до 2—3 см. Кроме того, он инкрустирует пустоты выщелачивания, образованные в ангидритовую стадию, в виде щеток кристаллов длиной 1—2 мм. Цвет светло-серый, иногда с розовым оттенком (за счет механической примеси гематита), в пустотах выщелачивания обычно прозрачен. Здесь же иногда встречаются крупные кристаллы (более 5 см в поперечнике) дымчатого кварца и аметиста. Специфичная особенность вкрапленного кварца — структура остаточных деформаций (погасание облачное, блоковое, мозаичное). Ввиду того, что образование таких структур невозможно в пластическом карбонатном агрегате, кварц, скорее всего, относится к реликтовым минералам исходных пород, подвергшихся замещению апатит-карбонатными метасоматитами.

Флогопит присутствует практически во всех разновидностях пород апатит-карбонатной стадии как в виде единичных пластинчатых или таблитчатых кристаллов, так и в виде агрегатов-сростков. Пластины его достигают 2—5 см в поперечнике при толщине до 1—2 см. На

Средний химический состав минералов Селигдарского месторождения, мас. %

Минерал	Количество анализов	Компонент														
		SiO	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O**	Cl	F	CO ₂
Апатит	94	2,00	0,19	0,14	1,05	0,22	0,07	0,51	52,42	0,20	0,09	39,11	0,45	0,29	2,46	0,63
Доломит	42	1,40	Н. о.	0,00	0,38	0,27	0,33	20,60	31,02	0,24	0,12	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	44,70
Кальцит	8	1,54	Н. о.	0,00	0,08	0,10	0,14	0,29	54,74	0,10	0,00	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	42,30
Гематит I***	15	3,37	0,89	1,08	90,28	0,55	0,11	1,63	0,31	0,03	0,05	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Гематит II	3	0,10	0,24	0,24	95,55	0,42	0,12	0,06	0,11	0,00	0,03	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Флогопит I	5	36,81	2,41	14,63	11,22	4,32	0,13	17,61	0,32	0,19	8,13	Н. о.	5,70	Н. о.	0,92	Н. о.
Флогопит II	11	37,26	0,35	16,97	4,34	2,73	0,16	23,76	0,63	0,19	8,20	Н. о.	5,56	0,05	1,20	Н. о.
Ортоклаз	9	63,36	0,36	18,80	0,05	Н. о.	0,01	0,01	0,04	0,54	15,85	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Тальк	2	61,36	0,00	0,00	0,30	2,20	0,00	30,96	0,00	0,00	0,00	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Диопсид	5	50,84	0,33	5,05	4,67	Н. о.	0,15	14,48	24,04	0,31	0,00	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Шпинель	2	0,00	0,00	64,00	15,21	Н. о.	0,53	19,69	0,00	0,00	0,00	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Паргасит	2	38,40	0,34	12,85	19,25	Н. о.	0,38	9,56	12,00	0,99	3,79	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Скаполит	2	46,35	0,01	26,75	0,13	Н. о.	0,02	0,01	17,85	5,87	0,36	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Турмалин	2	36,12	0,02	28,91	10,70	Н. о.	0,03	7,79	7,76	2,17	0,06	Н. о.	3,00	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Сфен	3	30,04	36,13	1,82	1,72	Н. о.	0,05	0,00	27,60	0,00	0,00	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Рутил	1	0,35	99,32	0,08	0,41	Н. о.	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Серпентин	2	39,15	0,00	0,58	3,57	Н. о.	0,02	40,15	0,11	0,04	0,00	Н. о.	14,00	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Хлорит	6	32,86	0,02	16,84	6,92	3,00	0,07	27,75	0,51	0,02	0,07	Н. о.	12,00	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Эпидот	4	40,19	0,02	25,86	2,39	Н. о.	0,21	2,03	28,32	0,02	0,07	Н. о.	12,00	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Серицит	11	48,93	0,05	29,80	2,69	Н. о.	0,01	2,51	0,07	0,18	8,09	Н. о.	1,50	Н. о.	Н. о.	Н. о.

* Составы ортоклаза, диопсида, шпинели, скаполита, турмалина, сфена, рутила, серпентина, эпидота, хлорита и серицита определены с использованием микрондового анализа (сумма закисного и окисного железа дается в пересчете на FeO).

** Для турмалина, серпентина, хлорита и серицита (составы определены с использованием микрондового анализа) приведена нормативная вода.

*** Для гематита и флогопита приведены составы различных генераций: гематит I — магнетит(мартит) апатитовой стадии гематит II — тонкодисперсный пигментационный ангидритовой стадии; флогопит I — кварц-плагиоклаз-ортоклазовой стадии, флогопит II — апатит-карбонатной стадии. Н. о. — компонент не определен. Для расчета среднего состава минералов использованы аналитические данные В. М. Белоусова, М. А. Богомоллова, А. Г. Булаха, В. Б. Василенко, В. Б. Воскресенской, Е. К. Герасимова, Д. А. Мишева, В. Д. Парфенова, Ф. Л. Смирнова, Г. А. Тунгусова, М. Н. Ускова и авторов.

восточном фланге месторождения встречены пластины размером до 15—20 см. Цвет флогопита зеленый, так как в большинстве случаев он сильно гидратизирован или замещается хлоритом. Оптические свойства: $N_g = 1,559—1,563$; $N_p = 1,528—1,532$ (относится к слабозелезистой разновидности).

Псевдорфорстерит. Под этим термином описываются псевдоморфозы серпентина и хлорита, гематита и карбоната по ромбическим кристаллам форстерита. В апатит-силикатных рудах они встречаются в виде отдельных включений или сплошного, преимущественно серпентинового, агрегата. Форма псевдоморфоз чаще неправильно-округлая за счет более поздних пластических деформаций. Размер таких образований свыше 4—5 см в длину и 1—2 см в поперечнике. В ряде случаев наблюдаются мелкие недеформированные субидiomорфные псевдоморфозы серпентина по форстериту. Это кристаллы ромбического габитуса, пластинчатые, таблитчатые, уплощенные по {010}. Главные их формы — {010}, {011}, {120}, {001}, встречаются {101}, {111}, {221}. Имеются единичные находки футляровидных кристаллов. По морфологии они идентичны форстериту кальцит-форстеритовых разновидностей магнизальных скарнов

из флогопитовых месторождений Центрального Алдана.

Ортоклаз слагает основную массу кварц-ортоклаз-плагиоклазовых метасоматитов. Он представлен индивидами размером от 0,1 до 10—15 см в поперечнике; окраска от светло-розовой до мясо-красной. В пегматоидных разновидностях наблюдаются графические срастания ортоклаза и кварца.

Микроклин представлен решетчатой разновидностью, микроклинпертитом и антипертитом. Он слагает основную массу кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов. По морфологии зерен и цвету макроскопически не отличим от ортоклаза.

Плагиоклаз является основным минералом в кварц-ортоклаз-плагиоклазовых метасоматитах, а также участвует в составе кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов. Как реликтовый минерал присутствует практически во всех разновидностях руд в виде единичных мелких зерен. По составу он соответствует олигоклазу, реже андезину и альбиту. Как правило, олигоклаз образует зерна неправильной формы, рзорбированные калиевым полевым шпатом и кварцем. В апатит-карбонатных породах плагиоклаз в различной степени серицитизирован.

Ангидрит наблюдается в сульфатсодержащих прожилках, наложенных на руды в виде сростков с карбонатами, мономинеральных агрегатов, состоящих из вытянутых пластинчатых кристаллов. Структура этих агрегатов от сред-

не до крупнозернистой; цвет белый, серый, голубой, фиолетовый, зеленоватый, розовый. Иногда встречаются графические сростания ангидрита с кальцитом. Оптические константы: $N_g = 1,607$; $N_p = 1,577$.

ЛИТЕРАТУРА

1. Боярко Г. Ю., Белоусов В. М. Особенности палеотектоники Селигдарского месторождения апатита // Геология и геофизика.— 1982.— № 1.
2. Боярко Г. Ю., Сучков В. Н. Тектоническая позиция и формационная принадлежность Селигдарского месторождения апатита // Тихоокеан. геология.— 1985.— № 3.
3. Василенко В. Б., Кузнецова Л. Г. и др. Апатитовые породы Селигдара.— Новосибирск: Наука, 1982.
4. Парфенов В. Д., Юдин Н. И. Метаморфогенная апатитовосность древних толщ Центрального Алдана.— М.: Наука, 1982.
5. Смирнов Ф. Л. Геология апатитовых месторождений Сибири.— Новосибирск: Наука, 1980.
6. Смирнов Ф. Л., Маршанцев В. К. и др. Типоморфные особенности апатита из месторождений и проявлений Алданского щита // Геохимия фосфора и особенности минералогии апатита.— Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1976.

ИГО Якутскгеология
Алдан

Поступила в редакцию
16 февраля 1987 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

С. В. Горкуша, Э. Л. Рейнлиб

КОРРЕЛЯЦИЯ НЕКОТОРЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ
И ТОПОГРАФИЧЕСКОГО РЕЛЬЕФА ПРИАМУРЬЯ

Рассмотрены множественные корреляционные зависимости аномального магнитного и гравитационно-

го полей, плотности горных пород, топографического рельефа и сейсмичности Приамурья.

Выявление статистической зависимости между геофизическими параметрами во многих случаях позволяет решать вопрос о наличии генетических (парагенетических) связей между геологическими объектами (явлениями), с которыми связаны обрабатываемые параметры.

К настоящему времени для юга Дальнего Востока рассмотрена количественная связь аномалий Буге и высот топографического рельефа [8]. Общий для региона коэффициент их корреляции, определенный на основе 10 300 дискретных замеров, составил +0,398 при вариациях для отдельных геотектонических блоков от +0,244 до +0,780. Качественно исследована и связь площадных плоскостных неоднородностей горных пород и аномалий Буге [6]. Установлено, что для аномалий с поперечником менее 60 км преобладает прямая корреляционная связь с плотностью горных пород, а для аномалий с поперечником свыше 110 км — обратная.

В данной работе рассмотрены множественные корреляционные связи аномальных магнитного и гравитационного (аномалии Буге и Фая) полей, плотности горных пород по данным их денсиметрического определения, топографического рельефа и сейсмичности региона. Это исследование стало возможным благодаря тому, что было осуществлено кодирование в машиночитаемой форме всех упомянутых параметров. Первые три из них сняты со среднemasштабных карт, построенных по результатам соответствующих съемок. Высоты рельефа получены с топографических карт того же масштаба. Методика построения петроплотностной карты изложена в [7]. Кодирование всех данных выполнено по субквадратной сети с шагом 2' по долготе и 4 по широте, что для наших широт примерно соответствует метрической сети 5×5 км. При обработке данных все параметры осреднены по шаблону 25×25 км.

В качестве исходных данных по сейсмичности региона использовался каталог «Землетрясения в СССР» [4] за период 1962—1984 гг., также записанный в машиночитаемой форме. При выборке землетрясений принималась во внимание карта их представительности в Южной Якутии и Приамурье, приведенная в [13]. Мерой сейсмичности, используемой для построения уравнения регрессии и выявления корреляционных зависимостей с другими рассматриваемыми параметрами, являлась плотность эпицентров на единицу площади, равной площадке осреднения (25×25) км.

Анализ исходного материала выполнен с использованием пакета программ СОМИ [10]. По условиям программы площадь, включаемая в обработку, должна иметь прямоугольный контур, поэтому анализируемый регион первоначально разбит на три участка (рис. 1). Участки частично перекрывают друг друга. Первый из них охватывает южную часть Сибирской платформы и Становую складчато-глыбовую область, второй — Монголо-Охотскую геосинклинально-складчатую область и Буреинский срединный массив, третий — северную часть Сихотэ-Алинской геосинклинально-складчатой области. Для участка 2 добавлены данные по современным вертикальным движениям по материалам [5].

Как видно из табл. 1—8, четкая и однозначная обратная корреляционная зависимость устанавливается между аномалиями Буге и топографическим рельефом. В целом характер этой связи общеизвестен и в большинстве случаев объясняется (для областей с изостатически уравновешенным топографическим рельефом) их взаимной зависимостью от рельефа поверхности М [1, 3], так как считается, что «аномалии» Буге являются функцией высоты, а потому зависимость высоты рельефа и аномалий Буге от глубины залегания поверхности

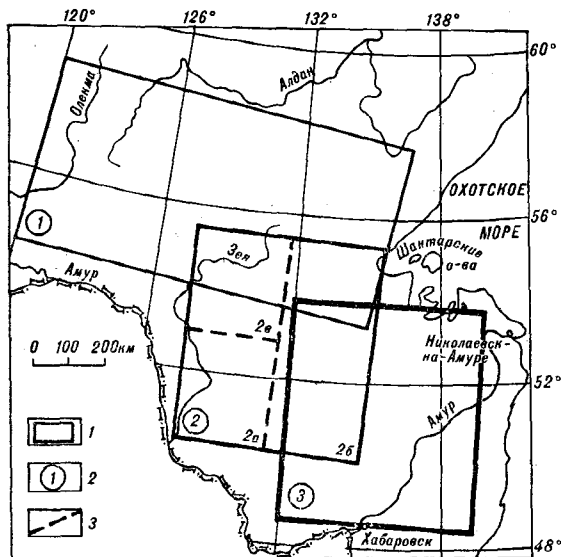


Рис. 1. Обзорная схема.

1 — границы анализируемых основных площадей; 2 — номера участков; 3 — границы дополнительных площадей.

М имеет одинаковый характер [3]. Эта зависимость, статистически справедливая для территорий планетарного масштаба, в каждом конкретном случае имеет, как правило, свои особенности. В частности, для восточного участка региона БАМа объяснить различия в уровне регионального гравитационного поля, варьируя только мощностью земной коры, не удается. Значительные понижения уровня поля силы тяжести в регионе повсеместно приурочены к площадям развития позднемезозойского гранитоидного магматизма, с которым генетически связано воздымание рельефа [8]. Процессы гранитизации стимулированы потоком тепла и вещества, обусловившим разогрев и разуплотнение верхней мантии, что привело к образованию крупных сводовых морфоструктур (Сихотэ-Алинской, Баджало-Тайканской, Становой) и к понижению в их пределах уровня поля силы тяжести. Становление крупных гранитоидных плутонов (батолитов) привело к образованию интрузивно-купольных структур. Как показано в [11], интенсивность гранитизации земной коры, уровень аномалий Буге и высота топографического рельефа хорошо согласуются между собой. Равнинным, негранитизированным областям отвечают максимальные значения поля силы тяжести.

Корреляция аномалий Фая с топографическим рельефом рассматривалась только для Монголо-Охотского и Сихотэ-Алинского участков (Сибирско-Становой участок не обеспечен достаточным количеством дан-

Корреляционная матрица участка 1

	Р	Б	П	М	С
Р	1,0000				
Б	-0,6885	1,0000			
П	0,5362	-0,2841	1,0000		
М	-0,1818	0,1290	-0,1371	1,0000	
С	0,0885	-0,0815	0,0698	-0,0451	1,0000

Примечание. Условные обозначения для корреляционных матриц Т1 — Т8 приняты следующие: Р — топографический рельеф, Б — аномалии Буге, П — поверхностная плотность горных пород, М — аномалии магнитного поля, С — плотность эпицентров землетрясений, Ф — аномалии Фая, СВДЗК — современные вертикальные движения земной коры.

ных по аномалиям Фая для статистической обработки). Для обоих участков она положительна и составляет 0,58 и 0,67 соответственно, что свидетельствует о региональной изостатической скомпенсированности топографического рельефа. Характер корреляции аномалий Буге и Фая с топографическим рельефом показан на рис. 2.

Возмущения магнитного поля в пределах рассматриваемой территории преимущественно связаны с основными по составу магматическими домезозойскими образованиями с мезозойскими интрузиями среднего, в меньшей степени основного состава начальных фаз в целом гомодромного процесса гранитизации, средними эффузивами этого возраста, а также с основными вулканитами кайнозоя, развитыми главным образом в восточной части Сихотэ-Алинской складчатой области.

Корреляция магнитного поля с рельефом (и соответственно с обратным знаком с аномалиями Буге), как видно из таблиц 1—3, весьма мала по абсолютной величине, но устойчива по знаку. Отмечается тенденция снижения интенсивности аномального магнитного поля с увеличением высоты рельефа, которая, в свою очередь, зависит, как правило, от интенсивности мезозойской гранитизации земной коры. Зависимость «магнитные аномалии — рельеф» в определен-

Таблица 2

Корреляционная матрица участка 2

	Р	Ф	Б	П	М	С	СВДЗК
Р	1,0000						
Ф	0,5754	1,0000					
Б	-0,8647	-0,1741	1,0000				
П	0,6250	0,2966	-0,5623	1,0000			
М	-0,2141	-0,0864	0,2378	-0,1258	1,0000		
С	0,0557	-0,0546	-0,1005	0,1407	-0,0494	1,0000	
СВДЗК	0,0419	-0,0326	-0,0104	0,0813	-0,0185	0,0609	1,0000

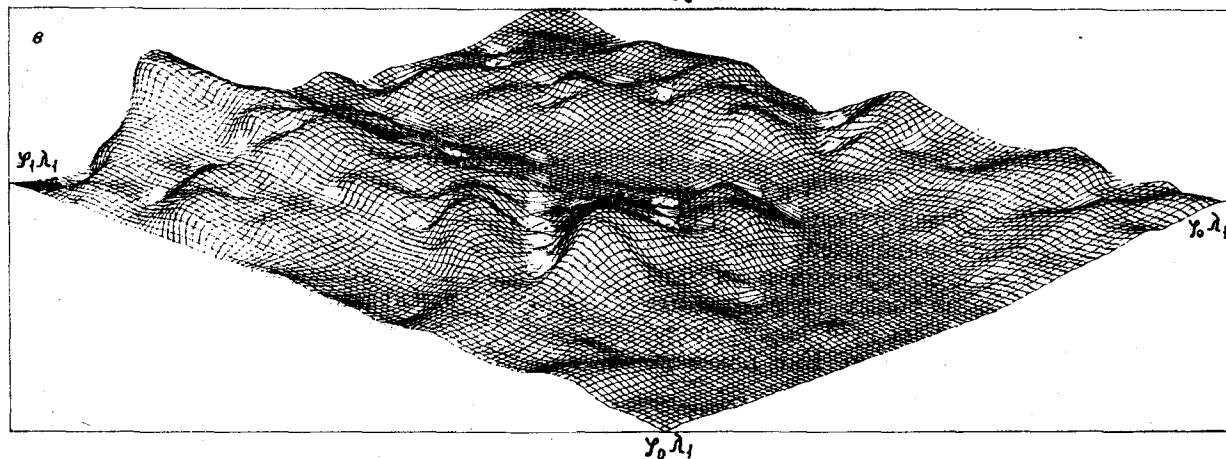
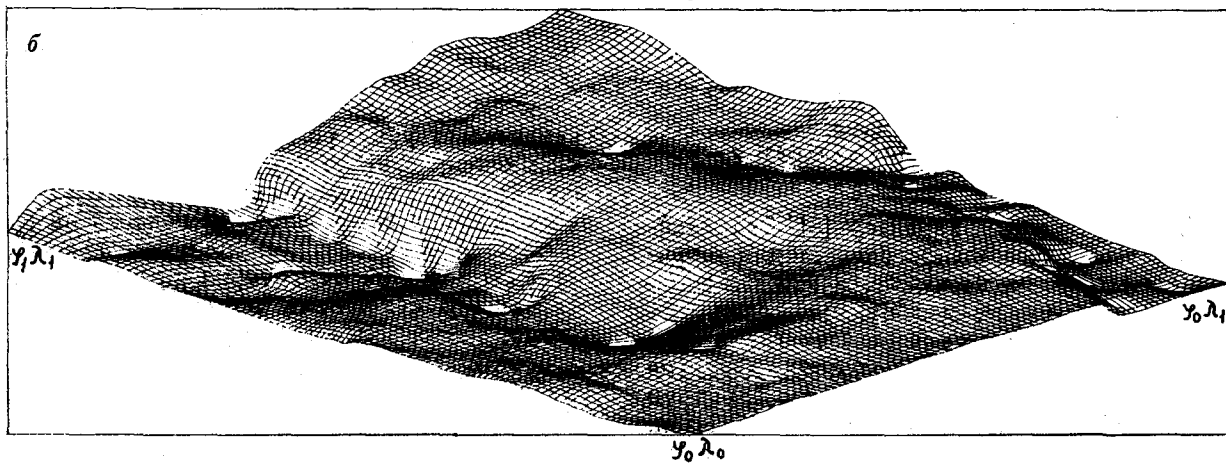
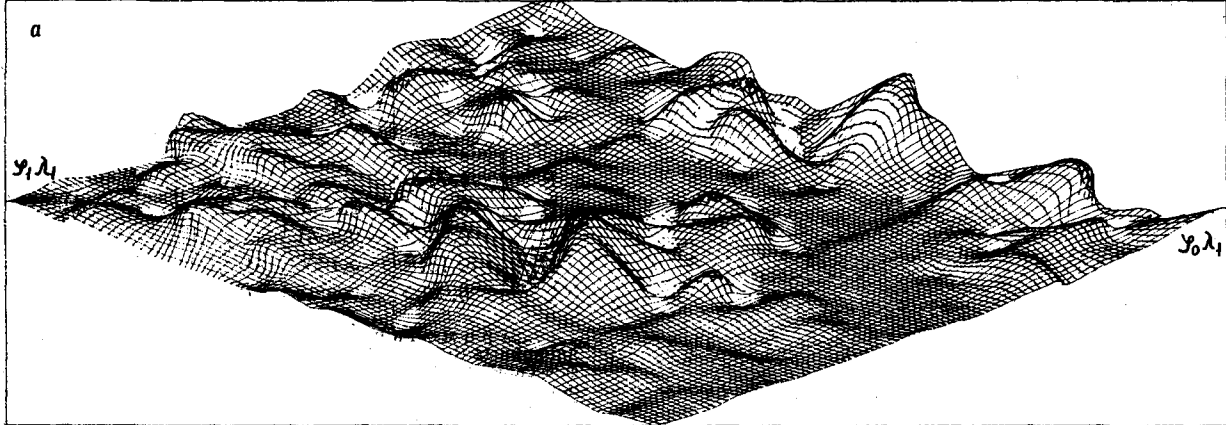


Рис. 2. Поле аномалий Фая (а), Буге (б) и топографического рельефа (в) Сихотэ-Алинского участка.
 $\varphi_1 - \varphi_0 = 600$ км, $\lambda_1 - \lambda_0 = 500$ км.

ной степени может быть объяснена, во-первых, значительным прогревом области гранитизации и, как следствие, определенным «размагничиванием» магнитоактивных масс в кровле батолитов (в приподнятой части рельефа) и, во-вторых, приуроченностью кайнозойских базальтоидов преимущественно к низкогорному рельефу.

Обратная корреляция поверхностной плотности горных пород с аномалиями Буге, рассма-

триваемая в [6] как плотностная инверсия, также является в значительной мере следствием преобразования горных пород в сплошном процессе гранитизации земной коры Ю. Н. Размахнин [12] отмечает, что «...региональный метасоматоз подобно региональному метаморфизму низко-среднетемпературных фаций возник под влиянием мощного теплопотока „сквозьмагматических“ растворов, в понимании

Таблица 3

Корреляционная матрица участка 3

	Р	Ф	Б	П	М	С
Р	1,0000					
Ф	0,6707	1,0000				
Б	-0,9395	-0,4856	1,0000			
П	0,4760	0,2107	-0,4705	1,0000		
М	-0,1511	0,0236	0,2646	-0,1136	1,0000	
С	0,0920	0,0015	-0,1388	0,0015	-0,1178	1,0000

Таблица 4

Корреляционная матрица участка 2 (шаг дискретизации 50 км)

	Р	Б	П	М	С	СВДЗК
Р	1,0000					
Б	-0,9003	1,0000				
П	0,6763	-0,6258	1,0000			
М	-0,2940	0,3113	-0,1753	1,0000		
С	0,0614	-0,1090	0,2021	-0,1526	1,0000	
СВДЗК	0,0391	-0,0057	0,0991	-0,0200	0,0675	1,0000

Д. С. Коржинского. Гранитообразование в этом случае может рассматриваться как следствие, а не причина метаморфизма и метасоматоза». В пользу регионального уплотнения пород в процессе гранитизации свидетельствует и денситометрическая плотность алевролитов юрского и раннемелового возрастов в различных рай-

Таблица 5

Корреляционная матрица участка 3 (шаг дискретизации 50 км)

	Р	Б	П	М	С
Р	1,0000				
Б	-0,9597	1,0000			
П	0,5336	-0,5250	1,0000		
М	-0,1706	0,2892	-0,1625	1,0000	
С	0,1142	-0,1813	0,0133	-0,1496	1,0000

Таблица 6

Корреляционная матрица участка 2а (шаг дискретизации 25 км)

	Р	Б	С	СВДЗК
Р	1,0000			
Б	-0,8254	1,0000		
С	0,1947	-0,1457	1,0000	
СВДЗК	-0,0580	0,1931	0,2256	1,0000

она региона. Для Буреинского массива и Горинской структурно-формационной зоны, где позднемеловая гранитизация либо отсутствует, либо проявлена слабо, плотность алевролитов составляет (в скобках — число образцов) 2,59 г/м³ (586) и 2,58 г/м³ (2371), для Сихотэ-Алинской и Баджало-Тайканской областей интенсивной гранитизации — соответственно 2,62 г/м³ (5276) и 2,63 г/м³ (402).

Корреляционные матрицы (см. табл. 1—3) для трех участков показывают малую связь плотности эпицентров землетрясений с другими геолого-геофизическими параметрами при данных размерах участков, их положении и выбранной площадке осреднения.

Подтверждая в целом выводы, сделанные в [2, 14] с целью выявления степени корреляции от шага дискретизации, т. е. ранга структур, были проведены дополнительные расчеты для участков 2,3 с шагом осреднения исходных данных, равным 50 км (табл. 4, 5). Из таблиц видно, что значения коэффициентов корреляции для всех признаков незначительно увеличились, сохранив при этом знак связи (см. табл. 2—5). Таким образом, получено, что характер корреляционных связей от ранга вовлекаемых в обработку структур зависит слабо.

При анализе более мелких единиц, составляющих участок 2, отмечаются во фрагментах

Таблица 7

Корреляционная матрица участка 2б (шаг дискретизации 25 км)

	Р	Б	С	СВДЗК
Р	1,0000			
Б	-0,8696	1,0000		
С	-0,0872	0,0102	1,0000	
СВДЗК	0,2048	-0,2953	-0,1087	1,0000

Таблица 8

Корреляционная матрица участка 2в (шаг дискретизации 25 км)

	Р	Б	П	С	СВДЗК
Р	1,0000				
Б	-0,6986	1,0000			
П	0,4148	-0,0001	1,0000		
С	0,0383	0,0795	-0,0008	1,0000	
СВДЗК	-0,2715	0,5543	-0,1179	0,2253	1,0000

2а, 2б, 2в прямо противоположные связи СВДЗК с другими параметрами (см. табл. 6—8), указывающие на их различный характер динамического состояния. Слабая связь СВДЗК с сейсмичностью может свидетельствовать о преобладающей роли горизонтальных перемещений для разрядки напряжений в данном регионе, на что указывает и анализ механизмов очагов землетрясений [9].

В целом проведенный анализ указывает на наличие значимых связей при варьировании шага дискретизации и выборе участка для аномалий Буге, Фая, рельефа и поверхностной плотности. Для СВДЗК и сейсмичности наличие связи и ее знак существенно отличаются друг от друга для отдельных районов исследуемого региона.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гзовский М. В. Основы тектонофизики.— М.: Наука, 1975.— 536 с.
2. Глубинное строение. Серия Геология и сейсмичность зоны БАМ.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1984.— 174 с.
3. Дементицкая Р. М. Кора и мантия Земли.— М.: Недра, 1975.— С. 228.
4. Землетрясения в СССР 1962—1984 гг.— М.: Наука, 1984.— 1986.
5. Золотарская С. Б., Уфимцев Г. Ф. Карта СВДЗК Восточной Сибири и Дальнего Востока и ее геолого-геоморфологическая интерпретация // Современное движение земной коры: Тез. докл. VIII Всесоюз. совещания по изучению СВДЗК.— Кишинев: ПШТИИИЦА, 1982.
6. Малышев Ю. Ф., Романовский Н. П. Плотностные инверсии как показатель формирования тектономагматических систем Дальнего Востока // Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона: (По геофизическим данным).— Владивосток, 1980.— С. 21—28.
7. Малышев Ю. Ф. и др. Плотностные неоднородности земной коры юга Дальнего Востока // Районирование геофизических полей и глубинное строение Дальнего Востока.— Владивосток, 1977.— С. 18—29.
8. Павлов Ю. А., Рейнлиб Э. Л. Гравитационные аномалии и гранитоидный магматизм юга Дальнего Востока.— М.: Наука, 1982.— 87 с.
9. Парфенов Л. М., Козьмин Б. М. и др. Тектоническая природа Олекмо-Становой сейсмической зоны // Геотектоника.— 1987.— № 6.— С. 94—108.
10. Программное обеспечение ЭВМ: Пакет прикладных программ статистической обработки медицинской информации.— Минск, 1973.
11. Рейнлиб Э. Л. Современный рельеф, мезозойский гранитоидный магматизм и поле силы тяжести юга Дальнего Востока // Тихоокеан. геология.— 1982.— № 2.— С. 23—30.
12. Розмагнин Ю. Н. О признаках верхнемелового абиссального магматизма Сихотэ-Алиня и его роли в геологии олова // Геология и металлогения Южного Приморья.— Владивосток, 1974.— С. 63. (Тр./Дальневост. политехн. ин-т; Т. 58.)
13. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Сейсмичность.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1985.— 192 с.
14. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Сейсмология и сейсмическое районирование.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1985.— 192 с.

ИТИГ ДВО АН СССР
ПГО Дальгеология
Хабаровск

Поступила в редакцию
29 февраля 1988 г.

УДК 552.11 + 550.93(571.62)

А. Н. Дудник, К. С. Шашкин

К ПРОБЛЕМЕ ОБРАЗОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ ХИНГАНО-БУРЕЙНСКОГО МАССИВА

Новые данные о возрасте гранитоидов, полученные методом термояонной эмиссии по соотношению изотопов свинца в акцессорных цирконах с учетом петрохимии и взаимоотношений фаз и фаций, позволяют пока в значительной мере условно выделить три возрастных рубежа активного гранитообразования в пределах Туранского выступа. Первые два, укладывающиеся в рамки раннего палеозоя, характеризуют становление гранитоидов кивийского и тырмо-буреинского комплексов. Гранитообразование

происходило в условиях последовательной смены процессов изохимического метаморфизма, ультраметаморфизма, метасоматического гранитообразования и внедрения гомогенных магм. Третий возрастной рубеж представляет эпоху эндогенной активизации на рубеже поздней перми и раннего триаса, во время которой в консолидированный фундамент докембрийских образований внедрились дифференцированные гомогенные магмы, образовавшие харьские граниты.

В пределах Туранского выступа Хингано-Буреинского массива в настоящее время выделено пять интрузивных комплексов гранитоидов [4]

(табл. 1). Гранитоиды древнебуреинского комплекса, ассоциирующиеся с гнейсами амурской серии, одни исследователи относят к

Магматические и метаморфические комплексы Бурейского массива

№ п/п	Комплекс	Фаза	Преобладающие породы; условия формирования	Калий-аргоновый абсолютный возраст, млн лет
1	Харинский		Лейкократовые граниты аллохтонные магматические	245—147
2	Алтахтинский		Щелочные граниты, сиениты аллохтонные гибридные	
3а	Тырмо-бурейский	Диканские	Мелкозернистые лейкократовые граниты аллохтонные магматические	495—400
3б		Фаза 3	Лейкократовые граниты аллохтонные магматические	365—225
3в		Фаза 2	Нормальные граниты автохтонные перемещенные	
3г		Фаза 1	Гранодiorиты автохтонные метасоматические	
4а	Кивилийский	Суларинские	Лейкократовые граниты аллохтонные магматические	325—225
4б		Кивилийские	Порфиробластические граниты автохтонные слабоперемещенные метасоматические	604—300
5	Древнебурейский		Гнейсограниты; ультраметаморфизм	
6	Амурская серия		Кристаллические гнейсы и сланцы; изохимический метаморфизм	727—1506

раннему протерозою [2, 9, 10, 12], другие же [3, 16], сопоставляя гнейсы и кристаллические сланцы амурской серии с метаморфитами Становика, считают гранитогнейсы архейскими. Абсолютный возраст гранитогнейсов, определенный К—Аг-методом, составляет 507—177 млн. лет [13]. Наиболее древние цифры возраста метаморфических пород севера Туранского выступа (727 млн лет), полученные К—Аг-методом, позволяют относить их к верхнему протерозою [11]. Следующий комплекс, включающий кивилийские и суларинские граниты, считается раннепалеозойским. Гранитоиды этого комплекса, по данным А. И. Ромашкина [14], прорывают гнейсы и кристаллические сланцы докембрия, рифей-вендские образования и перекрываются осадочными породами среднего девона [18]. Наряду с этим отмечается присутствие в базальных горизонтах венд-кембрийских отложений Мальгинского прогиба гальки гранитов, подобных кивилийским и суларинским гранитам [3]. Определение возраста К—Аг-методом по валовым пробам и отдельным минералам дали цифры: 604—300 млн лет для кивилийских и 325—245 млн лет для суларинских гранитов. К третьему комплексу отнесены наиболее широко распространенные тырмо-бурейские гранитоиды, датированные поздним палеозоем, на том основании, что в бассейне р. Ниман в экзоконтакте с диоритами и мелкозернистыми розовыми гранитами породы девона ороговикованы. Диориты отнесены к первой, а граниты — к третьей,

последней, фазам тырмо-бурейского комплекса [18]. Многочисленные определения возраста тырмо-бурейских гранитоидов К—Аг-методом показали цифры 495, 400, 365—225 млн лет [12]. К позднепалеозойским интрузивным породам относятся также небольшие тела сиенитов и щелочных гранитов, выделенные в самостоятельный алтахтинский комплекс. Пятый — раннетриасовый — комплекс представлен харинскими гранитами, которые до недавнего времени рассматривались как заключительная фаза тырмо-бурейского комплекса. Харинские граниты прорывают все более ранние интрузивные и метаморфические породы и перекрываются осадочными породами позднего триаса [8—10]. Изотопные датировки методом свинец-свинцовой термоионной эмиссии (ТИЭ) по цирконам (табл. 2) не противоречат существующим представлениям о последовательности становления кивилийских, тырмо-бурейских и харинских гранитоидов, но не подтверждают длительного перерыва во времени формирования первых двух комплексов.

Изучение взаимоотношений кивилийских гранитоидов, ранней фазы тырмо-бурейских гранитоидов с гнейсами и кристаллическими сланцами с учетом их петрохимии и данных региональной геологии меняет представление об эволюции палеозойских гранитоидов Туранского блока. Это, по-видимому, свойственно и другим массивам Приамурья, сложенным на 70—90 % гранитоидами и метаморфическими породами.

Изотопное датирование цирконов гранитов и гнейсов

№ п/п	№ образца	Изотопный состав				$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	Возраст, млн лет
		^{204}Pb	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb		
1	K-7-83	0,001	86,56	5,00	8,44	0,0578	520±30
2	K-7-83	0,007	86,36	5,00	8,64	0,0567	480±50
3	K-20-82	0,015	90,64	5,56	3,78	0,0588	560±50
4	K-20-82	0,010	90,80	5,46	3,73	0,0585	550±50
5	K-20-82	0,050	84,38	5,68	9,89	0,0587	550±100
6	K-6-82	0,050	86,40	5,50	8,00	0,0568	445±100
7	K-35-82	0,010	84,23	4,84	10,90	0,0557	440±50
8	K-55-82	0,010	71,57	4,34	24,09	0,0587	555±50
9	K-28-83	0,001	81,97	4,16	13,87	0,0505	220±40
10	K-27-83	0,004	81,75	4,60	13,65	0,0562	460±30
11	D-10-83	0,217	75,79	9,16	14,83	0,8018	1200±100

Примечание. Пробы: 1, 2 — граниты кивилийские, порфири-бластические, ВАМ, лев. берег р. Туун, против устья р. Амган; 3—5 — граниты кивилийские, порфирибластические, р. Тырма, устье кл. Ованджана; 6 — гранит крупнозернистый, порфирированный, 5 км севернее станции Таланджа; 7 — гранит нормальный, крупнозернистый, р. Тырма, 4 км ниже руч. Лакамун; 8 — гранит лейкократовый, среднезернистый, р. Бурей в 12 км выше пос. Бахарево; 9 — гранит лейкократовый, красный крупнозернистый, ВАМ, мост через р. Правая Ульма; 10 — гнейс, станция Федькин ключ; 11 — гнейс, р. Бира близ станции Лондоко. Анализы выполнены на спектрометре МИ 1309, аналитики В. М. Скобелев, Л. М. Степанюк.

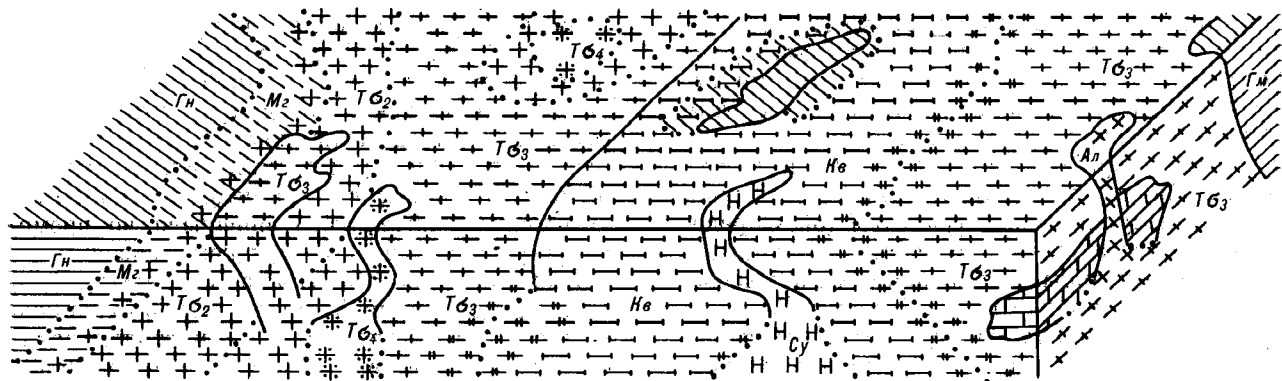
Для изучения абсолютного возраста гранитоидов анализировались валовые пробы акцессорных цирконов. Проба циркона K-20-82 была разделена на две фракции: прозрачные бесцветные кристаллы с четкой огранкой и цирконы медово-желтые со сглаженными гранями. Возраст по обеим фракциям оказался одинаковым. Цирконы, извлеченные из разных гранитов, отличаются морфологически. В лейкократовых красных гранитах (проба K-28-83), которые следует относить к харинскому комплексу, цирконы имеют тонкопризматический габитус кристаллов с удлинением 1: 8 и более. Такая форма кристаллов характерна для цирконов из близповерхностных интрузий [6],

а хорошо развитые грани (101) и угнетенные дипирамидальные формы отвечают высокотемпературным условиям их кристаллизации.

Кристаллы цирконов из кивилийских и тырмо-бурейнских гранитов имеют одинаково хорошо развитые грани (100) и (110) и дипирамидальные формы, что характерно для относительно более низких температур кристаллизации цирконов [19]. Это подтверждается и соответствующими парагенезисами минералов кивилийских и тырмо-бурейнских гранитов [7, 14].

В. А. Рудник, изучая гранитоиды северной части Бурейнского хребта, пришел к выводу, что образование гранитоидов происходило как «...путем интрузии магмы, так и в результате двух разновозрастных и генетически различных видов гранитообразования: ультраметаморфогенного и метасоматического» [15, с. 160]. Подобно большинству исследователей, он считал, что образование метаморфических пород, которые рассматриваются как

продукт регионального метаморфизма, и гранитоидов сильно разорвано во времени, т. е. палеозойские метасоматические процессы накладываются на древние протерозойские или архейские метакорды. Метасоматическая природа кивилийских и ранних фаз тырмо-бурейнских гранитоидов не вызывает сомнения. К этому выводу пришли и другие исследователи [3, 5, 7, 12]. Характер взаимоотношений между гнейсами и кристаллическими сланцами, с одной стороны, и гранитоидами — с другой, с учетом данных по петрохимии, а также результатов анализа методом ТИЭ позволяет представить обобщенную модель становления гранитоидов Туранского выступа (см. рисунок).



1 — метаморфические породы (Гн); 2 — мигматиты (Мг); 3 — кивилийские гранитоиды (Кв); 4 — суларинские граниты (Су); 5 — тырмо-бурейнские нормальные граниты (Тб₁); 6 — тырмо-бурейнские гранодиориты (Тб₂); 7 — тырмо-бурейнские лейкократовые граниты (Тб₃); 8 — алтагинские щелочные породы (Ал); 9 — характер взаимоотношений: а — резкий, б — постепенный.

Схема соотношения генетических типов раннепалеозойских гранитоидов и метаморфических пород.

1 — метаморфические породы (Гн); 2 — мигматиты (Мг); 3 — кивилийские гранитоиды (Кв); 4 — суларинские граниты (Су); 5 — тырмо-бурейнские нормальные граниты (Тб₁); 6 — тырмо-бурейнские гранодиориты (Тб₂); 7 — тырмо-бурейнские лейкократовые граниты (Тб₃); 8 — алтагинские щелочные породы (Ал); 9 — характер взаимоотношений: а — резкий, б — постепенный.

Петрохимия гранитоидов Хингано-Буреинского массива, мас. %

Номер комплекс- са	Колече- ство ана- лизов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	f	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	32	75,62	0,13	13,05	0,52	0,98	0,33	0,27	0,79	3,68	4,51
3	61	73,18	0,25	13,92	0,60	1,27	0,47	0,60	1,63	3,62	4,23
3а	14	75,26	0,16	13,10	0,52	0,79	0,66	0,39	0,96	3,51	4,82
3б	15	74,76	0,15	13,40	0,53	0,85	0,62	0,43	1,31	3,57	4,33
3в	32	71,53	0,33	14,53	0,66	1,68	0,39	0,77	2,07	3,68	3,93
4	34	72,65	0,33	13,86	0,86	1,65	0,52	0,50	1,31	3,19	4,84
4а	11	73,08	0,28	14,22	0,67	1,44	0,46	0,46	1,19	3,04	5,11
4б	23	72,44	0,35	13,68	0,95	1,75	0,54	0,52	1,37	3,26	4,71
5	15	71,38	0,37	14,08	0,59	2,22	0,27	0,62	1,84	3,20	4,59
6*	148	59,85	1,05	14,26	1,18	5,11	—	3,57	5,26	2,37	2,76

П р и м е ч а н и е. Номера 1—6 соответствуют номерам комплексов в табл. 1; номерами без буквенного индекса обозначены средние анализы по всему комплексу; $f = Fe_2O_3/O_2$; 6* — по [13].

Собственно кивилийские граниты образовались в результате метасоматических преобразований субстрата, сложенного гнейсами и кристаллическими сланцами, и представляют собой по существу порфиробластические гранитоиды с порфиробластами калиевого полевого шпата различной степени идиоморфизма. Кремнекалийевый метасоматоз, следующий непосредственно за метаморфизмом, который был изохимическим, обусловил массовый рост порфиробластов калиевого полевого шпата и способствовал обогащению пород кремнием и щелочами (табл. 3). При этом сохранилась текстура метаморфических пород, т. е. возникали теневые текстуры. Первоначальная неоднородность пород как бы просвечивает как в кивилийских, так и в тырмо-буреинских гранитоидах. Резкие интрузивные контакты суларинских и поздних фаз тырмо-буреинских гранитоидов и их фацциальная устойчивость являются уже следствием формирования гомогенных магм, возникших на заключительной стадии «метагранитообразования» и способных к активному перемещению с образованием аллохтонных интрузий. Такие интрузии можно рассматривать как производные глубинных очагов кивилийского и тырмо-буреинского этапов гранитообразования. Кристаллизация цирконов в процессах гранитообразования произошла на ранних стадиях, поэтому изотопные отношения свинца фиксируют именно раннепалеозойский возраст (см. табл. 2, обр. К-55-82). Постоянное поступление в систему флюида, который, по-видимому, был существенно водным, способствовало образованию крупно- и гигантопорфировых структур и замедляло полную кристаллизацию гомогенных магм. В этом процессе не только привносились кремний и щелочи, но происходило и удаление из системы железа, магния и кальция, т. е. происходила, вероятно, встречная миграция: первых во-

внутри системы, вторых — во внешние метаморфические породы [1] (см. табл. 1). Щелочные породы алтагтинского комплекса, возможно, образовались в результате «гранитизации» основных и карбонатных пород, входящих в состав метаморфических комплексов [4].

На границе перми и триаса в связи с новым импульсом эндогенной активности сформировались магмы, образовавшие массивы харинских гранитов, которые получили, вероятно, более широкое развитие в пределах Туранского выступа, нежели

это принято считать. Кристаллизация относительно более горячих «харинских» магм в гиллабиссальных условиях способствовала образованию тонкопризматических кристаллов циркона, а высокая степень окисленности железа обеспечила розовый, кирпично-красный цвет харинских гранитов. Гранитоиды, прорывающие девонские отложения, представляют, по-видимому, фазы харинского комплекса. Они не несут на себе следов метасоматических преобразований.

Таким образом, становление кивилийских и тырмо-буреинских гранитоидов было растянуто во времени с двумя максимумами эндогенной (флюидной) активности, но не выходило за рамки раннего палеозоя. Рассматривая материалы по региональной геологии, легко заметить, что геократические эпохи в пределах Приамурья (Амурского геоблока), которые одновременно явились и эпохами эндогенной активности, обусловившей метаморфизм и гранитообразование, приходились на ранний — средний рифей (R_{1-2}), ранний палеозой ($e_2^2 - O$) и границу перми и триаса. Они чередовались с талассократическими эпохами, характеризовавшимися ослаблением эндогенной активности, но не полным ее затуханием. Образование кивилийских и тырмо-буреинских гранитоидов могло происходить, по данным региональной геологии, в интервале средний-поздний кембрий — ордовик и начало силура (550—450 млн лет), что и соответствует полученным цифрам абсолютного возраста. Метод ТИЭ не самый совершенный из существующих изотопных методов, но в рамках допустимости ± 50 млн лет можно говорить об этапах эндогенной активности в период 550 ± 50 млн лет. События с возрастом 500 млн лет, определенные уран-свинцовым изохронным методом, отмечены как эпоха эндогенной активности и для Восточного Забайкалья (Аргунский массив) [17]. Поэтому

раннепалеозойский магматизм Туранского выступа можно рассматривать как магматизм единой эпохи гранитообразования всего Амурского геоблока. Формирование харинских гранитов было сравнительно кратковременным. Так, например, на юге Хингано-Буреинского массива (на территории Китая) и в Южном Приморье широко распространены гранитоиды, приуроченные к рубежу перми и триаса. Все они определены аллохтонные и образовались в результате кристаллизации гомогенных магм.

Доказательства архейского возраста гнейсов и кристаллических сланцев, как и связанных

с ними гранитогнейсов и анатектоидных пород, отсутствуют. Определения возраста по циркону гнейсов дали две цифры — 460 и 1200 млн лет.

Первая получена для гнейсов северной части Туранского выступа, где они ассоциируются с тырмо-буреинскими гранитами и наблюдаются явления, связанные с гранитизацией и метасоматозом. Гнейсы на юге выступа в бассейне р. Биры (вторая цифра) не претерпели эндогенных преобразований, и абсолютная датировка, по-видимому, отражает возраст кристаллизации цирконов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Амшинский Н. Н. Вертикальная петрохимическая зональность гранитоидных плутонов.— Новосибирск: Наука, 1973.
2. Бевзенко П. Е. Магматизм и металлогения Буреинского рудного района // Материалы I Всесоюз. конф. по геол. и металлог. Тихоокеан. рудного пояса.— Владивосток, 1960.
3. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области: Объяснительная записка.— Хабаровск, 1983.
4. Граменицкий Е. Н., Тарарин И. А. О происхождении щелочных горных пород среднего течения Буреи // Сообщ. ДВФ СО АН СССР.— 1963.— Вып. 20.
5. История геологического развития и магматизма Малого Хингана // Тр./ВСЕГЕИ.— 1961.— Т. 55.
6. Ляхович В. В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза.— М.: Недра, 1979.
7. Недашковский П. Г. Петрохимические типы и рудоносность гранитоидов Дальнего Востока.— М.: Наука, 1980.
8. Пугинцев В. К., Ильинский Г. А. Верхнепалеозойские и нижнемезозойские гранитоиды северо-восточной окраины Буреинского массива // Тр./ВСЕГЕИ. Нов. сер.— 1963.— Т. 81.
9. Пугинцев В. К., Соколов Р. И. и др. Основные черты магматизма южной части Дальнего Востока СССР // Магматические комплексы Дальнего Востока.— Владивосток, 1971.
10. Пугинцев В. К., Брагинский С. М. и др. Схема расчленения магматических образований Буреинского массива // Там же.
11. Решения третьего межведомственного регионально-го совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока.— Владивосток, 1978; Магадан, 1982.
12. Ромашкин А. И. К вопросу о генезисе гранитоидов юга Малого Хингана // Магматические и метаморфические комплексы Дальнего Востока СССР.— Хабаровск, 1967.
13. Ромашкин А. И. Петрография и геохимия метаморфических пород амурской серии Буреинского массива: Автореф... канд. дис.— Владивосток, 1974.
14. Ромашкин А. И. Магматизм и процессы гранитизации в метаморфических породах амурской серии (Буреинский массив) // Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока.— Владивосток, 1975.
15. Рудник В. А. Гранитообразование и формирование земной коры в докембрии.— Л.: Недра, 1975.
16. Смирнов А. М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963.
17. Тугаринов А. И., Бибикова Е. В. и др. Эпохи магматизма Восточного Забайкалья по данным Pb/Ug-метода датирования // Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса.— М.: Наука, 1980.
18. Чайников В. И., Бевзенко П. Е. О возрасте гранитоидов Буреинского массива // Сообщ. ДВФ АН СССР.— 1959.— Вып. 10.
19. Pupin J., Turco G. Le zircon accessoire en geothermometrie // C. R. Acad sci.— 1972.— D 274, N 15.— P. 2121—2124.

ДВГИ ДВО АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
4 января 1987 г.

УДК 551.7.02

В. И. Гилев

ОБРАТНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ КАК КРИТЕРИЙ СОПОСТАВИМОСТИ РАЗРЕЗОВ

Предлагается прием для оценки коррелируемости разрезов, названный обратной корреляцией. Его эффективность в комплексе с методами и приемами

При решении задач стратиграфической корреляции, как правило, не ставят вопрос о существовании решения: оно предполагается существ-

конструктивной стратиграфии проиллюстрирована на региональных примерах.

вующим. Нет ограничений на объем исходного материала: достаточно имеющегося или необходимого еще? Все трудности при сопоставлении

по тем или иным признакам пытаются устранить, сопоставляя по новым дополнительным данным.

Представляется полезным иметь критерий, на основании которого корреляция тех или иных разрезов может быть признана неосуществимой.

Стратиграфия кайнозоя Амуро-Зейской депрессии разработана давно и довольно подробно. Однако при отсутствии первичного палеонтологического обоснования можно сомневаться в ее достоверности. В последней, наиболее полной, работе по расчленению и корреляции рыхлых отложений депрессии [4] многочисленными результатами анализов — минералогических, геохимических, спорово-пыльцевых, термических — авторы пытались однозначно охарактеризовать свиты, выделенные предыдущими исследователями. Итоги трудно назвать удовлетворительными. Примеры корреляции приведены отдельно по каждому виду анализов и в основном по различным разрезам, что не позволяет сравнить результаты. Немногие общие разрезы, встретившиеся в примерах, показывают несоответствие расчленения по данным различных анализов. Предыдущие исследователи [2, 3, 7] для выделения свит имели меньше и материалов, и аргументов, но результат их работы уже не подвергается сомнению, тем более, что выделенные подразделения закреплены в унифицированной схеме.

В том случае, когда построение первичной палеонтологической схемы неосуществимо, возможно следующее. Во-первых, необходимо использовать непалеонтологические данные в едином комплексе, пытаюсь среди них найти руководящие признаки, как это делается в зональной биостратиграфии. Для такого пути мы располагаем уже разработанными алгоритмическими методами конструктивной стратиграфии [5, 6]. Во-вторых, надо быть готовым к тому, что задача корреляции может оказаться неразрешимой, не иметь решения.

Рассмотрим подробно меридиональный профиль Притуранского участка Амуро-Зейской депрессии. По шести скважинам профиля проведен наиболее полный комплекс исследований ядерного материала. Данные литологического описания, результаты минералогического, спектрального и спорово-пыльцевого анализов классифицированы и сведены в единый массив признаков. По алгоритмам стратиграфической корреляции [6] из этих признаков строились стратифицирующие последовательности, по наилучшей из них проводилась корреляция. Однако алгоритмические результаты так же, как результаты традиционной корреляции, оставляют неудовлетворенность. Линии корреляции не отвечают условию сохранения мощности выделяемых подразделений, равно как и идее пер-

спективных преобразований Т. Б. Хейтса [8]. Возможно, это объясняется резкой фациальной изменчивостью озерно-аллювиальных отложений, которыми представлен кайнозой впадины, сравнительно небольшой их мощностью (150—200 м) при расстояниях в несколько километров между скважинами. Не исключено и иное объяснение.

Если разрезы некоррелируемы, т. е. представляют собой разные части стратиграфической колонки или единую, но нерасчлененную часть разреза, а также если качество материала таково, что признаки совершенно не отражают сложной структуры, то не должно быть принципиальной разницы в том, как вводятся разрезы в обработку — все описаны одинаково (снизу вверх, например) или некоторые из них перевернуты (описаны сверху вниз). Наоборот, в случае, когда разрезы хорошо коррелируются, переворачивание некоторых (или одного) разрезов существенно меняет результат.

Такое переворачивание разреза с последующей корреляцией его с другими может служить критерием сопоставимости разрезов, их коррелируемости. Назовем этот прием обратной корреляцией и проиллюстрируем его как на хорошо изученных и хорошо коррелируемых, так и на хорошо изученных, но плохо коррелируемых разрезах.

Первый пример: миоценовые разрезы Усть-Камчатского района, описанные Ю. С. Салиным. На рис. 1, а приведена корреляция разрезов по речке Горбуше (I) и ручью Бурному (II). Разрезы хорошо коррелируются (шкала из четырнадцати признаков), выделенные подразделения сохраняют на всем протяжении литологический состав. На рис. 1, б показана обратная корреляция этих же разрезов (разрез II введен в обратном порядке). Прежде всего, отмечается резкое снижение детальности расчленения и корреляции. Трудно объяснимая картина корреляции, отсутствие каких-либо соответствий литологического состава выделенных «подразделений» свидетельствуют о случайном характере полученной стратифицирующей последовательности из четырех признаков. Второй пример: самые близкие из наиболее хорошо опробованных разрезов скважины № 3 и № 110 Притуранского участка. Для большей надежности выводов используем два метода корреляции: по признакам и по границам распространения признаков [6], тем более, что мощность разрезов невелика и, следовательно, стратифицирующие последовательности будут короткие. На рис. 2, а изображена корреляция скважин № 3 и № 110. Сплошной чертой показана линия корреляции, проведенная на основании стратифицирующей последовательности из двух признаков. Пределы их распро-

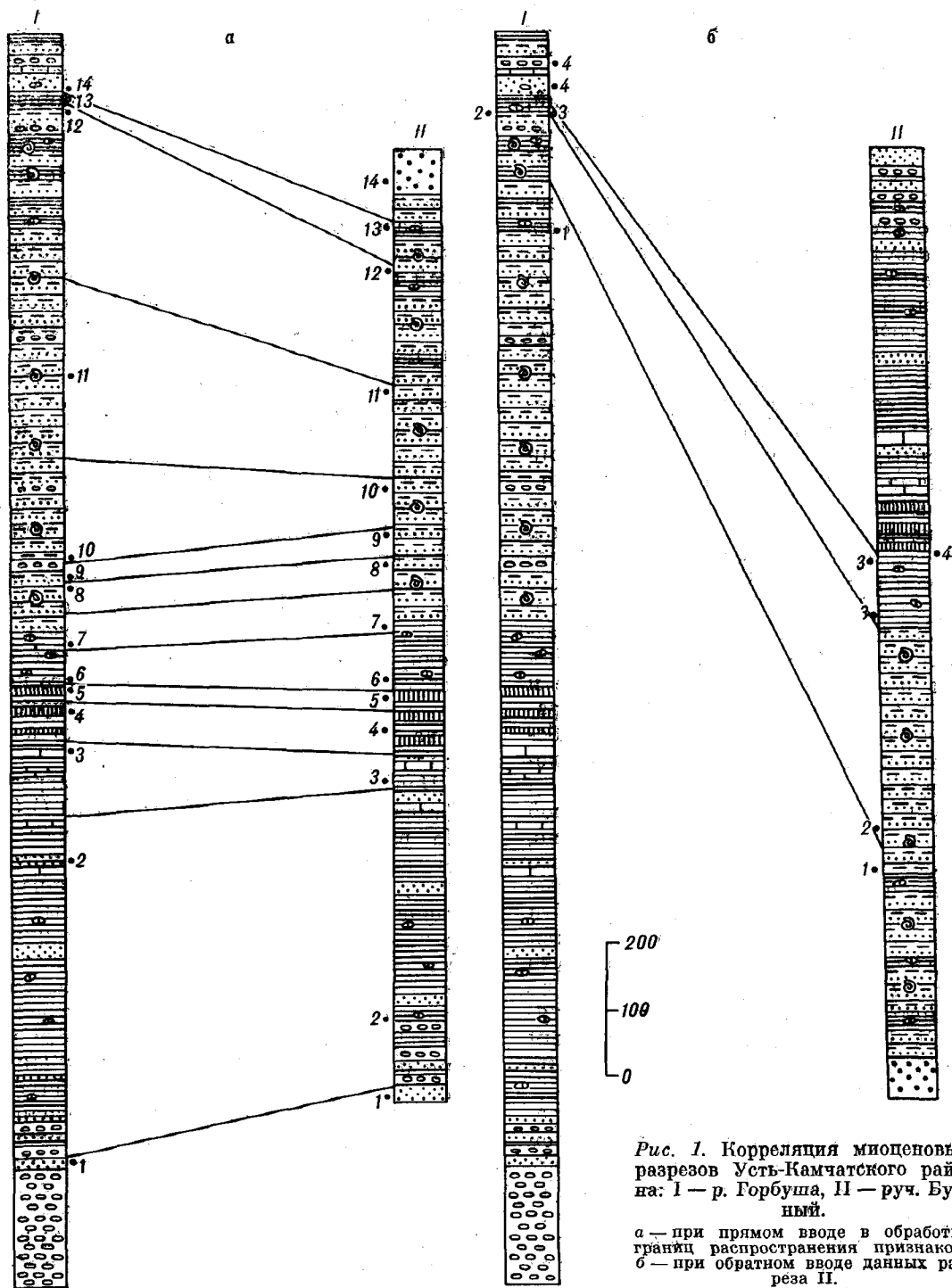


Рис. 1. Корреляция миоценовых разрезов Усть-Камчатского района: I — р. Горбуша, II — руч. Бурный.

а — при прямом вводе в обработку границ распространения признаков;
б — при обратном вводе данных разреза II.

стратификация отмечены арабскими цифрами. Штрихом проведены линии корреляции в соответствии с стратифицирующей последовательностью границ (четырёх) распространения признаков в разрезах. Результаты корреляции этими двумя методами не совпадают.

На рис. 2, б аналогично вышеописанному приведены результаты обратной корреляции

(перевернута скважина № 110). Последовательность залегания, установленная по границам (четырем) распространения признаков, вполне согласуется с результатом корреляции по признакам (трем), что, казалось бы, указывает на большую достоверность корреляции, показанной на рис. 2, б, по сравнению с такой на рис. 2, а, если предположить опрокинутое за-

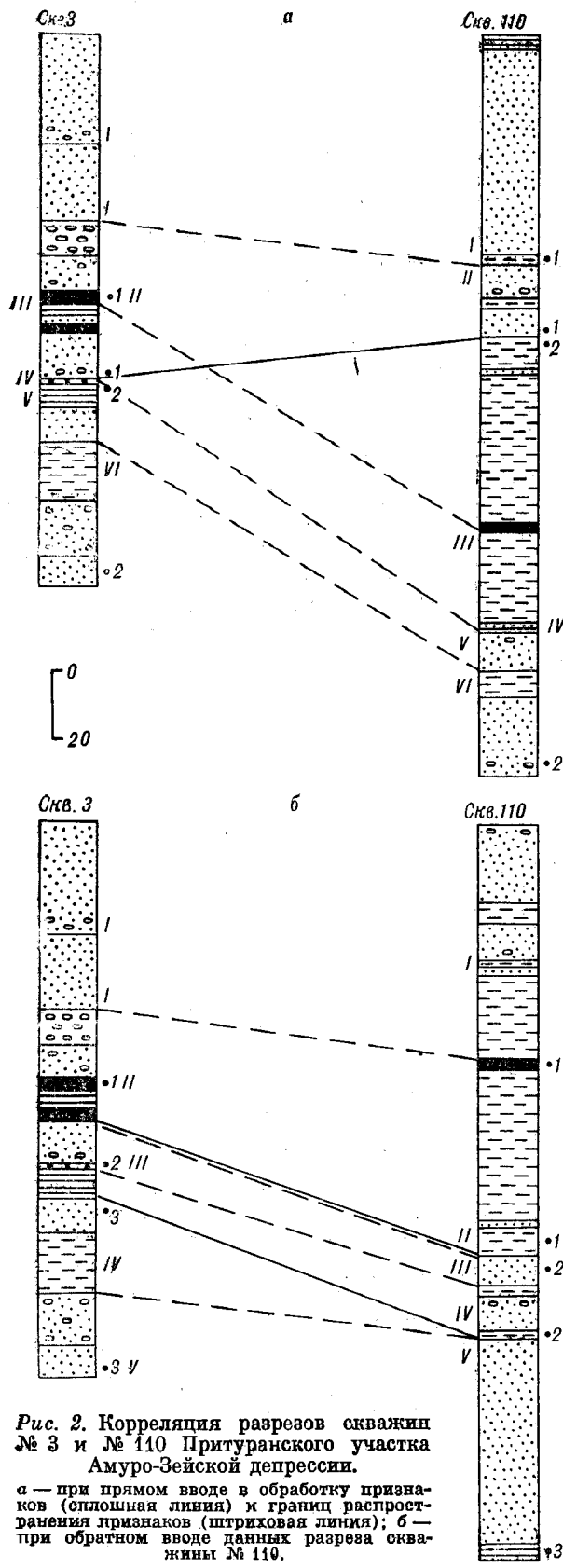


Рис. 2. Корреляция разрезов скважин № 3 и № 110 Притуранского участка Амура-Зейской депрессии.
 а — при прямом вводе в обработку признаков (сплошная линия) и границ распространения признаков (штриховая линия); б — при обратном вводе данных разреза скважины № 110.

легание слоев в скважине № 110. Но поскольку такое предположение неправдоподобно, то следует заключить, что скважины № 3 и № 110 некоррелируемы. Некоррелируемость разрезов подчеркивается и несовпадением корреляций по признакам и по границам признаков (см. рис. 2, а). Для усть-камчатских и других хорошо коррелируемых разрезов корреляция по признакам и по границам всегда дает одинаковый результат.

Прием обратной корреляции может быть использован в комплексе с предложенным Ю. С. Салиным коэффициентом коррелируемости разрезов K , представляющим собой частное от деления количества непересечений признаков на сумму количеств пересечений и непересечений. Коэффициент $K = 0$ практически не реализуется. Два разреза, в которых реальная последовательность признаков заменена последовательностью случайных чисел, должны иметь коэффициент $K = 0,5$. Превышение коэффициента над случайным является показателем осуществимости корреляции. Это хорошо подтверждается на уверенно коррелируемых разрезах Усть-Камчатского района. Однако если для любых двух разрезов смысл коэффициента достаточно очевиден, то уже при наличии трех разрезов ситуация осложняется, поскольку коэффициент уменьшается.

Обратная корреляция позволяет внести ясность. Если разрез не коррелируется с другими, то его введение в прямом и обратном порядке одинаково влияет на K . Если же разрез коррелируем с другими, то уменьшение K должно быть резко различным в зависимости от порядка ввода.

Проиллюстрируем прием на примере трех скважин (УК-1, П-38, УК-4) Угловой площади Хатырской впадины, где в 1981 г. была получена нефть [1]. В отличие от немых континентальных отложений Амура-Зейской депрессии породы Угловой площади содержат микрофауну, кроме того, здесь были широко использованы диаграммы геофизического исследования скважин. Сложность корреляции разрезов Угловой площади определяется рядом причин. Возрастной диапазон фораминифер, выделенных из керна скважин, как правило, превышает мощность вскрытых отложений. Литологический состав не выдержан по площади, хотя и не отличается разнообразием. Материалы сейсмопрофилирования в этой части Хатырской впадины мало информативны, здесь существуют линейные зоны потери отражений (разломы?), разобщающие практически все скважины. В результате всего этого корреляция разрезов традиционными методами здесь не осуществлена. Не удалось сопоставить скважины и алгоритмическими методами конструктивной стратиграфии.

Скважины УК-1 и П-38, расположенные на расстоянии 30 м друг от друга, хорошо коррелируются: $K = 0,8378$. Скважина УК-4 находится на расстоянии 2 км от первых двух и, при сложности геологического строения данного района, коррелируемость ее с УК-1 и П-38 неочевидна. При вводе в обработку УК-4 в прямом порядке $K = 0,6770$, при вводе УК-4 в обратном порядке $K = 0,5305$. Следует вывод, что скважина УК-4 коррелируется с УК-1 и П-38.

Следовательно, метод обратной корреляции позволяет оценить коррелируемость пары разрезов путем непосредственного сравнения с корреляцией их в нормальном положении. В случае присоединения к паре хорошо коррелируемых разрезов третьего и последующих обратная корреляция через изменение коэффициента коррелируемости позволит сделать заключение о наличии или отсутствии корреляционной связи вновь вводимого разреза с ранее скоррелированными.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агапитов Д. И., Иванов В. В. и др. Новые данные о нефтегазоносности Южной Чукотки // Геология и геофизика.— 1983.— № 10.
2. Бурилина Л. В. Литологическая характеристика и условия образования кайнозойских отложений Амуро-Зейской депрессии.— М.: Наука, 1970.
3. Венус В. Г. Опыт минералогической корреляции рыхлых мезо-кайнозойских отложений Амуро-Зейской депрессии // Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и геогр.— 1964.— Вып. 1.— № 6.

4. Расчленение и корреляция осадочных толщ.— М.: Наука, 1978.
5. Салин Ю. С. Конструктивная стратиграфия.— М.: Наука, 1979.
6. Салин Ю. С. Стратиграфическая корреляция.— М.: Недра, 1983.
7. Чежеков Ю. Ф., Сей И. И. и др. Стратиграфия рыхлых отложений Амуро-Зейской депрессии // Сов. геология.— 1960.— № 2.
8. Haites T. B. Perspective correlation // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.— 1963.— V. 47, N 4.

ИТыГ ДВО АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
4 января 1988 г.

УДК 620.179.16 : 550

В. И. Аршипов

К ВОПРОСУ ОБ УЛЬТРАЗВУКОВОМ ИЗУЧЕНИИ ОБРАЗЦОВ ГОРНЫХ ПОРОД

Приведены результаты исследований по оценке возможностей метода ультразвукового лазерного зондирования образцов на примере некоторых горных

пород Дальнего Востока. Показана эффективность метода для оценки однородности, состава и анизотропии упругих свойств горных пород.

В последнее время для петрофизических исследований образцов горных пород привлекается метод ультразвукового лазерного зондирования [3]. В работе [4] приведены результаты применения этого метода при изучении тонкой структуры коллекторов нефти и газа. Повышение эффективности метода связывается в первую очередь с повышением разрешающей способности, а также достоверности результата измерений скорости распространения упругих волн. В то же время регистрация ультразвуковых импульсов в работах [3, 4] производилась модифицированным контактным способом, который обладает такими существенными недостатками, как низкая воспроизводимость и точность результата измерения скорости [5]. Дальнейшее развитие метода ультразвукового лазерного зондирования связано с бесконтактным способом регистрации ультразвуковых импульсов в твердых средах, основанного на применении

стабилизированных двухлучевых лазерных интерферометров, работающих в режиме сверхмалых акустических колебаний [6].

Объединение лазерных способов возбуждения и регистрации ультразвуковых импульсов в силу таких свойств, как бесконтактность, точность (локальность), широкополосность и достаточная чувствительность, позволяют реализовать установку, обладающую высокими метрологическими характеристиками [2].

Целью данной работы является оценка некоторых возможностей метода ультразвукового лазерного зондирования при исследовании образцов горных пород.

Методика исследований заключалась в том, что с помощью светового импульса лазера типа ОГМ-20 в образце горной породы возбуждался короткий упругий импульс продольной волны (длительность импульса около $3 \cdot 10^{-8}$ с). Образцы имели кубическую форму с размерами

$10 \times 10 \times 10 \text{ мм}^3$. Упругий импульс регистрировался соосно на противоположной стороне образца двухлучевым лазерным интерферометром. Зона возбуждения и регистрации имела диаметр не более $5 \cdot 10^{-4}$ м. Диапазон регистрируемых частот установки составлял $(0,2 \div 50)$ МГц, порог чувствительности по смещению около $1 \cdot 10^{-14}$ м/Гц^{1/2}. Временная форма импульсов регистрировалась с помощью осциллографа типа С8-12. Для определения значения скорости упругих волн измерялся временной интервал между возбуждающим световым импульсом и первым вступлением упругого импульса продольной волны. Относительная погрешность измерения скорости продольной волны на базе $2 \cdot 10^{-2}$ м не превышала $2 \cdot 10^{-4}$.

Одним из существенных достоинств метода ультразвукового лазерного зондирования, позволяющего определить степень однородности образцов горных пород, является способность проводить измерения скорости упругих волн локально, т. е. практически вдоль линии, соединяющей точки приема и возбуждения (точечное бесконтактное возбуждение и прием ультразвуковых волн). Исследованию подвергались образцы пород Дальневосточного региона различного генезиса: вулканогенные, осадочные, метаморфические и интрузивные породы.

В качестве иллюстрации свойства локальности метода на рис. 1 приведены временные формы упругого импульса продольной волны, полученные в трех различных точках образца из андезита. Расстояние между точками составляло $5 \cdot 10^{-3}$ м. Скорости продольных волн соответственно приняли значения: $C_A = 6310$, $C_B = 6070$, $C_B = 5900$ м/с. Следует отметить также существенные отличия и во временной форме упругих импульсов как в длительности импульса первого вступления ($\tau_A = 6 \cdot 10^{-8}$, $\tau_B = 8 \cdot 10^{-8}$, $\tau_B = 2,2 \cdot 10^{-7}$ с), так и в поведении «хвоста».

Особый интерес представляют результаты по измерению скорости продольных волн, полученные на граните. Зондирование образца было проведено равномерно по площади образца в 50-ти точках. Статистическая обработка результатов наблюдений показала, что для данной горной породы характерны три значения скорости распространения продольных ультразвуковых волн: $C_1 = (5620 \pm 40)$, $C_2 = (5850 \pm 30)$, $C_3 = (6210 \pm 80)$ м/с, причем вероятность реализации того или иного значения скорости составила соответственно $P_1 = 0,32$, $P_2 = 0,30$, $P_3 = 0,38$. Можно предположить, что различие в значении скорости получено за счет преобладающего влияния на нее того или иного порообразующего минерала.

На рис. 2 показаны типичные временные формы упругих импульсов для различных гор-

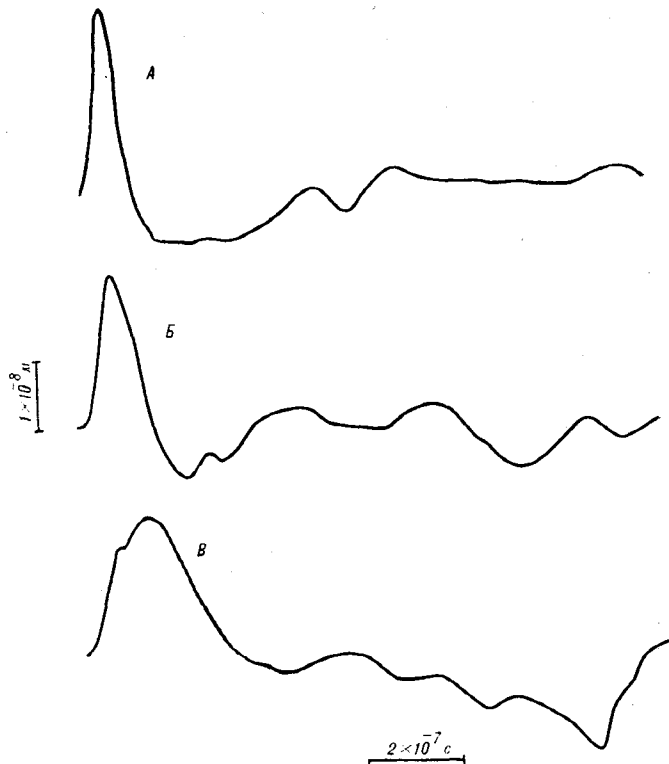


Рис. 1. Временные формы импульсов продольной волны в андезите, полученные в точках А, В и В.

ных пород. Обращает на себя внимание, что наиболее короткий упругий импульс наблюдается в яшме, имеющей криптозернистое строение. Аналогичную временную форму имеют упругие импульсы в мелкодисперсных сплавах металлов [1], в которых временная форма упругого импульса повторяет форму светового импульса. Из данных горных пород наибольшее изменение формы упругого импульса наблюдается в граните, имеющем мелкозернистое строение со средним размером зерна около $5 \cdot 10^{-4}$ м. Физическое изменение формы упругого импульса происходит за счет проявления дисперсии скорости звука в горных породах, в которых размер структурной составляющей соизмерим с длиной ультразвуковой волны, содержащейся в спектре возбуждаемого упругого импульса.

В табл. 1 приведены результаты измерения скорости продольных ультразвуковых волн и длительность по полувысоте упругого импульса первого вступления в некоторых образцах горных пород. Результаты измерений получены при температуре $t = (20 \pm 2)^\circ \text{C}$.

Из полученных экспериментальных данных следует, что наиболее однородный по объему состав имели исследованные образцы волластонитового скарна, яшмы, а также вулканического стекла и липарита. Разброс от среднего в значении скорости, полученный для гранита и

Скорость продольных волн и длительность упругого импульса в горных породах

Наименование породы	Среднее значение скорости \bar{C} , м/с	Разброс от среднего ΔC , м/с	Длительность импульса $\tau_{0,5} \cdot 10^3$, с
Гранит	5910	± 230	180
Вулканическое стекло	5790	± 30	70
Волластанитовый скарн	6980	± 10	40
Андезит	6000	± 130	120
Яшма	6080	± 10	30
Липарит	5960	± 30	50
Габбро	6950	± 70	80

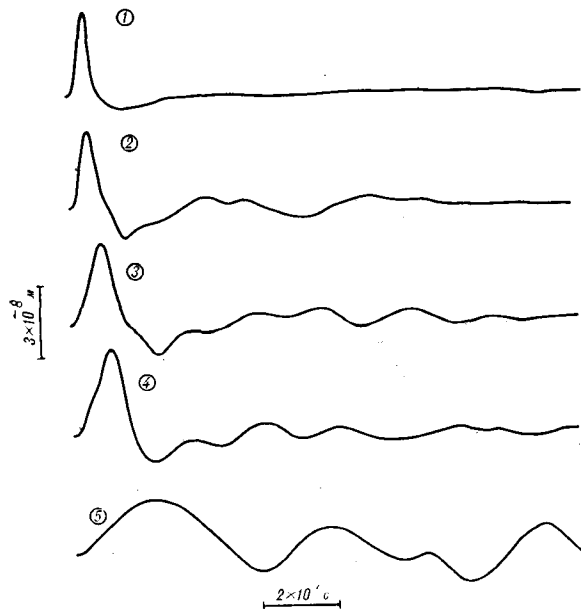


Рис. 2. Типичные временные формы импульсов продольной волны в некоторых породах:

1 — яшма; 2 — вулканическое стекло; 3 — липарит; 4 — габбро; 5 — гранит.

андезита, указывает на большую неоднородность в макрообъеме как по составу, так и по структуре.

Для другой партии образцов горных пород были проведены исследования по анизотропии скорости продольных волн. Размер образцов составлял $20 \times 20 \times 20$ мм³.

В табл. 2 представлены результаты по измерению среднего значения скорости продольных волн в горных породах в трех взаимно перпендикулярных направлениях C_1 , C_2 , C_3 .

Из исследованных горных пород анизотропия по скорости продольных волн проявилась в биотитовом и лейкократовом гранитах, окварцованном фельзите, что отражает, по-видимому, условия образования данных горных пород.

Таким образом, метод ультразвукового лазерного зондирования можно успешно применить при петрофизических исследованиях горных пород для определения степени однород-

ности, нахождения связи между скоростью продольных волн и минералогическим составом пород, анизотропии упругих свойств. В данном виде метод может также применяться для аттестации стандартных образцов горных пород по скорости продольных волн, которые используются для настройки и проверки геофизической аппаратуры.

Таблица 2

Анизотропия скорости продольных волн в образцах горных пород

Наименование породы	Среднее значение скорости, м/с		
	C_1	C_2	C_3
Туф липарита	6500 \pm 40	6620 \pm 40	6510 \pm 40
Биотитовый гранит	4000 \pm 100	4750 \pm 100	4900 \pm 100
Песчаник	5760 \pm 40	5870 \pm 40	5820 \pm 40
Окварцованный фельзит	5390 \pm 50	5310 \pm 50	5480 \pm 50
Лавобрекция липарита	5680 \pm 40	5730 \pm 40	5690 \pm 40
Мраморизованный известняк	6310 \pm 40	6000 \pm 40	6420 \pm 40
Метасоматит	5970 \pm 40	6070 \pm 40	6010 \pm 40
Лейкократовый гранит	4920 \pm 80	5210 \pm 80	4890 \pm 80

ЛИТЕРАТУРА

- Архипов В. И., Бондаренко А. Н., Кондратьев А. И. Исследование возбуждения упругих импульсов лазерным излучением в металлах // Акуст. журн.— 1982.— Т. 28, № 3.
- Архипов В. И., Бондаренко А. Н. и др. Образцовая лазерная установка для аттестации акустических мер по скорости ультразвука // Измер. техника.— 1984.— № 2.
- Виноградов Ф. В., Ищенко В. И. и др. Установка для моделирования и изучения акустических и нелинейных эффектов // Вопросы нелинейной геофизики.— М.: ОНТИ ВНИИЯГ, 1981.

- Виноградов Ф. В., Ищенко В. И. и др. О возможности применения ультразвукового лазерного сканирования зерна для изучения коллекторов // Изв. вузов. Геол. и разв.— 1985.— № 7.
- Ермолов И. Н. Теория и практика ультразвукового контроля.— М.: Машиностроение, 1981.
- Троценко В. П. Разработка и исследование оптических методов и средств измерения малых акустических сигналов на основе стабильных газовых лазеров: Автореф. канд. дис. ... — Л.: ЛЭТИ, 1980.

О ПЛАТИНОНОСНОМ МАССИВЕ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Приводится геолого-петрографическое описание концентрически-зонального массива дунит-клинопироксенит-габбровой формации. Рассмотрены петро-

геохимические особенности и металлогеническая специализация слагающих его пород.

Россыпные и рудные проявления платиноидов до последнего времени были известны на Дальнем Востоке только в связи с концентрически-зональными интрузиями, расположенными в пределах Сибирской платформы. В последние годы они выявлены также в пределах одного из ультраосновных массивов Амура-Охотской геосинклинали-складчатой системы.

Рассматриваемый массив вмещают верхнедевонские терригенно-кремнистые отложения, смятые в складки северо-восточного простирания. Западный и восточный контакты массива имеют умеренно крутое (70 и 50°) встречное падение, согласное со слоистостью вмещающих толщ. Северный контакт массива круто погружается в южных румбах. Магматическая полочатость в южной части массива под углом 80° погружается в северном направлении. Таким образом, в целом намечается воронкообразная форма массива.

В плане (рис. 1) это изометричное тело концентрически-зонального строения, площадью $12,4 \text{ км}^2$. Его центральная часть сложена дунитами, которые последовательно окаймлены узкой прерывистой зоной перидотитов, мощной кольцевой интрузией пироксенитов и внешним прерывистым кольцом габбро, диоритов, монцодиоритов. На современном эрозионном срезе соотношение площадей дунитов, пироксенитов и габбро-диоритов составляет $0,35 : 0,6 : 0,05$. Дунитовое ядро овальной формы ($1,9 \times 3 \text{ км}$) вытянуто в северо-восточном направлении согласно простиранию основных тектонических структур. Центральная его часть сложена средне- и крупнозернистыми дунитами с порфиридовидными обособлениями гранулированного оливина размером $0,4-1 \text{ см}$. Это анхимономинеральные породы, состоящие из оливина с $10-11\%$ Ca (табл. 1). Они содержат рассеянную вкрапленность и относительно многочисленные ($1,5-3\%$) шпильки, линзы, прожилки, струи хромита протяженностью до 10 см . В южном эндоконтакте порфиридовидные дуниты постепенно сменяются на протяжении 150 м мелкозернистыми буроватыми разностями, содержащими менее 1% хромита. Железистость оливина в этих дунитах выше и составляет $13-18,5\%$ Ca . Подобного типа породы выделены в составе Кытлымского массива Урала [6] под названием метадунитов. Как и в этом массиве, железистые метадуниты встречаются в рассмат-

риваемой интрузии и вне ядра, образуя немногочисленные тела среди оливиновых пироксенитов. Наиболее крупное из них имеет размеры $0,1 \times 0,5 \text{ км}$. Более мелкие тела метадунитов представляют собой тонкие ($1-2 \text{ м}$) пластины, изометричные, угловатые блоки до 3 м в поперечнике, будино- и линзобразные обособления, шпильки и участки неправильной конфигурации. Их контакты с вмещающими пироксенитами как резкие, так и нечеткие, иногда рассечены жилами пироксенитов.

Характерная особенность дунитов массива — хорошо выраженная тонкоплитчатая отдельность, имеющая преимущественно близвертикальное падение и выдержанное северо-западное ($320-340^\circ$) простирание. К ней приурочены многочисленные жильные тела пироксенитов. Следует подчеркнуть, что подобная отдельность характерна также для дунитов Алданского щита [1, 8], Маймеча-Котуйской провинции [3], Урала [6] и Аляски [11]. Вероятно, во всех концентрически-зональных массивах дуниты ядра испытали однотипное анизотропное воздействие в процессе своего становления.

Дуниты центральной части рассматриваемого массива окаймлены сплошным кольцевым телом пироксенитов шириной $0,35-1,6 \text{ км}$. Выделяются два петрографических типа пироксенитов — оливиновые и амфиболовые. Первые из них примыкают к дунитовому ядру, вторые ассоциируют с габбро-диоритовым комплексом пород внешнего кольца. В оливиновых клинопироксенитах присутствует $10-15\%$ оливина, содержащего $9,5-15\%$ Ca (см. табл. 1). Оливиновые пироксениты довольно широко распространены и среди дунитов ядра, где они образуют многочисленные жильные тела мощностью от долей сантиметра до первых десятков метров. Намечается по крайней мере два типа жильных тел пироксенитов. К первому относятся преимущественно мощные ($1-20 \text{ м}$) протяженные субпараллельные дайковые тела, образующие концентрированный рой ($0,5-1,5 \text{ км}$) в юго-восточной части дунитового ядра с плотностью дайкового материала $50-90\%$. Все дайки ориентированы здесь по аз. $330-340^\circ$ и приурочены к субвертикальным трещинам отдельности в дунитах. Внешне это крупно-, нередко гигантозернистые породы, в которых крупные ($5-8 \text{ см}$) призматические кристаллы пироксена с $9,5-$

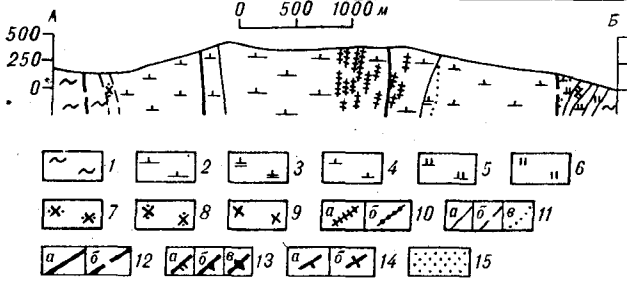
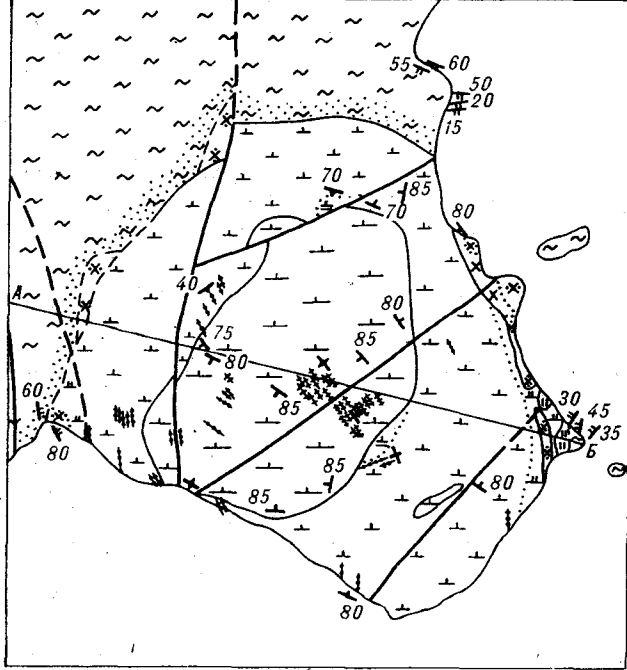


Рис. 1. Геологическая карта массива.

1 — кремнисто-терригенные отложения D; 2 — дуниты; 3 — перидотиты; 4 — оливиновые клинопироксениты; 5 — амфиболовые пироксениты; 6 — габбро, габбро-диориты; 7 — монцодиориты, монцогаббродиориты; 8 — диориты биотит-роговообманковые; 9 — диориты роговообманково-биотитовые; 10 — дайки: а — пироксенитов, б — диоритов; 11 — геологические границы: а — достоверные, б — предполагаемые, в — фациальные; 12 — разрывные нарушения: а — достоверные, б — предполагаемые; 13 — элементы залегания: а — слоистости, б, в — магматической полосчатости (б — наклонное, в — вертикальное); 14 — элементы залегания плитчатости: а — наклонной, б — вертикальной; 15 — ороговинованные породы.

17,5 % Nd (см. табл. 1) расположены перпендикулярно плоскостям контактов. Жильные и дайковые тела второго типа не имеют сколько-нибудь закономерной ориентировки, а их мощность в редких случаях достигает 1 м. Они преимущественно расположены в южной части дунитового ядра, где в наиболее насыщенных ими участках на 1 м² обнажения приходится до 21 жилы мощностью от нескольких миллиметров до 20 см. Очень часто эти пироксениты ассоциируются с жилами горнблендитов, причем последние неизменно являются более поздними.

Широкое распространение дайкообразных тел пироксенитов, приуроченных к трещинам отдельности в дунитах, составляет характерную

особенность строения не только рассматриваемого массива, но и Гулинского плутона Маймеча-Котуйской провинции [3], ультраосновных массивов Алданского щита [1]. При этом одни исследователи [3, 6, 7, 12] рассматривают их как и пироксениты кольцевой зоны, в качестве метасоматических образований, другие [10, 13] придерживаются мнения о их магматической природе.

Взаимоотношения дунитов ядра и окаймляющих их оливиновых пироксенитов изучены нами в южной части массива, где между ними наблюдается широкая (150 м) переходная зона, сложенная ультраосновными породами с крайне неравномерной вкрапленностью ярко-зеленого хромдиопсида, образующего порфиридные выделения, кучные гломеропорфирные скопления и разнообразные участки неправильной конфигурации. Количество хромдиопсида варьирует от 5 до 90 %, и соответственно состав пород неадекватно колеблется от оливиновых пироксенитов до дунитов, чаще всего соответствуя перидотиту. В юго-западном контакте дунитов наблюдалось неадекватное чередование в полосе шириной около 20 м изометричных, удлиненных, неправильной формы участков то существенно дунитового, то существенно пироксенитового состава. Размеры их варьируют в широких пределах, достигая нескольких метров в поперечнике. Контакты участков достаточно четкие, но нерезкие, постепенные, обусловленные быстрым изменением количественных соотношений оливина и пироксена в полосе шириной до 10 см.

Таким образом, нами наблюдались: 1 — редкие пластинчатые, блокообразные и неправильной формы тела метадунитов среди пироксенитов; 2 — чрезвычайно широко распространенные жилы и дайки пироксенитов среди дунитов; 3 — наблюдаемые в коренном залегании постепенные переходы между дунитами и пироксенитами. Первые два факта дают основу для взаимоисключающего толкования рассматриваемых взаимоотношений. Так, Н. В. Луцкина [9], рассматривая тела дунитов в пироксенитах в качестве даек, а дайкообразные тела пироксенитов в дунитах в качестве ксенолитов, сделала заключение о более позднем формировании дунитов. По нашим представлениям, выходы метадунитов среди пироксенитов не являются секущими телами. Судя по характеру контактов и пересечениям их жилами пироксенитов, это, скорее всего, ксенолиты. Многочисленные дайки пироксенитов явно эпигенетичны по отношению к дунитам.

Внешнюю зону массива образует маломощное прерывистое кольцо интрузий, представленных габбро, габбро-диоритами, диоритами, монцодиоритами. С вмещающими осадочными породами они имеют интрузивные контакты и со-

Показатели светопреломления и состав оливина, пироксена из ультраосновных пород массива

Номер образ-ца	Порода	Оливин				Клинопироксен			
		Показатели светопреломления			Fa, %	Показатели светопреломления			Hd, %
		n_g	n_p	$n_g - n_p$		n_g	n_p	$n_g - n_p$	
X-1	Жила пироксенита в дуните	1,696	1,557	0,039	12,5	1,706	1,680	0,026	17,5
X-2	Дунит в 1 см от жилы пироксенита	1,696	1,662	0,034	13,5	—	—	—	—
X-3	Дунит в 10 см от жилы пироксенита	1,694	1,652	0,044	10	—	—	—	—
4	Пироксенит	1,699	1,666	0,033	15	1,706	1,680	0,026	17,5
4-1	»	1,688	1,655	0,033	9,5	—	—	—	—
13	Дунит, включение в пироксените	1,710	1,671	0,039	18,5	1,708	1,680	0,028	18,5
17	То же	1,710	1,671	0,039	18,5	1,708	1,680	0,028	18,5
23	»	1,698	1,658	0,040	13	—	—	—	—
15-1	Дунит	1,694	1,652	0,042	10	—	—	—	—
36	»	1,694	1,652	0,042	10	—	—	—	—
38	»	1,694	1,655	0,039	11	—	—	—	—
64	»	1,694	1,652	0,042	10	—	—	—	—
42-3	Перидотит	1,694	1,655	0,039	11	1,708	1,673	0,035	12,5
43	»	1,698	1,658	0,040	13	1,708	1,675	0,033	14,5
27-1	Дайка крупнозернистого пироксенита	—	—	—	—	1,702	1,675	0,027	9,5
37	То же	—	—	—	—	1,706	1,675	0,031	13

проводятся зоной ороговикования шириной 200—400 м. В их эндоконтакте присутствуют многочисленные ксенолиты песчаников, участками превращенные в биотитовые роговики, интенсивно пиритизированные, изредка теряющие четкие границы и приобретающие шпироподобные очертания. Иногда наблюдаются своеобразные дайкоподобные ксенолиты песчаников шириной около 50—70 см и протяженностью более 30 м, расположенные параллельно плоскости контакта массива. С амфиболовыми пироксенитами внутреннего кольца эти породы связаны достаточно сложными соотношениями. Так, в пределах глыбы диаметром 0,5 м нами наблюдались постепенные переходы от биотит-пироксеновых монцогаббродиоритов через среднезернистые диориты к гигантопорфировым амфиболовым пироксенитам. Рядом, в пределах скального обнажения амфиболовых пироксенитов, зафиксирована пластообразная полоса шириной 25 см, насыщенная бесформенными скоплениями, полосами, струями, линзами, шпирями диоритового состава. На другом участке установлено, что мелкозернистые диориты внешнего кольца в полосе шириной 2—3 м постепенно переходят в среднезернистое меланократовое габбро с шпирями горнблендитового состава, а последние, в свою очередь, через 10 м постепенно сменяются гигантопорфировыми амфиболовыми пироксенитами. По направлению к центру массива в амфиболовых пироксенитах количество порфиробласт роговой обманки резко уменьшается, и они достаточно быстро переходят в оливиновые клинопироксе-

ниты. Рассматриваемые пироксениты прорваны многочисленными жилами и дайками габбро, диоритов, горнблендитов, что придает им вид мегабрекчий, сцементированных жильным материалом. Наиболее часто встречаются жилы мощностью от первых миллиметров до 1 м. Форма их самая разнообразная, зачастую сложноветвящаяся, прихотливо извилистая, с многочисленными апофизами, раздувами и пережимами. При этом жилы, дайки габбро и диоритов всегда секут горнблендиты, которые, в свою очередь, пересекают дайки пироксенитов. Видимое термальное воздействие на вмещающие породы оказывают только наиболее мощные (3—10 м) дайки диоритов, в экзоконтактных зонах которых шириной до 5 м ультраосновные породы превращены в серпентиниты.

Анализ изложенного материала позволяет представить формирование изученного массива в виде трех последовательно сменявшихся во времени прерывисто-непрерывных циклов внедрения магматического материала, состав которого скачкообразно и последовательно изменялся в сторону все возрастающей кислотности. В результате первого цикла магматизма сформировались дуниты. Во второй цикл образовались оливиновые пироксениты и их дайки, а также, вероятно, метасоматическим путем, перидотиты переходной зоны. Третий цикл магматизма начался внедрением магмы основного — среднего состава, сопровождался метасоматическим преобразованием оливиновых клинопироксенитов в амфиболовые разности и завершился образованием жильных и дайковых тел соответствующего состава.

Химический состав пород массива, вес. %

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	38,76	39,33	51,06	48,64	49,16	49,91	46,12	48,90	50,14	49,79	44,73	54,01	57,46
TiO ₂	0,03	0,03	0,19	0,35	0,37	0,13	0,38	0,31	0,15	0,30	0,25	0,77	0,50
Al ₂ O ₃	2,02	0,34	2,18	3,21	2,50	2,43	3,98	2,29	1,38	4,21	12,64	13,65	16,12
Fe ₂ O ₃	0,87	1,11	1,46	1,85	1,10	2,31	1,27	2,49	0,78	1,86	4,23	2,31	0,22
FeO	10,41	10,20	5,26	7,83	8,31	5,74	9,34	6,99	5,17	6,43	6,98	6,48	5,44
MnO	0,25	0,21	0,17	0,22	0,20	0,18	0,19	0,19	0,15	0,18	0,21	0,19	0,12
MgO	46,26	44,13	18,76	20,46	17,58	20,60	23,18	18,76	21,90	16,75	14,84	7,20	7,10
CaO	0,21	0,6	19,25	16,74	19,20	17,70	14,78	18,99	18,89	17,30	12,25	9,02	6,73
Na ₂ O	0,04	0,14	0,26	0,33	0,44	—	Сл.	0,26	0,28	0,78	2,16	2,52	3,47
K ₂ O	0,02	0,06	0,03	0,04	0,44	—	Сл.	0,03	0,05	0,22	0,26	2,52	1,38
NiO	He обн.	0,15	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	0,001	0,15	—	He обн.	He обн.	He обн.
P ₂ O ₅	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,02	0,27	0,07
H ₂ O	0,45	He обн.	0,78	0,74	1,13	—	0,05	—	0,16	0,24	0,14	0,61	1,16
П. л. п.	—	2,66	0,66	0,24	1,04	1,04	0,93	1,10	0,80	—	1,33	—	0,87
Сумма . . .	99,33	99,68	99,44	100,41	100,03	100,17	100,22	100,31	99,75	99,86	100,05	99,58	99,78

Примечание. 1, 2 — дуниты; 3—9 — оливиновые клинопироксениты; 10 — амфиболлизированный пироксенит; 11 — горнблендит; 12 — монзонит; 13 — диорит. Анализы 2, 8, 9, 10 взяты из работы [9], анализы 5, 7, 11 выполнены Л.И. Красным и Г. С. Ганешиним.

Достаточно полное петрографическое описание массива выполнено Н. В. Луцкиной [9], химические составы пород приведены в табл. 2. По своим петрохимическим особенностям дуниты рассматриваемого массива как анхимономинеральные породы обладают стабильным составом. Для них характерны недосыщенность кремнеземом, высокая магнезиальность, практически полное отсутствие титана, относительно высокая общая железистость (11%), незначительное содержание щелочей (Na₂O + K₂O = 0,06 — 0,20%) при преобладающей роли натрия. В целом рассматриваемые породы тождественны дунитам кольцевых интрузий Алданского щита, концентрически-зональных массивов Платиноносного пояса Урала и аль-

пинотипных массивов дунит-гарцбургитовой формации [10], но резко отличны от однотипных пород щелочно-ультраосновной формации [3]. По сравнению с последними они содержат больше кремнезема, глинозема и магнезий, меньше железа, извести, в 20 раз меньше двуокиси титана.

Клинопироксениты разделяются на два петрохимических типа: магнезиальные и глиноземистые, соответствующие оливиновым и амфиболовым петрографическим разновидностям. Последние отличаются повышенными содержаниями глинозема, щелочей, пониженной известковистостью и магнезиальностью. По сравнению с клинопироксенитами Алданского щита рассматриваемые породы несколько богаче

Таблица 3

Средние содержания элементов в г/т (вверху) и их коэффициенты концентрации (внизу) относительно кларков по А. П. Виноградову [4] в породах массива по данным полуколичественного спектрального анализа

Порода	Количество анализов	Sn	Mo	Cu	Zn	Co	Ni	V	Mn	Cr	Zr	Pb	Pt
Дуниты	187	0,7	1,2	11,2	33,7	53,1	259,6	20,9	920,6	1385,6	10,0	0,91	0,018
		1,4	6,0	0,56	1,1	0,26	0,13	0,5	0,6	0,69	0,37	9,1	0,09
Перидотиты	18	1,0	0,6	7,3	25	38,3	215,6	49,4	861,1	1144,4	11,1	He обн.	0,0017
		2,0	3,0	0,36	0,8	0,19	0,11	1,23	0,6	0,57	0,37	—	0,009
Пироксениты	43	0,7	1,0	13,7	27,9	36,2	138,1	47,9	930,2	865,9	14,8	He обн.	0,002
		1,4	5,0	0,68	0,9	0,18	0,07	1,19	0,46	0,43	0,49	—	0,01
Диориты	2	1,5	1,0	25,0	He обн.	20,0	80,0	80,0	330,0	150,0	70,0	10,0	He обн.
		1,1	0,71	—	—	2	1,4	0,8	0,27	3	0,27	0,07	—
Ультраосновные породы в целом	248	0,7	1,1	11,4	32,1	49,1	235,3	27,7	917,9	1278,0	10,9	0,69	0,014
		1,4	5,5	0,57	1,07	0,25	1,18	0,69	0,1	0,64	0,36	6,9	0,08

глиноземом и беднее известью.

Диориты рассматриваемого массива по сравнению с одностипными породами платформенных интрузий почти в 2 раза богаче магнием, содержат несколько больше кальция, меньше железа и щелочей.

Средние содержания типомофных элементов-примесей в породах массива приведены в табл. 3. По распределению микроэлементов ультраосновные породы относятся к магнезиальному геохимическому типу, хром-платиновому подтипу.

По типу распределения выделяются две группы элементов (см. табл. 3; рис. 2). Одна из них объединяет сидерофилы Co, Ni, Cr, Mn, содержания которых максимальны в наиболее ранних существенно магнезиальных фазах ультрабазитов и закономерно уменьшаются в ряду дуниты — перидотиты — пироксениты — диориты. Другая группа включает Sn, Cu, V, Zr, которые прогрессивно накапливаются по мере увеличения кислотности пород, обогащая наиболее поздние дифференциаты. Максимальные средние содержания платины, как и хрома, никеля, кобальта, свойственны дунитам. В перидотитах и пироксенитах ее концентрация на порядок ниже. Основная форма нахождения платины в ультраосновных породах — самородная вкрапленность, часто в ассоциации с хромитом, хотя по данным корреляционного анализа статистически значимая связь между содержаниями Pt и Cr в дунитах отсутствует. При 95 %-м уровне значимости Pt коррелируется

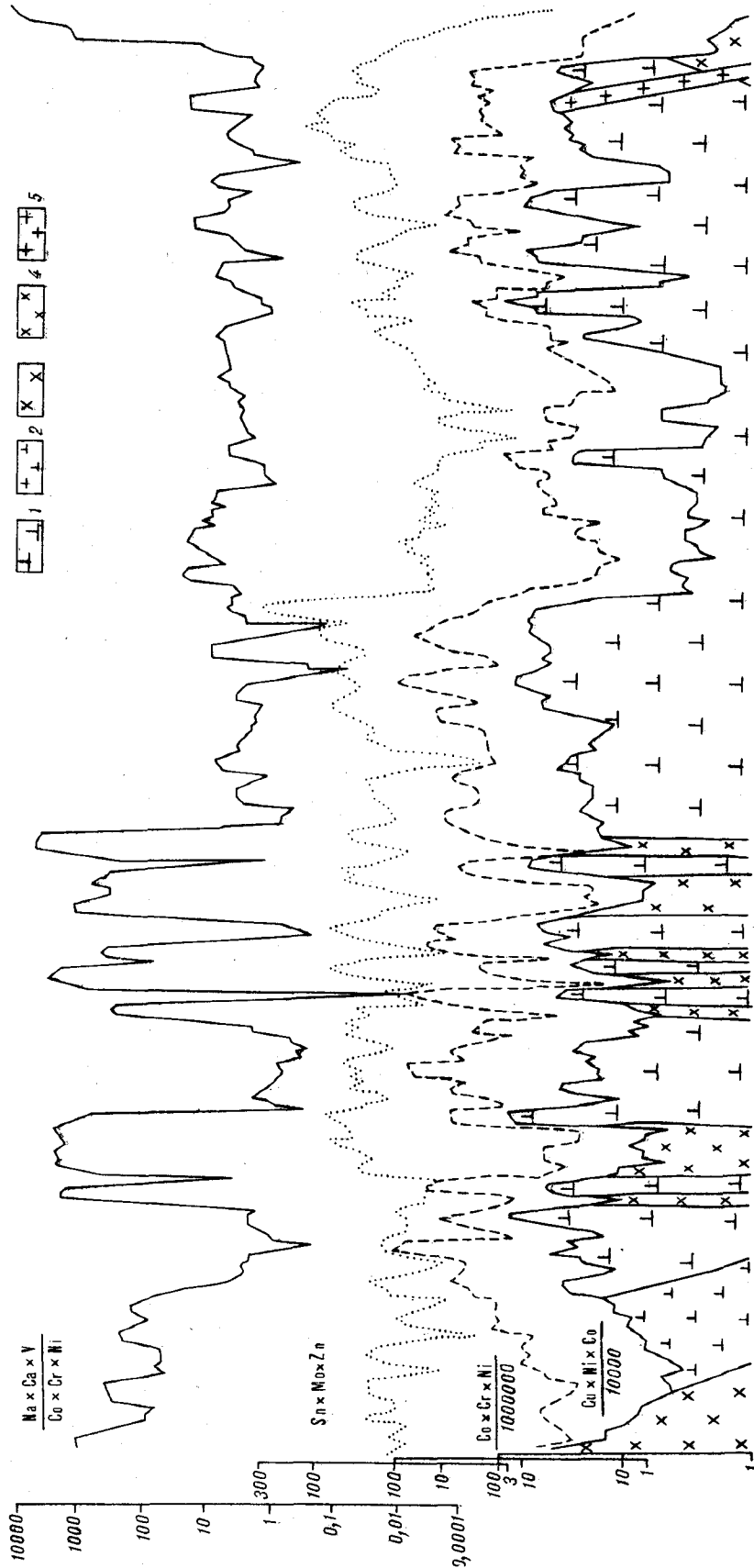


Рис. 2. Графики изменения показателей $\frac{Na \times Ca \times V}{Co \times Cr \times Ni}$, $\frac{Co \times Cr \times Ni}{100000}$, $\frac{Cu \times Ni \times Co}{10000}$, $\frac{Sn \times Mo \times Zn}{100000}$, $\frac{Co \times Cr \times Ni \times Co}{10000}$ вкост центральной части массива. 1 — дуниты; 2 — перидотиты; 3 — оливиновые клинопироксениты; 4 — дайки пироксенитов; 5 — дайки пироксенитов. (Содержание элементов в г/т)

только с Со, но при 99 %-м уровне и эта связь становится незначимой. Платиносодержащие дуниты отличается широкий комплекс коррелирующихся элементов, включающий Со, Ni, Cu, Mo, Sn, Mn, Cr и примыкающие к ним Zn и V. В «безрудных» дунитах эта ассоциация элементов существенно сокращается. Единая для обоих типов дунитов ассоциация взаимно коррелирующихся элементов включает Cu, Ni, Со, Sn. Профильное изучение латеральной геохимической зональности массива подтверждает избирательную приуроченность платины к дунитам ядра. В распределении других элементов четко проявлена литологическая предопределенность. Так, относительно высокие концентрации Cr, Ni, Со характерны для дунитов, а Са, Na, V, Y — для пироксенитов. Эта особенность настолько закономерна, что по графикам распределения названных групп элементов можно однозначно выделить все дайки пироксенитов среди дунитов и определить границу дунитов ядра и окаймляющего пироксенитового кольца. В этом смысле наиболее информативными оказались мультипликативные показатели $Cu \times Ni \times Co$, $Cr \times Ni \times Co$, $Na \times Ca \times V$, объединяющие элементы со сходным типом распределения, а также отношение $\frac{Na \times Ca \times V}{Cr \times Ni \times Co}$ связывающее ассоциации элементов с противоположными геохимическими тенденциями.

По данным корреляционного анализа, ведущую геохимическую ассоциацию пироксенитов представляют Cu, Ni, Со, V, Mn. Тесное геохимическое родство первых четырех элементов предопределено, с одной стороны, концентрацией Cu, Ni, Со в виде акцессорной вкрапленности халькопирита и пентландита, с другой — наличием изоморфной примеси этих же элементов и ванадия в титаномagnetите.

Для перидотитов переходной зоны как промежуточных, крайне нестабильных по составу, пород характерны незакономерное пилообразное распределение практически всех элементов и отсутствие каких-либо закономерных геохимических ассоциаций. В ряду дуниты — перидотиты — пироксениты сходные ассоциации коррелирующихся элементов отмечаются только в дунитах и пироксенитах, что может сви-

детельствовать о их генетическом родстве в противоположность перидотитам, для которых не исключено метасоматическое происхождение.

По распределению Sn, Mo, Zn, в меньшей мере Со и Ni в центральной части дунитового ядра, вне связи с определенным литологическим типом пород выделяется своеобразная «отрицательная» геохимическая аномалия. Особенно контрастно выделяется она по значению мультипликативного показателя $Cr \times Ni \times Co$ и $Cu \times Ni \times Co$. И лишь Pb имеет здесь явно выраженную тенденцию накопления. Геологическая природа этой аномалии не ясна. Своеобразный геохимический облик и приуроченность к центральной части дунитового ядра позволяют предположить, что она фиксирует положение магмоподводящего канала.

Металлогенетическая специализация изученного массива определяется рассеянной акцессорной вкрапленностью платиноидов в основной массе ультраосновных пород, главным образом дунитов. При этом, как и в платиноносных массивах Сибирской платформы [14], Урала [5, 7] и Аляски [11], намечается приуроченность максимальных концентраций платины к относительно более крупнозернистым разновидностям дунитов со шпиррами, струйчатыми обособлениями и прожилками хромита. Однако дуниты, обогащенные хромитом, далеко не всегда содержат повышенные концентрации платины. Более того, иногда платина отмечалась и вне связи с хромитом среди оливина в виде одиночных желтовато-белых зерен и октаэдрических кристаллов (0,02 мм) с гладкой поверхностью. Этот тип коренных проявлений платины, когда она ассоциируется с оливином, очевидно, менее распространен.

Не исключена также возможность обнаружения платины в пегматоидных дунитах, железистых гортонолитовых дунитах и в скарново-жилковых зонах гидротермально-метасоматической природы. Однако уже известные, например в Южной Африке [2], объекты такого типа при весьма высоких концентрациях металла отличаются незначительной массой руд, заключенных в небольших (до 20×20 м) трубчатых телах и метасоматических залежах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельская В. В., Кац А. Г. Мезозойские магматические породы восточной окраины Алданского щита // Сов. геология.— 1959.— № 4.
2. Вагнер П. А. Месторождения платины и рудники Южной Африки.— Л.: Цветметиздат, 1932.
3. Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса.— Новосибирск: Наука, 1975.
4. Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия.— 1962.— № 7.
5. Высоцкий Н. К. Платина и районы ее добычи. Ч. I—V.— Л.: Комиссия по естественно-производ. силам АН СССР, 1923—1933.
6. Ефимов А. А., Ефимова Л. П. Кытлымский платиноносный массив.— М.: Недра, 1967.

7. *Заварицкий А. Н.* Коренные месторождения платины на Урале.— Л.: Изд-во Геолкома, 1928.
8. *Корчагин А. М.* Инаглинский массив ультраосновных и щелочных пород (Южная Якутия) // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1972.— № 7.
9. *Луцкина Н. В.* Концентрически-зональный массив ультраосновных и основных пород острова Феклистова (Шантарские острова) // Базиты и гипербазиты Дальнего Востока.— Владивосток, 1976.
10. *Малахов И. А.* Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов.— М.: Наука, 1983.
11. *Нобл Дж. А., Тейлор Х. П.* Сравнение ультра-

- основных комплексов Юго-Восточной Аляски и других частей Северной Америки и всего мира в целом // Тр. XXI МКГ. Вып. 2. Тектоника и петрография.— М.: ИЛ, 1963.
12. *Пинус Г. В., Велицкий В. В. и др.* Альпийские гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы.— Новосибирск: Наука, 1973.
13. *Расс И. Т., Кравченко С. М., Лапугина И. П.* Зональность пироксена и генезис щелочно-ультраосновных пород // Докл. АН СССР.— 1985.— Т. 280, № 5.
14. *Рожков И. С., Кицул В. И. и др.* Платина Алданского щита.— М.: АН СССР, 1962.

ИГО Дальгеология
Хабаровск

Поступила в редакцию
12 марта 1987 г.

УДК 550.344.094.43

А. И. Обжиров, Б. А. Казанский, Ю. И. Мельниченко

ЭФФЕКТ ЗВУКОРАССЕИВАНИЯ ПРИДОННОЙ ВОДЫ В КРАЕВЫХ ЧАСТЯХ ОХОТСКОГО МОРЯ

С помощью прецизионного эхолотирования, используя регистратор на базе факсимильного аппарата ФАК-П, на акватории Охотского моря обнаружено два участка с эффектами звукорассеивания придонной воды, фиксируемые на эхограммах в виде вертикальных столбов. В западной части Охотского моря в «столбах» обнаружены повышенные содержания метана, в 50 раз превышающие фоновые. В юго-вос-

точной части моря концентрации метана и других газов в «столбах» не более чем в два раза превышают фон.

Сделан вывод о разной природе эффектов звукорассеивания на двух участках и о целесообразности применения прецизионного эхолотирования на акватории Охотского моря при геолого-поисковых и картировочных работах.

В июне 1985 г. в 7-м рейсе НИС «Академик Александр Несмеянов» авторами проводилось изучение газовой составляющей придонной воды в некоторых районах акватории Охотского моря. Выяснилась возможность использования природного газа придонной воды как индикатора для поиска нефтегазовых месторождений и картирования зон разломов. Работы осуществлялись по профилям вкрест простирания основных геологических структур. На ходу судна по профилю проводилось эхолотирование, а на станциях отбирались пробы придонной воды батометрами БМ-48. В процессе исследований в двух районах Охотского моря в придонной толще воды на эхограммах были зафиксированы звукорассеивающие «столбы».

Известно, что пузыри газов в воде являются хорошими звукорассеивателями, создающими помехи при эхолотировании, поэтому в навигационных эхолотах предусмотрены конструктивные меры для снижения подобных помех. Это исключает возможность фиксации при попутном эхолотном промере эффекты звукорассеивания, связанного с газогидротермальными и другими явлениями. Поэтому для прослеживания их были переоборудованы судовые эхолоты ГЭЛ-3 с целью повышения их разрешающей способности. Суть переделки состояла в замене штатного самописца эхолота на более

чувствительный регистратор на базе факсимильного аппарата ФАК-П с соответствующими изменениями в коммутации цепей усиления эхосигнала и синхронизации посылки.

Удачная реконструкция эхолотного комплекса способствовала повышению эффективности исследований при работе на судне. Появилась возможность фиксировать слабые сигналы от звукорассеивающих сигналов разной природы, достигнуть единообразия в масштабах записи, улучшить качество изображения эхосигнала и расширить динамический диапазон использования электротермической бумаги. При проведении геологического и гидрохимического опробования непосредственные наблюдения за изменением характера записи представляли возможность осуществить соответствующую коррекцию движения судна и управлять ходом технологических операций для точной привязки места отбора проб.

Благодаря переоборудованному эхолоту удалось четко зарегистрировать звукорассеивающий факел фумаролы, обнаруженной рыбаками около о. Парамушир [1]. Факел фиксируется в интервале глубин 650—800 м, и кроме него выделяется ряд менее активных «газирующих» площадок, позволяющих предположить наличие обширного фумарольного поля. Помимо этого района по маршруту судна было выявлено

еще несколько звукорассеивающих аномалий в западной части Охотского моря, фиксирующихся на эхограмме как поднимающиеся со дна (глубины 150—200 м) газовые струи.

Пробы придонной воды отбирались непосредственно в звукорассеивающих слоях воды и за их пределами. Вода, отобранная батометром, без контакта с атмосферой переводилась в вакуумную установку, где из пробы извлекался газ, который анализировался на различные компоненты. На катарометре хроматографа ЛХМ-8МД определяли кислород, азот, углекислый газ, на пламенно-ионизационном детекторе — углеводородные газы C_1 — C_5 , водород и гелий анализировались на хроматографе «Газохром».

В звукорассеивающем столбе в западной части Охотского моря обнаружено очень высокое содержание метана, равное $15,5 \times 10^{-4}$ мл/л, что в 50 раз превышает его фоновую концентрацию. Содержание же других газов не превышало уровня их фона для этого района: количество углекислого газа составило 0,07, азота — 14,4, кислорода — 4,7 мл/л. Водород и гелий не обнаружены, тяжелые углеводороды наблюдались в следовых концентрациях. В пробах же воды, отобранных в районе фумаролы, аномальных концентраций газов не установлено: на глубине 798 м в придонной воде содержалось метана $0,4 \times 10^{-4}$, углекислого газа — 0,09, азота — 15,2, кислорода — 2,5 мл/л.

Чем же объясняются аномальные явления, записываемые на эхограммах в виде звукорассеивающих столбов в придонной воде? Похожие особенности звукорассеивания обнаруживались и ранее в районе шельфа, примыкающего к побережью Калифорнии, в северной части бассейна Санта Крус, перспективного на поиски нефти и газа [5]. Здесь при проведении высокоразрешающего сейсмопрофилирования с источником мощностью 1 кДж были зафиксированы «колонны аномальной воды с эффектом звукорассеивания. В газовой составляющей проб воды из «колонны» метан составлял 74—91%. Авторы считают, что эффект звукорассеивания связан с выходами термогенного природного газа, поступающего из глубоких нефтегазоносных пластов по зонам разломов Сан Андреас и Сан Грегорियो и из оперяющих их более мелких нарушений.

Авторам представляется, что такова же природа явления, обнаруженного в западной части

Охотского моря. Здесь звукорассеивающие столбы с высоким содержанием метана приурочены к участку Охотоморской котловины. По данным спутниковой гравиметрии [4], структура участка представляет собой зону сочленения Сахалинского поднятия с прогибом, границы которого не вполне совпадают с очертаниями впадины. В северо-восточном углу прогиба выделяется приподнятый блок изометричной формы с кольцевой структурой. Отмечаются также линейные структуры северо-восточного, субширотного и субмеридионального направлений. Особенности гравитационного поля создают представления о развитии в этом районе вулканотектонической депрессии, которая ограничивается на юге разломом предположительно глубинного заложения. Эти представления подкрепляются данными сейсмических исследований методами ГСЗ и МОВ [2, 3].

Акустический фундамент со скоростями продольных волн 4,1—6,2 км/с в этом районе перекрыт миоцен-плиоценовыми песчано-глинистыми отложениями, достигающими мощности 6—8 км во впадинах и обладающих значительным нефтегазовым потенциалом. Метан, образующийся в породах за счет термогенного преобразования захороненного органического вещества, мигрирует по трещинам и разломам вверх, внедряется в придонные слои воды и вызывая эффекты звукорассеивания, фиксируемые на эхограммах.

Отсутствие повышенных концентраций газа в придонной воде в районе фумаролы может означать, что либо пробы воды отобраны не в самом «столбе», либо звукорассеивающие эффекты здесь обусловлены иными причинами.

Этот вопрос нуждается в дополнительном изучении.

Выводы.

1. Эхолотирование с записью на ФАК-П можно рекомендовать для выявления эффектов звукорассеивания в придонных слоях воды с последующим выяснением их природы газогидрохимическим анализом.

2. Обнаружение повышенных содержаний метана в придонной воде в западной части Охотского моря характеризует высокую современную тектоническую активность этого района и перспективность нефтегазоносности осадочного чехла.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г. П. и др. Подводная газогидротермальная активность на северо-западном склоне Парамушира, Курильские острова // Вулканология и сейсмология. — 1984. — № 6.

2. Лившиц М. Х. Внутренняя структура осадочного комплекса и морфология поверхности складчатого основания присахалинских акваторий по материалам сейсмических исследований // Глубинная

структура дальневосточных морей и островных дуг.— Южно-Сахалинск: СахКНИИ. 1972 (Тр. СахКНИИ. Вып. 33).

3. *Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану.*— М.: Наука, 1964.

ТОИ ДВО АН СССР
Владивосток

4. *Франшито Ж.* Океаническая кора // В мире науки.— 1977.— № 11.

5. *Mullins H. T., Nagel D. K.* Evidence for shallow hydrocarbons off shore Northern Santa Cruz County, California // AAPG Bull.— 1982.— V. 66, N 8.

Поступила в редакцию
12 мая 1986 г.

УДК 553.4(571.6)

Г. В. Роганов, В. А. Нагорный

УГЛЕРОДИСТЫЕ ПОРОДЫ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ И КЕМБРИЯ БУРЕЙНСКОГО МАССИВА

Рассмотрены особенности литологического и химического состава и металлогенической специализации углеродистых пород верхнего докембрия и кембрия Буреинского массива, отмечено их сходство с породами углеродистых формаций других регионов мира.

В последнее десятилетие среди геологов Сибири и Дальнего Востока значительно возрос интерес к углеродистым отложениям в связи с открытием в них месторождений разнообразных полезных ископаемых как стратиформного, так и жильного типов. К настоящему времени, пожалуй, наиболее слабо изучены углеродистые породы верхнего докембрия и кембрия Буреинского массива. Их характеристике и посвящена настоящая статья.

Буреинский массив рассматривается нами как выдвинутый далеко на северо-восток фрагмент раздробленной окраинной части Китайской платформы, фундамент которого слагается ранне- и среднедокембрийские кристаллические образования, обнажающиеся в пределах Аргунского, Гонжинского, Хингано-Туранского, Чегдомынского и Ханкайского выступов. Верхнедокембрийские и кембрийские отложения, получившие распространение в Приаргунье, в Мамынском, Архаринском и Мало-Хинганском районах Приамурья и в Западном Приморье, по формационной принадлежности сходны с отложениями чехлов Сибирской и Китайской платформ. Они представлены толщами карбонатных и терригенных отложений, содержащими прослой фтанитов, высокоуглеродистых пород, а также железистых и железисто-марганцевистых кварцитов. Наиболее мощные разрезы устанавливаются в окраинных прогибах, которые по своему формационному выполнению могут быть сопоставлены с перикратонными прогибами Сибирской платформы.

В группу углеродистых пород, которые наиболее характерны для нижних и верхних частей разрезов осадочных призм окраинных про-

гибов, нами объединяются близкие по геохимической специализации кремнистые, глинисто-кремнистые породы, глинистые сланцы, алевриты и известняки, содержащие свыше 3% $C_{орг}$. Такие образования особенно широко распространены в рудоносной (R_3), лондоковской ($V-E_1$) и дигурской (E_1) свитах Мало-го Хингана, в нятыгранской свите ($E_1?$)* Мельгинского района, в кактолгинской и аркинской свитах ($V-E_1$) Приаргунья, а также в митрофановской (R_3), лузановской (R_3), рудоносной и новоярославской (E_1) свитах Западного Приморья.

Углеродистым породам свойственны черная окраска и массивная либо тонкополосчатая текстура. Полосчатость обусловлена неравномерным распределением органического вещества, которое преимущественно концентрируется в прослоях мощностью до 1—2 мм. Выветрелые разновидности углеродистых пород имеют характерный землистый или сажистый облик, позволяющий легко диагностировать их в полевых условиях.

Кремнистые и глинистые углеродистые породы встречаются относительно редко. Более широко распространены глинисто-кремнистые разновидности, содержащие в переменных количествах кварцевый или кварц-полевошпатовый терригенный алевритовый материал, частицы вулканического пепла, замещенные квар-

* Согласно сложившимся представлениям, возраст нятыгранской свиты рифейский. В. А. Нагорным получены данные о залегании ее на отложениях, содержащих остатки археоциат (чергиленская свита). Это дает основание предполагать раннекембрийский возраст свиты.

Химический состав углеродистых глинисто-кремнистых пород

Компонент	Номер проб: содержание, %											
	60-1	60-3	60-4	61	64-	64-1а	64-2	64-3	64-4	1057-1	1057-3	1058-1
SiO ₂	65,40	78,29	82,36	60,25	83,55	72,40	61,23	79,50	85,69	91,54	83,90	64,38
TiO ₂	0,66	0,41	0,46	0,95	0,45	0,78	0,87	0,34	0,31	0,24	0,37	0,88
Al ₂ O ₃	10,90	4,08	1,24	20,52	1,82	12,22	19,47	5,72	3,49	3,80	6,27	19,19
Fe ₂ O ₃	4,33	1,27	0,48	2,99	0,72	4,69	4,74	1,70	0,98	0,95	0,80	3,35
FeO	1,17	2,87	2,23	3,67	1,15	1,45	1,30	1,44	1,01	0,50	0,86	3,26
MnO	0,26	0,03	0,01	0,06	0,02	0,05	0,05	0,01	He опр.	He опр.	0,05	0,05
CaO	1,25	0,18	0,14	0,28	0,18	0,42	0,32	0,14	0,11	0,08	0,22	0,35
MgO	3,15	0,50	0,73	2,35	0,60	1,60	1,92	0,81	0,43	0,30	0,50	1,76
K ₂ O	3,36	2,23	0,26	5,24	0,66	3,39	4,56	2,00	1,27	1,20	2,23	2,91
Na ₂ O	1,02	0,57	0,35	0,89	0,27	0,36	0,70	0,43	0,08	0,09	0,11	0,25
H ₂ O ⁺	He обн.	He обн.	He обн.	3,03	He обн.	2,88	He обн.	He обн.	He обн.	1,03	He обн.	3,04
P ₂ O ₅	0,06	0,03	0,04	0,06	0,03	0,06	0,07	0,05	0,03	0,02	0,02	0,06
SO ₃	0,03	0,04	0,11	0,09	0,08	0,01	0,03	0,08	0,03	0,02	0,03	0,07
CO ₂	He опр.	He опр.	He опр.	0,07	He обн.	0,07	He опр.	He опр.	He опр.	0,18	He опр.	0,13
П. п. п.	8,63	9,95	11,71	He опр.	10,43	He опр.	4,57	8,18	6,99	He опр.	4,65	He опр.
Σ	100,22	100,45	100,12	100,45	99,96	100,38	99,83	100,40	100,42	99,95	100,16	99,68
H ₂ O ⁺	3,55	1,02	0,79	—	0,69	—	3,05	1,22	1,04	—	1,18	—
H ₂ O ⁻	1,65	0,26	0,57	0,33	0,45	0,90	0,49	0,14	н. о.	0,10	0,18	1,12
CO ₂	0,13	0,66	0,84	He обн.	0,31	He обн.	0,27	0,44	0,33	He обн.	0,27	He обн.
C _{орг}	3,36	7,71	5,90	He опр.	8,45	He опр.	He опр.	5,28	5,90	He обн.	5,24	He обн.

Примечание. Пробы 60-1—7469 — углеродистые породы междуречья Биры и Биджана (по Г. В. Роганову, 1985 г.);

цем, и обломки спикул губок. С возрастанием содержания этих примесей глинисто-кремнистые породы переходят соответственно в алевриты, туффиты или спонголиты. В слабо измененных породах углеродистое вещество обычно тонкодисперсное, скрытокристаллическое. В разновидностях, подверженных дислокационному (зеленосланцевая фация) и контактовому (альбит-эпидот-роговообманковая и роговообманково-роговиковая фации) метаморфизму — слюдисто-кварцевых сланцах, кварцитах и т. д., оно представлено мелкочешуйчатым графитом. Содержание C_{орг} обычно колеблется в пределах 3—9 % (табл. 1), иногда повышаясь до 15—25 %. Наиболее высокая концентрация C_{орг} отмечается в глинисто-кремнистых породах и их метаморфизованных разностях дитурской, нятыгранской, аркиинской и новоярославской свит.

Среди карбонатных пород повышенной углеродистостью отличаются криптогенные кристаллически-зернистые известняки лондоковской, чергиленской и кактолгинской свит. Содержание C_{орг} в них обычно колеблется в пределах 1,77—10,50 % от бескарбонатной час-

ти породы, что в пересчете на всю массу составит 0,10—0,24 %. Разновидности, обогащенные углеродистым веществом, с содержанием C_{орг} до 4—6 %, представляют собой уже мергели или известково-глинистые сланцы, которые наиболее характерны для дитурской свиты.

Метаморфизованные разновидности высокоуглеродистых пород (содержание C_{орг} превышает 10 %), в которых углеродистое вещество находится преимущественно в виде чешуйчатых графитовых агрегатов, рассматриваются как графитовые руды. В Мало-Хинганском районе известны четыре месторождения графитов — Союзное, Бушумное, Сутарское и Бирское — с весьма значительными геологическими запасами графитового сырья [2]. Графитовые руды здесь представлены кварц-графитовыми, кварц-графит-силлиманитовыми и другими сланцами, сложенными кварцем, чешуйчатым и дисперсным графитом, биотитом, плагиоклазом (альбит-олигоклаз), силлиманитом (фибrolит). Иногда присутствуют андалузит (хиастолит), хлорит (пеннин, реже клинохлор), дистен, гранат, диоксид, тремолит, цоизит, кордиерит, турмалин и другие минералы

и графитовых руд Малого Хингана

Номер проб; содержание. %												
1062-2	1064-1	1064-2	Ш13, ЛПШ	Ш30, ЛУИ	Ш21, ЛУ	ТР2, 276 м	Ш15, ЛУV	1539-5	1549-1	1550-1	7469	Ш8, ЛП
69,47	82,35	76,06	48,79	56,91	55,24	61,62	37,77	75,50	73,82	78,40	70,08	53,67
0,86	0,40	0,44	0,75	0,86	0,72	0,52	0,72	0,62	0,56	0,44	1,12	0,80
15,26	4,74	4,79	5,98	10,51	11,25	12,71	13,72	8,91	10,02	5,45	16,61	12,80
4,55	1,15	3,46	6,50	4,52	2,74	6,65	15,18	1,78	3,69	1,60	2,27	1,65
1,15	0,86	3,03	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,73	1,66	1,22	0,70	Не опр.
0,03	0,01	0,06	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	2,62	0,07	Не опр.	0,04	Не опр.
0,18	0,22	0,18	8,73	2,29	1,47	0,46	5,85	2,66	0,46	0,32	1,64	3,23
0,76	0,58	0,45	0,91	1,28	1,65	0,43	3,21	1,11	1,77	0,48	0,62	0,89
4,00	1,80	1,33	0,68	2,07	4,20	7,85	1,00	2,00	3,48	1,93	2,45	4,22
0,32	0,08	0,08	Не обн.	0,10	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,16	0,39	0,15	0,24	0,36
2,85	Не обн.	Не обн.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	2,62	Не обн.
0,08	0,02	0,07	0,20	0,14	0,11	0,024	0,31	0,04	0,07	0,03	Не опр.	0,12
0,02	0,03	0,03	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,12	0,25	0,06	0,01	Не опр.
0,13	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,45	Не опр.
Не опр.	7,90	9,84	23,12	19,10	21,79	15,24	21,59	3,08	3,91	9,83	Не опр.	21,91
99,66	100,14	99,82	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	100,33	100,15	99,91	99,85	Не опр.
—	1,06	2,00	7,08	2,06	1,32	0,16	3,50	1,65	2,75	1,42	Не опр.	1,81
0,59	0,14	0,40	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,29	0,65	0,14	0,25	Не обн.
Не обн.	0,29	0,62	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,07	0,09	0,35	Не опр.	Не обн.
Не опр.	7,48	8,57	13,30	15,62	20,39	14,7	15,29	1,38	1,29	8,35	9,48	17,10

пробы Ш8, ЛП — Ш15, ЛУV — графитовые руды Союзного месторождения (по А. В. Вторушину и др., 1937 г.).

метаморфического происхождения. В Приаргунье известны месторождения графита, локализованные в известняках и кварцево-сланцевых сланцах кактолгинской и аркиинской свит кактолгинской серии. Прогнозные запасы таких месторождений, как Солнечное, Сивачуханское, Кутинское, Иликанское и Аркиинское, превышают десятки и даже сотни миллионов тонн руды [2].

Петрохимические особенности углеродистых пород исследовались на примере рудоносной, лондоковской и дитурской свит Малого Хингана. Основными компонентами углеродистых глинисто-кремнистых пород являются кремнезем, закисное железо и щелочи (см. табл. 1). Высокие содержания глинозема указывают на присутствие примеси пелитового материала и полевошпатового детрита. В некоторых образцах отмечаются повышенные содержания СаО и S, обусловленные присутствием кальцита и сульфидов. Содержания P_2O_5 редко превышают сотые доли процента. Спектральным анализом в углеродистых породах установлены повышенные концентрации ванадия, хрома, молибдена, свинца, цинка, серебра и галлия

(табл. 2), что позволяет рассматривать эти образования как геохимические аккумуляторы названных элементов.

Карбонатные углеродистые породы содержат 42—54 % СаО, 0,7—2,3 % MgO, 0,4—5,0 % SiO₂, 0,5—1,97 % Al₂O₃ и 0,2—0,7 % Fe₂O₃. По данным спектрального анализа известняков лондоковской свиты, среди микроэлементов в повышенных концентрациях присутствуют никель, молибден, олово, фосфор и стронций.

Для углеродистых кремнистых и глинисто-кремнистых пород различных районов Буреинского массива весьма характерна рассеянная или концентрированная сульфидная (пиритовая или пирротиновая) минерализация. Рассеянная минерализация представлена разоблаченными кристаллическими выделениями аутигенных сульфидных минералов или их агрегатами, образующими тонкие (0,25—5,0 мм) послойные выделения и прожилки. В некоторых горизонтах сульфиды концентрируются в пластобразные тела мощностью от 1—2 м до первых десятков метров, слагая до 80—90 % объема породы. Стратиформное колчеданное оруденение наиболее часто отмечается

Содержание микроэлементов в высокоуглеродистых породах дитурской свиты, $n = 36$

Элемент	Предел содержания, %	\bar{X}	$\pm\lambda$	C	K_K
Ni	0,00007—0,030	0,0049	0,0020	0,0095	0,52±0,21
Co	0,00002—0,0002	0,0005	0,0001	0,0020	0,25±0,05
Ti	0,1000—0,7000	0,3867	0,0445	0,4500	0,86±0,098
V	0,005—0,7000	0,1078	0,0513	0,0130	8,29±3,95
Cr	0,003—0,070	0,0292	0,0057	0,00100	2,92±0,57
Mo	0,00002—0,050	0,0080	0,0033	0,0002	40,00±16,50
Nb	0,00007—0,001	0,0007	0,00002	0,0020	0,35±0,01
Zr	0,0030—0,04000	0,0169	0,0023	0,0200	0,85±0,12
Cu	0,0010—0,0500	0,0084	0,0034	0,0057	1,47±0,59
Pb	0,00007—0,0100	0,0050	0,0005	0,0020	1,75±0,25
Ag	0,00005—0,00003	0,00007	0,00001	0,00001	7,00±1,00
Zn	0,005—0,070	0,0133	0,0041	0,008	1,66±0,51
Sn	0,0003—0,001	0,0005	0,00004	0,001	0,50±0,04
Ga	0,0007—0,005	0,0018	0,0003	0,0006	3,00±0,50
Ba	0,0100—0,5000	0,0849	0,0275	0,0800	1,06±0,34
Y	0,00005—0,0150	0,0027	0,0008	0,003	0,90±0,26
Yb	0,00001—0,0010	0,0003	0,0001	0,0003	1,00±0,33
Sc	0,00005—0,00200	0,0009	0,0001	0,0010	0,90±0,10

Примечание. \bar{X} — среднее арифметическое содержание, %; λ — ошибка определения среднего арифметического содержания; C — среднее содержание в осадочных породах (глины и глинистые сланцы), по А. П. Виноградову, %; K_K — коэффициент концентрации.

в вятгрянской свите Мельгинского района. В высокоуглеродистых породах этой свиты Ю. П. Змиевским и др. (1982 г.) зафиксированы тела почти сплошных колчеданных руд мощностью до 10—20 м, содержащих до 80 % пирротина, пирита, халькопирита, ковеллина и сфалерита. Спектральным анализом в них установлено до 0,5 % свинца, до 1 % мышьяка, а также повышенное содержание меди. Некоторым залежам присуща повышенная марганценосность (1—3 % MnO) и фосфатеносность (от 1—4 до 16 % P_2O_5). Почти во всех изучавшихся телах отмечено присутствие магнетита, содержание которого достигает 30—40 %.

В Мало-Хинганском районе, вблизи ст. Известковая, в поле развития углеродистых отложений, относимых авторами к дитурской свите, известны железомарганцевые шпалы, сформировавшиеся над колчеданными залежами. Мощность пластов окисленных руд здесь достигает 4 м. В бурожелезняковых рудах отмечено [1] присутствие цинка (0,1—0,23 %), в колчеданных — золота. Стратиформное оруденение, возможно, широко распространено в отложениях дитурской свиты. В ее стратотипической местности (бассейн р. Дитур) в по-

следние годы Геофизической экспедицией ПГО Дальгеология выявлены многочисленные полосовые магнитные аномалии, которые могут быть связаны с пирротин- или магнетитсодержащими колчеданными рудами.

Таким образом, по геохимической специализации углеродистые породы верхнего докембрия и кембрия Буреинского массива сходны с породами углеродистых формаций других регионов [3]. Наиболее характерной чертой углеродистых глинисто-кремнистых пород является присутствие в них в резко повышенных концентрациях ванадия, хрома, молибдена, серебра, галлия. В карбонатных породах резко повышены содержания молибдена и олова. По-видимому, при вторичных преобразованиях углеродистых отложений некоторые из этих элементов могут мигрировать, формируя жильные рудные тела. В соответствии с приведенными данными площади развития углеродистых сланцев верхнего докембрия и кембрия рассматриваемой территории определяются как перспективные на поиски полиметаллических колчеданных руд, ванадия, редких и благородных металлов. Метаморфизованные разновидности высокоуглеродистых пород могут найти применение как графитовые руды.

ЛИТЕРАТУРА

1. Витгефт Б. В. Геология Малого Хингана, его железные руды и их значение // Хингано-Буреинская проблема. — М.: Хабаровск, 1934.
2. Неметаллические полезные ископаемые СССР: (Справочное пособие)/В. П. Петров. — М.: Недра, 1984.
3. Созинов Н. А., Сидоренко С. А., Дерягин А. А. О металлогенности углеродистых формаций докембрия // Проблемы осадочной геологии докембрия. — М.: Наука, 1979. — Вып. 5.

ДВИМС
Хабаровск

Поступила в редакцию
10 марта 1987 г.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.24.01

Г. М. Власов

ПОЧЕМУ ТЕКТОНИКА ПЛИТ ПРИНИМАЕТСЯ НЕ ВСЕМИ

Сделана попытка ответить на вопрос: почему многие советские геологи не перешли на позиции теории тектоники плит? Приводятся отзывы о ней зарубежных и советских авторов — специалистов по руд-

ной геологии. Они показывают неудовлетворительность концепций тектоники плит для практической работы геологов. Особенно острые критические замечания делаются в адрес субдукции.

Л. П. Зоненшайн в опубликованной в журнале «Геотектоника» статье о совещании по тектонике литосферных плит, состоявшемся в 1987 г. в г. Звенигороде, отмечает [2, с. 107]: «Интерес и дискуссию вызвал доклад В. А. Лейглера о развитии теории тектоники плит в нашей стране. По его мнению, это развитие отличалось от нормальной (по терминологии Куна) науки во всем мире, поскольку до сих пор значительное число наших геологов, включая многих ведущих ученых, не перешло на позиции теории тектоники плит».

Сходные по содержанию заявления не раз делались и другими сторонниками тектоники плит. Они справедливы в той части, что многие советские геологи воздерживаются от принятия концепций тектоники плит за основу их практической деятельности. Другой вопрос — почему они это делают? Нормальное это явление, или действительно у советских геологов развитие науки пошло «вкось» и «вкривь», в общем, ненормально?

Чтобы разобраться в этом вопросе, автор настоящей статьи уже несколько лет тщательно анализирует все концепции тектоники плит с позиций соответствия их реальным геологическим условиям и оценивает возможности их использования в практической геологической работе. При этом учитывается опыт не только советских, но и зарубежных исследователей: металлогенистов, ведущих геологов-рудников и других специалистов, непосредственно соприкасающихся с прогнозированием, поисками и изучением руд металлов или разрабатывающих те или иные вопросы рудной геологии. Ниже приводятся делаемые ими оценки концепций тектоники плит.

Большая (около 3 000 страниц) фундаментальная работа [20] «Эмпирическая металлогения» содержит объективное описание рудных месторождений мира. Месторождения сгруппированы по геологическим условиям их нахождения и по породным ассоциациям, близким по объему и вещественному составу к формациям. Порядок изложения материалов подчинен последовательности геосинклинально-орогенных процессов, хотя в ряде случаев сообщается и о представлениях о генезисе руд плейттектонистов. По мнению автора и редактора книги — канадского геолога П. Лазники, геосинклинальная модель с выделением эвгео- и миегеосинклинальных зон имеет фактическую литофаціальную основу, но в ряде случаев подобное подразделение затрудняется рядом осложняющих обстоятельств. Принимаются без каких-либо поправок сформулированные Н. С. Шатским определения платформ и типичных для них структур («синеклизы», «антеклизы» и др.).

Серьезное внимание в книге уделяется геотектонической цикличности. «Вскользь» отмечается, что понятие «геотектонический цикл» устарело, но тут же признается, что цикличность фактически проявляется в геологических процессах и заслуженно описывается во многих специальных работах, в том числе касающихся рудных месторождений. Цикл развития складчатой области в книге характеризуется на примерах островных дуг со всеми обычно устанавливаемыми стадиями, с переходом от базитового магматизма к кислому и щелочному. В итоге происходит трансформация океанической коры в континентальную, иногда прерываемая деструкцией коры, в частности, путем океанизации (в понимании В. В. Белоусова).

Подчеркивается специфичность мафического вулканизма ранней стадии развития энсиматических дуг. Рифтогенез рассматривается в связи с геосинклинальным развитием, в частности, выделяется категория рифтов, соответствующая стадии заложения геосинклинальных прогибов. Высказываются сомнения в обязательном океаническом происхождении офiolитов.

Автор сомневается в субдукционном образовании андезитов (и связанных с ними руд): «Еще не доказано убедительно, что известково-щелочные магмы не могут быть связаны с иными процессами, чем субдукция, и образоваться в других местах, а не над конвергирующими континентальными краями» (с. 897)*.

Как видно из сказанного, при изложении авторами книги огромного имеющегося фактического материала о рудных месторождениях мира геосинклинальное учение оказалось, в общем, предпочтительнее, чем тектоника плит. Негативное отношение редактора к тектонике плит можно уловить в вводном разделе книги, где отмечается «отрезвление» многих исследованных после 16-летнего существования этой гипотезы.

Крупнейшей (14 томов) зарубежной (международной) работой [23], посвященной стратиформным рудным месторождениям, является «Handbook of stratabound and stratiform ore deposits». По форме и содержанию она объединяет функции тематического сборника и справочника. Первые десять томов посвящены преимущественно истории исследований стратиформных месторождений, объективным описаниям месторождений различных металлов, их классификации, характеристике структур и текстур руд и др.

* Здесь и в дальнейшем цитаты из иностранных работ даются в русском переводе Г. М. Власова.

В последних томах помещен ряд статей и монографий, в которых значительно внимание уделено общим геолого-тектоническим условиям формирования руд. В них наиболее отчетливо проявляется отношение редактора книги К. Х. Вольфа и отдельных ее авторов к концепциям тектоники плит. Концепции эти упоминаются лишь при характеристике рудной зональности. После изложения представлений геосинклиналиальной теории о происхождении рудной зональности приводятся объяснения образования рудной зональности сторонниками тектоники плит. При этом отмечается, что островные дуги с зонами Беньоффа и континентальные края андского типа близко соответствуют ортогеосинклиналиальным системам. Распределение руд в этих системах в представлениях плейттектонистов мало отличается от ранее установленных, но интерпретация этих закономерностей значительно изменилась. Выказывается несогласие с положением, что континентальные рифты являются эмбрионами океанов. Указываются примеры современных протяженных континентальных рифтов с явно континентальной корой в основании. Многозначительно замечание, что после 15 лет почти бесспорного приоритета плитно-тектонических представлений теперь некоторые геологи называют «всеобъемлющую» плитную тектонику «геофизической выдумкой».

Значительный интерес представляет явно проявившаяся в работе тенденция, возникшая у многих исследователей в связи с их общей неудовлетворенностью современным состоянием тектоники плит. Тенденция эта направлена в сторону «исправления» некоторых плейттектонических концепций, смягчения расхождения их с геосинклиналиальной теорией. Широко используется при этом геосинклиналиальная терминология. Предлагаемые «новые» положения зачастую мало отличаются от установившихся представлений геосинклиналиального учения. Однако часть работ этого направления бесспорно заслуживает серьезного внимания. К числу их относится статья немецкого исследователя Л. Баумана и др. [18], посвященная аркогенезу — процессу активизации платформ, обусловленному поднятиями мантийного материала. Учет вертикальных движений, периодической смены условий растяжения и сжатия, рифтогенеза, предшествующего образованию геосинклиналиальных бассейнов, мантийного характера магматизма — все это в какой-то мере сближает позицию авторов с геосинклиналиальным учением. Другая статья американского исследователя К. А. Эриксона и австралийского геолога Р. Г. Шук [21] освещает эволюцию авлакогенов, устанавливая тесное ее соответствие эволюции более крупных геосинклиналиально-орогенных структур. Начальная, рифтовая, стадия развития авлакогенов проявляется при растяжении и часто сопровождается базитовым или контрастным магматизмом. Во второй стадии, с меньшей амплитудой опускания, развивается эвгеосинклиналиальный прогиб, распространяющийся за пределы площади первоначального рифта. Третья стадия опускания и заполнения прогиба завершается формированием моласс. Эта предлагаемая авторами статьи общая «канва» эволюционного процесса в авлакогенах, если не касаться некоторых имеющих в статье плитно-тектонических дополнений, вполне согласуется с геосинклиналиальной теорией.

В содержательной книге типа учебного пособия «An introduction to ore geology» [22] английский исследователь А. М. Ивенс дает содержательное описание различных генетических типов рудных месторождений и характеризует их приуроченность к тем или иным геосинклиналиальным и платформенным структурам. Вопросы связи распределения месторождений с тектоникой плит затрагиваются преимущественно в заключительном разделе книги, но и там в основу тектонического районирования положено выделение различных типов геосинклиналией. А. М. Ивенс ссы-

лается на работы исследователей, «примирающих» тектонику плит с геосинклиналиальной концепцией [19, 24, 25], и сам придерживается этого же принципа. Им выделяются типы геосинклиналией: Красного моря, островной дуги, Японского моря, андийский, андалитический, средиземноморский. Большинство их предусмотрено и «классической» геосинклиналиальной теорией.

При рассмотрении генезиса месторождений в геосинклиналиях типа островных дуг А. М. Ивенс подразделяет период геосинклиналиального развития на три стадии: начальную или толетовую, главную известково-щелочную и заключительную, характеризующуюся преобладанием кислых и щелочных магматических продуктов. Он возражает против принадлежности рудных залежей в эвгеосинклиналиальных толщах внешних дуг к аллохтонным тектоническим пластинам, ранее сформированным в океанической коре в пелагической обстановке. Внешние «осадочные» дуги А. М. Ивенс рассматривает не как аллохтонные, аккреционные образования, а как отложения прогибов между желобом и вулканической дугой, испытавших инверсию. По поводу мнения Р. Х. Силлитое и других плейттектонистов о связи образования порфировых медных месторождений с субдукцией литосферных плит в зонах Беньоффа он в качестве возражения указывает на расположение многих таких месторождений в значительном удалении от выходов зон субдукции.

Таким образом, формально как бы принимая основные концепции тектоники плит, А. М. Ивенс строит свой курс рудной геологии в значительной мере на положениях геосинклиналиальной теории. В ряде случаев им указываются противоречия между утверждениями плейттектонистов и фактами.

К числу работ, в которых образование и размещение руд рассматривается с позиций тектоники плит, относится очень содержательная книга А. Митчелла и М. Гарсона [5], опубликованная в русском переводе (1984 г.).

А. Митчелл и М. Гарсон группируют месторождения на образовавшиеся: а) в горячих точках, рифтах и авлакогенах, б) на пассивных континентальных окраинах и во внутренних бассейнах, в) в океанических условиях; месторождения зон субдукции и формирующиеся в обстановке столкновения плит; месторождения трансформных разломов. Эта общая классификация детализирована выделением многочисленных, более частных, обстановок рудообразования как то: внешних магматических дуг, междуготовых трогов, надвиговых поясов, краевых бассейнов и др. Описания рудных провинций, районов и месторождений четки и вполне объективны.

Затруднения авторов начинаются, как только они пытаются связать образование месторождений с теми или иными динамическими обстановками, декларируемыми тектоникой плит, — субдукцией, аккрецией и др. А. Митчелл и М. Гарсон отмечают, что надежные данные о субдукции вообще отсутствуют, и до сих пор не ясно, что ее вызывает и где она начинается. Предполагаемый тектоникой плит процесс засасывания литосферы авторам кажется довольно странным. Современные данные, по их мнению, указывают на наиболее вероятное образование апдезитов при плавлении вещества мантии. Связям поздней и раннекайнозойских порфировых месторождений с субдукцией противоречат условия сжатия, обычные в зонах субдукции. Выражается сомнение в том, что металлы вулканических дуг действительно извлечены из пород, участвовавших в субдукции. Специальные разделы в конце каждой главы посвящены вопросу сохранности месторождений, очень сложно при признании концепций тектоники плит: субдукцией и другими сопутствующими процессами большинство рудных месторождений, особенно древних, давно дол-

жны быть уничтожены. Приводя примеры продолжения тех или иных рудных проявлений на различных континентах, авторы делают оговорку «...однако в каждом из приведенных примеров с континентальным дрейфом связаны уже известные полезные ископаемые, а не предсказывалось наличие новых рудных провинций на основе выводов о начальном положении континентов» (с. 433). Что касается горячих точек, то авторы подчеркивают условность отнесения к ним некоторых месторождений, например медно-порфировых в Северной Америке.

В заключительной главе книги А. Митчелл и М. Гарсон приходят к довольно неутешительному выводу: «...мы видим, что прямое приращение гипотезы тектоники плит к стратегии поисковых работ в некоторой степени ограничено и зависит от наличия данных о континентальном дрейфе и возможности восстановления додрейфового положения континентов» (с. 436). Признается необходимость для точных прогнозов объективных металлогенических карт, основанных на более детальных концепциях тектоники и рудообразования.

Другая фундаментальная и не менее содержательная работа о рудах металлов с позиций тектоники плит написана Ф. Д. Соукинсом [27]. В русском переводе эта работа не публиковалась. В ней также дается довольно дробная систематика месторождений различного происхождения. В отдельных главах выделены месторождения дуг, рифтов, связанных с дугами океана, внутриконтинентальных горячих точек, ранних стадий континентального рифтообразования; продвинутых стадий рифтообразования, обстановок столкновений. Рудные месторождения характеризуются с попутной привязкой к тектонике плит в очень разумных пределах, с частыми оговорками об условности этой привязки.

Ф. Д. Соукинс во многих случаях отмечает неопределенность связи руд с субдукцией. Он считает невозможным объяснить субдукцией образование протяженных рудных поясов с сульфидными рудами Австралии, Канады и других стран, явно связанных с условиями растяжения. Автор пишет: «Концепция, что металлоносные месторождения в верхних частях океанической коры могут влиять на конечную металлогению дуговых систем, образованных в связи с субдукцией такой коры, вероятно, ошибочна» (с. 151).

Ф. Д. Соукинса смущает присутствие гранитоидных интрузий во фронтальных (внешних) дугах, обычно характеризующихся низкими тепловыми потоками и относимыми сторонниками тектоники плит к аккреционным образованиям. Эти дуги он справедливо, вопреки мнению сторонников тектоники плит, относит к автохтонным ранним дуговым образованиям с базальтовым магматизмом. Возражает автор и против представлений о том, что ультрабазит-базитовые породы, с которыми связаны сульфидные месторождения кипрского типа, представляют тектонические пластины океанической коры. То, что древние орогенные пояса, наблюдающиеся теперь внутри континентов, представляют продукт тектонических циклов Вильсона, по мнению Ф. Д. Соукинса, пока является материалом для серьезных дебатов. Циклы Вильсона для значительной части поясов вообще проблематичны. Имеется много орогенных поясов, где большинство фактов свидетельствует против проявления в прошлом полного цикла Вильсона. Несомненно имеющая место в подвижных зонах смена начальной фазы растяжения фазой сжатия еще не доказывает проявления этого цикла. Трансформные разломы, рассматриваемые тектоникой плит как главный тип плитных границ, имеют, по заключению Ф. Д. Соукинса, ограниченное значение в отношении металлогении. Это связано с тем, что с трансформными разломами не ассоциирует магматизм.

В 1985 г. была опубликована рецензия на книгу Ф. Д. Соукинса. Автор рецензии [28], воздав должное действительно хорошей работе Ф. Д. Соукинса, отмечает, что «...Ф. Д. Соукинс свободно допускает, может быть, слишком часто, что плитно-тектонические отношения неизвестны для некоторых месторождений». И далее: «В книге проявляется тенденция к описанию рудных месторождений с плитной тектоникой некоторым придатком, но не сердцевинной. Это спорная позиция, во всяком случае, нужно что-то одно, или плитная тектоника является помощником в понимании рудных месторождений, или наоборот» (с. 150). Вряд ли справедлив этот упрек. Ф. Д. Соукинс в своей книге высказал важный принцип, которому и следовал: «Поспешность в интерпретации всех геологических явлений с позиций взаимодействия плит ведет к легковесным решениям» (с. 270). К тому же сам рецензент заканчивает свой отзыв фразой: «Для ряда месторождений связи с плитной тектоникой действительно еще не понятны».

Следующей фундаментальной работой о рудных месторождениях, которую нельзя пропустить в нашем обзоре, является изданный в русском переводе двухтомник юбилейного сборника к 75-летию журнала «Economic Geology» [1]. Авторы его — крупнейшие специалисты по рудным месторождениям — объективно излагают имеющиеся материалы и делают выводы, касающиеся условий образования руд. В большинстве случаев они «обходятся» без каких-либо ссылок на тектонику плит, ограничиваясь лишь отнесением месторождений к образованиям тех или иных типов дуг, континентальных окраин или рифтов. Характерно, что, если авторами высказывается мнение о связи рудообразования с субдукцией или другими горизонтальными движениями плит, вопрос определенно не предпринимается, а обычно предусматривается несколько возможных вариантов. Не менее характерно, что авторы, рассматривая те или иные отношения руд к тектонике плит, чаще высказывают относительно этого не свое личное мнение, а ссылаются на высказывания других авторов, часто не являющихся специалистами по рудным месторождениям. Имеющиеся ссылки на тектонику плит нередко сопровождаются оговорками о недостаточной доказанности плитно-тектонических процессов. Так, Ч. Мейер [4], говоря в первом томе книги о предполагаемом поглощении коры вдоль границ плит, замечает: «Правда, свидетельства того, что эти процессы действительно имеют место, мы находим лишь в немногих районах» (с. 14). Указывая на связь медно-порфировых месторождений с зонами субдукций, он тут же добавляет: «Это не значит, разумеется, что их материнские магмы своим происхождением целиком обязаны только частичному переплавлению пород погружавшейся плиты» (с. 15). Особенно большие сомнения высказываются по поводу возможности образования в зонах субдукции, у краев плит, медно-порфировых месторождений США, удаленных от краев континента (плиты?) на расстоянии до 600—1000 км. На с. 61 читаем: «Лоуэлл сформулировал причины, по которым, с его точки зрения, гипотеза возникновения медно-порфировых месторождений в результате образования рудоносных магм при частичном плавлении пород погружающейся литосферной плиты мало применима для юго-западных районов США; многие геологи подерживают это мнение».

Выражают сомнение в приложимости концепций тектоники плит, в частности субдукции, к образованию месторождений и авторы специального раздела в книге о порфирово-медных рудах — С. Р. Титли и Р. Э. Бин [13]: «Мы не собираемся оспаривать положения тектоники плит и ее возможности для расширения понимания многих аспектов рудогенеза... однако, в связи с быстрым распространением этой

новой теории, многие, хорошо изученные и описанные особенности региональной геологии, геологической истории и металлогенеза оказались упущенными... Силлитое предположим, что зональность различных рудных месторождений Перуанских Анд связана с последовательным плавлением разных частей наклонной пластины подвигающейся океанической литосферы. Однако позднее он отметил, что процессы, в результате которых происходит последовательное освобождение металлов, все еще довольно малообъяснены. Роль источников металлов медно-порфировых руд юго-западной части Северной Америки также приписывалась подвинутой пластине, хотя эта теория была опровергнута... Высказывались предположения, что происхождение металлов связано с магматическими источниками, не имеющими отношения к субдукции. Эти источники могут находиться в мантии» (с. 271).

На с. 274—277 С. Р. Титли и Р. Э. Бин, высказав различные предположения о связи образования медно-порфировых руд с субдукцией, приходят к довольно определенным выводам: «Однако, по нашему мнению, попытка установления прямых причинно-следственных соотношений между субдукцией и медно-порфировыми месторождениями является безнадежным делом... нет законных оснований утверждать, что литосферная плита, испытавшая субдукцию, является единственным источником медно-порфировых магм... по нашему мнению, источник металлов остается неопределенным».

Авторы раздела о колчеданных месторождениях во втором томе книги Дж. М. Франклин и др. [14] после подробного рассмотрения возможности связи колчеданных месторождений с различными тектоническими обстановками, предусмотренными тектоникой плит, заключают, что «...в целом гипотеза тектоники плит не учитывает многих генетических аспектов, связанных с минеральными месторождениями» (с. 178). «Последний анализ более тонких аспектов проблемы образования некоторых крупных рудных узлов указывает на невозможность приложения к этим месторождениям простой субдукционной модели» (с. 223).

Если обратиться к статьям зарубежных авторов — специалистов по рудным месторождениям — публикуемым в журналах «Economic Geology», «Mineralium Deposita» и др., то их можно примерно подразделить на две группы. В первую войдут статьи, где содержатся объективные описания и выводы, сделанные на основании тщательного анализа фактического материала, без какого-либо упоминания концепций тектоники плит. При металлогеническом районировании обычно используются подразделения на типы островных дуг, континентальных краев, рифтов, геосинклиналей, платформ, щитов и других реально существующих структур. Таких работ, пожалуй, большинство. В статьях второй группы, также с подробными описаниями условий оруденения и руд, допускается связь образования руд с теми или иными процессами тектоники плит. Здесь можно встретить заключения, ставшие уже стереотипами, что простой корреляции островодужных минеральных месторождений с субдукцией не обнаруживается. Существенно, что ни в одной из статей, с которыми удалось познакомиться, убедительно не доказывается прямая связь тех или иных рудных месторождений с процессами субдукции, обдукции или аккреции.

Рассмотрим далее оценки тектоники плит, сделанные советскими специалистами-рудниками.

В. И. Смирнов [10] в принципе признает горизонтальные движения, имея в виду перемещения блоков земной коры, значительно более скромные, чем предусматривается тектоникой плит. «Никаких признаков так называемой «субдукции» при этом не обнаруживается... Рассуждения о том, что все разнообразие магматических пород и эндогенных рудных месторож-

дений возможно объяснить исключительно по способу заатлантики океанических плит под континенты, относятся к категории фантастических. Они не должны вводить в сторону от анализа реальных геолого-исторических условий развития как магматизма, так и металлогенеза» (с. 25). Заключение В. И. Смирнова достаточно категорично: концепции тектоники плит не способны раскрыть геотектонические условия возникновения эндогенных рудных месторождений в ходе геолого-исторического развития земной коры. Вместе с тем В. И. Смирнов придает большое значение зонам Заварицкого — Беньюффа как структурам, контролирующим геосинклинальный магматизм и металлогенез. Это подчеркивает несправедливость распространенных взглядов на эти зоны, как на «порождения» и обязательные «атрибуты» лишь тектоники плит.

А. Д. Щеглов [16], известный своими работами по тектономагматической активизации, отмечает необоснованность претензий тектоники плит на объяснение природы всех геологических явлений, в том числе и закономерности размещения полезных ископаемых. Между тем практически во всех работах по тектонике плит рассматриваются только планетарные закономерности локализации рудных месторождений, причем анализируются уже ранее выявленные закономерности и не установлено ни одной новой ни в глобальном, ни в региональном масштабе. «Иными словами, идет «приспособление» идей глобальной тектоники к региональной металлогенезу; создаются модели различных обстановок, в которых возникает месторождение, без учета конкретных геолого-исторических предпосылок и условий проявления рудных концентраций в структурах земной коры» [17, с. 10]. «Всесторонний анализ особенностей геологического развития и металлогенеза Востока Азии в зоне перехода от континентов к океану, и прежде всего территории Советского Союза, показывает, что на примере этого огромного региона идеи тектоники плит применительно к вопросам региональной металлогенеза не находят своего подтверждения» [17, с. 11].

Е. А. Радкевич [7—9], занимающаяся геологией и металлогенезом Тихоокеанского пояса, возражает против представлений сторонников тектоники плит, исходя, главным образом, из цельности длительно развивавшейся структуры пояса, сохранности продолжавших существовавших металлогенических зон, ненарушенности горизонтальными движениями сети планетарной трещиноватости. Все это не допускает значительных горизонтальных перемещений континентов, хотя местные смещения, в частности, происходившие под влиянием ротационных сил Земли и напряжений при импульсах расширения коры, по мнению Е. А. Радкевич, возможны. Как она отмечает, тектоникой плит несправедливо исключается из рассмотрения весь оправдавший себя при металлогенических исследованиях арсенал представлений о дифференциации геосинклинальных прогибов с развитием разновозрастных эволюционирующих во времени осадочных и магматических формаций и связанных с ними руд. «Концепция глобальной тектоники обедняет уже имеющиеся у нас представления о формах тектонических процессов и их взаимосвязях с процессами магмо- и рудообразования... Необходимо сохранить актив металлогенической науки — установленные закономерности распределения месторождений, с учетом влияния на оруденение различных факторов: тектонического строения, литологического состава, особенностей магматизма в различных областях — словом, разнообразных геологических признаков, используемых при прогнозах и направлении поисков полезных ископаемых» [7, с. 8].

Г. А. Твалчрелидзе [11, 12] детально изучил металлогенез западной части Средиземноморского пояса как в научном, так и в прикладном аспектах. Он

признает горизонтальные перемещения крупных блоков земной коры и использует островодужную терминологию при металлогеническом районировании. Его отношение к возможностям применения в металлогении концепций тектоники плит о спрединге, субдукции и других — отрицательное, что видно из следующего высказывания. «Многочисленные металлогенические модели, построенные на концепции тектоники плит, не отражают необратимую дифференциацию земной коры, ведущую к последовательному усложнению ее состава. Лишь конкретные геологические структуры определяют особенности магматизма и возникших в связи с ними рудных месторождений. Их подмена сочетанием различных геодинамических обстановок лишает нас возможности определить перспективные площади и осуществить в их пределах прогнозирование на отдельные виды полезных ископаемых» [12, с. 10].

Симптоматично приводимое Г. А. Твалчрелидзе заявление Г. Поута [26], который «...отмечает, что вслед за периодом чрезмерного увлечения глобальной металлогенией геологи-рудники испытывают глубокое разочарование» [11, с. 94].

Крупнейшим советским специалистом по порфирировым месторождениям А. И. Кривцовым [3] сделан вывод, что геодинамические построения с позиции тектоники плит не дают какой-либо дополнительной информации, облегчающей выделение перспектив в отношении порфирировых месторождений в том или ином регионе.

На состоявшемся в 1973 г. Всесоюзном совещании, посвященном проблемам металлогении в свете новых идей глобальной тектоники, при, в общем, благожелательном отношении к ряду положений тектоники плит имелись высказывания о том, что многие положения этой гипотезы дискуссионны, и что применение их к проблемам металлогении не приводит к положительным практическим результатам [6].

Приведенные документальные выдержки из работ не только советских, но и зарубежных специалистов показывают, что тектоника плит испытание практикой не выдержала. Особенно острые критические за-

мечания сделаны в адрес одной из основных ее концепций — субдукции. Концепция эта явно противоречит геологическим, металлогеническим, геохимическим, изотопным и прочим данным. Многочисленные попытки сторонников тектоники плит «улучшить» ее пока не дали положительных результатов. Критическое состояние концепции субдукции наглядно показывает одна из последних попыток ее «исправления» [15]. «Итак, анализируя модель субдукции, необходимо в первую очередь найти выход из противоречия между геологическими и геохимическими фактами. Согласно первым, при конвергенции плит активные окраины обязаны получать очень значительные количества корового, в том числе и осадочного, материала, а согласно вторым, нет никаких следов переплавления этого вещества в сейсмофокальных зонах». И далее: «Выход из противоречий такого рода все-таки возможен. Для этого достаточно предположить тектоническую расслоенность литосферы при субдукции, в результате которой глубоко в мантию уйдет преимущественно подкоровая часть плит, тогда как главная масса корового материала будет аккумулироваться в основании островных дуг или континентальных окраин» (с. 116). И еще: «Пока не ясно, каким конкретным образом можно этого достигнуть, поэтому разработка такого механизма — одна из неотложных задач геодинамики» (с. 119). Невольно возникает вопрос, неужели у науки нет более актуальных задач, чем сооружение «подпорок» под давно уже нежизнеспособную субдукцию?

Можно было бы много еще написать о недостатках и о сравнительно скромных достижениях тектоники плит. Автором статьи проводились анализ и оценка достоверности каждой ее концепции. Но это уже тема для отдельной статьи. Здесь же хотелось показать основную причину, побудившую многих советских геологов проявить осторожность (может быть, дальновидность) в отношении тектоники плит. Это, прежде всего, малая «отдача» ее гипотез при практических работах по расширению минерально-сырьевой базы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Генезис рудных месторождений. Т. 1, 2.— М.: Мир, 1984.— 944 с.
2. Зоненшайн Л. П. Совещание по тектонике плит // Геотектоника.— 1988.— № 1.— С. 107—109.
3. Кривцов А. И. Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфирировых месторождений.— М.: Недра, 1983.— 256 с.
4. Мейер Ч. Процессы рудообразования в геологической истории // Генезис рудных месторождений. Т. 1.— М.: Мир, 1984.— 239 с.
5. Митчелл А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений.— М.: Мир, 1984.— 496 с.
6. Овчинников Л. Н. Всесоюзное совещание «Проблемы металлогении в свете новых идей глобальной тектоники» // Геология рудных месторождений.— 1974.— Т. 16, № 3.— С. 111—114.
7. Радкевич Е. А. Современная концепция глобальной тектоники в свете металлогенических данных // Геология и геофизика.— 1974.— № 7.— С. 3—10.
8. Радкевич Е. А. Консерватизм структурно-металлогенических зон обрамления Тихого океана // Тр./СахГНИИ АН СССР.— 1977.— Вып. 41.— С. 3—4.
9. Радкевич Е. А. Металлогения Тихоокеанского рудного пояса // Металлогения Тихоокеанского рудного пояса/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1982.— С. 3—16.
10. Смирнов В. И. Проблемы геотектоники и эндогенного рудообразования // Вестн. МГУ. Сер. геол.— 1977.— № 5.— С. 14—26.
11. Твалчрелидзе Г. А. Мобилизм и классическая геотектоника/ВИНИТИ.— М., 1979.— 114 с. (Итоги науки и техники. Сер. Рудные месторождения; Т. 9.)
12. Твалчрелидзе Г. А. Металлогения земной коры.— М.: Недра, 1985.— 100 с.
13. Титли С. Р., Бин Р. Э. Медно-порфирировые месторождения // Генезис рудных месторождений. Т. 1.— М.: Мир, 1984.— С. 240—320.
14. Франклин Дж. М., Ландон Дж. У., Сангстер Д. Ф. Колчеданные месторождения // Генезис рудных месторождений. Т. 2.— М.: Мир, 1984.— С. 39—252.
15. Шараськин А. Я., Карпенко С. Ф. Субдукция в свете геохимических данных // Строение сейсмофокальных зон.— М.: Наука, 1987.— С. 110—122.
16. Щеглов А. Д. Основы металлогенического анализа.— М.: Недра, 1976.— 295 с.
17. Щеглов А. Д. Мобилизм и рудообразование: (О некоторых аспектах генезиса рудных месторождений в связи с гипотезой тектоники плит) // Геология и металлогения рудных районов Дальнего Востока/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1985.— С. 7—16.
18. Bauman L., Leeder O., Weber W. The position of platform activation (arcogenesis) in plate tectonics and its metallogenetic importance: (Exemplified by

- the North Atlantic-West European lithospheric area) // Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits. V. 12/Ed. K. H. Wolf.— Elsevier, 1985.— P. 409—459.
19. Dickinson W. R. Plate tectonic models of geosynclines // Earth and Planet. Sci.— 1971.— V. 10, N 2.— P. 165—174.
 20. Empirical metallogeny: Depositional environments, litologic association and metallic ores. V. 1—3/Ed. P. Laznika. Amsterdam; Oxford; New-York; Tokyo: Elsevier, 1985.— P. 2800.
 21. Eriksson K. A., Chuck R. G. Aulacogene sedimentological and tectonic evolution and associated mineralization // Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits. V. 12/Ed. K. H. Wolf.— Elsevier, 1985.— P. 461—529.
 22. Evans A. M. An introduction to ore geology.— Oxford; London; Edinburgh; Boston; Melbourne: Blackwell Scientific Publication, 1982.— 232 p.
 23. Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits. V. 1—14/Ed. K. H. Wolf.— Elsevier, 1985.— 5000 p.
 24. Hsu K. D. Thiede Ternmarine group takes, stock of research // Geotimes.— 1985.— V. 28, N 3.— P. 17—78.
 25. Mitchell A. H., Reading H. G. Continental margins, geosynclines and ocean floor spreading // J. Geol.— 1969.— V. 77, N 6.— P. 629—646.
 26. Pouit G. Mineralisation et tectonique des plaques // Cron. Rech. Minere.— 1977.— V. 45, N 438.— P. 45—52.
 27. Sawkins F. D. Metal deposits in relation to plate tectonics.— Berlin; Heidelberg; New-York; Tokyo: Springer-Verlag.— 1984.— P. 322.
 28. Scott S. Reviews: Sawkins E. D. Metal deposits in relation to plate tectonics // Econ. Geol.— 1985.— V. 80, N 1.— P. 150.

ИТuГ ДВО АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
19 апреля 1988 г.