

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ISSN 0207-4028

# ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

2

1982

Редколлегия журнала «Тихоокеанская геология» сердечно поздравляет Сибирское отделение Академии Наук СССР с 25-летним юбилеем, желает больших творческих успехов как в развитии фундаментальных исследований, так и в деле освоения производительных сил Сибири для блага Советского народа.

Редколлегия журнала «Тихоокеанская геология» приветствует старейшину геологической службы СССР, преемника великих традиций Геолкома — Всесоюзный Ордена Ленина научно-исследовательский Геологический институт и желает больших творческих успехов в деле развития геологической науки и практики.

#### РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Главный редактор Н. А. ШИЛО

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

---

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

Зав. редакцией *Г. С. Замыгина*  
Мл. редактор *Н. В. Болдовская*  
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*  
Технический редактор *А. В. Семкова*  
Корректоры *Р. К. Червова*, *В. К. Цыцельник*

Сдано в набор 22.12. 81. Подписано к печати 26.04.82. МН-05010. Формат 84×108<sup>1/16</sup>. Высокая печать. Усл.печ. л. 14,3. Усл.-кр. отт. 14,9. Уч.-изд. л. 15,0. Тираж 826 экз. Заказ № 839.  
Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 13. 4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

СОДЕРЖАНИЕ

Ю. И. Бакулин. Основные принципы исследования геодинамических условий рудоносности (на примере Приамурья) . . . . .	3	дифракционном преобразовании сейсмических записей . . . . .	83
В. Н. Воеводин. Роль магматизма в формировании вольфрамового оруденения Тихоокеанских подвижных областей . . . . .	13	В. Г. Варнавский. К вопросу о глобальности импульсов тектоно-магматической активности . . . . .	89
Э. Л. Рейнлиб. Современный рельеф, мезозойский гранитоидный магматизм и поле силы тяжести юга Дальнего Востока . . . . .	23	В. В. Орленок. Эволюция океанических бассейнов в кайнозойской эре . . . . .	98
С. А. Паладжян, А. Д. Чехов, Л. Д. Лаврова. Тектоника и офиолиты хребта Пекульней (Чукотка) . . . . .	31	А. И. Садовский. Тихоокеанский тектогенез, его распространение и возможная природа . . . . .	104
В. С. Рождественский, А. Н. Речкин. Эволюция офиолитового магматизма Сахалина . . . . .	40	Д. Ф. Семенов. О своеобразии кайнозойских формационных комплексов северо-восточной окраины Азиатского континента . . . . .	117
Ю. А. Колясников. Проблема происхождения спилитов и особенности спилитизации базальтов Корякского нагорья . . . . .	45	<i>КРИТИКА И ДИСКУССИИ</i>	
В. С. Приходько, Н. В. Бердников, А. Ф. Бехтольд, В. М. Чубаров. Состав и строение литосферы северного Сихотэ-Алиня . . . . .	52	Ю. А. Косыгин. Заметки о геотектонических гипотезах. Заметка первая . . . . .	126
Г. И. Аносов, А. А. Врублевский, М. Л. Красный. Глубинное строение желобов южной части Филиппинского моря . . . . .	63	<i>ХРОНИКА</i>	
Е. П. Леликов, Е. П. Терехов. Щелочные вулканы дна Японского моря . . . . .	71	Итоги, координация, перспективы развития геолого-геофизических исследований в бассейне Тихого океана . . . . .	132
Р. У. Иващенко, Э. Н. Казакова, В. Б. Сергеева, М. И. Стрельцов. О сочленении Курило-Камчатской и Алеутско-Аляскинской островных дуг в связи с палеогеодинамическими реконструкциями . . . . .	78	Петрофизические исследования при изучении геологического строения и поисках полезных ископаемых на Дальнем Востоке . . . . .	133
А. Н. Телегин, М. Г. Булатов. Изучение скоростей распространения упругих волн при		<i>ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ</i>	
		Георгий Михайлович Власов (к 70-летию со дня рождения) . . . . .	135

## CONTENTS

Yu. I. Bakulin. The main principles of investigation of ore content geodynamic conditions (an example of Priamur'ye) . . . . .	3	ril-Kamchatka arcs in connection with paleodynamic reconstructions . . . . .	78
V. N. Voevodin. Role of magmatism in the tungsten ores formation in the Pacific mobile belt . . . . .	13	A. N. Telegin, M. G. Bulatov. Study of elastic waves velocity at diffritional transformation of seismic records . . . . .	83
E. L. Reinlib. Relief, Mesozoic granitoid magmatism and gravity field of the southern Far East . . . . .	23	V. G. Varnavsky. The problems of global impulses of tectonic-magmatic activity . . . . .	89
S. A. Palandzhyan, A. D. Chekhov, L. D. Lavrova. Tectonics and ophiolites of the Pekulney Range (Chukotka) . . . . .	31	V. V. Orlyenok. Evolution of the oceanic basins in Cenozoic . . . . .	98
V. S. Rozhdestvensky, A. N. Rechkin. Evolution of ophiolite magmatism of Sakhalin . . . . .	40	A. I. Sadovsky. Pacific tectonogenesis, its distribution and possible nature . . . . .	104
Yu. A. Kolyasnikov. The problem of spilites origin and the features of basalt spilitization of the Koryak Highland . . . . .	45	D. F. Semyenov. On the peculiarity of Cenozoic formational complexes of the north-eastern margin of the Asian continent . . . . .	117
V. S. Prikhod'ko, N. V. Berdnikov, A. F. Bekhtol'd, V. M. Chubarov. Composition and structure of lithosphere of the northern Sikhote-Alin . . . . .	52		
G. I. Anosov, A. A. Vrublevsky, M. L. Krasny. Deep structure of the trenches of the Philippine Sea southern part . . . . .	63	<i>CRITICS AND DISCUSSIONS</i>	
E. P. Lelikov, E. P. Terekhov. Alkaline volcanics of the Sea of Japan . . . . .	71	Yu. A. Kosygin. Notes on geotectonic hypotheses . . . . .	126
R. U. Ivashchenko, E. N. Kasakova, V. B. Sergeyeva, M. I. Strel'tsov. Age of the island arc volcanism of Aleutian-Alaska and Ku-		<i>CHRONICLE</i>	
		Results, coordination, prospects of geological-geophysical researches in the Pacific ocean . . . . .	132
		Petrophysical researches in the study of geological structure and search for minerals in the Far East . . . . .	133
		<i>JUBILEES</i>	
		Doctor G. M. Vlasov (to the 70-th anniversary) . . . . .	135

Ю. И. Бакулин

## ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ РУДОНОСНОСТИ

(на примере Приамурья)

Основным параметром, регулирующим все другие параметры геохимических систем, основной движущей силой геологических процессов на протяжении всей истории Земли является давление. Повышение температуры горных пород в зонах метаморфизма связано с приложением тектонических напряжений, которые вызывают в кристаллической решетке смещение частиц от равновесного состояния, порождают внутрикристаллические дислокации, снижение теплопроводности при возрастании теплового движения частиц. При температурах, превышающих характеристическую температуру Дебая, сила связей между узлами решетки уменьшается и вещество переходит в пластическое состояние. Неоднородности поля напряжений вызывают анизотропию температурного поля и всех других

В числе основных параметров геохимических систем обычно рассматриваются давление и температура. Причем первостепенное значение в метаморфических и магматических процессах и вообще в геохимических превращениях отводится температуре и подчеркивается второстепенное значение давления [11]. Представляется, что недооценка этого важного параметра происходит из-за несовершенства способов его измерения. Литостатическое давление, создаваемое вышележащей толщей горной породы, действительно, нельзя считать активным параметром. Однако напряженное состояние горных пород на глубине характеризуется не только этой величиной, но и ориентированными напряжениями (стрессами), отчасти связанными с неоднородностями гравитационного поля. Все это вместе выражается в анизотропии среды. Р. Х. Вернон отмечает, что «ориентированное напряжение следует причислять к факторам, которые необходимо учитывать в термодинамических уравнениях» [7, с. 30]. Г. В. Иддисон [13] считает определяющим фактором при метасоматозе поле тектонических напряжений. Она пишет, что «...раствор приобретает активность, только попав в такое анизотропное поле напряжений» (с. 7), что это поле порождает анизотропию температурного поля, давления в растворе, концентраций компонентов и других свойств. Иначе

параметров. Между полярными геодинамическими зонами или при смене геодинамического режима происходит перераспределение вещества. Магматизм развивается на инверсионном этапе развития зон прогрессивного метаморфизма и вообще — в зонах разуплотнения. Рудообразование представляет собой завершающие фазы вещественных преобразований, в ходе которых высвобождаются из кристаллических решеток первоначально рассеянные рудные элементы. Продуктивность рудного процесса зависит от геодинамического режима области этих вещественных преобразований (области генерации), активности взаимодействий рудосных растворов с вмещающей породой, определяемых геодинамическим режимом области локализации.

говоря, изменение всех параметров минералообразующих растворов и самого хода минералообразования — следствие изменения давления. Кроме того, напряжения вызывают в кристаллической решетке смещение частиц от равновесного состояния (их активацию) и порождают внутрикристаллические дислокации.

Геодинамический принцип анализа геохимических систем основывается на изучении изменения полей напряжений. Направление осей поля напряжений поддается реконструкции методами структурной геологии, а распределение величин напряжений отражается изменением кристаллохимических параметров [10, 14]. Согласно закону Ле Шателье, минералообразование в условиях возрастающего давления будет направлено на появление минералов, характеризующихся меньшим объемом, т. е. более плотной упаковкой атомов. Сравнение структурной рыхлости ( $\omega$ ) участвующих в превращениях горных пород и минералов выявляет направленность этих превращений.

Все геологические процессы подразделяются на две большие группы:

1. Процессы, развитие которых сопровождается геодинамическим сжатием. В кристаллохимическом аспекте это выражается уменьшением величины среднего объема, приходящегося на один атом, — структурной рыхлости.

2. Процессы, развитие которых сопровождается геодинамическим расширением (соответственно увеличением величины  $\omega$ ). Такая систематизация природных процессов приемлема для каждого иерархического уровня вещественных преобразований.

## ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВЕЩЕСТВЕННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Согласно распространенным представлениям, Земля сформировалась из первоначально холодного космического вещества, которое претерпело разогрев. Генерация тепла была обусловлена гравитационными силами, возрастающим уплотнением. Разогрев сопровождался переходом в пластическое состояние, частичным или полным плавлением и дифференциацией вещества по плотности. Представления о радиоактивной природе тепла не согласуются с известными фактами (содержаниями радиоактивных элементов в железных метеоритах на 1—2 порядка ниже по сравнению с гранитным слоем, противоречивыми различиями температурных градиентов на суше и океаническом дне и др.).

Разогрев вещества под воздействием гравитационных сил происходил первоначально за счет механических взаимодействий частиц вещества (удары, трение), а затем и за счет возрастающего теплового движения частиц на атомно-молекулярном уровне. При температурах ниже характеристической температуры Дебая [5] проявляется квантовый характер тепловых волн. При возрастании давления, как отмечалось, происходит активация атомов кристалла, появляются дефекты решетки. Это приводит к сокращению средней длины пробега фонона, снижению теплопроводности и росту температуры [5]. Происходит разогрев горных пород на участках приложения давления. При дальнейшем росте температур средняя энергия, приходящаяся на одну степень свободы узла решетки кристалла, превосходит максимальную энергию фононов. Сила связей между узлами кристаллической решетки ослабевает, вещество приобретает пластичность и способность к дифференциации на простые части, которые в силу различных условий перехода в пластическое состояние разделяются.

Начало этого процесса определяет область тектоно-химических реакций (по Г. В. Ициксону), т. е. верхнюю границу генерации рудного вещества в геологических преобразованиях.

Таким образом, напряженное состояние горных пород, рост давления являются основной причиной повышения температуры и может в соответствующих условиях обеспечить вещественные преобразования исходной породы. В случае падения давления, опять-таки в соответ-

ствии с законом Ле Шателье, происходит плавление в области снижения давления, зарождение магматического очага.

Рудное вещество первоначально находится в распятом состоянии. Оно высвобождается из кристаллической решетки минералов в результате отмеченных вещественных преобразований. Последовательность отделения рудных элементов отражает устойчивость минерала-хозяина в ходе данного преобразования. Представляется, что в океанической коре также должны происходить вещественные преобразования, сопровождающиеся высвобождением больших масс рудных элементов. Отличительная их особенность — громадные объемы преобразований и отсутствие локальных структур, способных собрать мобилизованные элементы. Очевидно, это лишь идея, требующая проверки.

Вещественные преобразования любого ранга, таким образом, обеспечиваются путем сопряжения в пространстве полярных геодинамических систем сжатия и расширения или смены во времени (инверсии) геодинамического режима в одной из систем.

Сопряженность в пространстве и времени полярных систем обеспечивается обмен химическими соединениями, которые не могут приспособить свою структуру к изменяющимся геодинамическим условиям. Так, в зоны сжатия из зон растяжения перемещаются элементы, проявляющие тенденцию к образованию более плотных кристаллохимических упаковок, вместо перемещающихся из них элементов, образующих соединения, структурно более рыхлые. Такие пары структур можно проследить на разных иерархических уровнях. Обмен веществом имеет место на уровне континентальных и океанических блоков. Гранитный слой — это не только «шлаки» процесса обособления глубинных слоев континентальной коры. Вдоль зон Заварицкого — Беньофа континентальная кора постоянно получает дифференциаты, связанные с граничными процессами. В качестве примера временных пар высокого иерархического уровня можно привести пару метаморфизм — магматизм (например, упоминаемые ниже гнейсы и плагиограниты). Подмеченное В. Н. Лодочниковым [17] правило полярности магматических и постмагматических минералов также является отличной иллюстрацией инверсии геодинамического режима.

В работах Н. З. Евзиковой и Г. В. Ициксон [10, 14] детально разработаны возможности кристаллохимического подхода к анализу минеральных ассоциаций. Согласно их представлениям, в зонах динамотермального метаморфизма от фации зеленых сланцев к амфиболитовой происходит смена минералов в следующем порядке (рис. 1): альбит ( $\omega = 7,7$ ), муесовит (7,49), парагонит (7,20), андалузит (6,43), сил-

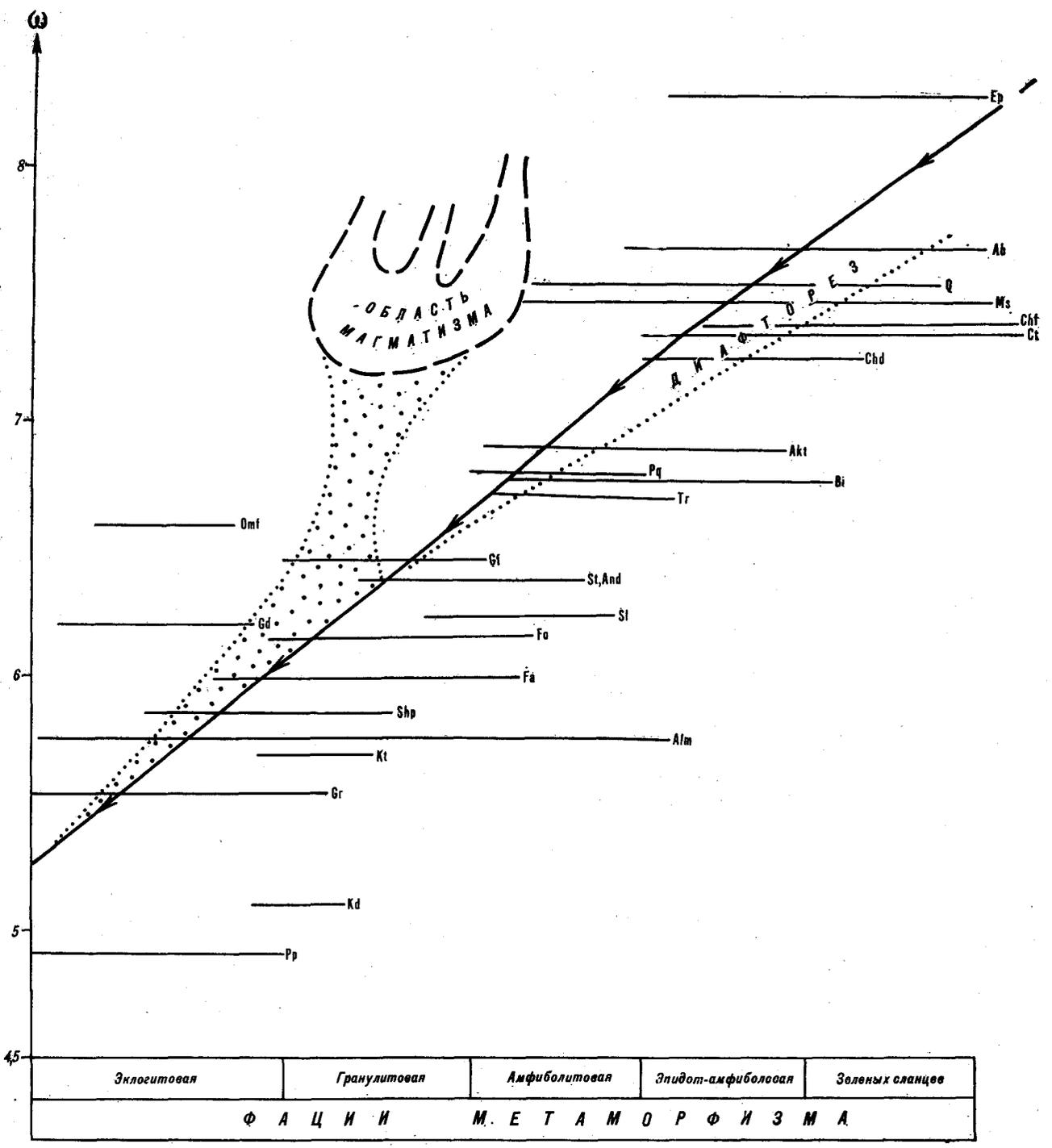


Рис. 1. Диаграмма развития зон прогрессивного метаморфизма. График геодинамического сжатия в зонах прогрессивного метаморфизма — сплошная линия; график геодинамического разуплотнения на инверсионном этапе — точечный пунктир; область плагингенеза — пунктир.

Распространенность минералов по фациям метаморфизма. Названия минералов: Pr — пироп, Kd — корунд, Gr — гроссуляр, Kt — кванцит, Alm — альманзин, Shp — шпинель, Fa — фаялит, Fo — фосфорит, Gd — жадеит, Sl — силлиманит, St — ставролит, And — андалузит, Gf — глаукофан, Omf — омфацит, Tr — тремолит, Bi — биотит, Pg — паргасит, Akt — актинолит, Chd — хлоритоид, Ct — кальцит, Chl — хлорит, Ms — мусковит, Q — кварц, Ab — альбит, Ep — эпидот (ω рассчитана по теоретическому составу).

лиманит (6,23), алмадин (5,76), дистен (5,70). Одновременно происходит вынос элементов, неустойчивых в зоне сжатия, в последовательности, соответствующей известному ряду подвижности элементов  $H_2O$ ,  $CO_2$ , S,  $SO_3$ , Cl,  $K_2O$ ,  $Na_2O$ , F, CaO,  $O_2$ , Fe,  $P_2O_5$ , BaO, MgO,  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$  [15]. Элементы правой части ряда накапливаются. Ряд подвижности элементов в зонах разуплотнения имеет обратный вид. Таким образом, в зонах сжатия и разуплотнения обеспечивается дифференциация химических элементов.

Как подчеркнул Б. В. Петров [20], в прогрессивную стадию метаморфизма подвижен ограниченный ряд элементов, обладающих общим свойством — минимальным атомным объемом, но принадлежащих к различным геохимическим группам (литофильной, сидерофильной, халькофильной).

В условиях постоянной длительно развивающейся тенденции происходит полный вынос и рассеяние неустойчивых в данных условиях соединений.

Плавление вещества коры и мантии — магомобразование — с геодинамических позиций представляет собой процесс разуплотнения. Поэтому структурная позиция магматических зон — рифты, купольно-сводовые структуры. В зонах геодинамического сжатия магматизм не характерен, так как повышение давления смещает точку плавления в область более высоких температур. Факты проявления магматизма в зонах сжатия нужно рассматривать индивидуально. Это либо результат инверсионного процесса, либо наложение нового геодинамического цикла.

Рассмотрим строение классической зоны прогрессивного метаморфизма (геодинамического сжатия). По мере нарастания степени метаморфизма происходит привнос натрия, компенсирующийся выносом калия, и смена серий пород в последовательности: глинистый сланец — филлит — кристаллический сланец — гнейс. А. А. Маракушев, М. А. Мипкин и И. А. Тарарин [18], говоря о зональных метаморфических комплексах Камчатки (породы высокой степени метаморфизма), описывают биотитовые плагиогнейсы, среди которых залегают интрузивные тела плагиогранитов.

Биотит-мусковитовые, биотит-плагиоклазовые гнейсы, по нашим представлениям, являются отражением уже начавшей инверсии геодинамического режима. Упомянувшиеся авторы [18] отмечают, что «... с появлением гранитных расплавов направления геохимической эволюции метаморфизма изменены в сторону усиления роли калия и намечается серия: плагиогнейсы — плагиограниты — гранитизированные гнейсы — граниты и калиевые гнейсы...». Это и есть инверсия геодинамического режима. Б. В. Петров [20] также отмечал резкое отличие геохи-

мии процесса гранитизации от прогрессивного регионального метаморфизма. Нужно отметить, что породы типа плагиогнейсов в Приамурье образуются в своеобразных гнейсовых куполах [22], представляющих локальные структуры разуплотнения среди региональной зоны сжатия. Развитие таких структур обеспечивает дифференциацию вещества в зонах сжатия. Это отдушины, улавливающие неустойчивые в зонах сжатия соединения и элементы.

Как уже отмечалось, повышение температуры горных пород является следствием их уплотнения, погружения в глубокие высокотемпературные зоны Земли. В этом определенную роль могут играть также экзотермические реакции и фазовые полиморфные превращения. Повышение температуры при уплотнении вещества объясняется сущностью тепловых явлений в твердых телах [5]. Даже самые скромные оценки глубины погружения нижних слоев геосинклиналичных зон при нормальном  $PT$ -градиенте дают вполне возможный разогрев их до температур в  $500-600^\circ$ . Многие реакции гидратации и дегидратации, большинство реакций окисления атомов [16], полиморфные превращения кварца и другие, характерные для преобразований пород в зонах метаморфизма, сопровождаются также повышением температуры. Таким образом, повышение температуры за счет развития геодинамического сжатия вполне осуществимо. В области геодинамического сжатия происходит последовательная смена ряда подвижных фаз, обеспечивающих перераспределение элементов:

1. *Фаза эпигенеза.* Процесс сопровождается уплотнением осадка и высвобождением большого количества поровых вод, выносящих наиболее подвижные компоненты.

2. *Фаза дегидратации.* Минералообразующие растворы пополняются кристаллизационной и конституционной водой из замещаемых минералов.

3. *Фаза пластического состояния.* При ней происходит перераспределение за счет текучести слагающих горную породу минералов и породы в целом. Пластическое состояние, как отмечалось, наступает после превышения температуры горной породы уровня характеристической температуры Дебая.

4. *Фаза анатексиса.* Происходит частичное или полное плавление горной породы, начало магматической дифференциации. Процесс начинается в связи со сменой сжатия расширением.

Магомобразование и интрузивный магматизм являются характерной особенностью геодинамических систем расширения. На коровом уровне магматизм является завершением развития геодинамических систем сжатия по пп. 1—4. Для зарождения магм в мантии достаточно лишь снятия какой-то части давления.



Зоны прогрессивного метаморфизма не будут сопровождаться магматическими проявлениями в двух случаях:

1. Инверсия наступила в системе, не достигшей критического уровня температуры.

2. Инверсия наступила, но темпы снижения давления и температуры реализуются лишь тепловым рассеянием в окружающем пространстве (характерная особенность таких систем — развитие регрессивного метаморфизма).

Описываемые крупнообъемные процессы высвобождают большое количество рудных элементов, рассеянных в породообразующих минералах. Поэтому оруденение мы можем рассматривать как завершающую их стадию. Какие горные породы были захвачены этими процессами? Как далеко они зашли на прогрессивной стадии? Когда наступила инверсия геодинамического режима? Как быстро она протекала? Если мы сможем хотя бы косвенно ответить на эти вопросы, то откроется возможность прогнозирования полезных ископаемых. Отсюда вытекает важность исследования геодинамики рудоносных систем в связи с процессами рудообразования.

## ГЕОДИНАМИКА РУДОНОСНЫХ СИСТЕМ

(на примере олова и золота)

Ранее нами [2] в рудоносных системах были выделены области генерации рудного вещества, области переноса и области рудоотложения. Рассмотрим область генерации рудного вещества (рудопитающая система, по Г. В. Ицксон, [14]), т. е. область, где рождаются подвижные формы рудных элементов.

Как в земной коре, так и в мантии рудное вещество находится в рассеянном состоянии, связанном с кристаллическими решетками породообразующих минералов. В области генерации рудные элементы через серию метастабильных состояний покидают минералы-носители, переходят в подвижные фазы или в другие минералы-носители. В геологическом отношении этой области может соответствовать довольно крупный участок (блок) земной коры, выделяющийся в рассматриваемом временном интервале однородным развитием, определенной последовательностью образования горных пород. Это может быть ядерно-купольная, очаговая, вулкано-тектоническая структура, сопоставимая по параметрам с металлогенической категорией, — рудный узел, рудный район.

Минералами-носителями олова являются темновесные минералы — гранат, пироксены, роговые обманки, биотит [3]. В зонах разуплотнения (в мантии и на инверсионном этапе развития зон прогрессивного метаморфизма) происходит мобилизация олова и последовательная

фиксация в следующих минералах: гранат ( $\omega$  менее 6), пироксены ( $\omega = 6,35 - 6,85$ ), роговые обманки ( $\omega = 6,80 - 7,10$ ), биотиты ( $\omega = 7,48$ ). Собственное соединение олова (касситерит) образуется на уровне разуплотнения, соответствующего  $\omega = 7,13$ .

Иначе говоря, в период замещения роговых обманок биотитом могут образоваться первые самостоятельные минеральные фазы олова. На этой стадии развития система уже может быть оловоносной. Более полное извлечение олова из области генерации происходит при дальнейшем развитии системы, т. е. замещении биотита. Структурно более рыхлых породообразующих минералов, обладающих изоморфной емкостью относительно олова, не установлено. Поэтому мы вправе считать, что в рудно-магматической системе, прошедшей стадию разуплотнения, соответствующую замещению (мусковитизации) биотита, все олово перешло в подвижные формы. Кроме того, часть олова на стадии замещения роговой обманки биотитом перешла в рассеянное состояние. Судя по разнице  $\omega$  роговых обманок, биотита и касситерита, может рассеяться до 50% всего олова системы. Другая половина олова может высвободиться из биотита при мусковитизации. Очевидно, наиболее продуктивны системы, уловившие все олово, освобожденное и из роговых обманок, и из биотитов. Улавливание олова относится к области локализации.

Таким образом, продуктивность рудоносной системы прямо пропорциональна степени извлечения олова из области генерации и обратно пропорциональна степени рассеяния этого олова в области локализации. Максимальное извлечение из области генерации достигается при резкой контрастности (полярности) сопряженных геодинамических систем, а уменьшение доли рассеянного около контролирующей структуры олова должно достигаться путем сближения времени инверсии геодинамического режима с временем максимального поступления олова в подвижную фазу.

Такой ход развития рудно-магматической системы характерен для подвижных поясов: дифференциация элементов обеспечивается последовательным их участием в метасоматических, магматических и постмагматических процессах. Развитие рудно-магматических систем областей тектоно-магматической активизации протекает несколько иначе. Отличие заключается во временном разрыве главной эпохи метаморфизма и тектоно-магматической активизации. Ранее сказанное о ходе развития рудоносной системы позволяет полагать, что наивысшим потенциалом олова обладают метаморфические породы не выше зеленосланцево-амфиболитовой фации метаморфизма. Очевидно, не случайно с зонами активизации в пределах метаморфитов более

высоких ступеней метаморфизма оловянное оруденение не встречается.

Если представить направленность минералообразования в координатах: геологическое пространство — степень структурного сжатия (расширения), и использовать выявленные [14] закономерности поведения элементов в условиях сжатия — расширения, можно выделить области распространения оловянного оруденения литофильного, сидерофильного и халькофильного профилей, определяемых общим положением в региональном поле напряжений (рис. 2). Положение в этом поле определяет степень дифференцированности элементов, характерных для систем сжатия и расширения. Так, к региональным системам расширения приурочены рудные районы с литофильным геохимическим профилем, характерным распространением элементов гранитных магм (формации оловоносных гранитов, пегматитовая, касситерито-кварцевая и риолитовая). Геологическая позиция районов распространения месторождений литофильного профиля — сводовые поднятия, а также гранитные и вулканоплутонические купола. В крайних частях областей разуплотнения на сопряжении с областями сжатия геодинамические условия не обеспечивают полной пространственной дифференциации элементов. Геологическая интерпретация описываемых геодинамических условий — крайние части терригенных прогибов, области ранней консолидации геосинклинальных систем. В такой геодинамической обстановке формируется оруденение сидерофильного профиля, характеризующееся профилирующей ролью железа (формация оловоносных скарнов, хлоритовый и турмалиновый типы касситерито-силикатной формации).

Локальные участки разуплотнения в региональной зоне сжатия характеризуются слабой пространственной и временной дифференциацией халькофильных элементов и олова, что определяет халькофильный профиль оловянного оруденения (колчеданный и галенит-сфалеритовый типы касситерито-сульфидной формации, касситерито-карбонатные месторождения). Оруденение такого геохимического облика проявляется в синклинальных зонах (зонах поздней консолидации) в пространственной связи с небольшими интрузивными массивами.

Золото в зонах прогрессивного регионального метаморфизма (геодинамические системы сжатия) приобретает подвижность начиная с диспен-ставролитовой зоны и выносятся в количестве до 40—70%. В зонах гранитизации (геодинамические расширения) оно также выносятся до 50—60% [6]. Условия же отложения золота соответствуют интенсивному геодинамическому расширению (для золота  $\omega = 10,21$ ).

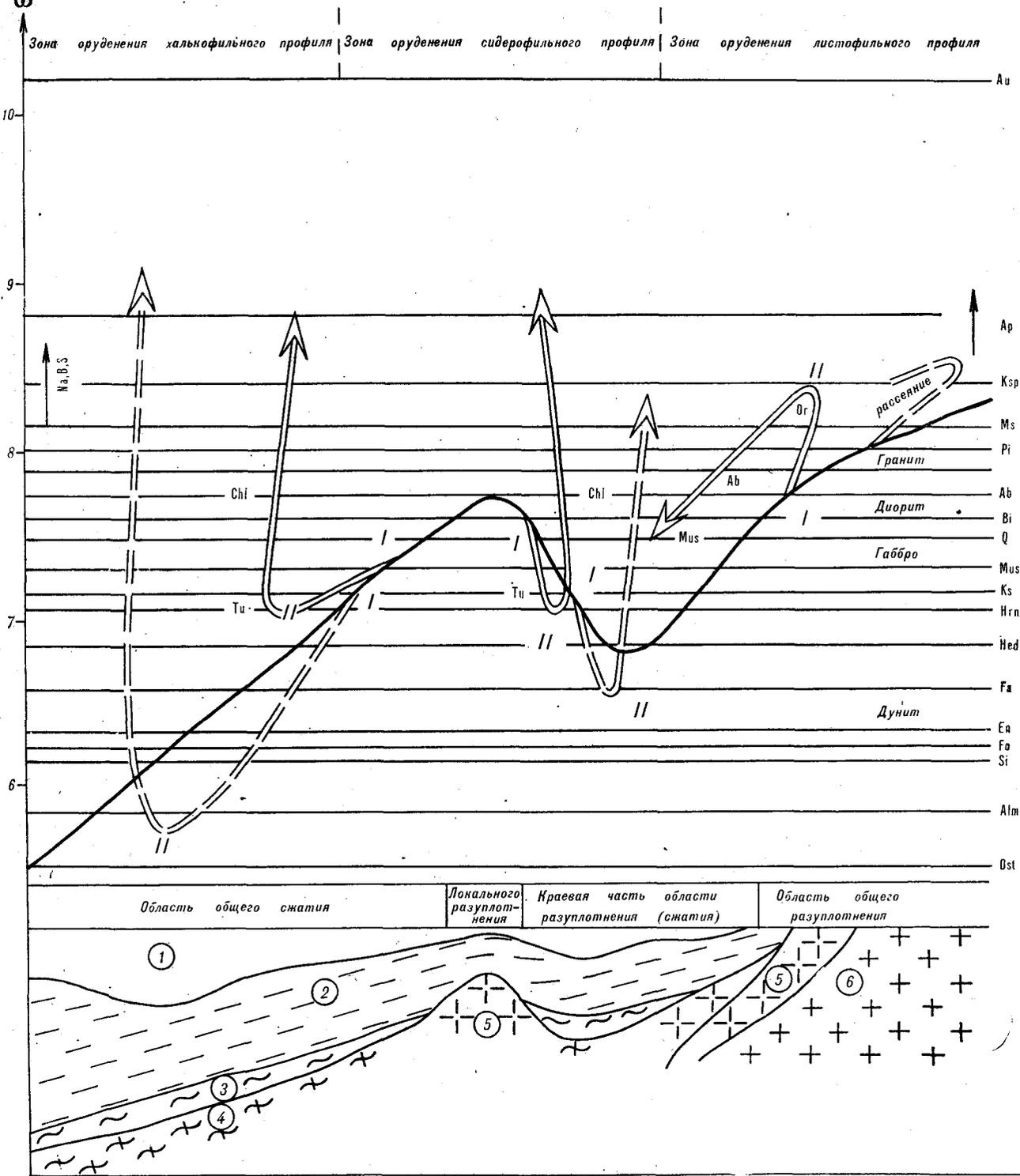
Широкий диапазон подвижности золота обуславливает различие минеральных видов золото-

рудных проявлений. Одна ветвь проявлений золотоносности обусловлена связью с зонами интенсивной гранитизации, где накопление элемента устанавливается в верхних частях зоны анатексиса [6]. Более представительна вторая ветвь, связанная с метаморфическими и магматическими процессами в зонах сжатия. Анализ геологической позиции золотоносных районов Приамурья позволяет сделать вывод, что более продуктивными являются системы, испытавшие в процессе развития неоднократное геодинамическое накопление золота. Широкий диапазон подвижности находится в соответствии с относительно представительным перечнем разнообразных минералов — концентраторов золота [21]. С одной стороны (и, очевидно, в определенных условиях), оно концентрируется в железо-магнезиальных силикатах, с другой (и, очевидно, в иных условиях) — в кварце и полевых шпатах. В повышенных количествах оно отмечается в аксессуарных минералах (магнетите, сфене, апатите, цирконе). Распределение золота в минералах в различных геодинамических условиях представляет собой чрезвычайно интересную и еще мало изученную область геохимии этого элемента. Имеющийся фактический материал позволяет полагать, что мобилизация и перераспределение золота могут происходить в процессе как геодинамического сжатия, так и разуплотнения. При этом решающими факторами в формировании продуктивных золотоносных систем являются масштабы этих процессов, контрастность сочленения полярных геодинамических областей и резкость изменения геодинамического режима во времени.

На рис. 2 отмечены три типа золотоносных систем. В области общего геодинамического сжатия системы они наиболее продуктивны, так как охватывают значительные объемы горных пород. То же самое можно сказать о золотоносных системах в глубинных частях областей разуплотнения — в верхней части зоны анатексиса. Однако здесь преимущественно происходит рассеяние золота и, в конце концов, формируются условия для экзогенной золотоносности. Вместе с этим в локальных зонах сжатия (зоны скарнирования, амфиболизации и т. п.) создаются условия для формирования эндогенных проявлений золота.

Различные связи золота с калием и натрием, порождающие два крупных геохимических класса месторождений, обусловлены особенностями золотоносных систем, объяснимыми с геодинамических позиций, исходя из полярного развития рудоносных систем.

В области локализации оруденения накапливаются элементы, выносимые из области генерации. Так, золотоносные системы в зонах регионального геодинамического сжатия имеют ка-



**Рис. 2.** Диаграмма геодинамического режима рудоносных систем. График степени геодинамического сжатия (разуплотнения) в области генерации — сплошная линия; график геодинамического режима и направленности минералообразования в области локализации оловоносных систем — двойная линия; то же, золотоносных систем — двойная пунктирная линия.

I — точка начала минералообразования в области локализации; II — точка изменения (инверсии) геодинамического режима в области локализации.

Обозначения к разрезу: 1 — осадочные породы; 2 — кристаллические сланцы (зеленсланцевая и эпидот-амфиболитовая фации метаморфизма); 3 — амфиболитовая фация; 4 — гранулитовая фация; 5 — гранитизация (калишпат-биотитовая фация); 6 — гранитизация (калишпатовая фация).

Минералы: Dst — дистен; Alm — алмадин; Sl — силлиманит; Fo — форстерит; En — энстатит; Fa — фаялит; Hed — геденбергит; Hrn — роговая обманка; Ks — касситерит; Mus — мусковит; Q — кварц; Bi — биотит; Ab — альбит; Pi — пирит; Ms — марказит; Ksp — калиевый полевой шпат; Ar — арсенопирит; Au — золото; Or — ортоклаз; Tu — турмалин; Chl — хлорит (ω рассчитана по теоретическому составу горных пород и минералов)

лиевую специализацию в относительно открытой (вулкано-плутонической) системе и натриевую — в относительно закрытой (плутонической) системе. Причем степень дифференциации натрия и калия тем выше, чем значительнее разобщены области генерации и локализации системы.

## ГЕОДИНАМИКА ОБЛАСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ

Существует принципиальная разница между рудоносными системами со сближенными областями генерации и локализации (малой областью переноса) и удаленными. В первом случае жизнь рудоносного очага оказывает непосредственное воздействие на ход процесса отложения в области локализации. Поэтому процессы в них можно считать синхронными. Второй тип систем, имея ослабления непосредственного влияния импульсов активности очага на активность процесса в области локализации, также отличается большими возможностями взаимодействия рудоносного раствора с вмещающей средой по пути движения (в области переноса). Здесь область переноса выступает как дополнительный источник вещества и в части основных рудных элементов, и минерализаторов. К первому типу рудоносных систем относятся месторождения касситерит-кварцевой формации. Для таких месторождений процесс рудообразования протекает многостадийно, отражая напряженную жизнь рудоносного очага. Комсомольский оловорудный район, например, относится к системам второго типа с двумя источниками рудного вещества и ходом процесса оруденения, отражающим большие расстояния, отделяющие область генерации и локализации. Область генерации оловосодержащих систем, согласно все более распространяющимся представлениям [3], лежит здесь в верхней мантии на глубине около 40 км [1].

Рассмотрим ход рудного процесса на примере Комсомольского района. Применив в конкретной геологической обстановке данные В. Н. Дубковского и М. М. Аракеянца [9], можно утверждать, что рудный процесс длился здесь семьдесят млн. лет. В дорудную стадию происходила структурная и геохимическая подготовка района, становление интрузивных пород. В это время ближе к области рудоотложения переносились основные элементы, подвижные элементы-минерализаторы (бор, фтор, хлор, вода), формировались геотермические аномалии, усложняющие спокойное температурное поле и оказывающие влияние на последующее распределение элементов. Происходили метаморфические преобразования, продолжающие генерацию подвижных форм, необходимых для рудообразования элементов, и дифференциацию их по свойствам в пространстве. В частности, форми-

ровались зоны метаморфитов, обогащенные оловом, калием, фтором, водой, — зоны биотитов [19]. Эти процессы охватывали также магматические породы, в апикальных куполах которых происходил калиевый метасоматоз с образованием характерных для района «гибридных», или «мондонитоидных», пород и переводом в подвижные формы рассеянного в магматических породах олова.

Можно полагать, что в области переноса уже на уровне развития метаморфических пород мобилизовалось достаточное количество воды, чтобы на ее основе образовалась подвижная фаза. Поток вещества, единый для всего района, перемещался в направлении области разуплотнения — сводового поднятия, формирующегося в процессе мезозойской тектоно-магматической активизации [8]. На глубине около 2 км, соответствующей мощности мезозойских отложений, этот единый поток дифференцировался на 8 дренирующих систем, соответствующих основным рудоконтролирующим разломам. Фронт потока подвинулся вверх по восстановлению разломов, а в межразломных пространствах он несколько отстал, сформировалось подобие депрессионных воронок, отражающих степень «осушения» околоразломного пространства. Область локализации представляет собой часть области переноса, находящуюся на уровне критических для рудоотложения термодинамических параметров или под экранирующей поверхностью.

Критическим термодинамическим уровнем, определяющимся, очевидно, температурой среды, для зон пропилитизации является глубина 500 м, для турмалинитов 1300 м, определенные путем палеореконов [23]. Область локализации под экранирующими поверхностями имеет самые разнообразные проявления. Довольно часто оруденение локализуется под горизонтами пластичных пород — алевролитов, а также под горизонтами пород, обогащенных кремнеземом (кремнистые породы, туфы кварцевых порфиров), играющих роль геохимических барьеров. Как своеобразные экраны проявляются также плоскости сопряжения с поперечными и косыми нарушениями. Сущность контроля заключается в экранировании глинистым заполнителем притертых разрывов (возможно также, что заполненный водой разрыв является геохимическим барьером). Своеобразную роль структурных экранов в волнистых разрывах играют изгибы. В силу сбросо-сдвиговой природы рудовмещающих разрывов эти изгибы оказываются в момент рудообразования притертыми. Так, выполаживание угла падения какого-либо участка разрывного нарушения хотя бы на  $10^\circ$  оказывается для него роковым, он становится притертым, выполняет роль экрана, но выше по восстановлению при «выкручивании» разрыва он снова становится рудоносным. Аналогичная кар-

тица распределения минерализации наблюдается и при изменении ориентировки нарушения в плане.

Вик. Л. Барсуков и А. А. Пак [4] обстоятельно описали роль «автосмещения», или обмена веществом, между трещинным каналом и вмещающей средой при формировании гидротермальных жильных месторождений. Это явление обязательно для всех жильных месторождений, с ним связаны многие закономерности их строения. Однако для объяснения его совсем необязательно привлекать неоднородность разреза вмещающих пород. Изменение режима давления в области локализации обеспечивает нормальное протекание упомянутого авторами процесса даже в однородной среде. Повышение давления в системе интерпретируется ими как увеличение проницаемости вмещающих пород, а падение давления — как встреча экрана или повышение проницаемости трещины.

По данным Ю. П. Желтова [12], область переноса (и локализации) можно представить в виде двух сред: системы взаимосвязанных трещин, для которых фильтрация описывается формулой Буссинеска, и межтрещинных блоков (объемная пористая среда), для которых фильтрация подчиняется закону Дарси. Каждой из этих сред свойственны определенные скорости фильтрации рудоносного раствора (в первой, очевидно, больше), давления и концентрации элементов. При уменьшении давления в трещине из блоков поступает поровый раствор — до выравнивания давления. При повышении давления в трещине, так как сжимаемость пространства трещины на 4 порядка выше сжимаемости блока, раствор из трещины поступает в поровое пространство около трещинных блоков также до выравнивания давления. Так происходит обогащение раствора элементами вмещающих пород, в том числе рудными, мобилизованными в предрудную стадию. Очевидно, по пути движения этот механизм реализуется многократно. Например, таких циклов сжатия — расширения даже при росте одного кристалла кварца размером 10 см насчитывается до 200 [8]. Причем всегда сжатие сопровождается метасоматическими изменениями вмещающих пород, расширение — минералообразованием в открытых полостях. Минералообразование начинается в условиях увеличения давления в трещине метасоматическим путем. С возрастанием геодинамического сжатия последовательно формируются минералы пропилитовой, кварцево-серпичитовой, монокварцевой, кварцево-турмалиновой и турмалиновой ассоциаций. В это же время в остаточных полостях трещин в условиях сжатия образуются параллельно-шестоватые агрегаты кварца второго типа, образованные крупными молочно-белыми кристаллами кварца с большим количеством

включений. Это еще безрудный кварц. Рудообразование наступает после инверсии геодинамического режима, когда падение давления в трещине возвращает в нее поровые растворы, уже концентрированные относительно олова и других рудных элементов в результате предшествовавшего интенсивного метасоматического минералообразования. Оно начинается интенсивным отложением касситерита на стенках трещин и обломков. Первоначально после резкого падения давления идет спокойное образование параллельно-шестоватого агрегата первого типа кварца с касситеритом, завершающееся совершенным геометрическим отбором. Затем резкое падение давления в трещине снова сопровождается обламыванием ранее образованных агрегатов. Происходит бурная кристаллизация грануломорфного мелкозернистого агрегата кварца с касситеритом и сульфидами. Карбонатно-сульфидная ассоциация заполняет друзовые полости в жилах, прожилках, гнездах, иногда самостоятельные прожилки, залечивая вновь образованные трещины.

Последовательность событий представлена нами в общем виде. Каждая конкретная зона и даже отдельные ее интервалы могут иметь свою индивидуальную историю. Так, например, кварцевая жила не всегда присутствует в составе зоны, а кварцевая ассоциация выражается в виде гнезд и жил в турмалинитах. Путем расчетов баланса вещества в метасоматических колонках удалось рассчитать пористость дробленного материала в трещине, равную 0,34—0,42. Очевидно, при меньшей пористости в период формирования метасоматической колонки в условиях геодинамического сжатия он заменяется кварцево-турмалиновым агрегатом. В результате и весь дробленный материал, т. е. трещина, практически залечивается. В этом случае, после инверсии геодинамического режима, рудообразование сопровождается рекристаллизацией турмалина с образованием порошкообразного агрегата. Такое строение имеют минерализованные зоны на пережимах.

Положение точки инверсии геодинамического режима в области локализации определяет вещественный состав руд, продуктивность и степень рассеяния олова, а режим (скорость изменения сжатия в постинверсионный период) — такие особенности, как зональность и телескопирование. Чем более интенсивно и длительно развивается процесс в области локализации, тем более интенсивно проявлена дифференциация элементов и тем более обедняется оловом система за счет его рассеяния. Высокая скорость изменения геодинамического режима системы в области локализации после инверсии обуславливает наложение, телескопирование минерализации, а постепенное изменение — зональность отложения минеральных ассоциа-

ций. К сожалению, пока нельзя назвать достоверные геологические критерии оценки режима рудоносной системы в области локализации. Как будто бы участкам земной коры с устойчивой тенденцией развития свойственны высокая интенсивность сжатия (расширения) и плавное изменение режима в постинверсионный период, а для оловоносных систем на границе полярных областей сжатия — расширения — резкая смена условий, наложение ассоциаций и высокая продуктивность.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Основным параметром, регулирующим все другие, а также вещественные преобразования на протяжении всей истории формирования Земли, земной коры, метаморфогенных, магмотогенных и рудоносных систем, является давление.

2. Неоднородности температурного поля, интенсивность минералообразующих процессов определяются геодинамическим режимом.

3. Неизбежным условием перераспределения вещества в соответствии с кристаллохимическими свойствами является сопряжение в пространстве зон сжатия — расширения или смена режима во времени.

4. Коровый магматизм развивается на инверсионном этапе развития зон прогрессивного метаморфизма, а подкоровый — на участках разуплотнения вещества мантии.

5. Продуктивность рудообразующего процесса определяется геодинамическим режимом его в области генерации, активностью взаимодействия с вмещающей породой по пути переноса и в области локализации и геодинамическим режимом области локализации.

6. Геодинамический подход открывает новые пути изучения вещественных преобразований.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бакулин Ю. И., Усанов Г. Е. Некоторые аспекты металлогении олова и золота Приамурья.— В кн.: Металлогения Востока СССР. Владивосток, 1976.
2. Бакулин Ю. И. Геодинамические особенности рудоносных систем.— В кн.: 14-й Тихоокеанский конгресс, Хабаровск, 1979. Т. 13. Тверд. оболочка Земли. Тез. докл. М., 1979.
3. Барсуков В. Л., Дмитриев Л. В. О роли мантийных источников рудного вещества в формировании и размещении некоторых месторождений полезных ископаемых.— Геол. рудных месторожд., 1975, № 4.
4. Барсуков В. Л., Пж А. А. Роль «автосмещения» растворов в формировании гидротермальных жильных месторождений.— Геохимия, 1980, № 12.
5. Блейкмор Дж. Физика твердого тела. М.: Металлургия, 1972.
6. Буряк В. А. Геохимические особенности поведения золота в условиях гранитизации, регионального и гидротермального метаморфизма.— В кн.: Геохимия золота. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1974.
7. Вернон Р. Х. Метаморфические процессы. М.: Недра, 1980.
8. Геология, минералогия и геохимия Комсомольского района/Радкевич Е. А. и др. М.: Наука, 1971.
9. Дубровский В. Н., Аракелянц М. М. Продолжительность формирования оловянных месторождений Комсомольского района по данным абсолютного возраста околорудных кварцево-серицитовых пород.— ДАН СССР, 1973, т. 212, № 4.
10. Езикова Н. З. О структурной плотности минералов. Минер. сборн. Львовского ун-та, 1966, т. 20, № 3.
11. Елисеев Н. А. Метаморфизм. Л.: Изд-во ЛГУ, 1959.
12. Желтов Ю. П. Деформация горных пород. М.: Наука, 1966.
13. Ицксон Г. В. Структура поля тектонических направлений как фактор изменения физико-химических параметров раствора при метасоматозе.— В кн.: Проблемы метасоматизма, Л.: 1969.
14. Ицксон Г. В. Тектоно-геохимические типы рудопитающих метаморфогенных систем.— В кн.: Проблемы региональной металлогении. М.: Наука, 1973.
15. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магмотогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
16. Лебедев В. И. Основы энергетического анализа геохимических процессов. Л.: изд. ЛГУ, 1957.
17. Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы. М.: Недра, 1974.
18. Маракушев А. А., Мишкин М. А., Тарарин И. А. Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1971.
19. Метаморфизм пород и некоторые особенности локализации рудных зон Комсомольского района/Кожорин А. М. и др.— В кн.: Металлогения Востока СССР. Владивосток, 1976.
20. Петров Б. В. Металлогеническая роль прогрессивного регионального метаморфизма.— В кн.: Метаморфизм горных пород Урала. Изд. Уральского НЦ АН СССР, 1979.
21. Щербаков Ю. Г. Распределение и условия концентрации золота в разных провинциях. М.: Наука, 1967.
22. Эйриш Л. В. Золотоносные купола Селемджино-Кербинского района с позиций гипотезы подобия нефтяных и флюидогенных рудных месторождений.— В кн.: Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1976.
23. Bakulin Yu. I. Some features of side metasomatic rocks of Komsomol'sk Region. Intern. Union Geol. Sci. A. No 2. Problems of Hydrothermal Ore Deposition. Schweizerbart, Stuttgart, 1970.

*В. Н. Воеводин*

## РОЛЬ МАГМАТИЗМА В ФОРМИРОВАНИИ ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ ТИХООКЕАНСКИХ ПОДВИЖНЫХ ОБЛАСТЕЙ

В истории развития подвижных областей происходит закономерная эволюция магматизма и в соответствии с этим — смена формационного состава оруденения, форм взаимосвязи его с магматизмом, источников рудного вещества. Рассмотрены условия формирования в определенных этапах развития подвижных областей комплексных олово-вольфрамовых, молибден-вольфрамовых, вольфрам-полиметаллических и других месторождений с учетом геохимических свойств ведущих

Вольфрам является характерным элементом для металлогении Тихоокеанского пояса. Его оруденение широко распространено и в Северо-Западном секторе пояса — в Монголо-Охотской, Чукотской, Яно-Колымской, Сихотэ-Алинской, Корьякско-Камчатской складчатых системах. Оно отличается большим многообразием в формационном и типовом отношении, локализуется в разнородных структурно-формационных зонах в ассоциации с магматическими образованиями различного возраста и состава. Для выяснения закономерностей локализации оруденения, его прогнозирования необходимо установить формы связи того или иного вольфрамового оруденения с определенными магматическими образованиями.

Геологическими методами устанавливаются пространственная, структурная связь оруденения с магматизмом, их возрастная синхронизация. Выяснение источников рудного вещества и форм связи оруденения с магматическими образованиями осуществляется, как правило, минералого-геохимическими методами, с выяснениями металлогенической специализации интрузивных тел. Этот вопрос освещен во многих работах. Однако единой точки зрения на проблему нет. Некоторые исследователи признают наличие металлогенической специализации на вольфрам гранитоидных интрузивов. Часть геологов отводит доминирующую роль в концентрации вольфрама структурному фактору, предопределяющему единство путей миграции магмы и рудоносных растворов с больших глубин. Различные точки зрения отчасти проверяются экспериментальным путем, ког-

элементов месторождений. Обосновывается отсутствие такого комплексирования в предыдущие и последующие этапы. Исходя из трехслойной модели строения верхней оболочки Земли, предложена схема изменения глубинности магматических очагов, эволюции магматических продуктов и условий формирования вольфрамового оруденения с учетом возможности его компенсирования с другими элементами.

да моделируются некоторые физико-химические процессы по растворению отдельных компонентов, их осаждению и кристаллизации, а также формам переноса рудных элементов газожидкими растворами. При решении этих вопросов часто не учитывается многообразие геологических условий проявления вольфрамового оруденения. Вольфрамовая минерализация сопровождается практически все геологические комплексы подвижных областей. В процессе геотектонической эволюции изменяется роль того или иного магматизма для вольфрамового оруденения и формы их взаимосвязи. В соответствии с этим вопросы магматических факторов контроля вольфрамового оруденения надо решать, рассматривая отдельно в историческом аспекте роль того или иного магматизма в формировании оруденения и источники рудного вещества.

Рассеянные накопления вольфрама отмечаются в собственно геосинклинальный этап и устанавливаются для осадочных и вулканогенно-осадочных образований как мио-, так и эвгеосинклинальных комплексов. Геохимические исследования показывают неравномерность обогащения вольфрамом различных горизонтов разрезов от 2—4-кратного по сравнению с кларком на Дальнем Востоке [8] до 12—20-кратного в других регионах [21]. В Приморье, за исключением западной его части, И. Н. Говоровым и др. [8], а также Г. Б. Левашовым [14] устанавливаются близкие мировому кларку концентрации вольфрама в терригенных комплексах различных структурно-формационных зон. Повышенные содер-

жания вольфрама отмечаются для Западно-Приморской зоны. В то же время наблюдаются значительные вариации распределения вольфрама внутри отдельных терригенных комплексов при значительном обогащении алевроито-глинистых фаций по сравнению с грубо-обломочными образованиями. Прогрессирующее накопление вольфрама с увеличением степени метаморфизма пород отмечено для Ханкайского массива И. Н. Говоровым и др. [10]. В большинстве стратиформных метаморфогенных месторождений и рудопроявлений рудоносными являются графитсодержащие горизонты амфиболитов или метадиабазов [11].

Интерпретация генезиса и источника рудного вещества в метаморфогенных стратиформных проявлениях эвгеосинклиналей в основном однозначна: вольфрамовая минерализация связывается с подводным вулканизмом основного состава [11, 24]. Для объяснения накопления вольфрама в терригенных миогеосинклинальных толщах приходится признать определенную роль в формировании металлоносных осадков сноса обломочного материала с материка, а также экстракции вольфрама из морской воды. Сорбентами и накопителями вольфрама большинством исследователей называются углеродистое вещество, гидроокислы железа и марганца, пелитовый материал.

Основываясь на приведенных выше данных, мы полагаем, что в собственно геосинклинальный этап происходит рассеянное накопление вольфрама в вулканогенно-осадочных и осадочных толщах, которое не дает практически значимых скоплений и месторождений. Однако последующий метаморфизм, мобилизация и перераспределение рудного вещества приводят к образованию метаморфогенных стратиформных рудопроявлений и месторождений. Источником вольфрама в таких случаях служат его концентрации в геосинклинальных толщах. И. Н. Говоров и др. [8] предполагают еще привнос вольфрама калийсодержащими метаморфизующими растворами в результате многократного проявления метаморфических процессов, что также представляется возможным.

Таким образом, на геосинклинальном этапе приходится признать роль инициального основного магматизма как источника вольфрама для вулканогенно-осадочных толщ и последующего метаморфогенного оруденения наряду с другими факторами (снос обломочного материала и хемогенное осаждение из морской воды).

Для инверсионного этапа характерно золото-шеелитовое оруденение, ассоциированное с дайковыми телами добатолитового комплекса малых интрузивных тел среднего состава. В литературе много внимания уделено вопросам связи с магматизмом источников вещества

и генезису золотого оруденения этой формации. Однако и в настоящее время, как показал Н. А. Шило [23], эта проблема еще далека от разрешения. Здесь существуют различные точки зрения (при отсутствии однозначных доказательств). Некоторые исследователи источником золота считают добатолитовые дайки диоритового состава, глубинные очаги диоритовой и гранитной магмы, граптоидные интрузивы, верхнюю мантию и метаморфизованные осадочные породы. Однако практически не рассматривался вопрос о генезисе вольфрамовой минерализации, ассоциирующей с золотом в этой формации.

По нашему мнению, для вольфрамовой минерализации, по-видимому, надо предположить двойной источник рудного вещества. С одной стороны, это вулканогенно-осадочные толщи, в которых в инверсионную стадию при региональном и отчасти контактовом метаморфизме происходили мобилизация и перераспределение вольфрама; с другой — породы добатолитовых штоков и даек, несмотря на преимущественно диоритовый состав, характеризующихся повышенной калиевоностью. Так, А. П. Соболевым [20] для малых интрузивов Яно-Колымской области приводятся следующие средние содержания  $K_2O$ : диориты — 1,62%, кварцевые диориты 2,39% с максимумами до 4—6%. А И. Н. Говоровым и другими [10] приводятся сведения о преимущественно остаточном накоплении вольфрама в богатых калием расплавах и кристаллизационных гидротермах. Нельзя, по-видимому, сбрасывать со счетов и возможность привноса определенной части вольфрама магматическими телами с глубины. В таком случае вполне определенный смысл получают представления о метаморфогенно-гидротермальном генезисе золото-шеелитового оруденения.

В раннеорогенный этап магматическая деятельность перемещается в структуры ранней консолидации (антиклинальные структуры при неглубоком залегании фундамента) и характеризуется коровым гранитоидным магматизмом, проявленным в значительных объемах. С этим этапом связано оловянно-вольфрамовое кварцево-грейзеновое и вольфрам-редкометалльное оруденение. Большинство исследователей однозначно устанавливается генетическая связь оруденения с последобатолитовыми небольшими телами лейкократовых гранитов, а также металлогеническая специализация этих гранитов. Эталонными объектами для олова часто служат месторождения Иульгинского рудного района. Учитывая, что касситерит и вольфрамит в рудах находятся совместно, делается вывод о связи и вольфрама с этими гранитами. Однако геохимическими методами устанавливается существенно различное поведение этих



элементов в магматическом и постмагматическом процессах.

Отмечается последовательное обогащение оловом более поздних магматических дифференциатов в значительных пределах (до 25—60 г/т), увеличение содержаний олова в основном минерале-концентрате — биотите, увеличение содержаний касситерита в акцессорном комплексе. А в метасоматически измененных гранитах в подрудной зоне содержания олова как в гранитах, так и в биотитах значительно снижаются. То есть при постмагматических процессах происходит существенный вынос из гранитов олова, последовательное накопление которого происходило в магматический этап. В. Л. Барсуковым [2] показано, что перевод олова в гидротермальные растворы происходит при альбитизации гранитов и сопряженной мусковитизации биотита. Вынос олова из гранитов осуществляется при примерно равном соотношении калия и натрия в воздействующих растворах и при обязательном присутствии в них фтора.

Подавляющим большинством исследователей для гранитоидов приводятся очень низкие содержания вольфрама, колеблющиеся преимущественно в интервале 1—6 г/т. Причем это относится как к «рудноносным», так и к «нерудноносным» гранитам. Более того, в отличие от олова иногда устанавливается диаметрально противоположное поведение вольфрама в магматическом процессе: больше обогащены вольфрамом ранние, более основные разновидности гранитоидов сравнительно с последующими более кислыми дифференциатами. Часто наблюдается также обогащение экзоконтактных зон роговиками. Основными минералами-носителями вольфрама являются полевые шпаты и биотит, а также роговая обманка и темноцветные акцессории, содержание вольфрама в которых в среднем соответствует двум кларкам [12, 14]. Г. Ф. Иванова [13] по Восточному Забайкалью и Ю. Г. Иванов [12] по Приморью показали уменьшение концентрации вольфрама в полевых шпатах «рудноносных» интрузий по сравнению с «нерудноносными». Они приходят к выводу о прямой корреляции между дефицитом вольфрама в полевых шпатах по сравнению с другими минералами и интенсивностью вольфрамового оруденения, связанного с этими гранитоидами.

Резкое возрастание содержаний вольфрама отмечается в гранитах, затронутых процессами грейзенизации. Здесь в десятки раз возрастают концентрации вольфрама в мусковите (основном минерале-концентрате) по сравнению с магматическим мусковитом из двуслюдяных гранитов со стандартными значениями этого элемента — 3,2 г/т [12].

Интерпретация приведенных материалов

позволяет объяснить геологическую специфику плутоногенного оруденения олово-вольфрамовой кварцево-грейзеновой и вольфрам-редкометальной формаций.

Механизм формирования гранитов и оруденения в раннеорогенный этап понимается нами в соответствии с представлениями Ф. Р. Апельцина [1] и Л. Н. Овчинникова [17].

Зарождение магматических очагов происходило в консолидированных структурах среди метаморфизованных эв- и миогеосинклинальных комплексов, хотя эруптивные производные гранитоидов проникают и в молодые осадочные образования, не претерпевшие метаморфизма. При анатексисе в магму поступал и рассеянный вольфрам, который в виде изоморфной примеси входил в состав алюмосиликатов.

Для понимания процессов перевода вольфрама в гидротермальные растворы привлекательным является объяснение И. Н. Говорова и других [8], установивших геохимическую особенность поведения вольфрама в магматическом процессе. Она заключается в уменьшении степени кристаллохимического рассеяния его в минералах по мере приближения состава расплава к низкотемпературной эвтектике. Обусловлено это стремлением кристаллизующихся минералов к упорядочению их структуры и самоочистке от загрязняющих их включений, в том числе и рудных. Преимущественное остаточное накопление вольфрама происходит в расплавах и кристаллизационных гидротермах, богатых калием [9]. Г. Б. Левашов и П. Г. Недашковский [15] обосновывают также перераспределение вольфрама в результате поздней и постмагматической альбитизации плагиоклазов, что также вело к накоплению вольфрама в гидротермальных растворах. Однако этот механизм накопления вольфрама в гидротермальных растворах представляется менее универсальным, учитывая малые содержания вольфрама в полевых шпатах, а также то, что при постмагматической деятельности — сопряженной с альбитизацией грейзенизации — происходит уже не столько выщелачивание, сколько накопление вольфрама в мусковитах.

Таким образом, в раннеорогенный этап для олова и вольфрама, образующих совместные комплексные плутоногенные месторождения и встречающихся часто в единых рудных телах, устанавливается существенно различный характер поведения в магматическом и постмагматическом процессах и соответственно различные механизмы их отделения и накопления в гидротермальных растворах. Вольфрам выделялся и накапливался в гидротермальных растворах значительно раньше олова. Если в магматический этап при достижении расплавом эвтектики вольфрам высвобождался из алюмосиликатов и в виде легкорастворимых сое-

динений и ионов переходил в богатые калием остаточные расплавы и гидротермальные растворы.

Интересно остановиться на формах существования вольфрама в гидротермальных растворах, а также формах его переноса. О. В. Брызгалиным [3] рассмотрены многие гипотезы форм переноса вольфрама в гидротермальных растворах. В данном случае наиболее привлекательным является предположение о переносе его при высоких температурах комплексными оксофторвольфраматами ( $K_2WO_2F_4$ ,  $K_2WO_3F_2$ ).

В собственно магматический этап в ходе дифференциации установлено последовательное накопление олова в последних производных (особенно в минералах-концентраторах — биотитах). Высвобождение олова происходило уже в постмагматический этап под воздействием гидротермальных растворов и при метасоматических преобразованиях гранитов (альбитизации и мусковитизации). Если справедливо положение о существовании вольфрама в гидротермальных растворах в виде оксофторвольфрамов, то вероятно, что выщелачивание олова происходило вольфрамоносными гидротермами, содержащими необходимые для этих целей калий и фтор. К накоплению в вольфрамоносных гидротермах олова привело сохранение длительное время стабильных высоких параметров температур и давлений в условиях замкнутой системы при затрудненной циркуляции. В связи с этим наблюдаются совместные находения вольфрамовой и оловянной минерализации в рудных телах. Такой механизм образования объясняет также более раннюю кристаллизацию и более широкий контур вольфрамовой минерализации на месторождениях Иультин и Светлое. В случае раннего образования рудовмещающих структур до накопления значительных концентраций олова будет происходить обособление вольфрамовой и оловянной минерализации в самостоятельных рудных телах в пределах одних и тех же месторождений, таких, к примеру, как Тенкергин.

Развитие оловянно-вольфрамового кварцево-грейзенового оруденения, приуроченного к небольшим телам лейкократовых гранитов, на площадях широкого проявления гранитоидного магматизма (включая и крупные батолитоиды гранит-гранодиоритового состава) обусловлено вскрытием магматических очагов региональными коровыми разломами (часто пересекающими гранодиоритовые батолитоиды). Это привело к поступлению на более высокие уровни последних лейкократовых калиевых дифференциатов, остаточных расплавов и гидротермальных растворов, обогащенных вольфрамом. Отделение рудоносных гидротермальных раство-

ров обусловлено, по-видимому, жизнедеятельностью коровых разломов, вскрывающих магматические очаги в заключительные периоды их функционирования. Обогащение гранодиоритовых батолитов редкометалльными элементами, в том числе и вольфрамом над выводными каналами, может свидетельствовать лишь об обогащении магматического очага этими элементами и возможности образования оруденения, но ничего не говорит о конкретной связи оруденения с этими гранитоидами.

Аналогичный механизм отделения и накопления вольфрама можно предположить и для плутогенного оруденения молибден-вольфрамовой и вольфрамовой железосиликатной формаций, формирующихся в среднеорогенный этап в ассоциации с гранодиорит-гранитным магматизмом. Распределение молибдена в гранитоидных породах имеет много общих черт с вольфрамом, однако для него устанавливаются еще более низкие содержания [18]. В. Т. Покалов, интерпретируя геохимические материалы по распределению молибдена в гранитоидах, вслед за А. Е. Ферсманом приходит к выводу, что молибден в магматический этап не задерживается в продуктах первичной кристаллизации магмы, а уходит в последующие фазы, где разделяется между остаточными продуктами и дистиллятами, которые из них выделяются. Следовательно, вольфрам и молибден имеют много общих черт в магматический этап, когда происходит отделение и накопление их в остаточных расплавах и гидротермах. Причем многими исследователями для молибденового оруденения отмечается, несмотря на общую принадлежность гранитоидов к щелочно-земельному ряду, их высокая щелочность при преобладании калия и высокие содержания кремнезема. По В. Т. Покалову [18], образование молибденового оруденения происходило после калишпатизации и альбитизации. От них оно отделено небольшим проявлением магнетит-кварцевой минерализации, но происходило до развития слюдисто-кварцевых пород с фторсодержащими минералами (топазом и флюоритом). Совместное накопление вольфрама и молибдена в гидротермальных растворах возможно в различных соединениях: оксофторвольфраматах и молибдатах, тио- и окситиомолибдатах, фтороксигидросульфидах и т. д. В связи с этим и возможно образование комплексных молибден-вольфрамовых месторождений и сонахождение вольфрама и молибдена в одних и тех же рудных телах. По непосредственным наблюдениям на молибден-вольфрамовых объектах Дальнего Востока, а также по литературным данным довольно часто устанавливается более раннее выделение молибдена по сравнению с вольфрамом. Однако в некоторых случаях молибденовая и вольфра-

новая минерализация в пределах рудных полей пространственно разобщены и приурочены к самостоятельным рудным телам (преимущественно на малоглубинных рудных объектах). Примером может служить Большереженское месторождение на левобережье Нижнего Амура, где размещение кварцевых жил и прожилков с гюбнеритом и молибденитом контролируется различными фациями метасоматитов [6]. Среди альбит-микроклиновых метасоматитов локализуются рудные тела с молибденитом, а среди существенно микроклиновых, а также грейзенов — с гюбнеритом. В процессе формирования различных фаций метасоматитов происходит последовательное снижение концентрации  $\text{Na}_2\text{O}$  и возрастание  $\text{K}_2\text{O}$ . Так, слабозмененные граниты имеют примерно равные содержания щелочей ( $\text{K}_2\text{O} - 4,26 : \text{Na}_2\text{O} - 3,51 = 1,21$ ). В полевошпат-слюдистых метасоматитах, интенсивность метасоматических преобразований в которых невелика, соотношение щелочей незначительно меняется ( $\text{K}_2\text{O} - 4,50 : \text{Na}_2\text{O} - 3,40 = 1,33$ ). Соотношение калия к натрию сильно возрастает в альбит-микроклиновых метасоматитах, к которым приурочена молибденовая минерализация ( $\text{K}_2\text{O} - 5,5 : \text{Na}_2\text{O} - 2,45 = 2,24$ ). Еще более стремительно это отношение возрастает в микроклиновых метасоматитах, среди которых локализуется гюбнеритовая минерализация ( $\text{K}_2\text{O} - 6,02 : \text{Na}_2\text{O} - 0,66 = 9,1$ ). Следовательно, и в данном случае, в отсутствие взаимопересечений вольфрамовых и молибденовых рудных тел, по анализу условий формирования метасоматитов устанавливается более ранняя кристаллизация молибденита по сравнению с гюбнеритом. Пространственной их разобщенности способствовало разновременное неоднократное трещинообразование в период формирования метасоматитов и рудных тел. Это в определенной мере еще раз подтверждает вывод В. Т. Покалова о более раннем выделении молибденита после ранней альбитизации и калишпатизации, но до развития слюдисто-кварцевых парагенезисов с фторсодержащими минералами. Более того, для молибденита в большинстве случаев указываются более высокие температуры кристаллизации, чем для вольфрамитов. Таким образом, различия в формировании молибденового и вольфрамового оруденения на комплексных объектах обусловлены не столько различиями в их поведении в магматический этап, сколько зависят от физико-химических параметров гидротермальных растворов при постмагматической деятельности.

Возникает вопрос об отсутствии молибден-вольфрамовой ассоциации в связи с раннеорогенными гранитами (на кварцево-грейзеновых олово-вольфрамовых месторождениях). Обусловлено это, по нашему мнению, опять же не

магматическими факторами, а химическими особенностями постмагматических гидротермальных растворов. В раннеорогенный этап при формировании литофильного оруденения для образования молибденита явно не хватает серы, в связи с чем на таких объектах отсутствуют сульфиды или содержатся в малом количестве (в том числе и молибденит).

Обращает на себя внимание значительное качественное различие оруденения, формирующегося в среднеорогенный этап, в связи с гранодиорит-гранитным магматизмом. Помимо молибден-вольфрамовых кварцево-малосульфидных проявлений синхронными им являются оловянные (касситерит-силикатная формация), вольфрамовые железосиликатные с оловом, но отсутствуют молибден-оловянные. Объяснение здесь, по-видимому, тоже кроется в химизме гидротермальных растворов. Дело в том, что для постмагматической деятельности гранодиорит-гранитного магматизма среднеорогенного этапа характерно повышение железистости гидротермальных растворов. В связи с этим при незначительном парциальном давлении  $\text{H}_2\text{S}$  кристаллизуются железистые силикаты (турмалин, сидерофиллит, хлорит) и кислородные соединения олова и вольфрама, часто с магнетитом. При возрастании роли сероводорода кристаллизуется сульфидная (в том числе и молибденитовая) минерализация. Подтверждением этому являются и наблюдения В. Т. Покалова [19], отмечающего, что на месторождениях со значительными концентрациями молибдена присутствует мало пирита, а на малых рудных объектах его роль существенно возрастает, дополнительно проявляется магнетит. Следует еще учесть, что среднеорогенное оруденение часто является гипабиссальным многостадийным. Поэтому, учитывая более раннюю кристаллизацию по сравнению с вольфрамом, а последнего с оловом, можно утверждать, что эти элементы будут обнаруживать стремление к кристаллизации в различные стадии и при соответствующих структурных условиях к пространственной разобщенности. Примером этому является Телекайский рудный узел на Чукотке. Здесь оловорудная минерализация (касситерит-силикатной формации) приурочена к Главной рудоконтролирующей зоне в эндоконтакте гранитного массива, а менее интенсивная молибден-вольфрамовая минерализация локализуется в экзоконтакте среди триасовых терригенных толщ в пределах рудоконтролирующей зоны Голубой [4].

Для позднеорогенного вольфрам-полиметаллического оруденения, ассоциирующего с вулкано-плутоническими комплексами пестрого состава, характер взаимосвязи оруденения с магматизмом существенно иной. Оруденение имеет гипабиссальный и близповерхностный

облик. Геологоструктурная позиция его проявления резко изменяется. Вулкано-плутонические пояса и зоны, к которым приурочено оруденение, формируются на континентальной коре, однако фундамент их гетерогенен. В соответствии с этим они накладываются на различные структурно-формационные зоны. Состав вулкано-плутонических ассоциаций очень разнообразен — от габбро до лейкократовых гранит-порфиров. В Охотско-Чукотском и Сихотэ-Алинском вулканогенных поясах породы имеют преимущественно натровый профиль, за исключением монцонитоидных, граносиенитовых и трахитоидных разностей. При формировании позднеорогенных вулкано-плутонических ассоциаций характерно перемещение магматических очагов на более глубокие уровни, а продуктов магматизма и оруденения — на более высокие, вплоть до близповерхностных. Для этих комплексов типична значительная дифференциация вещества и часто значительный пространственный и временной отрыв последних производных от основного объема магматических пород комплекса. По олову, для которого вопросы связи оруденения с магматизмом лучше разработаны, чем для вольфрама, устанавливаются более низкие содержания как в гранитоидах, так и в темноцветных минералах-концентраторах [15,2]. В то же время отмечается, что при наложении на гранитоиды вторичных изменений (калишпатизация и несколько более поздняя хлоритизация) содержание олова в породах падает вдвое, а в темноцветных минералах в 4 раза. Оруденение часто ассоциирует с монцонитоидными гранитоидами повышенной основности.

В материалах о распределении вольфрама в породах вулкано-плутонических комплексов много противоречий. Здесь можно привести данные коллектива геологов [8] по геохимии вольфрама орогенных эффузивных формаций Сихотэ-Алиня. Андезитовая, трахиандезитовая, липаритовая формации обогащены вольфрамом в 1,5—2 кларка. Причем больше обогащены породы начальных этапов формирования эффузивных циклов. К концу циклов содержание вольфрама в породах снижается до кларкового уровня. Эта зависимость выдерживается как в гомодромных (сенон — дат), так и в антидромных (дат — палеоген) эффузивных сериях Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена. Указывается также на то, что участие летучих в процессах дифференциации расплавов в промежуточных очагах ведет к существенному обогащению вольфрамом глубинных полнокристаллических пород по сравнению с их излившимися аналогами. Однако зависимость эту нельзя считать четкой, так как колебания содержаний вольфрама в интрузивных и эффузивных породах незначительны. Для Березов-

ско-Арагатского комплекса, например, приводятся цифры в обратной зависимости: андезиты, трахиандезиты и дациты — 3,9 г/т, а габбро-монциты, сиениты и граносиениты — 2,3 г/т. Ю. Г. Иванов [12] выделяет два типа распределения вольфрама. Один из них — гранитофильный. Он выражается в последовательном увеличении содержаний вольфрама с возрастанием кислотности пород. Второй — базальтофильный, заключающийся в снижении содержаний вольфрама по мере увеличения кислотности пород и характерный для дацит (гранодиорит)-андезитовой и липаритовой формаций Приморья. Причем Ю. Г. Иванов считает, что эти магматические продукты явились не результатом плавления сиалической коры, а представляют собой продукты кристаллизационной дифференциации андезитовой магмы, выплавлявшейся под воздействием мантийных интрателлурических растворов из глубинного базальтоидного вещества.

Приведенные материалы показывают, что геохимические материалы по вольфраму в отношении вулкано-плутонических комплексов неоднозначны и пока являются мало представительными для выяснения условий формирования оруденения, источников рудного вещества и роли того или иного магматизма. Более того, помимо поведения основного профилирующего элемента (вольфрама) необходимо учитывать и сопутствующие рудные элементы. И в данном случае надо обратить внимание, что сравнительно с раннеорогенным плутоногенным оруденением геохимический профиль рудной минерализации резко сменился с литофильного на халькофильный. Вулкано-плутоногенное вольфрам-полиметаллическое оруденение в отличие от плутоногенного олововольфрамового (и вулкано-плутоногенного оловянного, тяготеющего преимущественно к кислым разностям изверженных пород) приурочено к гипабиссальным интрузивным и субвулканическим телам самого различного состава: кварцевым порфирам, гранит-порфирам, гранодиоритам, монцитам, диоритам. Следует еще учесть одну зависимость: существенно сульфидные типы оруденения тяготеют к основанию вулканических зон, представленных эвгеосинклинальными комплексами, а хальцедон-кварцевых (умеренно сульфидных) — к миогеосинклинальным комплексам. Речь идет о комплексах, а не о вмещающих породах для конкретных рудопоявлений, где вещественный профиль оруденения часто проявляет независимость от состава вмещающих пород. Следовательно, можно предположить, что источниками вольфрама служили осадочные, вулкано-осадочные и метаморфические толщи при их переплавлении в районе магматических очагов. Состав переплавляемого

субстрата в определенной мере сказывался в последующем на типах оруденения. Однако это не объясняет отличия от раннеорогенного литофильного оруденения и наличия большого количества халькофильных минералов. По-видимому, следует допустить еще дополнительное поступление рудного вещества с глубин. К этому выводу толкает и большой объем в вулканоплутонических комплексах основных пород, т. е. магматические очаги местами вскрывали базальтовый слой, происходило дополнительное поступление как магматического материала, так и рудного вещества.

В отношении оловянного оруденения к такому же выводу приходит С. Ф. Лугов [16]. Он считает, что (стр. 218) «магматические очаги, обусловившие возникновение оловянного оруденения касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций, могли зарождаться в наиболее глубоких частях сиалического слоя или даже в верхних частях мантии. В этом случае более объяснима постоянная ассоциация оруденения касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций с магматическими образованиями повышенной основности и скоплениями руд, содержащих в повышенных количествах халькофильные минералы». В. Л. Барсуков [2] на основании геологических данных и экспериментальных работ по олову предполагает для касситерит-сульфидного оруденения двойной механизм поступления олова в гидротермальные растворы. С одной стороны, происходит высвобождение олова при постмагматической калишпатизации и несколько более поздней хлоритизации оловяносных монцититоидных гранитоидов повышенной основности. Причем максимальное высвобождение олова происходит при концентрации калия (от суммы щелочей) в 20 и 60%. Этот процесс также идет только в присутствии фтора. С другой стороны, предполагается (стр. 73), «что на определенной стадии дифференциации оловоносных трахиандезитовых расплавов при подъеме расплава до уровня, обеспечивающего отделение от него газо-паровой фазы, вместе с последней экстрагируется и олово. По-видимому, этому способствует обогащенность расплава бором».

Отделение вольфрама и перевод его в остаточные расплавы и гидротермы происходил, вероятно, по ранее рассмотренной схеме для раннеорогенного оруденения в соответствии с представлениями И. Н. Говорова и других [8], т. е. по достижении низкотемпературной эвтектики. Повышенная калиеистость магматического расплава здесь не обязательна. Перемещение магмы, остаточных расплавов и гидротерм на более высокие горизонты в ослабленные зоны при падении температур и давлений приводило к ускоренной кристаллизации магматических

пород и формированию оруденения. Раннее высвобождение вольфрама и перевод его в остаточные расплавы и гидротермы свидетельствуют о том, что вольфрамоносные гидротермы в случае благоприятной структурной обстановки могли отделяться на разных стадиях дифференциации магматического расплава и, следовательно, сопровождать различные по составу магматические породы. Динамические нагрузки при интродировании создавали трещинные структуры в раме и куполах интрузивов, благоприятные для загрузки гидротерм.

Высвобождение и накопление олова, как было показано для раннеорогенного олово-вольфрамового оруденения, происходило в ходе более глубокой кристаллизационной дифференциации и постмагматической деятельности. По В. Л. Барсукову [2], олово (а также бор) в последовательном ряду дифференциатов от кварцевых габбро-диоритов до диоритов и гранодиорит-порфиров и затем до гранит-порфиров сбрасываются трахиандезитовым расплавом где-то на уровне формирования дацитов и гранодиорит-порфиров.

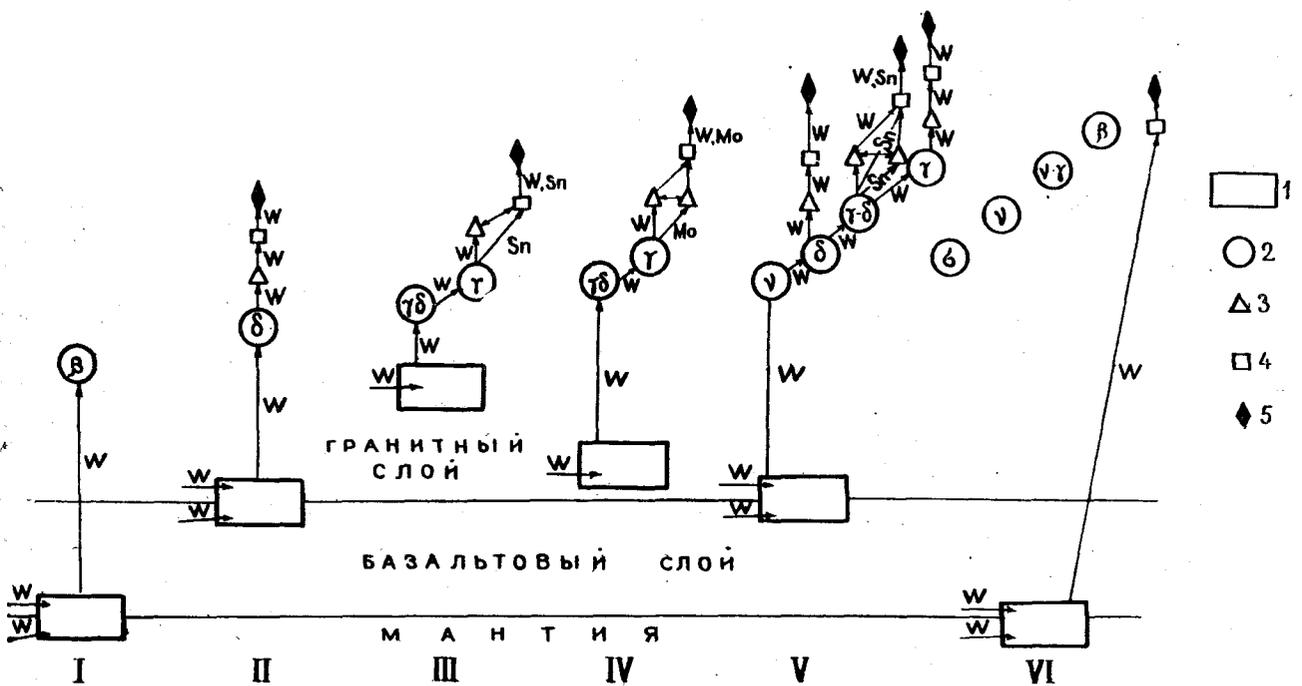
В соответствии с изложенным ясно, что вулканогенно-плутоногенное вольфрамовое оруденение по сравнению с оловянным будет иметь более широкий возрастной диапазон и значительно больший спектр магматических пород, с которыми оно ассоциирует. И в таком случае поиски соответствия вулканогенно-плутоногенного вольфрамового оруденения конкретным петрохимическим разновидностям интрузивных и субвулканических пород представляются сомнительными и малоперспективными. Это хорошо подтверждается геологическими наблюдениями, приведенными Ф. Р. Апельциным [4] по приуроченности различного вольфрамового оруденения к интрузивным телам. Так, для олово-вольфрамового оруденения установлен кислый и умеренно щелочной состав ассоциированных интрузивных пород с соотношением  $K_2O:Na_2O$ , колеблющимся около 1, а для молибден-вольфрамового оруденения — более кислый и щелочной при соотношении  $K_2O:Na_2O$ , близком к 1. Вольфрам-полиметаллическое оруденение ассоциирует с более основными и менее щелочными породами при широкой вариации их состава и соотношении  $K_2O:Na_2O$  от 0,5 до 1. Высказанные соображения объясняют также пространственную разобщенность и самостоятельность оловянной и вольфрамовой минерализации в вулканогенно-плутоногенных проявлениях. Это характерно даже для рудных объектов, приуроченных к локальным вулканокупольным поднятиям в пределах одних и тех же вулканотектонических депрессий, для которых предполагаются единые магматические очаги. При-

меры этого уже назывались [5]: Теплое оловянное и Ольгинское вольфрамовое рудопроявления в Теплой депрессии; Экутское оловянное и Скалистое вольфрамовое в Экутской депрессии. Комплексирование оловянной и вольфрамовой минерализации в вулканогенно-плутоногенных объектах возможно только в определенных дифференциатах, когда кристаллизация вольфрама близка по времени отделению олова в гидротермальные растворы. Этим объясняется более ранняя кристаллизация вольфрама по сравнению с оловом, за исключением тех случаев, когда вольфрамовое оруденение ассоциирует с наиболее поздними, кислыми дифференциатами. Например, месторождение Турман, приуроченное к штоку лейкократовых гранит-порфиров. Здесь установлена более поздняя кристаллизация основной массы вольфрамита по сравнению с касситеритом. Богочуканское вольфрам-полиметаллическое месторождение приурочено к штоку гранит-порфиров щелочного состава пород, характеризующихся некоторым преобладанием калия над натрием. Эта специфика определяется постмагматическим окварцеванием, калишпатизацией и серицитизацией. В то же время резкое преобладание в породах плагиоклаза свидетельствует о первичной повышенной основности этих пород. На месторождении при ведущей роли вольфрамового (щелочного) оруденения в резко подчиненных количествах встречается молибденовая и оловянная минерализация. Молибденовая минерализация приурочена к ранним самостоятельным прожилкам. Распределение вольфрамовой минерализации в пределах штокверка подчиняется преимущественно радиальным ослабленным зонам, а оловянная с более низкотемпературными парагенезисами (аргентит, сфалерит, гипогенный барит, халькопирит) тяготеет к кольцевым ослабленным зонам, где в месте их пересечения с радиальными наблюдаются комплексные оловянно-вольфрамовые руды.

Ртутно-сурьмяно-вольфрамовое оруденение типично для посторогенного этапа. Этот этап характеризуется подновлением и активизацией глубинных разломов, широким проявлением основного и ультраосновного магматизма. Решение вопроса о роли основного и ультраосновного магматизма для вольфрамового оруденения часто затрудняется порой пространственной их разобщенностью, а также наличием иногда вблизи или в пределах рудных полей гранитоидных образований. Однако имеются случаи и прямой приуроченности ртутно-сурьмяно-вольфрамового оруденения к субвулканическим телам молодых базальтов, дайкам диабазов, гипербазитовым массивам (Линлейнское рудопроявление на Чукотке, листовитовые проявления Приполярного Урала, Са-

халина, Тамватнейское месторождение). В этих случаях устанавливается пространственная, структурная связь оруденения и основного и ультраосновного магматизма, порой их возрастная синхронизация. Однако отсутствуют признаки геохимической связи вольфрама с базитами и гипербазитами (нет его повышенных содержаний в породах, отсутствует последовательное накопление в ходе дифференциации, не отмечается аксессуарных вольфрамовых минералов и т. п.). Роль основного и ультраосновного магматизма в посторогенный этап можно проследить на примере Тамватнейского месторождения [7].

Ртутно-вольфрамовое оруденение Тамватнейского месторождения имеет молодой неоген-плейстоценовый возраст. Оруденения развивается как по гипербазитам в приконтактной зоне, так и по гравелитам с обильной неогеновой фауной. Гипербазитовый массив, для которого устанавливается возраст не позднее мела, локализуется преимущественно среди меловых осадочных отложений. Он надвинут на неогенные конгломераты, что свидетельствует о протрудировании массива в постнеогеновое время. Южнее массива развиты неоген-четвертичные базальты. Таким образом, близки по возрасту с оруденением излияния базальтов и протрудирование гипербазитового массива. В пределах массива и его окрестностях известны небольшие интрузивные тела габбро и натровых плагиогранитов, для которых устанавливается меловой — палеогеновый возраст, а также субвулканические тела палеогеновых и неогеновых андезитов. Участие плагиогранитов в вольфрамовом оруденении, по-видимому, следует исключить ввиду их более древнего возраста и натрового состава. По минералого-геохимическим особенностям также исключается участие гранитоидного магматизма в формировании листовитового ртутно-вольфрамового оруденения. Все многообразие минеральных ассоциаций В. С. Сушенцовым [22], занимавшимся детальным изучением вещественного состава месторождения, подразделено на следующие типы, каждый из которых соответствует самостоятельному этапу минералообразования: серпентинитовый, листовитовый, кварц-сульфидно-аргиллитовый (вольфрамовый), кварц-халцедоновый (ртутный). Серпентинизация и листовитизация, так же как и киноварная минерализация, довольно часто развиваются в зонах разломов по основным и ультраосновным породам без участия гранитоидного магматизма. Сложнее обстоит дело с довольно своеобразным кварц-сульфидно-аргиллитовым (вольфрамовым) этапом. К его образованию отнесены помимо глинистых минералов (преимущественно монтмориллонит и гидрослюдистые минералы) выделения кварца и нередко



Принципальная схема развития магматизма подвижных областей и формирования ассоциирующего с ним вольфрамового оруденения (с учетом возможности его комплексирования с оловом и молибденом). 1 — магматические очаги, 2 — магматические продукты (интрузивные тела), 3 — остаточные расплавы и гидротермы при магматической деятельности, 4 — гидротермальные растворы при постмагматической деятельности, 5 — месторождения. I—VI — этапы развития подвижных областей: I — геосинклинальный, II — инверсионный, III — раннеорогенный, IV — среднеорогенный, V — позднеорогенный, VI — посторогенный.

больших количеств сульфидов, а также основная минерализация вольфрама (в незначительных количествах гюбнерит, шеелит и преимущественно тунгстенит). Среди сульфидов преобладают соединения железа (марказит, мельниковит, пирит, а также арсениды и сульфидоарсениды никеля и кобальта). Никелиевая и кобальтовая минерализация, как известно, не характерна для гранитоидного оруденения так же, как и сульфид вольфрама. Наличие большого количества глинистых минералов и целый ряд других признаков свидетельствуют о близкповерхностных условиях кристаллизации.

Наличие небольших гранитоидных тел в районе слабого проявления гранитоидного магматизма никак не решает проблему источников рудного вещества. Переплавление здесь большого объема слабовольфрамоносных осадочно-вулканогенных пород и обогащения ими гранитов предположить невозможно. Тем более трудно представить отделение от этих гранитов вольфрамоносных гидротерм и формирование столь разнообразной минерализации, обладающей, с одной стороны, чертами глубинного происхождения, а с другой — явными признаками близкповерхностной кристаллизации.

Таким образом, остается предположить глубинный источник как самого вольфрама, так и гидротермальных растворов. Именно глубин-

ностью происхождения и обусловлена специфика оруденения. Подновление и активизация на локальных участках глубинных разломов при базальтоидном магматизме приводили к протрудированию гипербазитов. Эти же причины, судя по сидерофильному профилю оруденения, обусловили подъем гидротерм с подкоровых (мантийных) глубин. Уже указывалось, что формирование вольфрамового оруденения Тамватнейского месторождения происходило при длительном поступлении гидротермальных растворов, генерируемых на больших глубинах в обстановке изменяющегося режима температур, давлений, ЕН и рН среды. В других районах (гипербазитовые тела в зоне Арсеньевского глубинного разлома в Приморье, Куюльский гипербазитовый массив на Камчатке, рудопроявления Приполярного Урала и Сахалина), где отсутствует гранитоидный магматизм, также устанавливаются близкие по возрасту с оруденением субвулканические тела и покровы более поздних базальтов или даек диабазов.

Таким образом, в истории развития подвижных областей с эволюцией магматизма сопряжена смена формационного состава оруденения, форм взаимосвязи его с магматизмом, источников рудного вещества (рис.). Глубина зарождения магматических очагов волнообразно изменяется от геосинклинального этапа к пост-

орогенному. Именно глубиной магматических очагов определяется характер магматизма, источники рудного вещества, геохимический профиль оруденения. Так, для гранитного магматизма характерно литофильное оруденение, для гранитоидного (базальтового слоя) — халькофильное, для базитового и ультрамафитового — сидерофильное. Если перемещение магматических очагов в истории развития подвижных областей происходит волнообразно, то

изменение глубины размещения магматических продуктов подчиняется другой зависимости: от орогенного этапа к посторогенному наблюдается последовательное уменьшение глубин формирования магматических тел. В этом же направлении возрастает дисперсия вещественного состава магматических продуктов и соответственно увеличивается формационное и типовое разнообразие вольфрамового оруденения.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Апельцин Ф. Р.* Гранитный магматизм и редкометальное оруденение.— В кн.: Рудообразование и его связь с магматизмом. М.: Наука, 1972.
2. *Барсуков В. Л.* Основные черты геохимии олова. М.: Наука, 1974.
3. *Брызгалов О. В.* Вольфрам и молибден в постмагматических процессах.— В кн.: Геохимия молибдена и вольфрама. М.: Наука, 1971.
4. *Воеводин В. Н.* Новый тип оловянного оруденения на Центральной Чукотке.— В кн.: Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР. М.: Наука, 1969.
5. *Воеводин В. Н.* Геологические условия образования комплексных вольфрамовых месторождений.— ДАН СССР, 1979, т. 248, № 2.
6. *Воеводина С. А.* Рудоконтролирующая роль метасоматитов на Большерецком вольфрамовом месторождении (левобережье Нижнего Амура).— В кн.: Закономерности формирования эндогенной минерализации Дальнего Востока. Владивосток, 1979.
7. *Воеводин В. Н. и др.* Вольфрамовое оруденение в листовниках Тамватнейского рудного узла.— Геол. рудных месторождений, 1979, № 3.
8. *Говоров И. Н. и др.* Геохимические аспекты металлогении вольфрама Приморья.— В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л., 1975.
9. *Говоров И. Н.* Геологические и термодинамические условия формирования палингенных гранитоидных плутонов.— В кн.: Магматические комплексы Дальнего Востока, Владивосток, 1971.
10. *Говоров И. Н. и др.* Распределение аксессуарных элементов в породах фундамента Приморской металлогенической области.— В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970.
11. *Денисенко В. К., Рундквист Д. В.* Новые перспективные типы стратиформного вольфрамового оруденения.— Сов. геология, 1977, № 6.
12. *Иванов Ю. Г.* Геохимические и минералогические критерии поисков вольфрамового оруденения. М.: Недра, 1974.
13. *Иванова Г. Ф.* Геохимические условия образования вольфрамитовых месторождений. М.: Наука, 1972.
14. *Левашев Г. Б.* Магматогенная геохимия олова и вольфрама. М.: Наука, 1978.
15. *Левашев Г. Б., Недашковский П. Г.* Закономерности распределения вольфрама в некоторых гранитоидных массивах Дальнего Востока.— В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л., 1971.
16. *Лугов С. Ф. и др.* Оловоносность Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Недра, 1974.
17. *Овчинников Л. Н.* Плутоногенные гидротермальные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968.
18. *Покалов В. Т.* Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена. М.: Недра, 1972.
19. Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. М.: Недра, 1977.
20. *Соболев А. П., Колесниченко П. П.* Мезозойские гранитоидные комплексы юга Яно-Колымской складчатой системы. М.: Наука, 1979.
21. *Сотников В. И., Никитин Е. И.* Молибдено-редкометалльно-вольфрамовая (грейзеновая) формация Горного Алтая. Новосибирск: Наука, 1971.
22. *Сушенцов В. С.* Этапность рудообразования в листовниках Тамватнейского гипербазитового массива.— В кн.: Магматизм и металлогения Северо-Востока Азии. Магадан, 1980.
23. *Шило Н. А.* Золоторудные месторождения метаморфогенной, плутоногенной и вулканогенной формации.— В кн.: Геолого-геохимические особенности месторождений полезных ископаемых на Северо-Востоке СССР. Магадан, 1976.
24. *Höll R., Mancher A.* Synsedimentary-diagenetic ore fabrics in the strata and tumbound scheelite deposits of Kleinarlal and Felbertal in the Eastern Alps.— Mineral Deposita, 1972, v. 7, N 2.



Э. Л. Рейнлиб

## СОВРЕМЕННЫЙ РЕЛЬЕФ, МЕЗОЗОЙСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ И ПОЛЕ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

На основе анализа пространственного размещения мезозойских гранитоидных интрузий и аномалий поля силы тяжести по отношению к современному рельефу высказано предположение о стадиях эндогенного образования современного рельефа. Структуры рельефа I порядка — сводовые воздымания — обусловлены разуплотнением мантии; структуры II порядка — интрузивно-купольные — генерированы процессами гранитизации и батолитообразования; и, наконец, структуры III порядка в современном рельефе своим становлением обязаны помимо эндогенных процессов современному подъему гранитоидных масс. Подъем гранитов является следствием дефицита их плотности по отношению к вмещающим образованиям.

странства, которое начиная с некоторого времени стало гранитным массивом, каким бы ни был последующий процесс: «на месте» или с некоторыми перемещениями более или менее значительной части вещества» (с. 18).

### ВВЕДЕНИЕ

Районы широкого развития мезозойского гранитоидного магматизма на Востоке СССР характеризуются положительными формами рельефа и региональными минимумами поля силы тяжести [3, 16, 17, 22]. Намечается связь и отдельных гранитоидных массивов, фиксируемых в поле силы тяжести, с локальными воздыманиями рельефа [12, 25, 26]. Причинная обусловленность связи гравитационного поля, гранитоидного магматизма и рельефа рассматривалась неоднократно [17, 22, 29, 19], однако окончательного ответа этот вопрос еще не получил. Целью настоящей работы является дальнейшая разработка проблемы взаимосвязи между гранитоидным магматизмом, морфологией рельефа и гравитационным полем.

В качестве исходного материала для региональных построений использованы мелкомасштабные геологические и гравиметрические карты, карта осредненного рельефа (размеры шаблона осреднения 5' по широте и 10' по долготе) и результаты количественной интерпретации аномалий гравитационного поля. Интерпретация осуществлялась по методике Ю. Я. Ващилова [8], палетками Л. З. Злавинова [11] и по программе «Призма» [18].

Прежде чем перейти к изложению результатов, следует подчеркнуть, что термин «гранитизация», употребляемый в тексте, принимается в формулировке Э. Рагена [24]. За термином сохраняется «самый общий смысл. Он будет обозначать эволюцию определенного про-

### 1. ОБЛАСТИ ИНТЕНСИВНОЙ МЕЗОЗОЙСКОЙ ГРАНИТИЗАЦИИ

В гравитационном поле юга Дальнего Востока выделяются два глубоких обширных минимума, приуроченных к основным горным сооружениям региона: Баджало-Тайканской горной системе и хребту Сихотэ-Алинь.

Хребет Сихотэ-Алинь по ряду признаков делится на две части (рис. 1): Южно-Сихотэ-Алинскую и Северо-Сихотэ-Алинскую [26].

Уровень поля силы тяжести в северной части Сихотэ-Алиня на 10—15 мгл ниже, чем в южной, а площадная насыщенность мезозойско-кайнозойскими гранитоидными интрузиями выше и составляет соответственно 12,7 и 9,4% от площади той и другой частей Сихотэ-Алиня. Средняя абсолютная высота для северного Сихотэ-Алиня равна 700 м, для южного — 580 м. Кроме того, по сейсмическим данным устанавливается, что скорости  $V_p$  в земной коре для южной части выше, чем для северной [2]. Границей раздела между южной и северной частями Сихотэ-Алиня является субширотная зона шириной 25—50 км, приуроченная к долине р. Бикин, в пределах которой средняя высота рельефа снижается до 400 м, уровень ано-

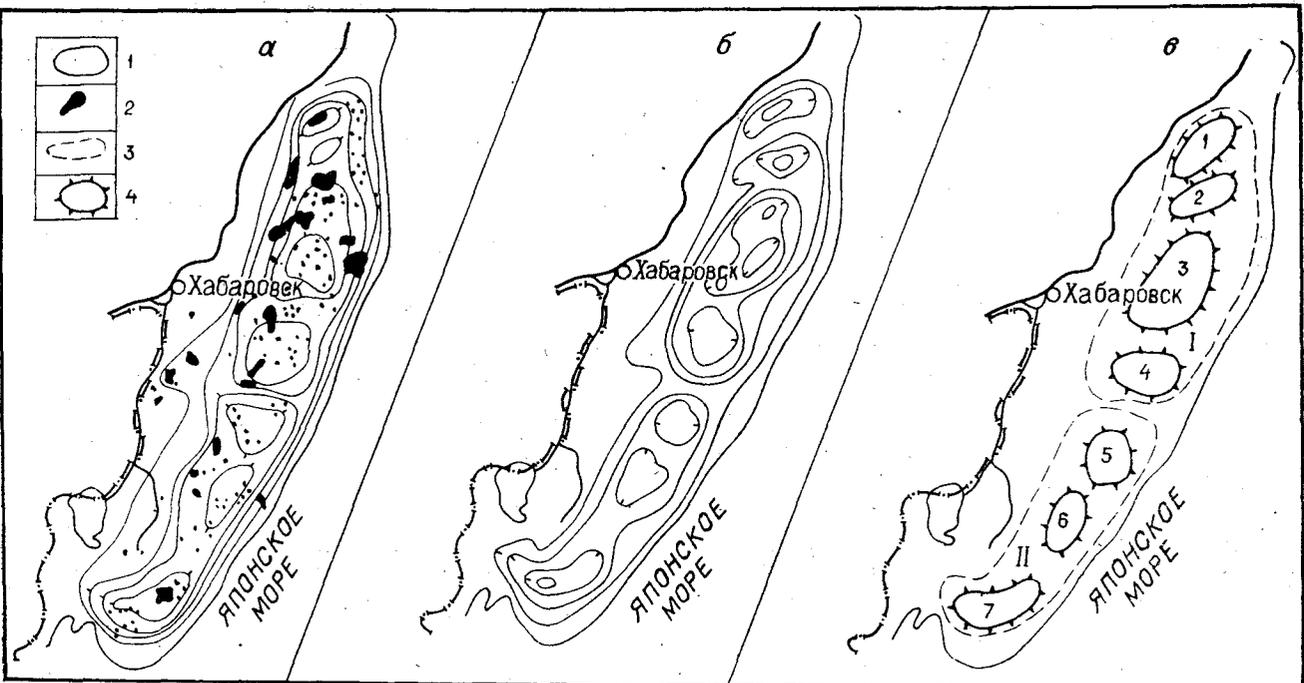


Рис. 1. Осредненный рельеф (а), поле силы тяжести (б) и размещение интрузивно-купольных структур (в) Сихотэ-Алиня.

1 — горизонтали осредненного рельефа (а) и изолинии поля Δg (б); 2 — интрузии гранитоидов; 3 — сводово-магматические поднятия (I — Северо-Сихотэ-Алинское, II — Южно-Сихотэ-Алинское); 4 — интрузивно-купольные структуры (номера соответствуют табл. 1).

мального гравитационного поля резко возрастает, а выходы гранитоидов практически отсутствуют. Приведенные факты свидетельствуют о существовании в Сихотэ-Алинской области двух крупных сводовых поднятий, формирование которых связано с мезозойско-кайнозойским тектоно-магматическим циклом.

Сихотэ-Алинская область гранитизации как в рельефе, так и в региональном поле силы тяжести ограничена пространственно совпадающими зонами градиентов. В гравитационном поле перепад интенсивности аномальных значений в этих зонах достигает 40—50 мгл, а в рельефе 400—500 м. Ширина зон 25—50 км.

Для южной части Сихотэ-Алиня, в пределах Приморского края, Р. Г. Кулиничем [16] было выделено четыре глубинных плутона (батолита): Южно-Приморский, Верхне-Иманский, Арму-Иманский и Верхне-Бикинский. Последний по своей геолого-геофизической характеристике принадлежит Северо-Сихотэ-Алинскому сводовому поднятию. Кроме того, далее к северу картируются Самарга-Хунгарийский, Верхнеудоминский и Тумнинский батолиты. Все они в рельефе получили отражение в виде купольных поднятий (рис. 1, табл. 1).

Самым большим по площади является Самарга-Хунгарийский батолит. Он же характеризуется и наиболее сложной морфологией: распадается на три отдельных плутона —

Самарга-Анюйский, Бута-Коппинский и Хуту-Анюйский, между которыми существуют взаимопереходы, прослеживаемые в гравитационном поле. Все эти плутоны нашли отражение и в рельефе в виде интрузивно-купольных структур третьего порядка с относительно небольшой амплитудой воздымания. На площади Самарга-Хунгарийской структуры обнажаются гранитоиды различного возраста и состава: от раннего мела до палеогена, представленные хунгарийским и сандинским комплексами высокоглиноземистых гранитов, бачелазским и верхнеудоминским комплексами диорит-гранодиорит-лейкогранитовой формации [13]. По петромагнитной характеристике многие массивы даже внутри комплексов зачастую сильно разнятся между собой. Приведенные факты позволяют думать, что здесь, вероятно, первоначально существовало, как минимум, три самостоятельных очага гранитизации, слившихся в процессе развития в единый огромный батолит. Простираение батолита в целом северо-северо-восточное, а отдельных плутонов, слагающих его, — либо субширотное (Самарга-Анюйский), либо северо-восточное (Бута-Коппинский и Хуту-Анюйский).

Отдельные интрузивно-купольные постройки Сихотэ-Алинской области характеризуются почти полным отсутствием в их центральных частях гранитоидных интрузий. Так, интрузив-

Характеристика интрузивно-купольных структур Сихотэ-Алиня по гравиметрическим и морфометрическим данным

№ п.п.	Наименование структур	Площадь, кв. км	Глубина залегания, км, зоны разуплотнения		Дефект плотности, г/см <sup>3</sup>	Абсолютные отметки осредненного рельефа, м
			кровли	подшвы		
<i>Северо-Сихотэ-Алинское сводовое поднятие</i>						
1.	Тумнинская	2 500	0	30	0,25	700
2.	Верхнеудоминская	3 000	6	70	0,08	700
3.	Самарга-Хунгарийская	25 000	4	50	0,09	900—1000
4.	Верхне-Бикинская	10 000	5	45	0,10	900—1100
	Среднее			50	0,13	
<i>Южно-Сихотэ-Алинское сводовое поднятие</i>						
5.	Арму-Иманская	7 500	5	25	0,08	800—1000
6.	Верхне-Иманская	9 500	3	30	0,07	700—800
7.	Южно-Приморская	4 000	—	—	—	800—900
	Среднее		4	27	0,075	

Примечание. Номера структур соответствуют рис. 1.

ные образования, принадлежащие предполагаемому Верхнеудоминскому батолиту, эрозией еще не вскрыты, выходы гранитоидов здесь не установлены. Но юго-западное ответвление Верхнеудоминского гравитационного минимума пространственно совпадает с северной частью крупного Горбиллинского интрузивного массива. Последний, имея пологий северо-восточный контакт [13], по всей вероятности, тесно связан с Верхнеудоминским батолитом.

Тумнинский батолит в гравитационном поле получил наиболее контрастное отражение. Граничные градиенты поля у его южного контакта достигают 2 мгл/км, а у северного — 3,5 мгл/км. В пределах интрузивно-купольной структуры обнажаются Тумнинский, Уктурский и Кемский гранитоидные массивы, являющиеся, вероятно, сателлитами Тумнинского батолита.

Баджало-Тайканская горная система отмечается интенсивным региональным понижением поля силы тяжести, ограниченным с востока, севера и юга значительными по амплитуде аномалиями типа «гравитационная ступень». С последними пространственно совпадают участки резкого изменения абсолютных высот осредненного рельефа. Амплитуда высот достигает 600—700 м, перепад абсолютных значений поля — 50 мгл. Наиболее глубокие части локальных минимумов, как и участки максимальных высот (1500—1800 м), укладываются в меридиональную полосу шириной примерно 150 км. Как видно из рис. 2, область интенсивного минимума представляет собой сводовое воздымание, в пределах которого закартировано более 80% гранитоидов, обнажающихся в районе.

Региональная Баджало-Тайканская аномалия содержит ряд крупных минимумов второго порядка, пространственно совпадающих с локальными возвышениями в рельефе. Представляет-

ся, что эти минимумы связаны с крупными глубинными гранитоидными плутонами (батолитами), которые обладают, как правило, дефектом плотности по отношению к вмещающим образованиям в 0,05—0,10 г/см<sup>3</sup> [17]. В процессе становления батолитов были сформированы интрузивно-купольные структуры, зафиксированные в современном рельефе. Таких структур четыре: Баджаловская, Северобуреинская, Эзоп-Ямалинская и Селиткан-Торомская (рис. 2, табл. 2).

*Баджаловская структура*, обладая почти округлой формой, имеет два ответвления, из которых южное прослеживается до верховья р. Силинка, а северное приурочено к Дуки-Амгуньскому водоразделу. Практически все закартированные в пределах структуры гранитоиды относятся к Мяочанской сенондатской интрузивной серии [13]. В центральной части Баджаловской структуры широко разви-

Таблица 2

Характеристика интрузивно-купольных структур Баджало-Тайканской горной системы по гравиметрическим и морфометрическим данным

№ п.п.	Наименование структур	Площадь, кв. км	Глубина залегания, км, зоны разуплотнения		Дефект плотности, г/см <sup>3</sup>	Абсолютные отметки осредненного рельефа, м
			кровли	подшвы		
1.	Баджаловская	9000	0	80	0,09	1700
2.	Северобуреинская	3500	0	60	0,07	1200
3.	Эзоп-Ямалинская	9000	0	70	0,10	1800
4.	Селиткан-Торомская	4000	5	60	0,05	1800
	Среднее			77	0,08	

Примечание. Номера структур соответствуют номерам на рис. 2.

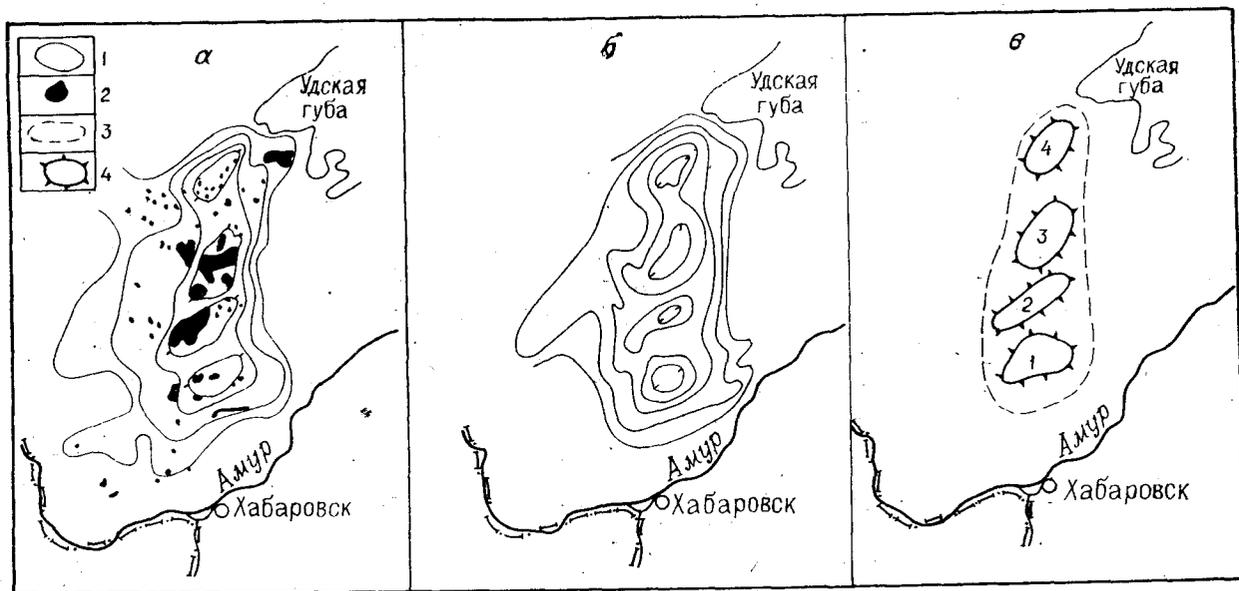


Рис. 2. Осредненный рельеф (а), поле силы тяжести (б) и размещение интрузивно-купольных структур (в) Баджалло-Тайканской горной системы.

Условные обозначения см. на рис. 1. Номера структур на рис. 2, в соответствуют табл. 2.

ты мощные толщи верхнемеловых средних и кислых эффузивов, прорванных гранитами. Кислые эффузивы ассоциируются с крупными телами субвулканических кварцевых порфиров и гранит-порфиров. Нередко различия между интрузивными и излившимися породами сглажены, что, вероятно, свидетельствует о временной близости интрузивного и эффузивного магматизма и о единстве магматического очага.

Северобурейнская структура, вытянутая в северо-восточном направлении, приурочена к северной части Бурейнского хребта и к южным отрогам хр. Дуссе-Алинь. Наиболее интенсивной части локального гравитационного минимума здесь соответствуют выходы Дуссеалинского интрузива, сложенного монцогранитами и гранитами мяочанской серии.

Эзоп-Ямалинская структура характеризуется сложной конфигурацией. Ее восточная часть имеет в целом согласное с Баджалло-Тайканской зоной субмеридиальное простираение, южная обладает северо-восточным простираением, а ряд ответвлений в северо-западной части (хребты Эзоп, Селитканский) — северо-западным. Форма выходов позднемезозойских гранитов в пределах Эзоп-Ямалинского минимума подчеркивают сложный рисунок как поля силы тяжести, так и горизонталей рельефа.

Селиткан-Горомская структура принадлежит Селитканской вулканической зоне [4]. Она вытянута в северо-восточном направлении на 100 км при ширине 35—40 км. В пределах гравитационного минимума эффузивная толща прорвана и метаморфизирована позднемеловыми гранодиоритами.

## 2. ГРАНИТИЗАЦИЯ И РЕЛЬЕФ

Гранитизация — процесс коровый [30]. Глубина становления подошвы батолитов колеблется в пределах 8—15, реже 20 км [7, 10, 16, 20, 24]. Расчеты параметров аномалообразующих объектов для площадей с интенсивным проявлением мезозойской гранитизации, как было показано выше, отмечают разуплотнение до глубины 70—80 км, что заведомо превышает мощность земной коры для юга Дальнего Востока [5].

Существование области разуплотнения в верхней мантии для Баджалло-Тайканской зоны подтверждено данными глубинного сейсмического зондирования, выполненного по профилю Свободный — Комсомольск [23].

Разуплотнение верхней мантии, гранитизация земной коры и воздымание рельефа, обладающая пространственной связью, должны, по всей видимости, иметь и связь причинную. Известно [10, 15], что палингенез стимулируется притоком тепла и вещества из недр Земли. Естественно предположить, что одновременно имеет место и разогрев мантии. Как гранитизация, так и разогрев мантии сопровождаются увеличением объема и разуплотнением вещества. Связь гранитизации и орогенеза подтверждается и температурой на поверхности М в различных областях. По данным Борисова и др. [6], она достигает 200—300° на щитах, 300—500° на плитах и 400—600° и более в горных областях. Причем в межгорных и краевых впадинах эти температуры много ниже.

Предполагается [1, 28], что изменение давления на каком-либо участке приводит к нарушению равновесия и в соседних. С началом подъема гранитизируемой области начинается процесс денудации, который ведет к уменьшению общей массы блока и дополнительному его подъему за счет притока в область пониженного давления материала астеносферного слоя, т. е. начнется перемещение глубинных масс в направлении, обратном поверхностному сносу [4]. Начнет действовать механизм изостатического подъема. Одновременно в соседних блоках происходит отток материала и, как следствие, их «проседание», дополнительно стимулированное увеличением давления в результате накопления сносимых сюда осадков.

Рассмотренный механизм орогенеза должен приводить к образованию региональных сопряженных положительных и отрицательных геоморфологических структур. В связи с активизацией Буреинского массива возникли Буреинский, Верхнеамурский, Ушумунский наложенные прогибы [4]. Становление Сихотэ-Алиинского свода привело к образованию Среднеамурской и Прихангайской впадин.

### 3. ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ ГРАНИТЫ И СОВРЕМЕННЫЙ РЕЛЬЕФ

Как было показано выше, региональные формы рельефа обусловлены разогревом верхней мантии и гранитизацией земной коры. При детальном исследовании устанавливаются и более тонкие связи между гранитами и локальными формами рельефа горных областей.

Для южной части Баджало-Тайканской горной системы по методике, предложенной А. В. Орловой [24], построена схема блоков земной коры, испытавших в процессе рельефообразования вертикальные перемещения различного знака и амплитуды (рис. 3). По величине относительного перемещения, которая определялась по перепаду значений максимальных высот в смежных структурах, выделены группы разновысоких блоков: горстов, грабенов и двух промежуточных ступеней, условно названных средней и низкой ступенью горстов (последняя фактически может быть и высокой ступенью грабена).

Как видно из рис. 3, практически все выходы позднемеловых гранитоидов в районе приурочены к наиболее высоким участкам в современном рельефе — горстам северо-восточной ориентировки.

В поле силы тяжести участкам максимальных отметок рельефа соответствует значительное понижение интенсивности аномалий Буге, что тоже свидетельствует о широкой концентрации здесь гравитационно легких масс гранитов.

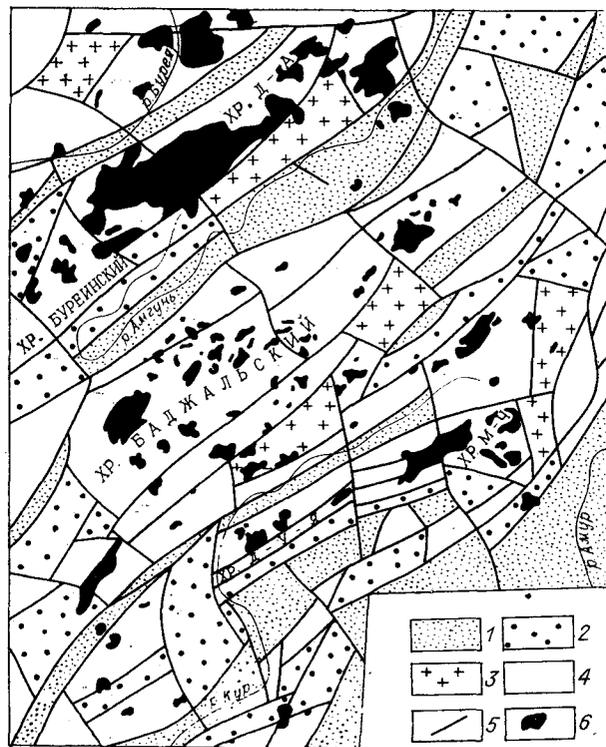


Рис. 3. Позднемеловые граниты и современные блоки рельефа.

1—4 — относительные уровни рельефа: 1 — грабены, 2 — низкая и 3 — высокая ступени горстов, 4 — горсты; 5 — рельефообразующие разломы; 6 — интрузии гранитоидов. (Хребты: Д—А — Дуссе-Алинь, М—Ч — Мяо-Чан, Д—У—Я — Джакхи-Унахта-Якбыяна).

По данным В. Т. Воробьева [9], средний денудационный срез для забайкальского рельефа с глубиной расчленения 2100 м за 30 млн. лет составляет в среднем 540 м. В нашем случае максимальное расчленение не превышает 1800 м. Отсюда, средний срез в районе, даже при экстремальных условиях, с позднего мела поныне составит около 1600 м. Минимальная глубина становления нормальных гранитов приблизительно 3000 м [24], что заведомо больше величины эрозионного среза.

Явление избирательного подъема гранитоидных масс в верхние горизонты земной коры, продолжающееся и в настоящее время, уже отмечалось [12, 27]. Многие исследователи справедливо видят причину этого подъема в дефиците плотности гранитов по отношению к плотности вмещающих пород.

Ю. А. Косыгин [14], исследуя солянокупольную тектонику, отметил, что «наиболее существенными свойствами соли, определяющими особенности ее тектонического поведения, являются: 1) низкий удельный вес, 2) компактность и 3) пластичность, перечисляемые здесь в порядке их значимости» (с. 175). Первыми двумя свойствами характеризуются и граниты (вопрос об их пластичности в верхних горизон-

Таблица 3

Объем опущенных и поднятых блоков

Профиль	Максимальная высота на профиле, м	Минимальная высота на профиле, м	Объем опускания, кв. см	Объем воздымания, кв. см
1	1500	200	9.3	9.5
2	2500	400	18.7	12.6
3	2400	400	10.0	10.2
4	2000	500	7.8	8.4
5	1200	200	4.4	10.5
Всего:			50.2	51.2

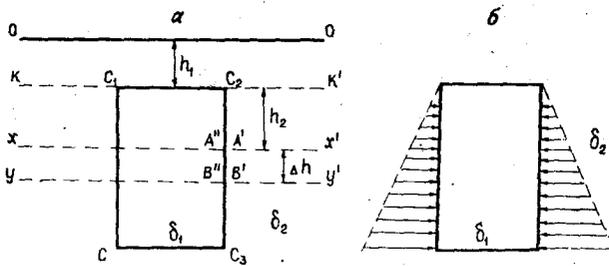


Рис. 4. Схема расчета разности геостатического бокового давления для тел различной плотности (а) и распределение этой разности по вертикали (б).

тах земной коры требует специальных исследований), что позволяет воспользоваться несколько измененными, применительно к геометрии гранитоидных тел, расчетами подъемной силы, предложенными Ю. А. Косыгиным [14], для соли.

Рассмотрим рис. 4, а. Геостатическое давление в точке  $A'$  (с внешней стороны геологического тела  $CC_1C_2C_3$ ) составит  $P_{A'} = h_1\delta_2 + h_2\delta_2$ , где  $h_1$  — глубина до кровли рассматриваемого объекта,  $h_2$  — глубина от его кровли до условного горизонта  $XX'$ ,  $\delta_2$  — плотность вмещающих пород.

Для точки  $A''$  (с внутренней стороны тела) давление равно  $P_{A''} = h_1\delta_2 + h_2\delta_1$ , где  $\delta_1$  — плотность тела  $CC_1C_2C_3$ .

Разность давлений в точке  $A$  будет  $P_{A'} - P_{A''} = h_2(\delta_2 - \delta_1)$ .

Для точки  $B$ , отстоящей от точки  $A$  на  $\Delta h$ :

$$P_{B'} - P_{B''} = (h + \Delta h)(\delta_2 - \delta_1).$$

Если  $\delta_1 < \delta_2$ , геостатическое давление будет нарастать от кровли геологического тела к его подошве (рис. 4, б), «выталкивая» это тело в сторону наименьшего сопротивления (давления).

Для рассматриваемого района (см. рис. 3) средняя плотность гранитоидов (биотитовые и биотит-роговообманковые граниты, гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, гранодиориты — 320 образцов) равна  $2,57 \text{ г/см}^3$ , а плотность вмещающих образований колеблется от  $2,63$  до  $2,69 \text{ г/см}^3$ . Обладая дефектом плотности, гранитоиды в соответствии с приведенными расчетами должны перемещаться в верхние горизонты земной коры. В то же время наблюдаемые повсеместно интрузивные контакты у гранитоидов не позволяют присоединиться к мнению З. А. Сваричевской и В. И. Яговкина [27] о выдавливании гранитных массивов из толщ вмещающих пород, об их изолированном подъеме.

Процесс воздымания гранитных массивов, во всяком случае для рассматриваемого района,

гораздо сложнее, чем это было бы при простом выдавливании. Подъем должен идти с наименьшими энергетическими затратами, что возможно только при «использовании» либо существующей системы вертикальных трещин отдельности, уходящих в массивах на значительную глубину, а также прослеживаемых и во вмещающих породах [24], либо с использованием системы дизъюнктивных разрывов. Восходящее движение испытывают как чисто гранитные блоки внутренних частей интрузии, так и блоки гранитов с «припаянными» массами ороговированных пород обрамления массивов. Их подъем должен происходить с различной скоростью. Чисто гранитные блоки должны опережать блоки, «спаянные» с вмещающими породами. Эта особенность подтверждается полевыми наблюдениями на хр. Черского [12].

Блоковая структура воздымающихся участков хорошо видна как по характеру рельефа (см. рис. 3), так и в поле силы тяжести, где в обширных интенсивных зонах градиентов, характеризующих обрамление воздымающихся интрузий, ясно прослеживаются гравитационные ступени второго порядка.

Как видно из рис. 3, для рассматриваемого района характерно параллельное расположение участков поднятий и опусканий (в других случаях их расположение, вероятно, может быть иным, не параллельным). Естественно предположить, что они взаимосвязаны и что место поднимающихся легких масс занимают опускающиеся более тяжелые. В этом случае объемы «всплывшего» и опущенного материала должны быть примерно равными. Проверку предположения можно осуществить, сравнив их объемы. Точный подсчет объемов затруднителен. Выполнен ориентировочный расчет по пяти равномерно расположенным по территории профилям рельефа, построенным вкрест простирания основных водоразделов. Подсчитывалась и сравнивалась площадь хребтов на графике выше среднего

уровня по району\* и «пустоты» в долинах ниже среднего уровня. Подсчеты произведены в квадратных сантиметрах графика (табл. 3).

Данные подсчета свидетельствуют в пользу подтока масс в верхней части земной коры в освобождающееся пространство под всплывающие граниты. Процессы подтока и всплывания, вероятнее всего, связаны между собой не пассивно. Видимо, какая-то доля подъема, в свою очередь, стимулируется выталкивающим действием подтекающих плотных масс.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Главным фактором первоначального воздымания топографического рельефа основных горных сооружений юга Дальнего Востока с широко проявленным позднемезозойским гранитоидным магматизмом является совокупный эффект разуплотнения вещества в результате разогрева верхней мантии и гранитизации земной коры. Причем региональные сводовые поднятия первого порядка (Баджало-Тайканское,

Северо-Сихотэ-Алинское и Южно-Сихотэ-Алинское) в целом обусловлены, вероятно, разогревом и разуплотнением верхней мантии. Поднятия второго порядка — интрузивно-купольные структуры — стимулируются процессами гранитизации и батолитообразования. В свою очередь, первоначальное воздымание предопределяет становление компенсационных региональных отрицательных форм рельефа. В этом ряду эндогенного рельефообразования подъем сформировавшихся гранитных интрузий занимает особое место. Во-первых, он служит одним из механизмов наследования вертикальных перемещений масс, во-вторых, является важным фактором (наряду с экзогенными процессами) становления рельефа третьего порядка.

Такова в основных чертах схема эндогенного рельефообразования основных горных сооружений юга Дальнего Востока.

В заключение необходимо отметить, что рассмотренный в данной работе механизм горообразования, хотя и играет существенную роль в становлении топографического рельефа, не является единственно возможным.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Артемьев М. Е.* О связи нарушений изостатического равновесия с новейшими и современными тектоническими движениями. Международный геологический конгресс. XXII сессия. Доклады советских геологов. Проблема 12: «Изостазия». М.: Наука, 1964.
2. *Базовкина И. Г., Люстих Г. Е., Резанов И. А.* Строение земной коры континентов по сейсмическим данным.—Итоги науки и техники. Серия «Общая геология», т. 4. М.: 1972.
3. *Белогуб В. Н., Шапочка И. И., Романовский Н. П.* Место мезо-кайнозойского гранитоидного магматизма в тектоническом развитии Приамурья и некоторые элементы металлогении по геофизическим данным.— В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1974.
4. *Бельтнев Е. Б., Золотов М. Г., Онихимовский В. В. и др.* Геотектонические структуры Хабаровского края и Амурской области, их развитие в мезозое и кайнозое.— В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1974.
5. *Беляевский Н. А.* Земная кора в пределах территории СССР. М.: Недра, 1974.
6. *Борисов А. А., Круглякова Г. И., Фирсова Д. В.* Температура верхов мантии.— ДАН СССР, 1972, т. 207, № 5.
7. *Ботт М., Холдер А., Лонг Р., Лукас А.* Структура земной коры под гранитными массивами юго-западной Англии.— В кн.: Механизм интрузий магмы. М.: Мир, 1972.
8. *Ващиллов Ю. Я.* Глубинные гравиметрические исследования (с помощью билогарифмических палеток). М.: Наука, 1973.
9. *Воробьев В. Т.* Морфоструктурный анализ Прибайкалья и Забайкалья: Автореф. канд. дис. М., 1974.
10. *Говоров И. Н.* Геологические и термодинамические условия формирования палингенных гранитоидных плутонов.— В кн.: Магматические комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1971.
11. *Злаевинов Л. В.* Изучение строения земной коры по гравиметрическим данным. Алма-Ата: Наука, 1964.
12. *Измайлов Л. И., Соболев А. П., Шактыров В. Г.* О роли гранитоидных плутонов в формировании рельефа горной системы Черского. Магадан, 1975. (Тр. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. Вып. 68).
13. *Изох Э. П., Русс В. В., Кунаев И. В., Наговская Г. И.* Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алия и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М.: Наука, 1967.
14. *Косыгин Ю. А.* Соляная тектоника платформенных областей. М.—Л.: Гостоптехиздат, 1950.
15. *Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л.* Гранитоидный магматизм и тектоника.— Геол. и геофиз., 1967, № 10.
16. *Кулинич Р. Г.* Особенности глубинного строения и эндогенная рудоносность мезозойской южной части Сихотэ-Алия.— В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1974.
17. *Линьневский Э. Н.* Об активной роли гранитных интрузий в процессе горообразования.— Геотектоника, 1965, № 3.
18. *Ломтадзе В. В.* Описание программы «Призма-2». Интерпретация гравитационных аномалий способом эквивалентных призм. Л., 1967.
19. *Мальшев Ю. Ф., Парфенов Л. М., Рейнлиб Э. Л., Романовский Н. П.* Гравитационные аномалии Дальнего Востока.— В кн.: Районирование геофизических полей и глубинное строение Дальнего Востока. Владивосток, 1977.
20. *Молчанова Т. В.* Место мезозойского гранитоидного магматизма в структурах Тихоокеанского тектонического пояса.— Геотектоника, 1973, № 1.

21. Орлова А. В. Блоковые структуры и рельеф. М.: Наука, 1975.
22. Парфенов Л. М., Рейнлиб Э. Л. Природа региональных гравитационных минимумов юга Дальнего Востока.— ДАН СССР, 1976, т. 227, № 5.
23. Потапов С. В., Спирина Е. Е., Мараханов В. И., Петров А. В. Результаты глубинного сейсмозондирования в Хабаровском крае.— Сов. геол., 1979, № 3.
24. Раген Э. Геология гранита. М.: Недра, 1979.
25. Рейнлиб Э. Л., Шапочка И. И., Иванов Г. М. Связь тектоники, магматизма и металлогении в Верхне-селемджинском районе.— В кн.: Структурный анализ дислокаций. Хабаровск, 1974.
26. Рейнлиб Э. Л., Романовский Н. П. Интрузивно-купольные структуры Сихотэ-Алиня.— В кн.: Кольцевые и купольные структуры Дальнего Востока. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1977.
27. Сваричевская З. А., Яговкин В. И. О явлениях выдвигания («ядрах протыкания») гранитных массивов из толщ вмещающих пород в Центральном Казахстане.— В кн.: Вопросы стратиграфии и тектоники Восточного Казахстана. Л., 1973, Труды ВСЕГЕИ; Нов. сер., т. 160.
28. Хесс Г. История океанических бассейнов.— В кн.: Новая глобальная тектоника (тектоника плит). М.: Мир, 1974.
29. Шапочка И. И., Головкин Б. А., Шанцын К. А. Характер физических полей и природа аномалий Хабаровского края и Амурской области.— В кн.: Магматические комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1971.
30. Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М.: Недра, 1968.

*ИГО Дальгеология  
Хабаровск*

*Поступила в редакцию  
8 сентября 1981 г.*



*С. А. Паланджян, А. Д. Чехов, Л. Д. Лаврова*

## ТЕКТОНИКА И ОФИОЛИТЫ ХРЕБТА ПЕКУЛЬНЕЙ (Чукотка)

Восточная часть полосы развития офиолитов хр. Пекульней (левобережье Анадыря) характеризуется нормальными разрезами, основание которых сложено метаморфизованными породами дунит-клинопироксенит-габбрового формационного типа. Они нарастаются дифференцированными габброидами и кремнисто-вулканогенной свитой титона — валанжина, верхняя толща которой наряду с преобладающими базальтами и диабазами содержит подушечные лавы ультраосновного состава. Западнее породы офиолитовой ассоциации представлены пакетом тектонических чешуй метаморфитов с обратной последовательностью

Среди регионов с широким развитием офиолитов большой интерес представляет Корякское нагорье. Ультрабазиты разновозрастных офиолитовых ассоциаций здесь представлены главным образом гарцбургитовым (океаническим) типом. Исключение составляют пространственно обособленные ультрабазиты хр. Пекульней, среди которых встречаются шпинелевые и гранатовые разности пироксенитов и перидотитов, а гарцбургитовые массивы отсутствуют. В последние годы к офиолитам этого района обращено пристальное внимание исследователей.

Согласно традиционной точке зрения [5, 12], офиолиты Пекульнейского хребта формировались путем последовательных актов излияний и интрузий в раннем мелу основных магм в зоне глубинного разлома, разграничивающего структурно-фациальные зоны, располагающиеся на восточном и западном склонах. Г. Г. Кайгородцев, исходя из отсутствия гарцбургитов, тесной взаимосвязи между верлитами, пироксенитами и габброидами, рассматривал ультрабазиты Пекульнейского хребта как дифференциаты раннемеловых габброидов, в то же время Г. В. Пинус с соавторами допускают их гибридно-метасоматическое происхождение при взаимодействии габброидной магмы с более ранними дунит-гарцбургитами.

В результате новых исследований Пекульнейского хребта появились и новые точки зрения о его тектоническом строении и происхождении офиолитового комплекса. Так, Г. Е. Некрасов [10], М. С. Марков и Г. Е. Некрасов [7] выделяют в пределах хребта три тектониче-

ских комплексов. Их основание сложено эпидот-актинолит-хлоритовым меланжем, образованным по верхней толще вулканитов. Современная тектоническая структура офиолитов обусловлена развитием опрокинутых к западу лежачих складок, формировавшихся при шарьировании комплекса на породы континентальной коры Кони-Танюерской складчатой системы, дальнейшим расчлениванием и метаморфизмом пород лежачего крыла. Офиолиты хр. Пекульней по строению, составу и возрасту пород близки к офиолитам «океанического» типа Корякской складчатой системы и могут иметь одинаковое с ними происхождение.

ских комплекса — автохтонный, аллохтонный и неавтохтонный. Аллохтонный комплекс сложен покровными пластинами офиолитовой ассоциации, кремнисто-вулканогенные толщи которой формировались в поздней юре — валанжине на метаморфизованном в эклогитовой фации меланократовом фундаменте — мантийном основании континентальной коры Чукотских мезозойд. Этот фундамент, сложенный шпинелевыми лерцолитами, гранатовыми клинопироксенитами и эклогитами, был вскрыт в сравнительно узких зонах растяжения и деструкции.

Концепция Г. Е. Некрасова и М. С. Маркова, основанная на детальных полевых исследованиях и опирающаяся на достижения современной теоретической геологии, содержит, тем не менее, некоторые спорные положения, касающиеся трактовки объема автохтонного комплекса, генетической интерпретации ультрабазитов и метаморфизованных базитов. На них мы остановимся ниже.

Интерес к офиолитам хр. Пекульней еще более усилился благодаря исследованиям С. С. Зимины с сотрудниками, которые выделили здесь наряду с офиолитами меймечит-пикритовые и пикрит-диабазовые комплексы [2, 3], отнесенные условно к кембрию, без достаточных на то оснований. Обращает внимание то обстоятельство, что эти породы в пространстве, по данным указанных авторов, занимают место серпентинитового меланжа, закартированного Г. Е. Некрасовым и М. С. Марковым.

Авторы изучали строение офиолитов хр. Пекульней на всем их протяжении — от оз. Пе-

кульнейгытгын на севере до р. Веснованной на юге. В настоящей статье обсуждаются результаты этих исследований, за исключением характеристики петрографических особенностей, химизма и минералогии, которая будет изложена в другой работе.

## ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ХРЕБТА

Хр. Пекульней расположен на северном фланге Анадырско-Корякской системы [14]. Он представляет собой сравнительно узкую гряду, вытянутую в меридиональном направлении на 150 км и в рельефе резко выделяется на фоне окружающих его кайнозойских депрессий (рис. 1).

Геологическое строение хребта неоднородно. На западном его склоне развиты осадочные, вулканогенные и метаморфические породы, интродуцированные гранитоидами. В осевой части хребта обнажаются в разной степени метаморфизованные офиолиты, а на восточном склоне — терригенные флишевые толщи (рис. 2).

Как установлено Г. Е. Некрасовым и М. С. Марковым, породы западного склона хребта образуют автохтон покровной структуры. Наиболее древние из них обнажаются к востоку от оз. Пекульнейгытгын, т. е. в северной части района развития офиолитов. Они представлены диафорированными мелко-среднезернистыми основными гранулитами, неиз-

менные разности которых сложены плагиоклазом, диопсидом, гиперстеном; характерны гранобластовые структуры, массивные, полосчатые, иногда сланцевые текстуры. Г. Е. Некрасов [10] отнес рассматриваемые породы к амфибол-двупироксеновым сланцам, чередующимся с тонкополосчатыми габбро-норитами, и параллелизовал их с породами докембрийских гранулитовых комплексов Анабарского щита и Омолонского массива\*.

Южнее, по западному склону хребта и в тектонических окнах в его центральной части, широко развиты терригенные породы и вулканиты кислого состава, датируемые титомом — валанжином. По данным Г. Е. Некрасова [10], они несогласно перекрывают породы докембрийского кристаллического комплекса. Все эти образования интродуцированы раннемеловыми гранитоидами (янранайский комплекс), принадлежащими к тоналит-плагиогранит-гранодиоритовому формационному типу с последовательностью фаз: тоналиты, плагиограниты, гранодиориты-граниты.

Валанжинские отложения автохтона согласно надстраиваются готерив-барремскими. Последние представлены терригенной толщей мощностью более 1 км, содержащей олистостромовые горизонты с крупными глыбами мраморизованных известняков, офиолитокластовые грубообломочные породы с галькой ультрабазитов, габброидов, яшм, спилитов. Мезозойские отложения автохтона смяты в относительно простые складки, заметно усложняющиеся лишь вблизи аллохтонных пластин офиолитов.

Офиолитовая ассоциация Пекульнейского хребта состоит из пород дунит-пироксенит-габбрового комплекса, вулканогенных и осадочных пород пекульнейвеевской свиты титона — валанжина — возрастного и фациального аналога кремнисто-вулканогенных свит Корякского нагорья (кингивеевская, чырынайская). Более подробное описание офиолитов и их метаморфизованных разностей приведено ниже.

На востоке пекульнейвеевская свита взброшена и надвинута на терригенные толщи апта — альба и сеномана — турона. Это флишевые образования, в разрезе которых участвуют мощные горизонты конгломератов с галькой пород офиолитового комплекса и метаморфических сланцев, а также вулканитов и гранитоидов, предположительно принадлежащих Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу. Толщи терригенного флиша, вероятно, формировались как неавтохтонные комплексы, однако в современной тектонической структуре хр. Пекульней они отделены от офиолитов разломами и не-

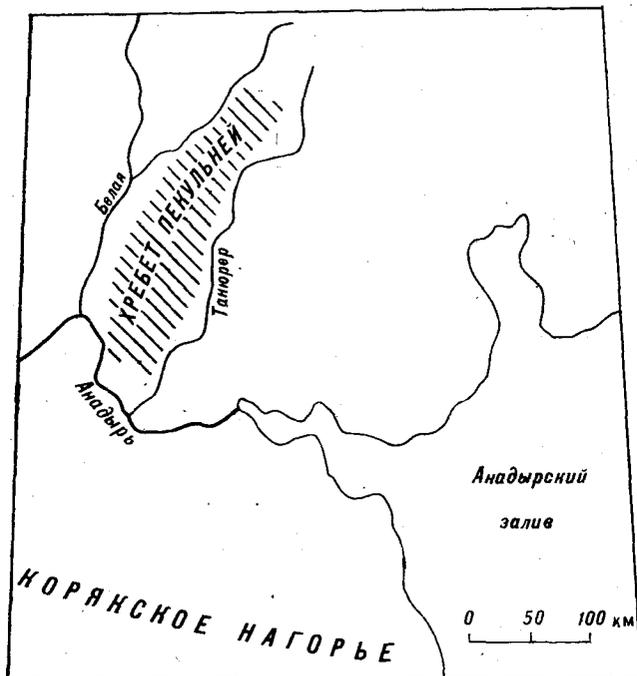
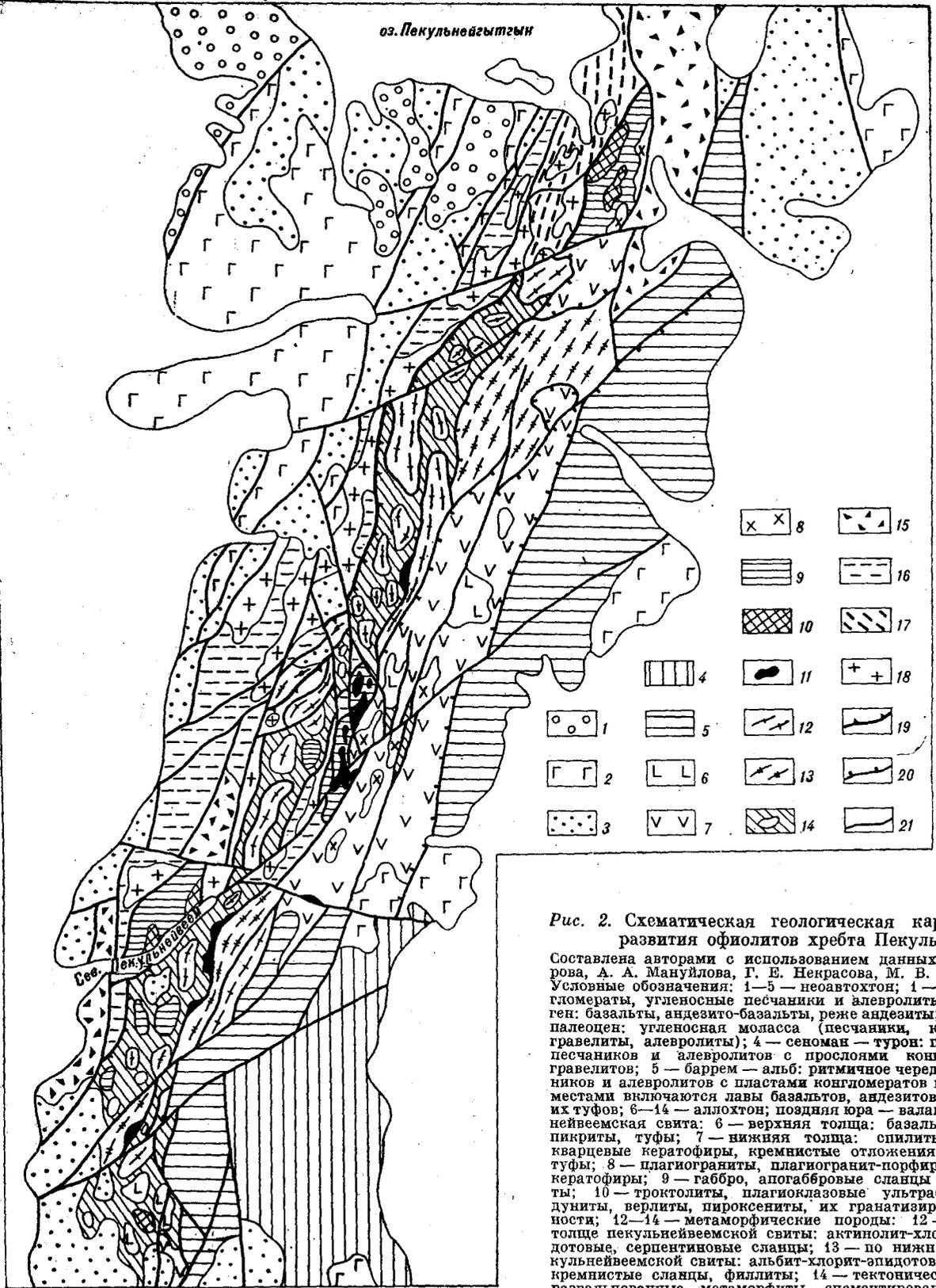


Рис. 1. Схема расположения района исследования (заштриховано). УБ — Усть-Бельские горы.

\* Выводы о докембрийском возрасте амфибол-двупироксеновых сланцев нуждаются в дополнительном обосновании.



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

Рис. 2. Схематическая геологическая карта полосы развития оphiолитов хребта Пекульней.

Составлена авторами с использованием данных В. А. Захарова, А. А. Мануйлова, Г. Е. Некрасова, М. В. Филимонова. Условные обозначения: 1—5 — неоавтохтон; 1 — неоген: конгломераты, угленосные песчаники и алевролиты; 2 — палеоген: базальты, андезит-базальты, реже андезиты; 3 — сеноман — палеоцено: угленосная мозаика (песчаники, конгломераты, гравелиты, алевролиты); 4 — сеноман — турон: переслаивание песчаников и алевролитов с прослоями конгломератов и гравелитов; 5 — баррем — альб: ритмичное чередование песчаников и алевролитов с пластами конгломератов и гравелитов; местами включаются лавы базальтов, андезитов, липаритов и их туфов; 6—14 — аллохтон; поздняя юра — валаанжин, пекульнейвеемская свита; 6 — верхняя толща: базальты, диабазы, пикриты, туфы; 7 — нижняя толща: спилиты, базальты, кварцевые кератофиры, кремнистые отложения, алевролиты, туфы; 8 — плаггиограниты, плаггиогранит-порфиры, кварцевые кератофиры; 9 — габбро, алогаббровые сланцы и амфиболиты; 10 — троктолиты, плаггиоклазовые ультрабазиты; 11 — дуниты, верлиты, пироксениты, их гранатизированные разновидности; 12—14 — метаморфические породы: 12 — по верхней толще пекульнейвеемской свиты: актинолит-хлоритовые, эпидотовые, серпентиновые сланцы; 13 — по нижней толще пекульнейвеемской свиты: альбит-хлорит-эпидотовые, глинисто-кремнистые сланцы, филлиты; 14 — тектонический меланж: развальнованные метаморфиты, сцементированные хлорит-актинолит-эпидотовой глинообразной массой. 15—18 — автохтон; 15 — готерив: терригенный флиш с олигостромованными горизон-тами; 16 — титон — валаанжин: андезит-дациты, липариты, аргиллиты, алевролиты, песчаники; 17 — докембрий (?): диафторжированные гранулиты, двуширокосенные сланцы; 18 — раннемеловые тоналиты, плаггиограниты, гранодiorиты, граниты; 19 — основание аллохтонного комплекса; 20 — надвиги, вбросы; 21 — прочие тектонические контакты.

редко занимают более низкое структурное положение. К неавтохтонным комплексам, несомненно, относятся грубообломочные толщи сенона (янравайская и рарытинская свиты), часто стратиграфически перекрывающие офиолиты и породы автохтона. Широкое развитие более молодых разломов усложняет взаимоотношения между этими комплексами. Следует отметить, что коньякские слои сенонского разреза в правобережье р. Веснованной имеют офиолитокластовую олистостромовую природу, что, возможно, свидетельствует о более поздних шарьяжных перемещениях офиолитов.

## СТРОЕНИЕ ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Офиолиты хр. Пекульней в виде узкой полосы непрерывно протягиваются на расстоянии 75 км. Они представлены как мало измененными, так и метаморфизованными породами, часто пространственно совмещенными. Тектоника офиолитового комплекса чрезвычайно напряженная. Серией разрывных нарушений он разбит на ряд пластин мощностью 0,3—1 км и длиной до 25 км, которые, в свою очередь, претерпели интенсивные деформации (рис. 2, 3).

Неметаморфизованные офиолиты представлены породами кремнисто-вулканогенной пекульнейвеемской свиты верхней юры — валанжина, крупные выходы которых приурочены к восточному краю полосы офиолитов, а также фрагментами дифференцированного ультрабазит-габбрового комплекса, включенными в тектонический меланж осевой части хребта. Как это наблюдается в междуречье Сев. Пекульнейвеем — Двойной (район г. Центральной), в строении пекульнейвеемской свиты участвуют две толщ. Нижняя сложена лавами и туфами базальтоидов, иногда подушечных, миндалекаменных, перемежающихся с пачками и линзами алевролитов, плитчатых кремней, горизонтами и линзами красных яшм. Линзы и стяжения известняков содержат остатки валанжинских бухий, а также призматические слои иноцерамид, обломки криноидей. Мощность толщи более 1000 м. К югу в ее составе увеличивается роль туфов и гиалокластитов. Характерная особенность нижней толщи — развитие многочисленных даек и силлов базальтоидов, плагиигранитов, плагиигранит-порфиоров, кварцевых кератофиоров; они дислоцированы вместе с вулканидами и терригенными породами, местами интенсивно катаклазированы.

Верхняя толща сложена подушечными лавами базальтов, иногда включающих пачки слоистых тонкозернистых вулканокластических пород. Именно к этой толще приурочены горизонты диабазов, оливиновых диабазов, пикрит-диабазов, переходящих местами в пикриты.

Судя по наблюдениям в районе г. Центральной, горизонты ультрамафитов тяготеют преимущественно к низам верхней толщи; их мощность до 100 м, они ассоциируют с подушечными лавами афировых базальтов.

Наличие горизонтов частично серпентинизированных ультраосновных вулканитов способствует развитию в этих участках тектонических срывов, осложняющих взаимоотношения между верхней и нижней толщами пекульнейвеемской свиты. Так, в основании верхней толщи юго-восточнее г. Центральной по обоим бортам долины р. Сев. Пекульнейвеем развиты маломощные, выклинивающиеся зоны перетертых, меланжированных пикритов и базальтов, в которые закатаны округлые глыбы нижележащих пород — плагиигранитов, кремней. В районе г. Капля (правобережье р. Мал. Веснованной) более мощная полоса такого «внутриформационного» меланжа содержит многочисленные реликты шаров и «подушек» концентрически-скорлуповатого строения, сложенных пикрит-диабазами и базальтами. Они погружены в перетертую, глинообразную массу, образованную по этим же породам. Этот маломощный меланж структурно подстилается нижней толщей пекульнейвеемской свиты, сложенной базальтовыми туфами, гиалокластитам, базальтами, туфогенными алевролитами с линзами известняков, содержащих остатки бухий позднего валанжина.

Такое двухъярусное строение кремнисто-вулканогенных комплексов офиолитовых серий региона с более основным составом верхних толщ характерно и для других районов их развития. Оно установлено, в частности, в Тамватнейском массиве [8]. Более близкую аналогию можно видеть в хр. Валагинском (Жамчатка), где вулканиды ультраосновного состава приурочены к основанию верхней части разреза валанжинской кремнисто-вулканогенной серии верхнемелового возраста [9]. По особенностям строения и состава пекульнейвеемская свита близка комплексу подушечных лав Троодоса, где более меланократовые породы верхней серии содержат горизонты ультраосновных подушечных лав [15]. Присутствие пикритов в разрезах вулканогенных комплексов некоторых офиолитовых ассоциаций является несомненным фактом [6]; пикриты обнаружены в базальтовых сериях Срединно-Атлантического хребта. Поэтому представляется неправомерным противопоставлять ультраосновные вулканические породы Пекульнейского хребта офиолитам, как это сделано в работе С. С. Зимина с соавторами [3]; пикриты и их фациальные разности являются компонентами кремнисто-вулканогенного комплекса офиолитовой серии этого района.

Западную часть полосы офиолитов слагают метаморфические породы, структурно подстила-

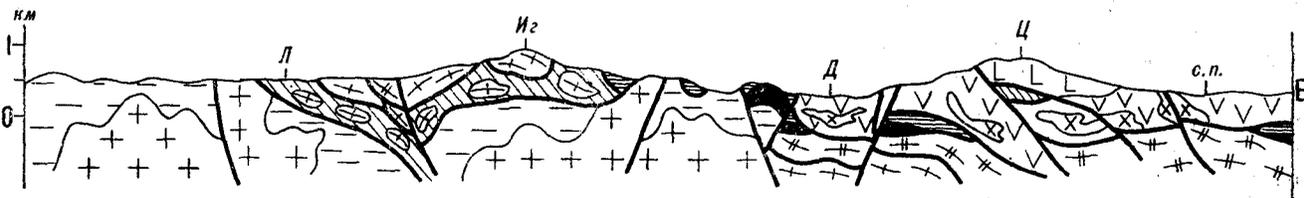
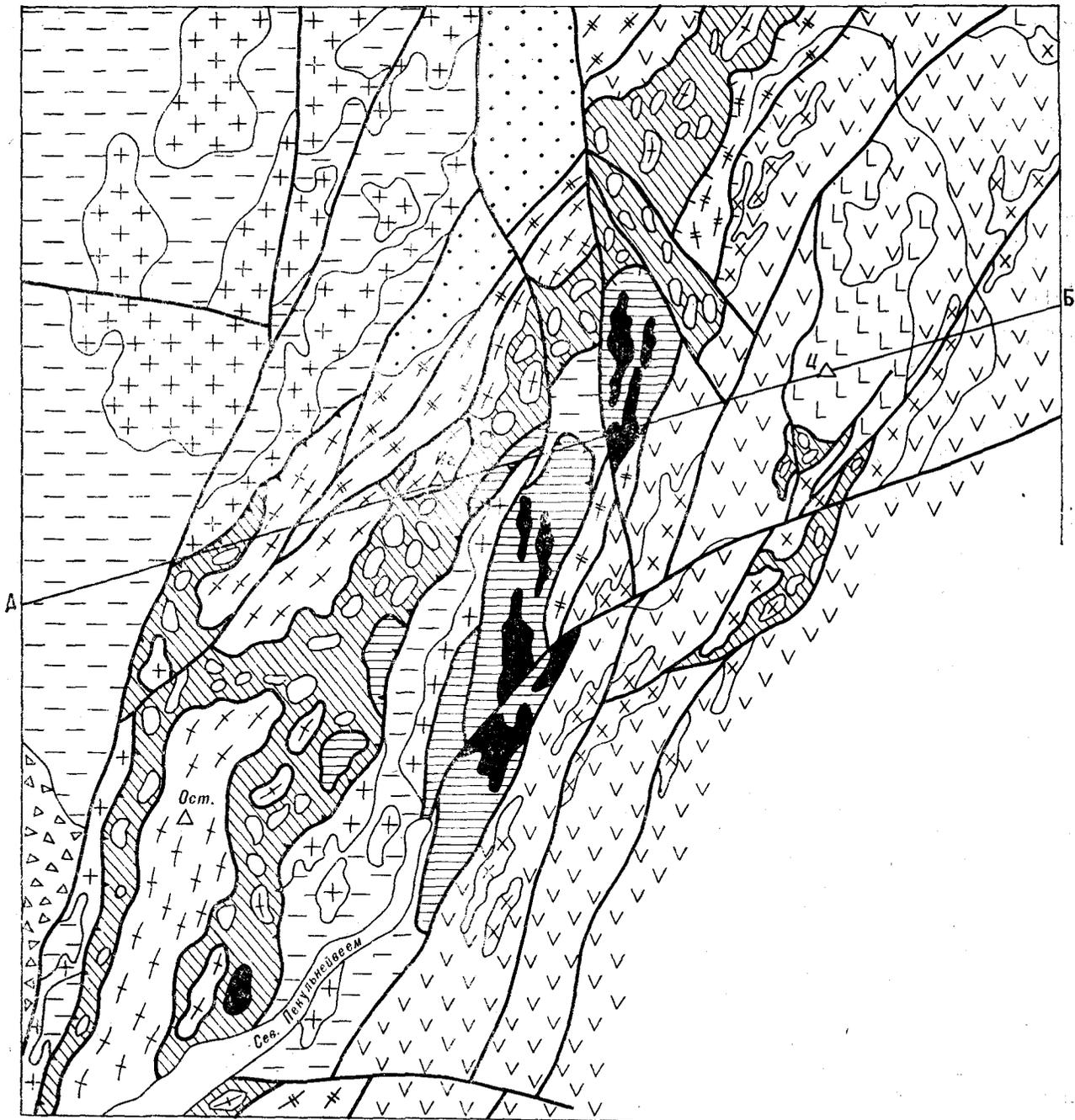


Рис. 3. Геологическая карта верхьев р. Северный Пекульнейеэм.

Условные обозначения см. на рис. 2. Ост. — г. Останцовая; Иг — г. Иглистая; Ц — г. Центральная; Л — р. Ледяная; Д — руч. Двойной; С. П. — р. Северный Пекульнейеэм.

ющие вулканогенно-осадочные комплексы. Среди них выделяются толща метаморфических сланцев и подстилающий ее меланж.

Крупные выходы метаморфических сланцев развиты от ручья Олень на севере, через истоки р. Бычьей до истоков ручья Двойного; далее к югу они обнажены по левобережью р. Сев. Пекульнейвеем и в бассейне р. Кривой. Как отмечалось Г. Г. Кайгородцевым, А. А. Мануйловым, В. И. Шкурским, Г. Е. Некрасовым, сланцы образовались в результате метаморфизма пород пекульнейвеемской свиты. Об этом свидетельствуют следующие особенности метаморфитов: наличие среди них измененных вулканических пород с микролитовыми структурами; присутствие в толще метаморфитов пачек красноцветных кремнисто-гематитовых сланцев, по характеру залегания, мощности, слоистости аналогичных пачкам кремнистых пород в пекульнейвеемской свите; развитие кварц-цоизит-мусковитовых, кремнисто-серпичитовых сланцев, образованных по плагиогранитам. Они сложены главным образом альбит-хлорит-эпидотовыми разностями, с варьирующим количеством амфибола, широко развиты филлиты, рассланцованные базальтоиды, глинисто-кремнистые сланцы.

Несомненным свидетельством развития метаморфитов по породам пекульнейвеемской свиты является широкое распространение меланократовых актинолит-хлоритовых, эпидотовых, иногда серпентинсодержащих сланцев, образовавшихся по толще пикрит-диабаз-базальтового состава. Эти породы развиты почти по всей полосе офиолитов от истоков р. Ветвистой на севере до бассейна р. Веснованной и слагают цемент меланжа, а также включенные в него крупные пластины размером до  $10 \times 2$  км (г. Останцовая в правобережье р. Сев. Пекульнейвеем, г. Скала в междуречье Левого и Правого Янраная). В них сохранены особенности строения и состава пород верхней толщи пекульнейвеемской свиты.

Тектонический меланж полосы офиолитов Пекульнейского хребта морфологически не отличается от серпентинитового меланжа Корякского нагорья. Своеобразие его заключается в хлорит-актинолитовом (часто с эпидотом) составе цементирующей массы, представляющей собой тектоническую глину — результат перетирания метаморфитов. Таким образом, этот меланж не является серпентинитовым; небольшие выходы аподунитовых серпентинитов в поле развития меланжа представляют собой глыбы, окруженные хлорит-актинолитовым цементом. Различного размера глыбы и крупные пластины в меланже сложены породами пекульнейвеемской свиты, ультрабазитами, габброидами, иногда терригенными породами верхнего мела. Среди них преобладают метаморфи-

зованные породы верхней толщи пекульнейвеемской свиты. В долине р. Лев. Янраная в меланж включены сравнительно крупные блоки деформированных, рассланцованных пикрит-диабазов и апопикритовых серпентинитов.

В полосе меланжа, главным образом в ее восточном крае, расположены тектонические пластины метаморфизованных пород дунит-пироксенит-габбрового комплекса. Самый крупный их выход длиной 11 км и шириной до 1,5 км расположен в бассейне р. Сев. Пекульнейвеем и правобережье руч. Двойного; он известен в литературе под названием Пекульнейского массива. Наиболее детально внутреннее строение ультраосновных пород этого комплекса описано Г. Е. Некрасовым [8], отметившим ритмичное чередование различных ультрабазитов; согласно его данным, отдельные ритмы (мощностью 150—300 м) начинаются с дунитов (20—30 м), переходят в шпинелевые лерцолиты и верлиты (30—50 м) и заканчиваются шпинелевыми и шпинель-гранатовыми клинопироксенитами, содержащими линзы эклогитов, гранатовых амфиболитов. Исходя из такого состава, формационный тип рассматриваемой ассоциации пород определяется Г. Е. Некрасовым как дунит-шпинель-лерцолит (верлит)-эклогитовый.

Эта характеристика не учитывает некоторых важных особенностей ультрабазитов Пекульнейского хребта, среди которых отметим следующие:

1. Петрографический состав ассоциации определяют пироксениты и дуниты; перидотиты развиты только в зонах перехода между ними и не являются главной фацией комплекса. Большая часть пород, определившихся как верлиты, содержит менее 40% оливина и относится к оливиновым пироксенитам. Среди перидотитов преобладают верлиты; лерцолиты связаны с ними взаимопереходами, содержание ромбического пироксена в них обычно небольшое.

2. Глиноземистая шпинель, развитая местами в пироксенитах и перидотитах, как правило ксеноморфна относительно оливина и пироксена, она является интеркумулятивным минералом и кристаллизовалась в магматических условиях. Наличие в клинопироксенитах зеленой шпинели в ассоциации с титаномagnetитом является характерной особенностью минерального состава пород дунит-пироксенит-габбровой формации [4]. Новообразование граната в пироксенитах, иногда и в перидотитах связано с метаморфизмом офиолитов; гранат развивается только в шпинельсодержащих фациях ультрабазитов (породы с пикротитом не подвержены гранатизации), содержит реликты плеонаста и часто приурочен к участкам амфиболитизации этих пород.

3. Характерна тесная связь полосчатых ультрабазитов с метагаббро. Как видно на геологической карте (рис. 3), ультрабазиты Пекульнейского массива в плане образуют линзовидные изогнутые тела в поле развития метаморфизованных габброидов. В структурном отношении последние слагают верхнюю часть пластины, переход между ними и ультрабазитами происходит на коротком расстоянии, но постепенно и выражен появлением в пироксенитах и верлитах прослоев и полос габброидов, переходящих затем в сплошные полосчатые лейко- и меланократовые габбро.

Ультрабазит-габбровый комплекс интенсивно дислоцирован, полосчатость в породах часто почти вертикальна. В северной части Пекульнейского массива развиты изоклинальные и опрокинутые складки, осложненные разломами, что часто приводит к срыву габброидов и пространственному их обособлению. Габброиды обычно нацело изменены и превращены в гранат-цоизит-амфиболовые (с глаукофаном) метаморфиты, иногда в кварц-амфиболовые сланцы с гранатом.

Все эти особенности состава и строения показывают, что ультрабазиты и габброиды Пекульнейского хребта в совокупности образуют дунит-клинопироксенит-габбровую (габбро-пироксенит-дунитовую, по Г. Г. Кайгородцеву) формацию, породы которой после своего образования подверглись динамотермальному метаморфизму. Дунит-клинопироксенит-габбровые комплексы широко развиты в офиолитовых сериях разновозрастных складчатых областей и представляют собой специфическую породную ассоциацию, относящуюся к группе ультрабазит-габбровых кумулятивных комплексов средней части разреза офиолитов «гарцбургитового» типа. Их тесная связь с гарцбургитовым (дунит-лерцолит-гарцбургитовым) субстратом достаточно четко выявляется на Урале [11] и в других складчатых областях, в том числе и Корякском нагорье.

Другим характерным типом пород хр. Пекульней являются дифференцированные габброиды, выходы которых пространственно обособлены от дунит-клинопироксенитового комплекса и метагабброидов. Они слагают тектонические пластины, контактирующие непосредственно с породами автохтона, а также сравнительно небольшие блоки в меланже. Наиболее крупный их выход расположен на правом берегу р. Сев. Пекульнейеюем, севернее устья р. Кривой. С севера и запада этот блок по разломам соприкасается с породами автохтона, на юго-востоке подстилается меланжем. В строении блока преобладают тонко- и грубополосчатые кумулятивные габброиды, обычно уралитизированные. В нижней части габброиды шпиро-

во-полосчатые. Они включают линзовидные тела лейкократовых и меланократовых дифференциатов — оливиновых лейкогаббро-поритов, плагиоклазовых верлитов (местами содержащих зеленую шпинель), меланократовых оливиновых габбро.

По составу пород к этому комплексу близки троктолиты и оливиновые габбро, обнажающиеся в северном краю полосы офиолитов — на водоразделе р. Пекульнейеюем — руч. Олень (район озер Ромб, Щель). Западный контакт троктолитов на линии оз. Щель — вершина пика Одноглавый проходит по тектоническому нарушению, круто наклоненному к юго-востоку, маркирующемуся зонами обохренных пород, катаклазитами. По этому разлому троктолиты с шаровой отдельностью, оливиновые и оливинамфиболовые (иногда со шпинелью) габбро контактируют с комплексом пород автохтона — гиперстен-диопсид-плагиоклазовыми гранулитами, диафторированными под воздействием интрузивных их раннемеловых тоналитов. Отдельные тектонические блоки метаморфитов развиты и восточнее троктолитового массива. Далее к югу и юго-востоку, в верховьях руч. Олень, в строении офиолитов преобладают уралитизированные габбро, интрузивные дайками и пластообразными телами базальтоидов, микродиоритов, кварцевых диорит-порфиритов, плагиогранит-порфиритов.

Геологическая позиция троктолитов, габбро и тоналитов междуречья р. Пекульнейеюем — руч. Олень, непосредственно продолжающих полосу офиолитов, взаимоотношения с породами позволяют считать их составной частью аллохтонного комплекса. Согласно М. С. Маркову и Г. Е. Некрасову [7], эти породы интрузивуют докембрийский комплекс, представляя собой продолжение офиолитов в автохтоне; однако нам не удалось обнаружить каких-либо признаков интрузивных взаимоотношений между рассматриваемыми группами пород.

Среди блоков габброидов в меланже наиболее крупный расположен в южном краю полосы офиолитов, к югу от г. Капля. Этот выход размером 0,4 × 0,2 км сложен оливиновыми габбро и троктолитами, фациально переходящими в лейкогаббро, анортозиты, шпировидные участки и линзы плагиоклазовых дунитов и верлитов.

Пластины и блоки габброидов, судя по их составу и геологической позиции, являются фрагментами, нематаморфизованных разрезов офиолитов, перемещенными на запад, в поля развития пород автохтона и меланжа, при повторном расчленивании, уже после формирования тектонического меланжа.

## НЕКОТОРЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ПОСТРОЕНИЯ

Все исследователи отмечают, что тектоническое строение хр. Пекульней очень сложное. Его особенностью является широкое развитие протяженных разломов, часто крутопадающих, обусловивших блоковый характер современной структуры района, которая интерпретировалась Г. Г. Кайгородцевым [5] как асимметричный горст-антиклинарий. Выявление Г. Е. Некрасовым [10] элементов покровно-чешуйчатого строения хребта проявляет в общих чертах природу его асимметричности и позволяет говорить о сложном блоково-сладчато-чешуйчатом строении района. Важным элементом асимметричности строения хребта Пекульней является приуроченность метаморфитов и меланжа к западному краю полосы развития офиолитов, где пластины и блоки неметаморфизованных пород имеют сравнительно ограниченное развитие. Тектонический меланж Пекульнейского хребта, сложенный главным образом метаморфизованными породами самых верхних частей офиолитовой ассоциации — верхней толщи пекульнейвеевской свиты — в современной структуре занимает, как правило, наиболее низкое структурное положение, подстилая другие комплексы аллохтона. Это парадоксальное на первый взгляд обстоятельство объясняется различной последовательностью комплексов пород офиолитовой ассоциации в разрезах восточной и западной частей аллохтона.

Первый тип разрезов, характеризующий нормальное строение офиолитовой ассоциации, наблюдается в восточном краю ее выходов, сложенном неметаморфизованными комплексами пород. Как правило, границы между ними сорваны и разрезы эти представляют собой пакет чешуй, однако последовательность их вполне определенная. По обоим бортам долины р. Сев. Пекульнейвеем и по правобережью руч. Двойного на тектоническом меланже и породах автохтона залегает крупная пластина дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса (Пекульнейский массив); в восточном краю она местами надвинута на метаморфические сланцы, которые севернее массива развиты сплошной протяженной полосой и структурно подстилают мощный комплекс пород пекульнейвеевской свиты. Непосредственно к ультрабазит-габбровому комплексу и метаморфическим сланцам примыкает полоса ее нижней толщи, породы которой местами насыщены дайками диабазов, диоритов, плагиигранитов; структурно выше расположены базальты, диабазы и пикриты верхней толщи.

Таким образом, в восточном краю аллохтона реконструируется нормальная офиолитовая последовательность комплексов: ультрабазит-габ-

бровый кумулятивный и расположенный структурно выше кремнисто-вулканогенный (пекульнейвеевская свита). Полный разрез офиолитов практически нигде не сохранился, отдельные его части слагают серию тектонических чешуй. Тем не менее сравнение их строения и петрографического состава пород позволяет дать реконструкцию этого разреза. Его основание сложено чередованием дунитов и клинопироксенитов (с верлитами и лерцолитами), переходящих выше в габброиды. Эти породы слагают небольшие массивы по р. Лев. Янранай, в истоках руч. Прямого и сравнительно крупный Пекульнейский массив. Видимая мощность их до 300 м. Структурно выше расположены габброиды, характерной особенностью которых является отсутствие офиловых структур, полосчатое сложение с дифференциацией на лейко- и меланократовые шпирь и полосы. Меланократовые породы этой части разреза в отличие от дунит-пироксенитов всегда содержат интеркумулятивный плагиоклаз и представлены троктолитами, верлитами и дунитами. Выше по разрезу габброиды интенсивно уралитизированы, они пронизаны серией даек диоритов, диабазов, плагиигранитов. Мощность габбро-троктолитовой части разреза более 700 м. Наиболее крупные ее выходы расположены на севере (водораздел р. Пекульнейвеем — руч. Олень) и на правобережье р. Сев. Пекульнейвеем.

Дайки и силлы базальтов, диабазов, диоритов и пород тоналитовой группы (включая плагиигранит-порфиры, кератофиры) насыщают местами также нижнюю толщу пекульнейвеевской свиты. Это хорошо видно в северной части полосы офиолитов, в бассейне верховьев р. Куйвеем и в истоках р. Бычьей. Вмещают эти дайки базальтоиды, чередующиеся с осадочными породами; последние отнесены М. С. Марковым и Г. Е. Некрасовым [7] условно к позднему палеозою — раннему мезозою. Как показали наши наблюдения, известняки в этой толще содержат остатки криноидей, призматические слои иноцерамид, что позволяет отождествлять ее с нижней толщей пекульнейвеевской свиты. Таким образом, силлово-дайковый комплекс имеет свое определенное место в разрезе офиолитов Пекульнейского хребта, располагаясь в верхах габброидов и нижней части вулканогенно-осадочной формации верхней юры — нижнего мела, подобно тому, как это имеет место в Корякском нагорье [8].

Второй тип разрезов тяготеет к западному краю полосы офиолитов. Их основание сложено эпидот-актинолит-хлоритовым меланжем, открытым пластинами апобазитовых метаморфитов. Все эти породы образовались по базальтам, диабазам, габбро-диабазам, пикритам верхней толщи пекульнейвеевской свиты. В долине р. Лев. Янранай, в истоках р. Моховой, в рай-



оне г. Иглистой они перекрыты чешуями метаморфических сланцев, образованных по нижней толще пекульнейвеемской свиты, а также пластинами неметаморфизованных пород последней. Таким образом, западные разрезы офиолитов имеют обратную последовательность комплексов, метаморфизм пород резко возрастает книзу.

Эти особенности строения офиолитов позволяют считать, что тектоническая структура их может интерпретироваться в виде лежащей складки (или нескольких таких складок), осложненной наложенными крутопадающими разломами. Складка опрокинута к западу, в направлении шарьирования аллохтонного комплекса; в ее ядре и лежащем (подвернутом) крыле произошел метаморфизм офиолитов, повторные движения привели к образованию тектонического меланжа.

Такие опрокинутые и лежащие складки, видимо, широко распространены в офиолитовых аллохтонах Корякского нагорья. Они хорошо изучены С. В. Руженцевым с соавторами [13] в Эконайской зоне; фрагменты опрокинутых разрезов установлены в офиолитах Олюторской зоны [1]. Возрастная и структурная взаимосвязь процессов образования гранатовых амфиболитов, эклогитоподобных пород, глаукофановых и зеленых сланцев с развитием лежащих складок описана А. С. Перфильевым [14] на большом материале Урала; как показано в настоящей статье, она намечается и для офиолитов Пекульнейского хребта.

Таким образом, весь комплекс геологических данных показывает, что в структурном отношении, а также по составу и возрасту пород офиолиты хр. Пекульней идентичны таковым других районов Корякской складчатой системы. Возрастная близость верхов кремнисто-вулканогенного комплекса и олистостромовых офиолитокластовых горизонтов параавтохтона, возможно, свидетельствует о формировании офиолитов в геодинамической обстановке окраинноморских бассейнов недалеке от островодужной системы. Субстрат, на котором залегали в этой обстановке дунит-пироксенит-габбровые комплексы, в хр. Пекульней не сохранился. Однако его дунит-лерцолит-гарцбургитовый состав совершенно однозначно выявляется в Усть-Бельских горах, расположенных в 50 км к западу, по правобережью р. Анадырь. Здесь породами дунит-клинопироксенитового комплекса сложена тектоническая пластина г. Змеевик. Эта пластина окружена мономиктовым серпентинитовым меланжем, переходящим в крупнейшее в Корякской складчатой системе поле развития пород дунит-лерцолит-гарцбургитового комплекса — Усть-Бельский массив. По петрографическому составу породы г. Змеевик — дуниты, клинопироксениты, часто содержащие интеркумулятивную зеленую шпинель — аналогичны породам Пекульнейского хребта; различие состоит в отсутствии метаморфизма рассматриваемых пород, в них хорошо сохранились первичные кумулятивные структуры.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Александров А. А. и др. О тектонике северной части Олюторской зоны Корякского нагорья.— Геотектоника, 1980, № 3.
2. Зимин С. С. и др. Типы океанической палеокоры Тихоокеанского пояса, особенности их состава и закономерности формирования.— Геол. и геофиз., 1980, № 6.
3. Зимин С. С. и др. Меймечит-пикритовый, габбро-диабазовый и пикрит-диабазовый комплексы хребта Пекульней на Северо-Востоке СССР.— ДАН СССР, 1979, т. 249, № 4.
4. Иванов О. К. Зональные ультрамафические массивы Среднего Урала.— В кн.: Петрология и петрохимия рудоносных магматических формаций. М.: Наука, 1981.
5. Кайгородцев Г. Г. Офиолитовые формации хребта Пекульней.— Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР. Вып. 15, Магадан, 1961.
6. Колман Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979.
7. Марков М. С., Некрасов Г. Е. Офиолиты рифтовых зон древней континентальной коры (хр. Пекульней, Чукотка).— В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979.
8. Марков М. С. и др. Офиолиты и меланократовый фундамент Корякского нагорья.— В кн.: Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982.
9. Марковский Б. А. Геосинклинальные магматические комплексы Среднего и Восточного хребта Камчатского полуострова. Автореф. канд. дис. Л.: ВСЕГЕИ, 1974.
10. Некрасов Г. Е. Новые данные о тектоническом строении хребта Пекульней (левобережье р. Анадырь).— ДАН СССР, 1978, т. 238, № 6.
11. Перфильев А. С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали.— Тр. ГИН, вып. 328, М.: Наука, 1979.
12. Пинус Г. В. и др. Альпийские гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы.— Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 45, Новосибирск: Наука, 1973.
13. Руженцев С. В. и др. Тектонические покровы и палинастика Корякского хребта.— В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1973.
14. Тильман С. М. и др. Корякское нагорье.— В кн.: Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980.
15. Gass J. G. The ultrabasic volcanic assemblages of the Troodos Massif, Cyprus.— In: Ultramafic and related rocks. N. Y., 1967.

СВКНИИ ДВНЦ АН СССР

Магадан

ЦНИГИ Министерства геологии СССР

Москва

Поступила в редакцию  
9 ноября 1981 г.

УДК 551.24 + 552.11(571.642)

В. С. Рождественский, А. Н. Речкин

## ЭВОЛЮЦИЯ ОФИОЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА САХАЛИНА

На Сахалине выделяются два пояса офиолитов, протягивающихся в центральной части острова и вдоль его восточного побережья. Офиолиты Центрального пояса перекрываются палеозойско-мезозойскими, Восточного пояса — меловыми кремнисто-вулканогенно-терригенными эвгеосинклинальными толщами. По химическому составу гипербазиты обоих поясов сходны и относятся к слабо дифференцированным альпино-типным перидотитам с несколько повышенным содержанием щелочей, глинозема, окиси кальция. Габброиды по химическому составу близки на диаграмме AFM

На Сахалине широко распространены кремнисто-вулканогенно-терригенные эвгеосинклинальные толщи позднепалеозойского — ранне-мезозойского, юрского — раннемелового и поздне-мелового возраста. На отдельных участках встречаются типично офиолитовые ассоциации гипербазитов, габброидов, спилитов, яшм и радиоляритов. Намечаются два пояса распространения офиолитов: в центральной части острова и вдоль его восточного побережья и шельфа Охотского моря.

Офиолиты Центрального пояса перекрываются палеозойско-мезозойскими, а офиолиты Восточного пояса — меловыми эвгеосинклинальными кремнисто-вулканогенно-терригенными толщами.

При среднемасштабной геологической съемке гипербазиты Сахалина картировались как интрузивы, залегающие на месте своей первоначальной кристаллизации из магматического расплава [4]. Однако крупномасштабные съемки и данные геологоразведочных работ показывают, что гипербазиты залегают либо в виде протрузий в сводах антиклиналей, либо в виде покровов и тесно связаны с меланжем и глаукофановыми сланцами [12, 13, 14]. Аллохтонное залегание офиолитов достоверно установлено на многих участках. На Светловском месторождении ртути, расположенном в центральной части острова, первоначально картировался пояс интрузивных даек гипербазитов и габброидов. При разведке выяснилось, что месторождение представляет собой пакет пологих, сложенных меланжем, чешуй, надвинутых на нео-

кеаническим базальтам. Эффузивы офиолитовой ассоциации относятся к толеитовой серии и отличаются от островодужных эффузивов высоким содержанием окиси титана. Офиолитовые пояса Сахалина хорошо сопоставляются с офиолитовыми поясами Хоккайдо. Примерно параллельно каждому поясу офиолитов проходят разновозрастные пояса гранитоидного, щелочного и известково-щелочного магматизма. Наблюдается последовательная миграция этих парных поясов в сторону Тихого океана.

геновые отложения. Меланж содержит полный набор пород офиолитовой ассоциации и состоит из бескорневых глыб сильно серпентинизированных перидотитов, дунитов, габбро, диабазов, диоритов, спилитов, туфов, листовенитов, тальцитов, яшм, песчаников, алевролитов, скрепленных серпентинито-глинистым цементом с мелкими обломками тех же пород. В северной части Восточно-Сахалинских гор полоса серпентинитового меланжа, слагающего осевую часть Набильского хребта, протягивается на 50 км, при ширине 5—10 км. Меланж выходит на поверхность земли в виде протрузии, прорывая палеозойско-мезозойские и неогеновые отложения. Внедрение протрузии меланжа вызвало образование своеобразной антиклинали северо-западного простирания, свод которой сложен меланжем, с включениями крупных (до 2×3 км) блоков дунит-гарцбургитов, а крылья — мезозойскими и неогеновыми отложениями. На северном и южном замыканиях складки количество серпентинитов в меланже постепенно уменьшается, и меланж сложен здесь плотно притертыми глыбами и блоками яшм, габброидов, амфиболитов и основных эффузивов с редкими линзами и полосами серпентинитов и тектонических глин [14].

В меланже Центрально-Сахалинского офиолитового пояса смешаны отложения нескольких структурных этажей, от палеозойских метаморфических сланцев до юрских — раннемеловых кремнисто-вулканогенных и терригенных отложений, и восстановить первоначальные взаимоотношения пород офиолитовой ассоциации невозможно.

В пределах Восточно-Сахалинского пояса сохранились отдельные фрагменты псевдостратифицированного грубослоистого разреза офиолитовой ассоциации. На п-ове Шмидта в основании офиолитового разреза залегают серпентинизированные перидотиты, пересеченные тонкими (до 0,5 м) жилами ортопироксенитов. Центральная часть Южно-Шмидтовского массива сложена гарцбургитами и дунитами, краевые части — серпентинитами, гарцбургитами и лерцолитами. В центральной части массива наблюдается чередование линзовидных полос сильно серпентинизированных гарцбургитов и дунитов мощностью до 10—15 м с мелкими линзами хромитов. Параллельно расслоенности в перидотитах массива развита тонкая (см и первые десятки см) полосчатость, обусловленная чередованием слоев, обогащенных оливином или ортопироксеном, реже хромитом. Тонкополосчатые перидотиты совместно с дайками диабазов иногда образуют сильно сжатые мелкие опрокинутые складки с размахом крыльев 1—5 м. Судя по ориентировке полосчатости, массив гипербазитов имеет антиклинальную структуру с почти вертикальным юго-западным и более пологим северо-восточным крылом. Видимая мощность серпентинизированных гипербазитов до 1,5 км. По данным аэромагнитной съемки, массив, значительно расширяясь, продолжается на большие глубины.

С гипербазитами по тектоническому контакту, выраженному зоной серпентинитов и глаукофансодержащих пород, соприкасается пластина шаровых лав мощностью до 600 м с линзами яшм, кремнистых туфоалевролитов и известняков. Кремнистые породы содержат меловые радиолярии. На пластину шаровых лав надвинута чешуя видимой мощностью до 900 м габбро и габбро-диабазов, прорванных дайками диабазов и плаггиогранитов. В зоне разлома, ограничивающего перидотитовый массив с запада, встречаются крупные блоки массивных габбро, а также расслоенных габбро, диоритов, плаггиогранитов, с преобладанием лейкократовых разновидностей.

Таким образом, офиолитовый комплекс полуострова содержит почти полный набор пород, характерных для офиолитовой ассоциации и сопоставляемых многими геологами с разрезом океанической коры. Однако обычная последовательность расположения слоев нарушена, отсутствуют слоистый кумулятивный комплекс дунитов — перидотитов — пироксенитов и комплекс параллельных даек. Отдельные массивы габброидов и плаггиогранитов прорывают перидотиты и вышележащую пачку эффузивно-кремнистых пород и содержат ксенолиты орговикованных кремнистых туфоалевролитов.

В северной части п-ова Шмидта все перечис-

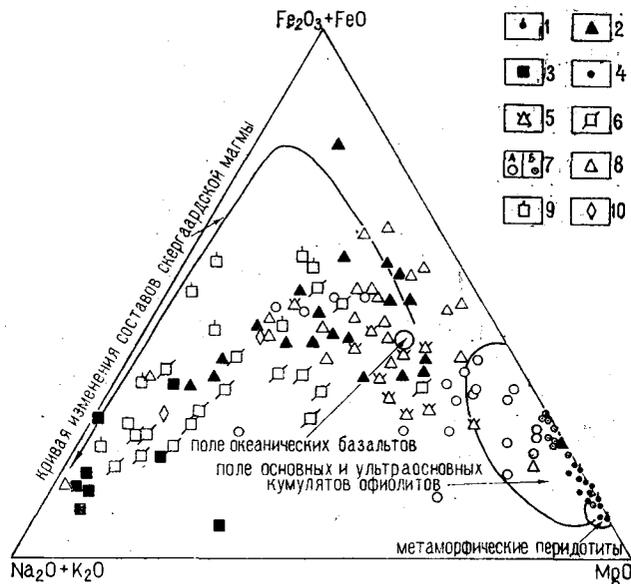


Рис. 1. Диаграмма АФМ для интрузивных пород офиолитовых комплексов о-ва Сахалин (поля основных и ультраосновных пород даны по Р. Г. Колману [9]). Палеозойские офиолиты: 1 — ультраосновные породы, 2 — основные породы, 3 — кислые породы; меловые офиолиты п-ова Шмидта: 4 — ультраосновные породы (один знак — пять анализов), 5 — габбро-диабазы, 6 — габбро-плаггиограниты; меловые офиолиты Восточно-Сахалинских гор: 7 — габбро-перидотитовый кумулятивный комплекс: а) габброиды, б) ультраосновные породы, 8 — габбро-тоналитовый комплекс, 9 — лейкократовые породы офиолитовой ассоциации [9], 10 — океанические диориты [10].

ленные разности пород офиолитовой ассоциации присутствуют в серпентинитовом меланже, слагающем тонкую чешую, надвинутую в направлении с востока на запад на сеноман-туронские отложения флишевого типа.

По петрографическому составу и петрохимическим особенностям офиолиты Центрально-Сахалинского и Восточно-Сахалинского поясов обнаруживают значительное сходство.

Средний химический состав палеозойских и мезозойских перидотитов (гарцбургитов) близок среднему составу океанических перидотитов и слабо дифференцированных перидотитов других альпийских гипербазитовых поясов, отличаясь от высоко дифференцированных разновидностей несколько повышенным содержанием щелочей (натрия до 0,36%, калия до 0,09%), глинозема (1—2%), окиси кальция (до 1%), пониженным содержанием суммарного железа (5—9%). Перидотиты обоих поясов характеризуются постоянной примесью клинопироксена (чаще до 3%), но встречаются лерцолиты с содержанием клинопироксена до 20%.

Породы габбро-диабазового и габбро-диорит-плаггиогранитного состава наблюдаются в основном в виде глыб и крупных блоков в зонах меланжа. Они слагают как однородные тела, так и линзовидно-полосчатые расслоенные массивы.

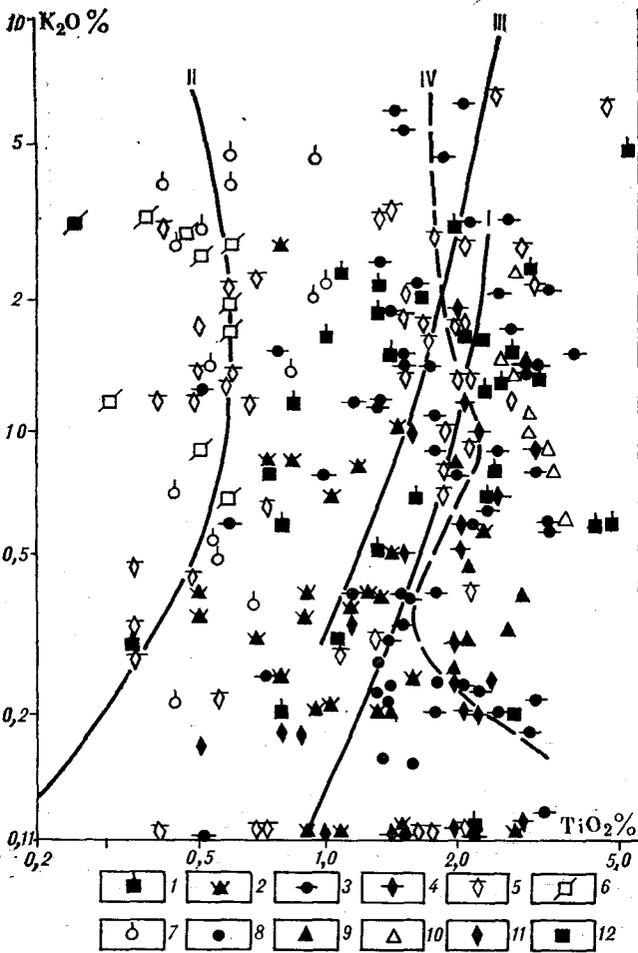


Рис. 2. Диаграмма  $TiO_2$ — $K_2O$  для эвгеосинклинальных и островодужных базальтов о-ва Сахалин.

Позднепалеозойские — раннемеловые базальты: 1 — новиковская свита; 2 — далдаганская серия; 3 — остринская и хойская свиты; 4 — орлиновская свита. Верхнемеловые базальты: 5 — ракитинская и березовская свиты; 6 — учирская свита; 7 — марийская свита. Средние составы [10]: 8 — толеиты срединно-океанических хребтов; 9 — толеиты океанических островов; 10 — щелочные оливиновые базальты океанических островов; 11 — толеиты океанических плато; 12 — базальты глубоководных желобов. I — тренд океанических базальтов, II — тренд островодужных базальтов, III — тренд базальтов континентальных рифтов [10], IV — тренд позднепалеозойских — раннемеловых базальтов о. Сахалин.

По химическому составу габброиды близки к составам среднемирового оливинового базальта (по Дэли) и океанических базальтов на диаграмме AFM (рис. 1).

Для габброидов характерно низкое содержание окиси титана (0,56%), резкое преобладание натрия над калием в составе щелочей. Магматическая дифференциация габброидов происходит по «толеитовому» типу и характеризуется накоплением железа в конечных продуктах кристаллизации магмы при незначительном росте содержаний кремнезема и щелочей. В лейкократовых породах с высоким содержанием щелочей, так же как и в габбро, наблюдается значительное преобладание натрия над

калием, что сближает их с породами типичных офиолитовых комплексов.

В меланже Центрально-Сахалинского офиолитового пояса присутствуют также блоки высококальциевых щелочных пород: титанистых керсутитовых оливинитов с содержанием окиси титана до 8% [20], габбро-монцонитов, монцонитов, сиенитов. Эти породы, по-видимому, попали в офиолитовый меланж из верхних структурных этажей.

Эффузивные породы офиолитовой ассоциации, непосредственно перекрывающие габбро-гипербазиты Восточно-Сахалинского пояса (орлиновская свита), являются типичными толеитовыми базальтами с высоким содержанием суммарного железа и окиси титана, с низкими содержаниями окиси калия (до 0,3%), при резком преобладании натрия над калием, хотя встречаются базальты с содержанием калия до 1%. На диаграмме титан — калий они тяготеют к тренду океанических базальтов и даже превосходят их по содержанию окиси титана (рис. 2).

Базальты из эвгеосинклинальных толщ (далдаганская, остринская и новиковская свиты) относятся как к толеитовому, так и к щелочному типам. Содержание калия в щелочных базальтах достигает 6% [2]. На диаграмме титан — калий они занимают поле между океаническими базальтами и базальтами островных дуг (см. рис. 2).

Офиолиты Центрально-Сахалинского и Восточно-Сахалинского поясов вмещают рудопроявления сходного типа. С палеозойскими дунит-гарцбургитами связаны незначительные проявления хромитов и хризотил-асбеста, небольшие месторождения талька. С мезозойскими дунит-гарцбургитами связаны более крупные рудопроявления хромитов, проявления силикатного никеля в коре выветривания серпентинитов. В эффузивной части офиолитового разреза и в меланже отмечаются колчеданные медно-цинковые и марганцевые рудопроявления. Офиолиты являются вмещающими породами для ртутных и медно-цеолитовых гидротермальных жил. В зонах апосерпентинитовых лиственитов Центрально-Сахалинского пояса известны рудопроявления киновари, в лиственитах также отмечались повышенные (до 1%) содержания никеля, обусловленные присутствием миллерита и пентландита. На п-ове Шмидта подобные рудопроявления отсутствуют, там имеются анальбим-натролитовые и хлорит-препит-цеолитовые жилы с медной минерализацией (халькопирит, борнит, халькозин), локализованные в родингитах приконтактной зоны габброидов и серпентинитов.

Своеобразная ассоциация магматических пород, напоминающая офиолитовую, наблюдается в юго-восточной части Восточно-Сахалинских

гор. От офиолитов п-ова Шмидта и Центрально-Сахалинского пояса интрузивы этого района отличаются присутствием норитов, габбро-норитов, пироксенитов, верлитов и троктолитов, образующих совместно с дунитами, гарцбургитами и лерцолитами отчетливо расслоенную серию. Нижняя часть разреза сложена дунитами, перидотитами и пироксенитами, верхняя габбро-норитовыми и габбро-диоритовыми пачками. К дунитам нижней части серии приурочены тонкие линзы хромитов [15]. Точки состава гипербазитов и габброидов этого района на диаграмме АФМ попадают в поле кумулятивных расслоенных базит-гипербазитов офиолитовой ассоциации (см. рис. 1). По данным В. В. Слодкевича и Ф. П. Леснова [16], абсолютный возраст габбро-норитов и габбро-пегматитов измеряется в пределах  $142 \pm 7$ ,  $94 \pm \pm 10$  млн. лет (калий-аргоновый метод).

Габбро-гипербазиты в этом районе приурочены к зоне тектонического контакта между глубоководными кремнисто-вулканогенными отложениями кампанского возраста, включающими прослой лав спилитов, базальтов, альбитофиринов (ракетинская свита) и грубообломочными субаэральными вулканогенными отложениями позднекампанского возраста (учирская свита), представляющими переслаивание туфов и туфобрекчий с трахибазальтами, трахиандезитами, дацитами. Среди эффузивов первой толщи преобладают толейтовые базальты, сопоставимые с толейтовыми базальтами других офиолитовых ассоциаций. Кислые эффузивы этой толщи также характеризуются низкими содержаниями калия. Эффузивы второй толщи по своим петрохимическим параметрам представляют собой типичный островодужный комплекс повышенной щелочности [5].

На диаграмме титан — калий позднемеловые островодужные базальты учирской и марийской свит отличаются от базальтов офиолитовых ассоциаций и от базальтов глубоководных эвгеосинклинальных толщ значительно пониженным (в 4—5 раз) содержанием окиси титана при одинаковом с эвгеосинклинальными базальтами содержании окиси калия. Они четко тяготеют к тренду островодужных базальтов (см. рис. 2). Таким образом, в юго-восточной части Восточно-Сахалинских гор наблюдается ассоциация офиолитов с эффузивами островодужного комплекса.

Офиолитовые пояса Сахалина по возрасту и структурной позиции хорошо сопоставляются с офиолитовыми поясами Хоккайдо.

Обобщение данных по абсолютному возрасту изверженных пород позволяет выделить на территории Хоккайдо, Сахалина и Приморья две пары синхронных поясов: 1) гипербазитового магматизма, базальтоидного подводного вулканизма и глаукофанового метамор-

физма высокого давления, 2) гранитоидно-монцитонитовидного магматизма, высокотемпературного метаморфизма и субаэрального известково-щелочного вулканизма.

Наиболее древний пояс гипербазитов, меланжа и глаукофанового метаморфизма протягивается от зоны Камуикотан на о-ве Хоккайдо до Набильского хребта Восточно-Сахалинских гор. Офиолиты этого пояса, по-видимому, представляют собой меланократовый фундамент Эдзо-Сахалинской геосинклинали и перекрываются мощными эвгеосинклинальными толщами позднепалеозойского — мезозойского возраста. Возраст метаморфизма высокого давления в пределах пояса юрский — раннемеловой [4, 6, 18].

Этому поясу, вероятно, соответствует пояс гранитоидов с абсолютным возрастом 110—120 млн. лет и высокотемпературного метаморфизма юго-западного Хоккайдо [21], а также приматериковый пояс мезозойских гранитоидов, диорит-монцитонитовых интрузий, щелочного и известково-щелочного вулканизма с абсолютным возрастом 110—150 млн. лет [7].

Второй пояс офиолитов и глаукофаносодержащих пород обнажается в Восточном хребте п-ова Шмидта. Основная часть пояса скрыта под водами Охотского моря, его простираение намечается по непрерывной цепочке интенсивных магнитных и гравитационных аномалий. Абсолютный возраст плагиогранитов пояса 87 млн. лет [12]. Это минимальный возраст офиолитов, подтверждаемый сборами микрофауны меловых радиолярий из радиоляритов кремнисто-эффузивной толщи. Продолжением этого пояса на Хоккайдо, по-видимому, следует считать долериты группы Немуро в юго-восточной части Хоккайдо, имеющие абсолютный возраст 84—88 млн. лет [21]. Долериты ассоциируют с кремнисто-вулканогенными глубоководными отложениями, сходными с позднемеловыми кремнисто-вулканогенными образованиями Восточно-Сахалинских гор. В районе Хоккайдо этот пояс, по-видимому, расщепляется. Одна его ветвь следует на Малую гряду Курильских островов, другая — на Сахалин.

Восточно-Сахалинскому офиолитовому поясу по возрасту соответствуют Сихотэ-Алинская дуга Восточно-Азиатского континентального вулкано-плутонического пояса с абсолютным возрастом гранитоидов и монцитонитов 127—58 млн. лет и вулканитов 85—45 млн. лет [8], и Хоккайдо-Сахалинский пояс палеогеновых гранитоидов с абсолютным возрастом 30—66 млн. лет и позднемеловых вулканитов островодужного типа [4, 17].

На площади Северного Сахалина наблюдается резкое сближение Сахалино-Хоккайдинского и Сихотэ-Алинского (Приморского) вулканических поясов. Андезито-базальты, вскрытые буровыми скважинами на северо-востоке Саха-

лина, имеют абсолютный возраст 40—72 млн. лет [19], а трахиандезиты марийской свиты на п-ове Шмидта — 52—99 млн. лет.

Для поздне мелового — раннепалеогенового времени геологического развития Приморья, Сахалина и Хоккайдо можно наметить следующую палеотектоническую зональность.

1. Сихотэ-Алинская дуга Восточно-Азиатского вулcano-плутонического пояса, сложенная субаэральными андезито-базальтовыми и риолитовыми вулканическими формациями верхнего мела — палеогена, и пояс меловых — раннепалеогеновых гранитоидов и монцонитоидов.

2. Поздне меловой терригенный прогиб, отвечающий, по-видимому, краевому морю, раздвинутому приматериковый вулканический пояс и Сахалино-Хоккайдинскую поздне меловую островную дугу.

3. Поздне меловая (кампанская) вулканическая дуга и пояс палеогеновых гранитоидов Сахалина — Хоккайдо.

4. Поздне меловой (кампан — датский) терригенный прогиб Восточного Сахалина, отвечаю-

щий, по-видимому, осадочной террасе между поздне меловой вулканической дугой и глубоководным желобом.

5. Пояс мезозойских офиолитов Восточного Сахалина, соответствующий, по-видимому, выходу на поверхность Земли поздне меловой палеозоны Бенъофа и отвечающий поздне меловому глубоководному желобу.

В позднем олигоцене — раннем миоцене произошла очередная миграция островных дуг, занявших позицию, близкую к современной, и Сахалин оказался в области краевого моря.

Таким образом, наблюдается закономерная миграция в сторону Тихого океана офиолито-голубосланцевых поясов Сахалина и Хоккайдо и синхронных с ними поясов высокотемпературного метаморфизма, гранитоидного магматизма и наземного известково-щелочного вулканизма. Впервые подобная миграция парных метаморфических поясов была установлена в юго-западной Японии [11]. Однотипная миграция наблюдается на северо-востоке Азии [1, 7]:

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г. П. Закономерности и механизм развития геосинклиналей Камчатки.— В кн.: Тектоника дна морей, островных дуг и континентальных окраин.— Тр. СахКНИИ. Владивосток, 1977, вып. 41.
2. Гаврилов В. К., Соловьева Н. А. Палеозойско-мезозойские рифтоподобные комплексы Сахалина и некоторые особенности его тектонического развития.— В кн.: Восточно-Азиатская островная система.— Тр. СахКНИИ, Южно-Сахалинск, 1978.
3. Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968.
4. Геология СССР. Т. XXXIII, о. Сахалин. М.: Недра, 1970.
5. Гранник В. М. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации Восточно-Сахалинских гор. М.: Наука, 1978.
6. Добрецов Н. Л., Курода И. Геологические закономерности глаукофанового метаморфизма в северо-западной части Тихоокеанского складчатого обрамления.— Геол. и геофиз., 1969, № 12.
7. Зоненшайн Л. П. и др. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976.
8. Иванов В. С. и др. Гранитоиды и монцонитоиды рудных районов Приморья. М.: Наука, 1980.
9. Колман Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979.
10. Лутц В. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980.
11. Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир, 1976.
12. Разницын Ю. Н. Сравнительная тектоника гипер-базитовых поясов п-ова Шмидта (Сахалин), Папуа (Новая Гвинея) и Сабах (Калимантан).— Геотектоника, 1975, № 2.
13. Разницын Ю. Н. Серпентинитовый меланж и олистррома юго-восточной части Восточно-Сахалинских гор.— Геотектоника, 1978, № 2.
14. Рождественский В. С., Речкин А. Н. Серпентинитовый меланж и некоторые особенности тектонического развития о-ва Сахалин.— ДАН СССР, 1975, т. 221, № 5.
15. Сладкевич В. В. Мафит-ультрамафитовые интрузивные комплексы Сахалина. Автореф. канд. дисс., Л.: ВСЕГЕИ, 1975.
16. Сладкевич В. В., Леснов Ф. П. Геология и некоторые вопросы петрологии Березовского мафит-ультрамафитового плутона (о. Сахалин).— Тр. инст. Геол. и геоф., вып. 305. Новосибирск: Наука, 1976.
17. Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1976.
18. Фирсов П. В., Добрецов Н. П. Возраст глаукофанового метаморфизма северо-западной части Тихоокеанского обрамления.— ДАН СССР, 1969, т. 185, № 4.
19. Харахинов В. В. и др. Новые данные о геологическом строении зоны сочленения Сахалина и Нижнего Приамурья.— ДАН СССР, 1979, т. 245, № 1.
20. Шашкина В. П. и др. Гидротермальные изменения вмещающих пород на ртутном рудопроявлении (о. Сахалин).— В кн.: Вопросы геологии рудных месторождений Дальнего Востока. Тр. ДВГИ ДВНЦ АН СССР, Владивосток, 1972.
21. Okada H. Migration of ancient arc-trench systems.— In: Modern and ancient geosynclinal sedimentation. Madison, 1972.

Поступила в редакцию  
8 сентября 1981 г.

Ю. А. Колясников

## ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ СПИЛИТОВ И ОСОБЕННОСТИ СПИЛИТИЗАЦИИ БАЗАЛЬТОВ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

Освещена история проблемы спилитов, дан критический обзор гипотез их генезиса. Сделан вывод об автометасоматическом происхождении большинства спилитов из инициальных толеитовых базальтов. Определяющими факторами процесса спилитизации признаются относительно большая глубина морского бассейна

Проблема спилитов волнует умы геологов уже около 150 лет. История проблемы начинается с 1827 г., когда Броньяр первым ввел в употребление термин «спилит». Тогда и вплоть до конца XIX в. этот термин применялся как полевое определение афанитовых альбит-хлоритовых пород, нередко содержащих карбонатные миндалины. После 1910—1915 гг., особенно после работы Бенсона [31], было выяснено, что группа базальтовых пород, содержащих альбит и хлорит в качестве главных компонентов, отличается от нормальных базальтов структурными и химическими признаками. Их первичные магматические структуры не позволяли принять гипотезу вторичного происхождения. С другой стороны, некоторые спилиты обнаруживали явную псевдоморфность альбита, заставляющую предполагать метаморфическую его природу.

Одновременно с полевым и петрографическим исследованием спилитов рядом зарубежных геологов проводились экспериментальные исследования условий их образования. В 1935 г. П. Эскола и др. [33] показали, что альбит и кальцит появляются при нагревании анортита в натровом растворе, на основании чего они принимали метаморфически-метасоматическое происхождение спилитов. С другой стороны, П. Ниггли [36], суммировав выводы по кристаллизации спилитов и кератофиров, предположил, что заключительные порции магмы в верхней части очага были аномально обогащены летучими компонентами и приобрели черты спилитовой остаточной гидромагмы. Таким образом, согласно экспериментальным и другим данным, спилиты могли возникать и на заключительных этапах формирования магмы, и в постмагмати-

(минимально 3—4 км) и высокое содержание в лавах летучих (не менее 3—5%). Сочетание этих двух условий обычно имеет место в нижней части внешнего островодужного склона. Рассмотрены особенности спилитизации базальтов вулканогенно-кремнистых формаций Корякского нагорья.

ческую стадию, а также при низкотемпературном метаморфизме. Но до начала 60-х годов среди европейских геологов господствовала гипотеза первично-магматического происхождения спилитов.

В 50-х годах широко развернулись океанографические исследования и были получены первые образцы пород со дна океанов. Почти полное отсутствие среди драгированных базальтов спилитизированных разностей и спилитов явилось неожиданным и веским доводом в пользу метаморфической природы последних [16], поддерживаемой и поньше [23, 30, 32, 41].

В 60—70-х годах получила развитие гипотеза полигенетизма спилитов [5, 20, 35], а гипотеза первичной спилитовой магмы постепенно теряла свои позиции и последователей [30, 41]. Большинство исследователей, как отмечал В. В. Велинский [5], склонны были особенно химического и минералогического состава этих пород объяснять автометасоматическим (автометаморфическим) воздействием на остывающие базальты остаточных растворов магматического происхождения.

Наиболее полно многообразие существующих точек зрения на происхождение спилитов отражено в сборнике «Spilites and spilitic rocks» [39]. Почти для всех статей европейских исследователей характерно отсутствие формационного анализа, вследствие чего в сборник оказались включенными статьи по щелочным базальтоидным сериям заключительных этапов геосинклипального развития и даже по траппам, имеющим мало общего с инициальными спилитизированными толеитовыми базальтами вулканогенно-кремнистых формаций. В этом отношении весьма своевременно предложение

В. Наревского [35] называть спилитами только инициальные вулканиты. Все же большинство авторов этого сборника придерживается мнения о полигенетичности спилитов, отдавая некоторое предпочтение или гипотезам «горячего» происхождения этих пород, или метаморфическому «холодному» их генезису. Тенденция объединять в общую гипотезу «горячего» происхождения спилиты первично-магматического, позднемагматического (автометасоматического) и автогидротермального генезиса свидетельствует об объективной трудности их разграничения, что наглядно продемонстрировано в сборнике.

Проведенный В. И. Лебединским [20] и В. В. Велинским [5] анализ обширного литературного материала с учетом сборника «Spilites and spilitic rocks» показывает, что в настоящее время на происхождение пород спилит-кератофириковых формаций существует несколько точек зрения: 1) магматический генезис, 2) позднемагматический (автометасоматический генезис), 3) метаморфический генезис, 4) поли- или гетерогенетизм спилитов. Симптоматично, что некоторые исследователи этой проблемы резко изменили свои взгляды о первично-магматическом происхождении спилитов [30, 41] отчасти в связи с неожиданным преобладанием среди глубоководных океанических базальтов неспилитизированных разностей. До этого важного открытия казалось очевидным, что для образования спилитов наибольшее значение имеет глубоководность излияний вулканитов, при которой значительное давление столба воды затрудняет выделение летучих и способствует реакции остывающих лав с морской водой [1, 8, 28].

Из последних работ по проблеме спилитов наиболее значительны детальные исследования Г. П. Авдейко с соавторами [1, 3], которые доказывают позднемагматическое происхождение спилитов. По их мнению, спилиты несут в себе черты как магматического, так и метаморфического генезиса: в них наблюдаются типичные магматические структуры и, казалось бы, типично метаморфическая ассоциация альбит + хлорит. Поэтому и существуют две группы гипотез, предполагающих первичное «горячее» (магматическое, позднемагматическое, автометаморфическое, но с участием морской и поровой воды подстилающих осадков) или вторичное «холодное» (регионально-метаморфическое) происхождение спилитов. При этом исследователи, придающие первостепенное значение минералогическому составу, приходят к метаморфическим представлениям, тогда как сторонники первичного происхождения спилитов аргументируют свои взгляды их магматическими структурами, но сталкиваются с трудностями объяснения образования низкотемпе-

ратурной ассоциации альбита и хлорита [3]. Относительно правомерности той или иной точки зрения необходимо отметить следующее. Первично-магматическое происхождение спилитов как будто бы доказывается обнаружением в них низкоупорядоченного альбита [5]. Но при относительно низкой температуре инверсий (около 700°C) этот высокотемпературный альбит мог образоваться и в постмагматическую стадию отвердевания и кристаллизации базальтового расплава уже после его излияния [3, 12], отнюдь не доказывая существования особой спилитовой магмы [7].

Гипотезы магматического и метаморфического происхождения спилитов предполагают относительно однородный состав излившегося или метаморфизованного вулканита, по крайней мере, в пределах формации. Но этому предположению противоречат эмпирические данные о тесной ассоциации спилитов с исходными для них базальтами не только в пределах единой формации [5, 8, 34, 37, 41], но и в отдельно взятых геологических телах [1, 3, 20, 40]. Учитывая при обсуждении происхождения большинства классических спилитов это важное обстоятельство, следует, по-видимому, исключить чисто магматическое или метаморфическое их образование. Следовательно, наиболее вероятным является позднемагматический, или автометасоматический, их генезис. Остановимся подробнее на условиях, благоприятных для образования спилитов.

В настоящее время большинство исследователей склоняются к тому, что для спилитизации необходимы высокое содержание воды в изливающейся лаве и высокое внешнее давление столба морской воды, препятствующее дегазации летучих компонентов. Наиболее дискутируемым вопросом в проблеме спилита является источник воды (и, естественно, натрия).

Сторонники позднемагматического, или автометасоматического, происхождения спилитов полагают, что вода поступала в магму главным образом сверху, по разломам [5], путем транспирации из вмещающих влажных осадков при подъеме магмы к поверхности [3, 26, 28, 34] или при непосредственном контакте подущечных или шаровых лав с морской водой [3, 8, 9, 28].

В настоящее время в геологической литературе укоренилось мнение, что базальтовые магмы содержат в очагах летучих не более 2% [5]. Отрицание возможности высокого, более 3%, содержания летучих в исходной магме [32] основано на признании относительной сухости базальтовой магмы вообще в связи с обычным отсутствием в базальтах водных минералов. Но это отнюдь не означает, что сухой была и магма, давшая спилиты, поскольку, даже по экспериментальным данным, магма на глу-



билах ее образования может содержать до 11% воды [10]. Более того, именно о выделении летучих из магмы, а не о гипотетической трансвапоризации свидетельствует обилие миндалинов в спилитах [5, 23].

Невозможность «спилитовой» реакции остывающего базальта с морской водой убедительно показана в ряде работ [5, 11, 16, 21, 30, 32]. Судя по данным этих исследователей, химизм подводных лав изменялся при взаимодействии с морской водой только в корке закалки, причем в сторону уменьшения содержания натрия и кремнезема [3]. На наш взгляд, нет принципиального различия между взаимодействием магмы или лавы с захороненной (поровой) или морской водой соответственно, поскольку давление в магмоподводящем канале в условиях растяжения явно ниже литостатического и должно приближаться к давлению столба морской воды в глубоководных условиях. Следовательно, привлечение гипотезы трансвапоризации для объяснения высокого содержания воды и натрия в спилитах надо признать несостоятельным [23, 29].

Итак, «спилитовая» реакция излившихся глубоководных лав с морской водой, включая трансвапоризацию магмы в подводящих каналах, маловероятна. Что же касается проникновения экзогенной воды в магматический очаг сверху, по разломам, и превращения ее таким образом в воду эндогенную, магматическую, предполагавшихся В. В. Велинским [5] и Г. С. Дзоценидзе [8], то прежде всего они должны происходить в срединно-океанических хребтах, где очаги максимально приближены к поверхности Земли. Но среди океанических базальтов спилиты редки [16], не обнаружены они и при разбуривании глубоководных базальтов дна океана с НИС «Гломар Челленджер», хотя именно там, при идеальных условиях проникновения морской воды в зону магмообразования, спилиты должны были бы преобладать. Следовательно, внешние источники воды, необходимой для спилитизации базальтов, могут быть исключены из нашего рассмотрения, и остается признать, что магма была изначально богата водой существенно эндогенного, магматического происхождения.

Таким образом, исключив из рассмотрения чисто магматический и метаморфический генезис подавляющего большинства классических спилитов раннегеосинклинальных вулканогенно-кремнистых формаций, а также возможность «спилитовой» реакции остывающего базальта с морской водой и его трансвапоризацию, мы приходим к выводу, что спилитизация базальтов происходит главным образом после излияния, в процессе длительного их остывания и кристаллизации под воздействием остаточных магматических растворов, т. е. носит явно авто-

метасоматический характер. Необходимыми условиями для этого являются относительно большая глубина морского бассейна (минимально 3—4 км) и высокое содержание в лавах летучих (не менее 3—5%). Сочетание этих двух условий обязательно для осуществления процесса спилитизации. Так, относительно сухие молодые океанические базальты [21], несмотря на глубоководный характер излияний, как правило, не спилитизированы. С другой стороны, подавляющий объем вулканитов островодужных серий в ходе извержений вулканических продуктов, обогащенных летучими, при обычно недостаточной глубине излияний также не подвергался спилитизации (альбитизации).

Такой вывод не исключает, однако, возможности приближения состава некоторых базальтоидов к спилитовому по минералогическим (альбит + хлорит) или химическим (обогащенность водой и натрием) признакам в результате дифференциации вещества в промежуточных очагах (контрастные серии с щелочными дифференциатами) или при наложении низкотемпературных метаморфических процессов (зеленокаменное перерождение). Кроме того, спилитовые преобразования могут быть наложены не только на инициальные толеитовые базальты, но в благоприятных условиях, при сочетании обоих факторов, и на вулканиды известково-щелочных, а также щелочных серий в зоне перехода от океана к континенту, что имеет, очевидно, второстепенное значение. В связи с этим гипотеза полигенетизма спилитов остается в силе, но при условии, что подавляющий объем спилитов вулканогенно-кремнистых формаций все же, несомненно, имеет автосоматическое происхождение. Что касается классификации полигенетических альбитсодержащих пород, то среди них целесообразно различать: 1) спилиты и спилитизированные породы вулканогенно-кремнистых формаций (автосоматиты с высокотемпературным альбитом, по В. В. Велинскому [5]); 2) альбитизированные породы любых формаций (метаморфизованные, гидротермально-измененные и т. д.); 3) альбитовые или первично-щелочные базальтоиды.

Относительно состава и свойств содержащегося в магме существенно водного флюида можно отметить следующее. Поскольку для воды и натрия предполагается один источник, и им не может быть океаническая или содержащаяся в осадках вода, то остается признать, что и для натрия главным источником является магма. Но избыточный относительно толеитового базальта натрий содержался не в самой магме [3], а в растворенном в ней, близком по составу к морской воде, флюиде [13], который при благоприятных внешних условиях мог дегазировать из лав. Кристаллизация последних

в этом случае приводила к образованию обычных толеитовых базальтов.

Кроме воды и натрия в составе эндогенного спилитизирующего флюида важная роль принадлежала углекислоте [7, 28, 37]. О высоком содержании углекислоты свидетельствует обилие карбонат-миндалекаменных базальтов (спилитов) или, в случае ее дегазаций, наличие тел сингенетичных вулканитам известняков [34]. Несомненно, что присутствие углекислоты способствовало повышению активности щелочей и в первую очередь натрия [6, 13]. Увеличение роли  $\text{CO}_2$  в эвгеосинклинальном магмообразовании по сравнению с океаническим согласуется с возрастанием содержания ( $\text{CO}_2 + \text{CO}$ ) в составе флюидов в связи с увеличением мощности коры и глубины заложения разломов [27].

Наконец, с высоким содержанием воды в исходной магме и изливающихся базальтовых лавах, очевидно, связано высокое парциальное давление кислорода [6], способствующее окислению закисного железа силикатов с образованием магнетита, гематита и кремнезема [38]. Благодаря этому в лавах появлялся избыток кремнезема, а высокое содержание летучих благоприятствовало переходу его во флюид. Это приводило к частичному выносу кремнезема летучими в морской бассейн, по крайней мере, из корок закалки [3], с чем было связано сопровождающее спилитизацию кремнезема накопление [18].

Приведя доводы в пользу изначально высокого содержания летучих в исходной для спилитов базальтовой магме, нельзя не коснуться естественного вопроса о его причине. Ведь гипотеза полного преобразования исходного ультраосновного вещества верхней мантии в сопоставимые объемы базальтового расплава и летучих [14] подразумевает и равную для различных геоструктурных зон Земли первоначальную насыщенность базальтовых магм летучими. Предполагаемая этой гипотезой непрерывная генерация летучих в ходе «резорбции» оливина базальтовым расплавом обеспечивает высокую подвижность (низкую вязкость и эксплозивность) магмы. Дегазация остаточного флюида после полной переработки оливина приводит к резкому возрастанию вязкости и кристаллизации сухого расплава. Поскольку генерация летучих прекращается только с исчезновением оливина, то при его наличии она может продолжаться вплоть до затвердевания излившейся лавы. Это подтверждается тем, что базальтовое стекло на контакте с существенно оливиновыми включениями заметно обогащено летучими [19]. Указанная важная особенность становления магмы объясняет наблюдающуюся иногда казалось бы парадоксальную обогащенность летучими океанических базальтов и континентальных траппов по сравнению с остро-

водужными вулканитами [27], так как первые в целом содержат явно больше реликтового оливина.

В настоящее время стало очевидным, что в эволюции состава базальтовых магм огромное значение имеют геодинамический режим и поведение летучих в связи с ним [6, 13, 22]. Так, базальты срединно-океанических хребтов и континентальные траппы, несмотря на их резко различную тектоническую позицию, обладающую близкими петрографическим и химическим составами, слабой дифференцированностью и низким коэффициентом эксплозивности [21]. Эта их близость обусловлена, вероятно, формированием при едином глобальном геодинамическом режиме растяжения и рифтогенеза, когда очаги базальтовой магмы функционировали как открытые системы с непрерывной дегазацией генерирующих в процессе плавления летучих, обеспечившей относительную сухость базальтовых расплавов. С другой стороны, условия нарастающего сжатия, господствующие на уровнях магмообразования в островных дугах, затрудняли отделение летучих от расплавов, вынужденных, таким образом, «вариться в собственном соку» и после исчезновения оливина. Этим объясняется более глубокое преобразование силикатного вещества в промежуточных очагах (до лейкократовых базальтов, рогообманковых андезитов и даже дацитов), а также высокий коэффициент эксплозивности вулканизма островных дуг [21, 22].

В целом спилитизация остывающих и кристаллизующихся базальтов обнаруживает явно «буэновский» тренд дифференциации, выражающийся в накоплении кремнезема и щелочей. Эта тенденция, свойственная островодужным вулканическим сериям, обусловлена высоким первичным содержанием летучих, что, по-видимому, вообще характерно для магматизма островных дуг.

Таким образом, аномальная обогащенность исходной для спилитов базальтовой магмы летучими, удаление которых было затруднено на всем пути продвижения магмы от очага к поверхности Земли, резко отличала эту магму от относительно сухой магмы океанических базальтов и траппов и целиком зависела от господствующего в островных дугах на уровне магматических очагов геодинамического режима сжатия. Указанная особенность позволяет отнести спилитизированные базальтоиды вулканогенно-кремнистых формаций к островодужным раннегеосинклинальным (эвгеосинклинальным), но не к океаническим образованиям. Формирование спилитов и в целом спилит-кератофировых толщ вулканогенно-кремнистых формаций, пространственно ассоциирующих, с одной стороны, с типичными островодужными образованиями, а с другой — с полосами сер-

лентинитового меланжа, происходило, вероятнее всего, в нижней части внешнего склона островной дуги. Именно здесь, в палеозонах Беньоффа — Заварицкого, достигалось наиболее оптимальное сочетание двух необходимых для спилитизации факторов — глубоководности и высокого содержания в лавах летучих.

Рассмотрим в качестве примера особенности спилитизации базальтов вулканогенно-кремнистых формаций Корякского нагорья. Характерной чертой этих формаций является тесная ассоциация спилитов с неспилитизированными толеитовыми базальтами [15], что свидетельствует об избирательном характере процесса спилитизации, охватывающего определенные зоны потоков, подушек и шаров, исключая стекловатую корку закалки. Деанортитизация «зародышей» первичного плагиоклаза внутренних «спилитовых» зон шла по пути связывания алюминия и кальция, соответственно в хлорит и карбонат. Анортитовая составляющая вкрапленников плагиоклаза в стекловатой корке нередко замещалась серицитом, с чем в ряде анализов связаны аномально высокие содержания  $K_2O$  (до 2—4%).

Судя по сочетанию спилитов и базальтов в составе лавовых потоков, подушек и шаров, выявленному по данным петрографического и петрохимического их изучения, распределение спилитовых и неспилитовых «фаций» в Корякском нагорье аналогично таковому в кайнозойских вулканогенно-кремнистых формациях Камчатки, детально изученному Г. П. Авдейко с соавторами [3]. Отнесение этими авторами исследованных вулканитов к продуктам изначально обогащенной натрием магмы вполне оправдано и прямо вытекает из анализа их химического состава [2]. При длительном остывании и кристаллизации в специфических подводных условиях камчатские базальтоиды вулканогенно-кремнистых формаций, будучи изначально обогащенными щелочами, испытали еще и спилитизацию.

Для базальтов вулканогенно-кремнистых формаций Корякского нагорья намечается усиление степени спилитизации с увеличением глубины их излияний, что устанавливается по ряду признаков. Так, практически во всех спилит-диабазовых формациях региона отсутствуют сингенетичные туфы базальтов, что уже отмечалось М. Л. Гельманом и О. Г. Эпштейном [7] для восточной части нагорья. Это свидетельствует о глубинах накопления пород формаций не менее 0,5 км [24]. Далее, если уровень карбонатной седиментации во времени существенно не менялся, то можно констатировать, что спилитизация базальтов вулканогенно-кремнистых формаций мезозойского возраста резко усиливалась на глубинах свыше 4 км. Например, существенно спилитизирован-

ными являются раннемеловые базальты Хатырской тектонической зоны (правобережье р. Хатырки), где отсутствуют сингенетичные с базальтами известняки, а сами спилиты резко обогащены карбонатсодержащими минералами. В составе же вулканогенно-кремнистых формаций верхнеюрско-нижнемелового возраста Майницкой, Таловской и западного фланга Хатырской зон, а также сенонского возраста Хатырской и Олюторской зон сингенетичные известняки с обломками призматического слоя иноцерамов обычны, что может свидетельствовать о накоплении их выше уровня карбонатной седиментации. Следовательно, излияния базальтов в меловое время происходили на глубинах более 0,5 км и, вероятнее всего, в интервале 3—4 км, иногда больше.

Обилие среди спилитов Корякского нагорья карбонат-миндалекаменных разностей указывает на то, что и здесь в составе летучих наряду с водой существенная роль принадлежала углекислоте. С этим обстоятельством связаны повышенное содержание в остаточном магматическом флюиде натрия и высокий окислительный потенциал [6], которые обеспечили сочетание в мезозойских спилитах нагорья повышенных щелочности, карбонатности и степени окисленности железа. В целом для меловых эвгеосинклинальных вулканогенно-кремнистых формаций в отличие от палеозойских характерна большая окисленность железа, что обуславливает пеструю, иногда с преобладанием красного цвета, окраску вулканитов, силицитов и известняков.

Еще одна характерная особенность базальтоидов вулканогенно-кремнистых формаций Корякского нагорья — практически полное отсутствие в них оливина, несмотря на то, что некоторые слабо спилитизированные их разности содержат нормативный оливин. Это связано, так же как и сам процесс спилитизации, с длительным остыванием подводных обогащенных летучими лав. В ходе его на определенном этапе достигались условия, благоприятные для «лиственитизации» оливина, который замещался карбонатом и кварцем или гидратировался с образованием хлорита.

Разделение вулканитов основного состава вулканогенно-кремнистых формаций Корякского нагорья по пределам содержаний натрия (не менее 3,45%) и извести (не более 9,15%) на спилиты и базальты показало, что в процессе спилитизации закономерно изменялся химический состав базальтов. Спилитизация приводит к увеличению содержаний кремнезема (на 1—4%), окиси железа (до 2,5%), окиси натрия (на 1—2,2%), глинозема (на 0,6—1,5%), окиси калия (до 0,7%) и к уменьшению содержания извести (на 3,6—4,8%), закиси железа (до 2,2%) и магнезии (на 1—1,5%). Такая су-

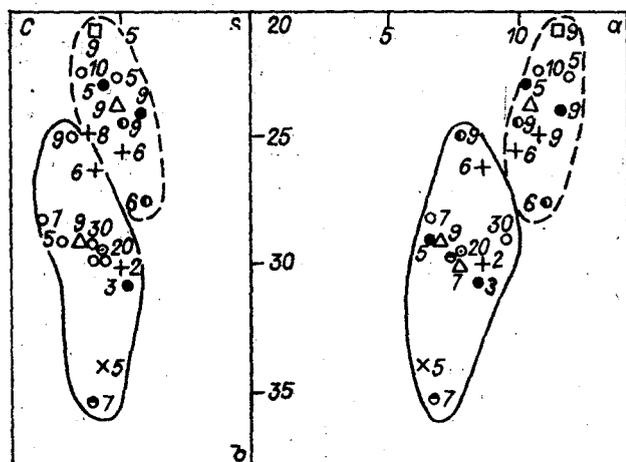
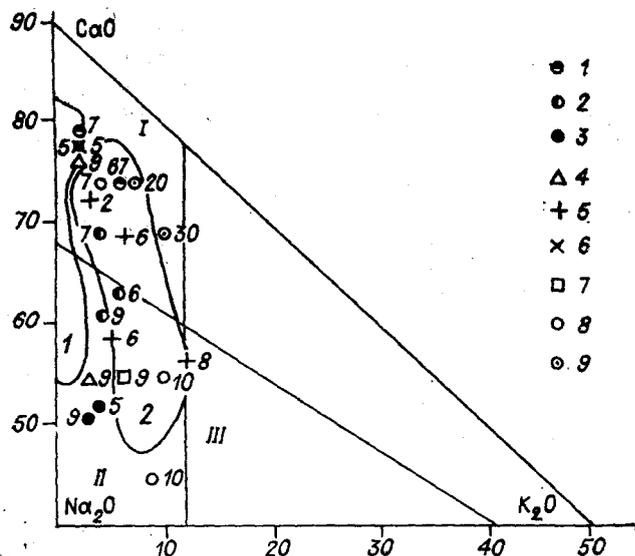


Рис. 2. Диаграмма А. Н. Заварицкого для базальтоидов разновозрастных вулканогенно-кремнистых формаций Корякского нагорья.

Контур со сплошной линией — базальты, пунктирной — спилиты. Условные обозначения см. к рис. 1.

Рис. 1. Трехкомпонентная диаграмма  $\text{CaO}-\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$  для базальтоидов разновозрастных вулканогенно-кремнистых формаций Корякского нагорья.

I — раннегеосинклинальные толеитовые базальты, II — спилиты, III — натровые щелочные базальты; 1 — базальтоиды срединно-океанических хребтов, 2 — базальтоиды Сахалина и Курильских островов (островодужные). Условные обозначения к рис. 1 и 2: 1—3 — вулканиты палеозойских формаций; 1 и 2 — Таловской зоны (иппенейской и алгеминайской свит соответственно), 3 — Хатырской зоны. 4—7 — вулканиты верхнеюрско-нижнемеловых формаций; 4 — Майницкой зоны, 5 — Хатырской зоны, 6 — Таловской зоны, 7 — Ваежской зоны. 8—9 — вулканиты сенонских формаций; 8 — базальты яненгемеевской толщи Хатырской (Эконайской) зоны, 9 — базальтоиды ватынской серии Олюторской зоны. Цифрами указано число анализов, вошедших в среднее.

щественная сиализация возможна, на наш взгляд, лишь в насыщенном летучими расплаве, сохранявшемся длительное время в определенных зонах шаров, подушек и потоков, в процессе его автометасоматоза, что предполагалось М. Х. Батти [4] и было убедительно доказано в работах Г. П. Авдейко и др. [3]. Об этом свидетельствует и максимальная концентрация карбонатных мицелин в верхней части шаров, подушек и потоков непосредственно под стекловатой коркой закалки как доказательство перемещения вверх «газовых пузырей» в уже излившейся лаве.

На рис. 1 и 2 приведены диаграммы, построенные по методам Маракушева [23] и А. Н. Заварицкого для базальтоидов вулканогенно-кремнистых формаций нагорья по их средним составам.\*

В целом по вулканогенно-кремнистым формациям Корякского нагорья на трехкомпонентной диаграмме  $\text{CaO}-\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$  (см. рис. 1) анализы вулканитов основного состава распре-

\* Сюда вошли общие средние составы базальтоидов иппенейской свиты (67, по Л. Г. Пономаревой, Н. Л. Добрецову [25]), толеитовых (20) и щелочных (30) базальтов ватынской серии (данные Э. С. Алексеева и С. А. Паладжяна) без выделения спилитов.

делились таким образом: спилиты — 81, базальты — 167 анализов, причем большинство их точек легло в поле островодужных вулканитов [23].

На диаграмме А. Н. Заварицкого поле спилитов находится в правой части, выше и несколько правее поля толеитовых базальтов, т. е. расположено между полями базальтов и андезитов, что свидетельствует о раскислении и ощелачивании базальта в процессе их спилитизации. Аналогичная тенденция наблюдается на диаграммах «щелочи — кремнезем» и AFM (здесь не приводятся).

Таким образом, спилитизация базальтоидов вулканогенно-кремнистых формаций Корякского нагорья является неизохимическим автометасоматическим процессом, имевшим место при остывании и кристаллизации лав толеитового состава с высоким содержанием летучих в специфических глубоководных условиях, когда лава была вынуждена «вариться в собственном соку». По направленности этот процесс обнаруживает явную тенденцию к сиализации и обладает некоторой аналогией с метамагматической дебазификацией Д. С. Коржинского [17], идущей с участием летучих, также с раскислением и ощелачиванием состава силикатного вещества. Следовательно, спилитизация есть часть общего процесса созидания литосферы континентов и вносит свой вклад в «эмбриональную континентализацию» пород океана и эвгеосинклиналей.

Необходимо отметить, что для всех вулканогенно-кремнистых формаций Корякского нагорья в различной степени характерен метаморфизм низкой ступени, нередко наложенный и на спилиты. Регионально он проявлен для палеозойской вулканогенно-кремнистой формации

восточной части нагорья, тогда как для мезозойских формаций устанавливается его приразломный характер (гидротермальный и динамометаморфизм). Отнесение обычных в подобных

ситуациях эпидота и актинолита к спилитовой ассоциации [16] не совсем корректно, поскольку большинству классических спилитов они не свойственны.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г. П., Пономарев Г. П. К проблеме петрогенезиса спилитов и кератофиров.— В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский, 1974.
2. Авдейко Г. П., Ванде-Кирков Ю. В. и др. Вулканогенно-кремнистые формации Камчатки. Новосибирск: Наука, 1974.
3. Авдейко Г. П., Пономарев Г. П., Скрипко К. А. К проблеме петрогенезиса спилитов и родственных им пород.— В сб.: Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе. М.: Наука, 1977.
4. Багги М. Х. Петрогенезис новозеландской спилитовой серии. В кн.: Проблемы палеовулканизма. М.: ИЛ, 1963.
5. Велинский В. В. Кембрийский вулканизм Западного Саяна. Новосибирск: Наука, 1968.
6. Волозов И. М. Магмы, интрателлурические растворы и магматические формации. Новосибирск: Наука, 1979.
7. Гельман М. Л., Эпштейн О. Г. Спилиты восточной части Корякского нагорья и некоторые общие вопросы происхождения спилитов.— Вулканология и сейсмология, 1979, № 6.
8. Дзюценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород. М.: Недра, 1969.
9. Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
10. Йодер Г. С. Образование базальтовой магмы. М.: Мир, 1979.
11. Йодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965.
12. Кеннеди Дж. О роли воды в магме.— В кн.: Земная кора. М.: ИЛ, 1957.
13. Когарко Л. Н., Рябчиков Н. Д. Летучие компоненты в магматических процессах.— Геохимия, 1978, № 9.
14. Колясников Ю. А. Возможный механизм преобразования вещества верхней мантии в породы земной коры.— В кн.: Магматические и метаморфические комплексы СВ СССР. Тр. СВКНИИ, Магадан, 1979.
15. Колясников Ю. А. Вулканогенно-кремнистые образования Корякского нагорья.— Вулканология и сейсмология, 1982, № 1.
16. Коржинский Д. С. Проблема спилитов и гипотеза трансвапоризации в свете новых океанологических и вулканологических данных. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 9.
17. Коржинский Д. С. Метамагматические процессы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 12.
18. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964.
19. Кутыев Ф. Ш., Шаранов В. Н. Петрогенезис под вулканами. М.: Недра, 1979.
20. Лебединский В. И. Генезис и классификация спилит-кератофировых формаций. МГК, XXII сессия. Доклады советских геологов, проблема 16. М.: Наука, 1964.
21. Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980.
22. Маракушев А. А. Петрохимическая систематика изверженных и метаморфических горных пород.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1973, № 8.
23. Маракушев А. А. Проблема спилитов (по поводу сборника «Spilites and spilitic rocks»).— Геол. и геофиз., 1975, № 9.
24. Осадкообразование и магматизм океана. Геология океана. Океанология. М.: Наука, 1979.
25. Пономарев Л. Г., Добрецов Н. Л. Новые данные по стратиграфии палеозоя Пенжинского кряжа (северо-западная Камчатка).— Геол. и геофиз., 1966, № 4.
26. Садеуки-Кардош Е. О некоторых характерных миграционных явлениях в процессе петрогенезиса.— В сб.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Т. I. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
27. Флюидный режим формирования мантийных пород. Новосибирск: Наука, 1980.
28. Хэч Ф. Х., Уэллс А. К., Уэллс М. К. Петрология магматических пород. М.: Мир, 1975.
29. Amstutz G. G. Introduction.— In: Spilites and spilitic rocks/Ed. Amstutz, G. G. Berlin, 1974.
30. Battey M. H. Spilites as weakly metamorphosed tholeiites.— In: Spilites and spilitic rocks. Berlin, 1974.
31. Benson W. N. Spilites lavas and radiolarian rocks in New South Wales.— Geol. Mag., 1913.
32. Coombs D. S. On the mineral facies of spilitic rocks and their genesis. In: Spilites and spilitic rocks. Berlin, 1974.
33. Eskola P., Vuoristo U., Rankama K. An experimental illustration of spilitic reaction.— C. R. Soc. geol. Finlande, 1935, 9 (2).
34. Fiala F. Some notes on the problem of spilites.— In: Spilites and spilitic rocks. Berlin, 1974.
35. Narebski W. A statistical study of specific petrochemical features of some spilitic rock series.— In: Spilites and spilitic rocks. Berlin, 1974.
36. Niggli P. The chemistry of the Keweenawan lavas.— Amer. J. Sci., Bowen Volume, 1952.
37. Piirainen T., Rouhunkoski P. General features of the spilitic rocks in Finland.— In: Spilites and spilitic rocks. Berlin, 1974.
38. Reinhardt B. The relationships between spilites and other members of the Oman Mountains ophiolite suite.— In: Spilites and spilitic rocks. Berlin, 1974.
39. Spilites and spilitic rocks/Ed. Amstutz G. G. Berlin, 1974.
40. Vallance T. G. Pyroxenes and the basalt. Spilitic relation.— In: Spilites and spilitic rocks. Berlin, 1974.
41. Vuagnat M. A new appraisal of Alpine spilites.— In: Spilites and spilitic rocks. Berlin, 1974.

*В. С. Приходько, Н. В. Бердников, А. Ф. Бехтольд,  
В. М. Чубаров*

## СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ СЕВЕРНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ

На основе результатов изучения глубинных включений и мегакристовой ассоциации из юрских и неоген-четвертичных щелочных базальтоидов, ультраосновных субвулканических образований и ксенолитов метаморфических пород в гранитоидах реконструиру-

Повышенный интерес к изучению состава и строения глубинных недр Земли, отраженный в петрологической литературе последних двух десятилетий, определяется в значительной степени стремлением исследователей придать современным геодинамическим моделям вещественную основу, без которой вряд ли возможны глобальные тектонические реконструкции. Результаты этих исследований имеют первостепенное значение для понимания направленности развития внешних оболочек Земли, а также научно обоснованных прогнозов размещения месторождений полезных ископаемых.

К настоящему времени накоплен огромный аналитический материал по различным глубинным породам, главными представителями которых являются ультраосновные и основные ксенолиты из кимберлитов и щелочных базальтов, а также альпинотипные гипербазиты. Результаты экспериментальных исследований субсолидусных фазовых превращений в искусственных системах ( $MgO - Al_2O_3 - SiO_2$ ;  $MgO - CaO - Al_2O_3 - SiO_2$ ) и в природных образцах позволили построить петрогенетическую схему верхней мантии и наметить положение многих глубинных пород в координатах  $P$  и  $T$ . На основании этих данных с учетом количественных соотношений различных типов ксенолитов были построены схематические разрезы верхней мантии [5, 15, 24, 26, 29], а также карта типов верхней мантии для территории СССР и сопредельных стран [10]. Такое своеобразное «картирование» верхней мантии по глубинным ксенолитам сыграло большую роль в выяснении общих закономерностей строения литосферы. Однако предложенные модели следует, по-видимому, рассматривать как предварительные, поскольку некоторые исходные утверждения,

являющиеся вещественный разрез современной литосферы Северного Сихотэ-Алиня до глубин 50 км. Сопоставление сейсмогеологического разреза с петрологическим показывает, что некоторые важные сейсмические границы имеют реальную геологическую природу.

использованные для их построения, нуждаются в корректировке. Другими словами, методика построения моделей глубинного строения имеет ряд спорных положений. Обсудим некоторые из них.

Вулканические аппараты, содержащие включения ультраосновных и основных пород, рассматриваются как «естественные» скважины, с помощью которых извлекается на поверхность вещество низов коры и верхней мантии. Тем не менее вертикальный диапазон такого «опробования», по-видимому, невелик, о чем свидетельствует достаточно однообразный (шпинелевые лерцолиты) состав ксенолитов во многих щелочно-базальтоидных провинциях мира. Даже в тех случаях, когда модалльный состав глубинных ксенолитов варьирует в широких пределах, нет особых оснований для утверждения, что «опробование» охватило значительный интервал глубин. Если бы, например, такая «естественная» скважина прошла через плутон расслоенных ультраосновных пород, то набор пород был бы также достаточно разнообразен. Таким образом, основываясь лишь на данных по минеральному составу ксенолитов, неправомерно делать выводы о составе и глубинной «стратиграфии» изучаемого разреза. Кроме того, нет никакой уверенности в том, что глубина формирования парагенезиса ксенолита соответствует глубине нахождения этих пород в момент захвата их расплавом. Неправомерно также, по-видимому, упорядочивание по глубине имеющегося набора ксенолитов начиная лишь с границы Мохо и глубже.

Нам представляется, что выход из создавшегося положения лежит в комплексности исследований. Действительно, вероятность приближения создаваемой модели к реальной обста-

новке повышается, если для ее построения используются данные по нескольким геологическим объектам, полученные независимыми методами.

В работе рассматривается петрологическая модель современной литосферы (до глубины 50 км) Северного Сихотэ-Алиня, построенная по результатам изучения глубинных включений и мегакристовой ассоциации из юрских и неоген-четвертичных базальтоидов, ультраосновных субвулканических образований, ксенолитов метаморфических пород в гранитоидах. Используются данные геологических наблюдений и геофизических исследований, а также методы парагенетического анализа и термобарогеохимии.

Любая петрологическая модель литосферы должна ответить на два основных вопроса: а) какие горные породы слагают литосферу, каков состав пород и минералов, каковы пространственные и временные отношения между различными группами пород; б) при каких условиях (температура, давление, флюидный и окислительно-восстановительный режимы) происходило формирование этих пород. В предлагаемой работе дана петрологическая характеристика изученным породам и показано их возможное положение в разрезе литосферы.

### ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛУБИННЫХ ПОРОД

Сихотэ-Алиньская складчатая область характеризуется широким развитием верхнепалеозойских и мезозойских геосинклинальных вулканогенно-кремнисто-терригенных толщ с массивами пород гипербазитовой и оливинит-верлитовой формаций, разновозрастными гранитоидами, мезо-кайнозойскими наложенными вулканическими поясами (рис. 1). В пределах Аюйского выступа обнажаются также метаморфические породы фундамента.

Массивы дунит-гарцбургитовой формации распространены в бассейнах рек Бикин и Хунгари (Бикинская и Хунгарийская офиолитовые зоны) [12]. В Бикинской зоне тела ультраосновных и основных пород залегают среди пермских отложений, представленных спилитами, диабазами, переслаивающимися с алевролитами, песчаниками, яшмами и кремнистыми сланцами. Вмещающие породы, образующие ряд линейных складок северо-восточного простирания, надвинуты совместно с залегающими в них гипербазитами на карнийские отложения [12]. В Хунгарийской зоне офиолитов известны восемь небольших массивов ультраосновных и основных пород, образующих полосу северо-восточного простирания. Возраст гипербазитов

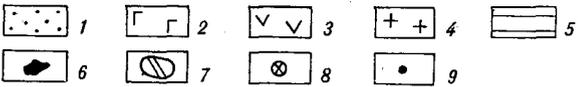
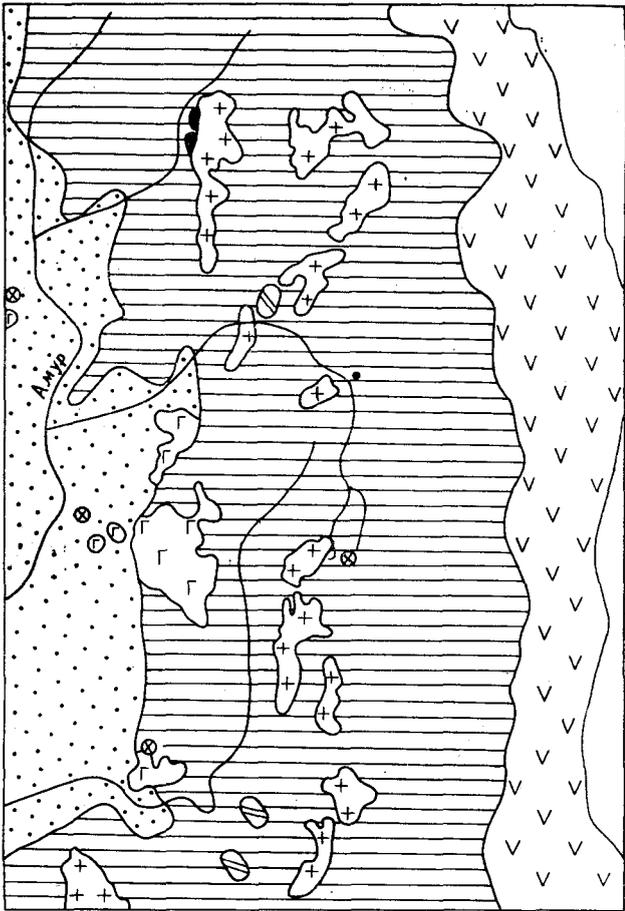


Рис. 1. Схема размещения изученных объектов. 1 — кайнозойские рыхлые отложения; 2 — неоген-четвертичные щелочные базальтоиды; 3 — мезо-кайнозойские вулканогенные породы окраинно-континентального пояса; 4 — гранитоиды; 5 — мезозойские геосинклинальные отложения; 6 — массивы дунит-гарцбургитовой формации; 7 — массивы оливинит-верлитовой формации; 8 — местонахождение глубинных включений в неоген-четвертичных базальтоидах; 9 — местонахождение глубинных включений в юрских щелочных базальтоидах.

этой зоны предположительно поздне триасовый [12]. В состав массивов дунит-гарцбургитовой формации Северного Сихотэ-Алиня входят аподунитовые и апогарцбургитовые серпентиниты, реже лерцолиты, пироксениты, габброиды.

К представителям оливинит-верлитовой формации относятся Аюйский массив, расположенный в среднем течении р. Аюй, и группа массивов в бассейнах рек Катэн и Кафэн, из которых наиболее крупными являются Кафэнский и Катэнский. Краткая геологическая и петрографическая характеристика рассматриваемых плутонов приведена в ряде работ [12, 32]. Тела ультраосновных и основных пород залегают среди кремнистых, кремнисто-

Таблица 1

Химический состав ультраосновных и основных эффузивных пород

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	39,98	39,21	41,74	42,17	47,67	49,45
TiO <sub>2</sub>	0,80	1,00	3,16	3,20	1,14	2,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,46	4,02	10,45	10,66	14,89	15,95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,98	6,48	5,29	8,16	7,12	4,96
FeO	7,47	6,46	10,27	8,90	4,39	4,66
MnO	0,24	0,23	0,30	0,34	0,77	0,12
MgO	31,89	31,20	8,80	8,63	7,94	5,08
CaO	3,72	4,13	11,43	10,26	7,79	7,78
Na <sub>2</sub> O	0,04	0,06	0,49	1,73	2,91	3,58
K <sub>2</sub> O	0,03	0,17	2,45	1,69	2,24	2,18
H <sub>2</sub> O	0,56	0,43	1,11	0,21	2,09	2,58
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,11	1,34	1,33	0,70	0,30
П. п. п.	6,94	6,40	3,78	2,52	1,65	1,02
Σ	100,22	99,90	100,61	99,70	101,09	99,69

Примечание: 1, 2 — меймечиты (рр. Катэн, Анюй); 3, 4 — юрские щелочные базальтоиды, содержащие ультраосновные включения (р. Анюй); 5, 6 — неоген-четвертичные базальтоиды; 5 — Анюйские вулканы; 6 — Дурминский вулкан. Аналитик — Зазулина В. Е. ИТИГ.

глинистых сланцев, песчаников, алевролитов, диабазов пермского возраста. Контакты крупных массивов с вмещающими породами тектонические. Мелкие тела сходного состава прорывают верхнепермские и триас-юрские отложения. Типоморфными породами этой формации являются оливиниты, верлиты, пироксениты. С ними ассоциируют габбро, габбро-нориты, диабазы.

В пределах Центрального Сихотэ-Алинского антиклипория широко распространены небольшие по размерам тела ультраосновных субвулканических пород (меймечиты, пикриты) [13, 18, 30]. Они приурочены исключительно к юрским вулканогенно-кремнисто-алевролитовым толщам. Меймечиты ассоциируют с дунитами, верлитами, клинопироксенитами, пикритовыми базальтоидами, входящими в состав меймечит-пикритового комплекса [30]. Вблизи массивов оливинит-верлитовой формации, таких как Анюйский, Катэнский, Кафэнский, развиты дайки и силлы ультраосновных вулканических пород. По содержанию главных (табл. 1) и второстепенных элементов рассматриваемые породы занимают промежуточное положение между платформенными меймечитами и меймечитами Камчатки [30].

Ультраосновные субвулканические породы (меймечиты) являются массивными крупнопорфировыми породами, состоящими из вкрапленников оливина, погруженных в различной степени раскристаллизованную основную массу. Эти породы можно рассматривать как систему двух неравновесных между собой пара-

Таблица 2

Химический состав минералов меймечитов

Оксид	1	2	3а	3б	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	40,50	—	50,60	47,90	40,10	—	50,50
TiO <sub>2</sub>	—	2,64	1,68	2,13	—	2,85	1,55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	12,50	4,07	6,40	0,02	12,17	4,06
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	42,73	—	—	—	43,01	0,35
FeO	12,70	30,76	5,55	8,61	12,60	30,10	6,76
MnO	0,20	0,22	0,08	0,13	0,13	0,24	0,11
MgO	46,50	9,78	15,00	12,80	46,60	10,04	14,70
CaO	0,31	—	20,70	20,60	0,40	—	20,90
Na <sub>2</sub> O	—	—	0,37	0,39	—	—	0,32
K <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	—
Σ	100,26	98,63	98,05	98,96	99,89	98,41	99,25

Примечание: 1—3 — обр. 5ж: 1 — оливин, 2 — хромшпинель, 3а, б — клинопироксен (а — центр. зерна, б — край), 4 — 6 — обр. 47 а: 4 — оливин, 5 — хромшпинель, 6 — клинопироксен. Анализы выполнены в лаборатории физико-химических методов ДВГИ, FeO как суммарное железо.

генезисов: вкрапленников и основной массы. Первый из них представлен оливином и хромшпинелидом, занимающими до 80% объема пород. Оливин (98—99% объема данного парагенезиса) встречается в виде крупных (до 2 см) слабо оплавленных кристаллов призматического габитуса. Микронзондовое профилирование показало, что большинство зерен этого минерала химически неоднородно. Оливин представляет высокомагнезиальной разновидностью с железистостью  $f = 12\%$  (табл. 2). Хромшпинелид в подавляющем большинстве случаев присутствует в виде мелких (0,2 мм и меньше) кристаллических включений в зернах оливина. Для этого минерала характерны высокие содержания Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub> и низкие (близкие к постоянному) содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (см. табл. 2). Определенный тип вариаций составов этого минерала, когда по мере уменьшения Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> возрастает доля TiO<sub>2</sub>, FeO и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, свидетельствует о кристаллизации хромшпинелидов из магматического расплава [20].

В зависимости от степени раскристаллизации основной массы соотношение фаз второго парагенезиса варьирует вплоть до появления полнокристаллических перидотитов. На долю этой ассоциации (клинопироксен, ильменит, серпентинизированное стекло) приходится более 20% объема породы. Клинопироксен образует удлиненно-призматические или игольтчатые кристаллы. Согласно классификации Н. Л. Добрецова с соавторами [11], рассматриваемый минерал относится к титан-авгитам (см. табл. 2). Крупные зерна клинопироксена зональны, причем от ядра к краю зерен уменьшается количество SiO<sub>2</sub> и MgO и возрастает Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO. Такая направленность в изменении состава авгита яв-



ляется обычной для пород повышенной щелочности [16].

В составе верхнетриасово-юрских толщ наиболее многочисленны стратифицированные базальтоиды, отвечающие по составу лейцитовым разностям, а некоторые из них близки к тепешитам, мончикитам [18]. В подобных породах, входящих в состав юрской кремнисто-алевролитовой толщи, были обнаружены многочисленные включения ультраосновного состава и мегакристаллы амфибола [21]. Изотопный возраст базальтоидов, содержащих включения, определен К/Аг методом в лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР, равен  $111 \pm 6$  млн. лет, а базальтоидов, приуроченных к этой же толще, но не содержащих включения, —  $133 \pm 6$  млн. лет. Сами базальты изменены слабо, а содержащиеся в них ксенолиты практически нацело замещены ассоциацией карбонат — хлорит — альбит. Это, по-видимому, и явилось причиной занижения изотопного возраста базальтоидов, содержащих включения.

Содержащие включения эффузивы относятся к группе щелочных меланократовых пород. Они состоят из фенокристаллов зонального клинопироксена и основной массы, главными компонентами которой являются моноклинный пироксен, биотит и рудный минерал, распределенные в полевошпатовом базисе и в хлоритизированном стекле. В табл. 1 приведены результаты их химических анализов.

Крупный блок метаморфических пород, расположенный в среднем течении р. Анжю (Анжюский выступ), имеет форму овала, вытянутого согласно простиранию вмещающих мезозойских толщ. Куполовидное ядро блока сложено слюдястыми и амфиболовыми сланцами, филлитами, кварцитами, гнейсами, амфиболитами и мигматитами. Степень метаморфизма непостоянна и в целом возрастает с приближением к зоне мигматизации, насыщенной сильно катаклизованными гнейсовидными плагиогранитами и гранодиоритами [18]. По периферии ядра распространены толщи кварцитов, амфиболовых и слюдястых сланцев. Изотопный возраст гранат-биотитовых гнейсов 456 млн. лет, гнейсовидных гранитов — 443 млн. лет, а биотитовых сланцев — 417 млн. лет, что свидетельствует о присутствии среди пород выступа древних образований [18].

Магматизм инверсионной стадии развития Сихотэ-Алинской складчатой области представлен различными породами, в том числе высокоглиноземистыми гранитами, гранодиоритами, принадлежащими Хунгарийской интрузивной серии. В массивах этой серии (Гобиллинский, Хуту-Джаурский, Тардоки-Янинский) многочисленны находки ксенолитов гнейсов, слюдястых сланцев, кварцитов. Отмечен ксенолит среднезернистого гнейсовидного гранодиорита

[18]. Есть подобные ксенолиты и в более молодых интрузивных комплексах (Сандинский гранитоидный массив и др.).

Кайнозойская геологическая история Сихотэ-Алиня характеризуется широким развитием щелочно-базальтоидного вулканизма, в результате которого были сформированы крупные лавовые поля в пределах Сихотэ-Алинского антиклинория, Западно- и Восточно-Сихотэ-Алинских синклиналий и Восточного Сихотэ-Алинского пояса. В соответствии с морфологией площадей распространения щелочных базальтоидов разобщенные лавовые поля группируются в два пояса: Прибрежный и Западно-Сихотэ-Алинский [27]. Вулканические ареалы в пределах всего юга Дальнего Востока имеют наложенный характер.

Многие лавовые поля щелочнобазальтоидной провинции Сихотэ-Алиня обнаруживают глубинные включения ультраосновных пород и мегакристаллы минералов. Последние встречаются в силах, штоках и покровах, представленных лавовыми потоками и пирокластическими отложениями. Остановимся на характеристике некоторых вулканических построек, продуктивных в отношении глубинных включений. Останец Болойского вулкана представляет собой эродированный шлаковый конус овальной формы, вытянутый в северо-западном направлении. На размытой поверхности глинистых сланцев условно мелового возраста залегают туфы базальтового состава. В центральной и юго-восточной частях вулканической постройки туфы прорваны потоками базальтов, в которых присутствуют обильные мелкие (2—5 см) ксенолиты пород ультраосновного состава. Туфовая толща состоит из угловатых обломков пористого базальта, цементированных пепловым материалом. В небольшом количестве присутствуют агломеративные туфы.

Шлаковый конус Сандинского вулкана в значительной степени эродирован. Его фундамент, вероятно, сложен андезитами и их туфами. Непосредственных контактов между базальтами и андезитами наблюдать не удалось, но поскольку андезиты залегают гипсометрически ниже и занимают обширную площадь, их условно относят к более древним. В базальтовый комплекс объединены породы основного состава, слагающие остатки вулканической постройки и экструзивное тело базальтов. Последнее имеет штокообразную форму при поперечнике более 500 м. В базальтах экструзива и реже в бомбах пористых базальтов верхнего горизонта туфов встречены мелкие включения ультраосновных пород (лерцолитов).

В верховьях р. Анжю, в междуречье его притоков Заура Первого и Заура Второго, известно несколько выходов базальтов с много-

численными включениями ультраосновных пород. Один из них представляет собой вулканическую постройку, имеющую в плане вид «столовой горы» и сложенную горизонтально залегающими потоками плотных базальтов. Выше залегают пористые базальты, содержащие в своей верхней части ксенолиты ультраосновных пород. Базальтовые потоки с резким угловым несогласием перекрывают осадочные отложения валанжинского и готерив-альбского возрастов. В составе базальтовых покровов преобладают агломератовые лавы и базальты с глыбовой, подушечной и столбчатой отдельностью.

Ультраосновные включения в большом количестве обнаружены в делювиальных свалах и аллювиальных обломках на косах по р. Заур Первый. Для этих пород характерна очень плотная упаковка ксенолитов (часто узкие плоскости базальтового цемента разделяют угловато-округлые обломки ультраосновного вещества). Включения характеризуются значительным разнообразием в минералогическом и структурном отношении.

Дурминский вулкан находится в районе им. Лазо, в 1,5 км к востоку от станции Дурмин. В плане он представляет пологую гряду, на восточной стороне которой имеются выходы коренных пород, представленные плотными и пористыми базальтами с многочисленными включениями ультраосновных пород. Характерно присутствие включений в верхнем потоке разреза вулканической толщи. Возраст эффузивов определяется как нижнечетвертичный, поскольку они залегают на размытой поверхности верхнетретичных осадочных пород.

## МИНЕРАЛЬНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В БАЗАЛЬТОИДАХ

Широкое распространение в кайнозойских щелочных базальтоидах различных вулканических провинций земного шара имеют включения кристаллов (мегакристаллов) клинопироксенов, гранатов, амфиболов, слюд, полевых шпатов [14, 17, 35, 37]. Общим для них являются большие (до 7 см) размеры и высокая химическая однородность, что наряду с особенностями их составов резко отличает эти образования от обычных минералов-вкрапленников, кристаллизующихся вблизи поверхности. Результаты экспериментального моделирования процессов глубинной кристаллизации щелочно-базальтоидных расплавов показывают возможность выделения в близиквидусных областях мегакристовой ассоциации в широком интервале давления [36, 39]. Все это позволяет рассматривать мегакристаллы как кристалличес-

кие фазы, отделившиеся от базальтовых расплавов на значительных глубинах.

Многие из вышеперечисленных минералов встречаются в неоген-четвертичных щелочных базальтоидах юга Дальнего Востока [6]. Представленный в статье материал содержит новую информацию по набору мегакристаллов из юрских и неоген-четвертичных базальтоидов.

Крупные кристаллы клинопироксена обнаружены нами в молодых базальтоидах Анюйской группы вулканов, где они присутствуют в ассоциации с мегакристаллами шпинели, плагиоклаза с повышенным содержанием альбита и включениями шпинелевых перидотитов. Известны находки мегакристаллов этого минерала в вулканических постройках щелочных базальтов на Нижнем Амуре. Клинопироксен представлен одиночными кристаллами призматического габитуса, достигающими 6—7 см в длину. Встречены сростки этого минерала со шпинелью.

Практически для каждого кристалла клинопироксена или его фрагментов (чаще в такой форме встречается минерал) характерны реакционные взаимоотношения с вмещающими породами. Кристаллы бывают разбиты системой трещин, но следы пластических деформаций в них отсутствуют. Микрозондовое профилирование в различных частях мегакристаллов клинопироксена показало их высокую однородность, что свидетельствует о стабильных условиях кристаллизации.

В табл. 3 приведены химические анализы мегакристаллов клинопироксенов, которые, согласно классификации Н. Л. Добрецова с соавторами [41], относятся к субкальциевым авгитам. По многим параметрам эти минералы резко отличаются от авгитовых вкрапленников и моноклинных пироксенов ультраосновных включений.

Мегакристаллы шпинели и полевого шпата в молодых базальтоидах юга Дальнего Востока представляют собой редкое явление. Смоляно-черная шпинель встречена в плотных базальтоидных лавах Анюйских вулканов, а полевой шпат — в их пористых разностях, а также в пирокластических шлаковых выбросах Сидинского вулкана. Размеры химически однородных кристаллов этих минералов (или их фрагментов) колеблются от нескольких миллиметров до 2—3 см. Шпинель по своим химическим характеристикам отвечает магнезиальной разности с повышенным содержанием герцинитового компонента, а полевой шпат — плагиоклазу со значительным содержанием альбитовой составляющей (см. табл. 3).

В базальтоидах Анюйского вулкана встречаются крупные сростки алюминиевого клинопироксена и шпинели. Составы минералов из

Химические составы минералов мегакристовой ассоциации

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	49,78	49,50	49,54	—	—	—	—	38,05	39,01	57,68
TiO <sub>2</sub>	0,83	1,37	1,37	0,42	0,41	0,46	0,44	4,35	3,94	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,29	8,28	8,29	62,54	62,49	61,83	62,44	13,68	13,03	25,60
FeO*	5,21	6,04	6,10	17,85	17,75	18,13	18,75	12,81	12,74	0,18
MnO	0,18	0,17	0,17	0,21	0,20	0,18	0,19	0,17	0,18	0,03
MgO	14,99	13,72	13,64	18,02	17,22	17,98	18,37	11,65	11,39	—
CaO	20,02	19,64	19,65	—	—	—	—	10,05	10,47	7,40
Na <sub>2</sub> O	0,84	0,82	1,00	—	—	—	—	2,86	2,80	6,96
K <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	—	2,03	1,94	0,45
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	0,35	0,38	0,20	0,20	0,02	0,01	—
Σ	100,14	99,54	99,76	99,39	98,45	98,78	100,39	95,67	95,51	98,30

Примечание. 1, 2 — клинопироксен; 3 — клинопироксен из сростков со шпинелью; 4, 5, 6 — шпинель; 7 — шпинель из сростков с клинопироксеном; 8, 9 — амфибол; 10 — плагиоклаз. FeO как суммарное железо. Анализы выполнены на микроанализаторе «Самеса» (ИГиГ СО АН СССР).

сростков соответствуют составам минералов отдельных мегакристаллов.

В юрских щелочных базальтоидах обнаружены крупные мегакристаллы амфибола. Они представляют собой обособленные кристаллы значительных размеров (до 5 см и более) с высокой гомогенностью. На границе мегакристалл — вмещающая порода образуется зона, состоящая из зерен клинопироксена и биотита, размеры которых соизмеримы с размерами фенокристаллов. Ориентировка этих минералов совпадает с директивными направлениями мегакристаллов. Судя по химическому составу (см. табл. 3), анализируемый амфибол относится к керсутиту.

### УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В БАЗАЛЬТОИДАХ

Глубинные включения ультраосновных пород встречаются во многих вулканических постройках юга Дальнего Востока, сложенных неоген-четвертичными базальтоидами [2, 22, 31]. Форма ксенолитов преимущественно округлая, реже угловатая. Установлено, что крупные округлые обломки чаще встречаются в пирокластических отложениях, тогда как в лавах обычные мелкие включения угловатой формы. Размеры ксенолитов изменяются от 0,5 до 15 см, встречаются и более крупные образцы. Их границы с вмещающими базальтами резкие, со следами термального воздействия, проявляющегося в кристаллизации минералов и образовании регенерационных кайм. Ультраосновные включения несут следы и «добазальтового» этапа их существования, которые выражаются в предпочтительной ориентировке зерен минералов, двойниковании оливинов и ортопироксенов и

т. п. [4]. Ксенолиты представлены полнокристаллическими агрегатами с размерами зерен от 0,5 до 7—8 мм. Характерной является аллотриоморфнозернистая структура; изредка наблюдаются метаморфические структуры, проявляющиеся в ориентировке ромбического пироксена в ксенолитах. Преобладающим типом включений являются шпинелевые лерцолиты, химические составы которых приведены в табл. 4. В некоторых вулканических постройках (Ануйские вулканы) количественные соотношения минералов включений существенно варьируют, поэтому лерцолитовый (Ol > Dpx > Crpx > Sp) парагенезис образует различные типы пород, такие как гарцбургиты, вебстериты, вплоть до пород, приближающихся к мономинеральным (диопсидиты).

В литературе, посвященной описанию ультраосновных включений юга Дальнего Востока, детально рассматривается их минералогия, приведены результаты многочисленных химических анализов минералов [2, 7, 8, 22, 31], поэтому на обсуждении этих вопросов мы останавливаться не будем. Необходимо лишь указать, что, несмотря на некоторые вариации составов минералов из ксенолитов разных местонахождений, они образуют компактную группу на диаграммах, отражающих связи между окислами или их ассоциациями.

В юрских щелочных базальтоидах встречены округлые, угловатые и резко удлиненные кристаллические включения размером 1—4 см [21]. Вследствие широкого развития вторичных процессов сохранились лишь клинопироксен и шпинель. С помощью микронзондового профилирования было установлено отсутствие химической зональности в зернах клинопироксена, имеющих как низкие, так и высокие

Химический состав (вес. %) ультраосновных включений

Компоненты	1(3)	2(5)	3(7)	4(4)	5(3)
SiO <sub>2</sub>	44,87	45,70	44,03	44,17	44,52
TiO <sub>2</sub>	0,25	0,21	0,28	0,20	0,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,15	3,05	3,24	3,83	3,49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,66	1,70	1,61	2,37	2,02
FeO	7,22	6,88	7,56	7,41	7,32
MnO	0,18	0,21	0,15	0,13	0,16
MgO	37,87	37,93	37,80	36,64	37,26
CaO	2,33	2,09	2,57	3,36	2,85
Na <sub>2</sub> O	0,50	0,60	0,40	0,34	0,25
K <sub>2</sub> O	0,37	0,50	0,24	0,10	0,17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,07	0,06	0,06	0,08
SO <sub>3</sub>	0,10	0,01	0,20	0,09	0,10
H <sub>2</sub> O	1,17	0,94	1,40	0,54	0,43
CO <sub>2</sub>	0,35	0,00	1,09	0,20	0,26
NiO	0,12	0,00	0,24	0,26	0,12
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,25	0,00	0,3	0,3	0,35
Сумма	100,46	99,58	99,66	99,74	99,61

1 — лерцолит из базальтов в бассейне рек Кананьги и Вилиги; 2 — лерцолиты Большого вулкана; 3 — лерцолиты Сивдинского вулкана; 4 — лерцолиты из щелочных базальтов в верховьях р. Анюй; 5 — лерцолиты Дурминского вулкана. Аналитик В. Е. Зазулина, ИГиГ.

содержания натрия. Это свидетельствует о сохранении моноклинными пироксенами своего первичного химического состава. В табл. 5 приведены анализы клинопироксенов и шпинелей. Особенности состава этих минералов однозначно свидетельствуют о лерцолитовом парагенезисе включения.

Выявленные с помощью отдельных анализов различия химических составов клинопироксенов глубинных включений из юрских и неоген-четвертичных базальтов были подтверждены на представительном материале. Для получения статистически достоверных оценок составов анализировалось по 40 зерен минералов из различных ксенолитов, принадлежащих той и другой возрастным группам щелочных базальтоидов. В табл. 5 приведены частоты встречаемости определенных типов пироксенов и химические анализы, характеризующие каждую группу. Наиболее представительные группы пироксенов из ксенолитов юрских (II тип) и неоген-четвертичных (I тип) базальтоидов надежно отличаются по многим окислам. При выяснении влияния различных факторов на изменчивость химических свойств клинопироксенов глубинных пород с помощью метода главных компонент было установлено, что одно из двух основных направлений изменчивости (Si, Mg, Ca, Cr ↔ Ti, Fe<sup>+2</sup>, Al<sup>VI</sup>, Al<sup>IV</sup>) обусловлено составом пород. Аналитические данные, приведенные в табл. 5, свидетельствуют

Химические анализы минералов ультраосновных включений

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	53,3	52,8	—	—	52,30	53,40	51,90	52,10
TiO <sub>2</sub>	0,33	0,39	0,10	0,07	0,41	0,08	0,49	0,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,75	4,36	45,10	44,30	5,39	3,83	6,37	6,16
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,19	0,74	23,15	24,74	1,18	0,87	0,74	0,98
FeO	2,43	2,48	11,90	11,28	2,69	2,29	2,64	2,71
MnO	0,07	0,06	0,21	0,24	0,03	0,08	0,10	0,12
MgO	14,90	16,10	18,50	18,10	15,40	16,80	15,60	15,30
CaO	19,90	21,50	—	—	19,90	22,23	19,90	19,30
Na <sub>2</sub> O	1,47	0,57	—	—	1,63	0,49	1,69	1,51
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	—	—	0,00	0,00	0,00	0,00
Σ	98,34	99,00	99,16	98,88	100,08	99,99	99,33	98,64

Примечание. 1, 2 — клинопироксены (обр. 57А/9, 57Б/6); 3—4 — шпинели (обр. 57а/9, 57б/6); 5, 6 — пироксены из юрских базальтоидов (I тип. — 20%, II тип. — 80%); 7, 8 — пироксены из неоген-четвертичных базальтов, (I тип — 90%, II тип — 20%, см. текст), FeO — как суммарное железо. Анализы выполнены на микроанализаторе «JX-5А» в ДВГИ.

о меньшей основности лерцолитовых парагенезисов ксенолитов из неоген-четвертичных базальтов по сравнению с аналогичными парагенезисами ксенолитов из юрских эффузивов.

## УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГЛУБИННЫХ ПОРОД

Рассматриваемые группы глубинных ксенолитов из неоген-четвертичных и юрских базальтоидов принадлежат к шпинель-пироксеновой фации глубинности.

Температуры формирования парагенезисов ультраосновных включений из неоген-четвертичных и юрских базальтоидов, определенные по соотношению Ca/Ca + Mg в клинопироксенах, равновесных с ортопироксеном, соответственно равны 1090 и 1060°C. Точные оценки давления образования пород шпинель-пироксеновой фации пока невозможны из-за отсутствия надежных экспериментальных данных. Вместе с тем факт нахождения среди ксенолитов из неоген-четвертичных базальтов гранатосодержащих разностей [9] позволяет расположить эти парагенезисы вблизи линии реакции: Эн + Ди = Гр + Ол, что с учетом температуры равновесия соответствует 18 · 10<sup>8</sup> Па (глубина около 60 км). Содержание жадеитового компонента и характер распределения алюминия по позициям в клинопироксенах из ксенолитов в юрских базальтах свидетельствуют о меньшем давлении при их формировании по сравнению с ксенолитами из молодых базальтов. Однако разница в давлениях, а отсюда и глубинах, вряд ли была значительной, пос-

кольку среди ксенолитов из древних базальтоидов встречены парагенезисы, близкие по своим характеристикам парагенезисам из молодых вулканических пород (см. табл. 5). Предполагается, что эти породы кристаллизовались на глубинах в интервале 40—50 км.

Полученные оценки термодинамических параметров относятся ко времени формирования парагенезисов ультраосновных пород. Rb/Sr датировки ультраосновных глубинных ксенолитов из различных районов земного шара дают возраст в интервале 500—700 млн. лет [34]. Сопоставление возраста этих пород с геологическими событиями показывает, что эти цифры соответствуют времени заложения геосинклинальных систем [34]. Поэтому можно предположить, что возраст глубинных ксенолитов из юрских и неоген-четвертичных эффузивов Сихотэ-Алиня отвечает времени заложения геосинклинали в силуре [28]. Таким образом, в доюрское время рассматриваемые глубинные породы в соответствии с  $P$ — $T$  условиями их образования формировали низы разреза литосферы.

Экспериментальные исследования щелочно-базальтоидных систем [36, 38] показали возможность выделения в близликвидусной области из базальтоидных расплавов минералов мегакристовой ассоциации в сухих условиях и с  $H_2O$  при высоких давлениях. С целью определения конкретных термодинамических параметров кристаллизации мегакристаллов было проведено криометрическое изучение флюидных включений в клинопироксенах [1]. В них обнаружено небольшое количество хорошо ограниченных первичных включений сжиженной углекислоты. Температуры их гомогенизации колеблются от  $-28,5$  до  $-30,5^\circ C$ . Близкие значения  $T_{гом}$  имеет и часть первично-вторичных включений, трассирующих залеченные трещины. Температура базальтоидной магмы в момент кристаллизации мегакристаллов была около  $1300^\circ C$  [14]. При этом в первичных и первично-вторичных включениях (уд. объем  $CO_2$  0,97—0,93 см<sup>3</sup>/г) развивалось давление  $10,4$ — $11,2 \cdot 10^8$  Па. Таким образом, проведенный комплекс исследований (микрондовое профилирование, криометрия флюидных включений) позволил установить, что кристаллизация мегакристаллов клинопироксена происходила на глубине около 40 км при стабильных термодинамических условиях. Параметры кристаллизации мегакристаллов шпинели имеют те же значения, поскольку в наблюдаемых сростках шпинели и моноклинного пироксена состав последнего идентичен составу клинопироксена из мегакристаллов.

В отношении условий образования мегакристаллов амфибола из юрских эффузивов могут быть высказаны лишь самые общие сообра-

жения. Керсутиты, практически идентичные им по своим характеристикам, входят в состав пород меймечит-пикритовых комплексов [31] и образуются позднее, чем минералы-вкрапленники меймечитов. Отсюда можно заключить, что кристаллизация мегакристаллов амфибола происходила на глубинах до 30 км.

Термометрические исследования ультраосновных вулканических пород (меймечиты Сибирской платформы) показали, что парагенезис вкрапленников (Ол + Шп) кристаллизуется при температурах выше  $1450^\circ C$ , а парагенезис основной массы — при более низких температурах [25]. Существует мнение, что полученные температуры занижены [23], но это пока остается в области предположений. Для оливин-хромшпинелидового парагенезиса косвенная оценка давления дается исходя из общих соображений сходства рассматриваемых фаз меймечитов с особо глубинными ( $P = 40 \cdot 10^8$  Па) перидотитовыми ксенолитами из кимберлитов [23]. В последнее время были проведены экспериментальные исследования по плавлению ультраосновных пород (коматиитов) в широком интервале физико-химических параметров [33]. Полученные фазы детально анализировались, что позволило нам провести сравнения химического состава минералов-вкрапленников с продуктами эксперимента. Оливин-хромшпинелидовый парагенезис формируется в близликвидусной области в большом интервале давлений; состав хромшпинелидов закономерным образом изменяется, что подтверждает важность этого минерала как петрологического индикатора. При давлениях около  $10 \cdot 10^8$  Па кристаллизующийся хромшпинелид имеет состав, аналогичный составу хромшпинелидов из вкрапленников меймечитов. Таким образом, в соответствии с экспериментальными данными, принимается, что давление при формировании парагенезиса вкрапленников составило около  $10 \cdot 10^8$  Па и ниже, что соответствует глубине 35—40 км.

## ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РАЗРЕЗА ЛИТОСФЕРЫ СЕВЕРНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ

Выше рассматривались физико-химические параметры образования глубинных пород. Однако для наших реконструкций необходимы оценки глубин, на которых находятся рассматриваемые породы в разрезе современной литосферы Сихотэ-Алиня, а также современная последовательность их образования с целью упорядочивания пространственных отношений между различными группами глубинных пород.

Наличие мегакристаллов в щелочных базальтах говорит о том, что магма при продвижении к поверхности неоднократно испытывала за-

держки в промежуточных камерах. Тогда логично предположить, что включения основного и ультраосновного составов являются обломками пород стенок таких камер. Этот вывод подтверждается детальными минералогическими исследованиями и криометрическим изучением флюидных включений в мегакристаллах и минералах ультраосновных ксенолитов из неоген-четвертичных щелочных базальтоидов Северного Сихотэ-Алия [1, 3]. Следовательно, в неоген-четвертичное время на глубине около 40 км в районе Северного Сихотэ-Алия существовала область захоронения основных магм в промежуточных камерах, сложенных ультраосновными породами.

Выше отмечалось, что с Катэнским, Кафенским и Анойским ультраосновными массивами ассоциируют тела меймечитов. В состав этих массивов входят породы (исключая дуниты), свойственные собственно меймечит-пикритовым комплексам. Отсутствие в них ассоциации магнезиального оливина с хромшпинелидом, занимающих обычно большую часть объема меймечитов, позволяет предположить, что ультраосновные расплавы сбрасывали часть выделившихся минералов-вкрапленников, которые формировались в виде дунитов на глубинах 35—40 км. Не исключена возможность, что в ряде случаев ультраосновные расплавы могли полностью закристаллизоваться на этих глубинах. С учетом воздымания территории за послеюрское время (7—10 км) рассматриваемые породы находятся в разрезе современной

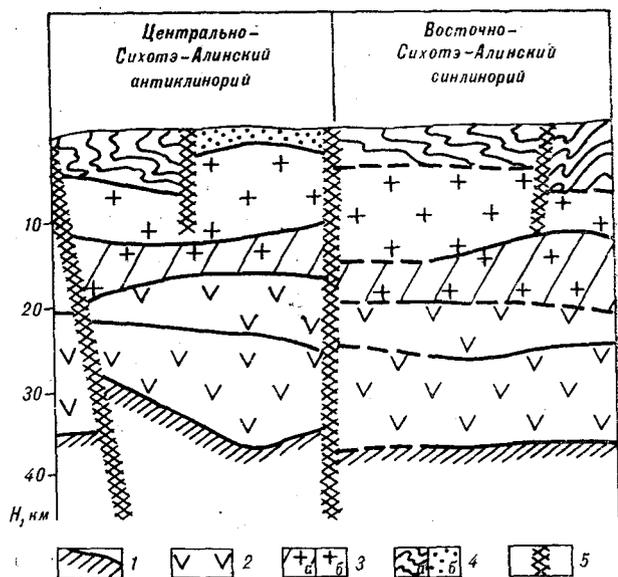


Рис. 3. Сейсмологический разрез земной коры вдоль профиля Литовко-Иннокентьевский (по Потапову и др., 1979).

1 — подошва земной коры; 2 — «базальтовый» слой; 3 — гранитно-метаморфический слой (а — диоритовый, б — гранито-гнейсовый); 4 — вулканогенно-осадочный слой (а — складчато-кристаллический фундамент, б — чехол, породы третичного возраста); 5 — разрывные нарушения, по сейсмическим данным.

литосферы на глубинах около 30 км.

В свете наших представлений, глубина извлечения юрскими эффузивами ультраосновных ксенолитов соответствует глубине кристаллизации мегакристаллов амфибола. В разрезе современной литосферы ультраосновные породы, встречающиеся как ксенолиты в этих базальтах, распространены на глубинах 20—25 км. На этих же глубинах находится нижняя граница распространения глубокометаморфизованных пород, таких как гнейсы и сланцы, обнаруженных в виде ксенолитов в гранитоидах.

Таким образом, для построения разреза современной литосферы Северного Сихотэ-Алия имеется ряд исходных данных, часть которых получена путем прямых геологических наблюдений и непосредственных измерений, а другая — с помощью сравнительного анализа результатов эксперимента и петрографических исследований. На рис. 2 показан принципиальный разрез литосферы Северного Сихотэ-Алия. Верхи разреза представлены геосинклинальными вулканогенно-кремнисто-терригенными толщами с массивами пород дунит-гарцбургитовой и оливинит-верлитовой формаций, гранитоидами, формациями наложенных вулканических поясов. По данным геологических наблюдений и геофизических исследований общая мощность этих образований оцени-



Рис. 2. Петрологический разрез современной литосферы Северного Сихотэ-Алия.

1 — ультраосновные и основные породы дунит-гарцбургитовой формации; 2 — шпинелевые перидотиты, встречающиеся в виде обломков в юрских базальтоидах; 3 — шпинелевые перидотиты, встречающиеся в виде обломков в неоген-четвертичных базальтоидах; 4 — дуниты; 5 — породы оливинит-верлитовой формации (а — обнажающиеся на поверхности, б — захороненные); 6 — основные породы, сформировавшиеся в условиях амфиболитовой фазии метаморфизма; 7 — основные породы, сформировавшиеся в условиях гранулитовой фазии метаморфизма; 8 — метаморфические породы, встречающиеся как ксенолиты в гранитоидах; 9 — геосинклинальные вулканогенно-кремнисто-терригенные толщи; 10 — гранитоиды (а — обнажающиеся на дневной поверхности, б — захороненные).

заخورенные); 6 — основные породы, сформировавшиеся в условиях амфиболитовой фазии метаморфизма; 7 — основные породы, сформировавшиеся в условиях гранулитовой фазии метаморфизма; 8 — метаморфические породы, встречающиеся как ксенолиты в гранитоидах; 9 — геосинклинальные вулканогенно-кремнисто-терригенные толщи; 10 — гранитоиды (а — обнажающиеся на дневной поверхности, б — захороненные).

вается в 12—15 км. Ниже, до глубин 30 км, распространены ультраосновные породы, сформировавшиеся в условиях шпинель-пироксеновой фации, а также основные, средние и кислые породы — менее глубинных фаций. В интервале глубин 30—40 км находятся ультраосновные и основные породы; физико-химические параметры их образования соответствуют такому для гранулитовой фации метаморфизма. Еще ниже, до глубин 50 км, залегают, по-видимому, основные гранулиты и ультраосновные породы, принадлежащие шпинель-пироксеновой фации метаморфизма.

Для сравнения с геофизическими данными использованы результаты глубинного сейсмозондирования вдоль профиля Литовко-Иннокентьевский [19]. Сопоставление сейсмологического разреза (рис. 3) с нашими построениями показывает, что некоторые важные сейсмические границы имеют реальную вещественную основу. Например, глубина границы Мохо здесь соответствует глубине распространения шпинелевых перидотитов, обломки которых выносятся на дневную поверхность неоген-четвертичными щелочнобазальтоидными магмами.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бердников Н. В., Приходько В. С. Углекислотная дегазация щелочнобазальтоидных магм.— ДАН СССР, 1981, т. 259, № 3.
2. Бегтольд А. Ф., Покачалова О. С., Приходько В. С. Химические особенности минералов глубинных включений из базальтов Дальнего Востока.— ДАН СССР, 1975, т. 223, № 5.
3. Бегтольд А. Ф., Приходько В. С. Глубинные включения в щелочных базальтоидах Дальнего Востока. Хабаровск, ИГиГ ДВНЦ АН СССР.
4. Бегтольд А. Ф., Приходько В. С. Петроструктурные особенности ультраосновных включений в базальтах Дальнего Востока.— ДАН СССР, 1974, т. 217, № 6.
5. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия/Ред. Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В. Новосибирск: Наука, 1975.
6. Денисов Е. П. Состав авгитовых включений в щелочных базальтоидах.— Геол. и геофиз., 1973, № 3.
7. Денисов Е. П. Состав диопсидов из включений шпинелевых перидотитов в базальтах.— Геол. и геофиз., 1974, № 3.
8. Денисов Е. П. Состав энстатитов из шпинелевых перидотитов в базальтах.— Геол. и геофиз., 1975, № 7.
9. Денисов Е. П. Сложные гипербазитовые включения в щелочных базальтах и проблема состава верхней мантии.— ДАН СССР, 1977, т. 237, № 4.
10. Добрецов Н. Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. Тр. ИГиГ, вып. 456.
11. Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. И. и др. Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971.
12. Зимин С. С. Парагенезисы офиолитов и верхняя мантия. М.: Наука, 1973.
13. Зимин С. С. и др. О находке меймечитов в главном антиклинории Сихотэ-Алиня.— В сб.: Вопросы геологии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. Владивосток, 1969.
14. Кепежинская В. В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979.
15. Кепежинская В. В., Кепежинская К. Б. Состав и строение коры и верхней мантии складчатых сооружений Центральной Азии.— В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978, Тр. ИГиГ, вып. 403.
16. Кривенко А. П. Мезозойские калиевые пикритовиды центрального Алдана.— ДАН СССР, 1980, т. 254, № 2.
17. Кутолин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972.
18. Мартынюк М. В. Соотношение эффузивного и интрузивного магматизма в мезо-кайнозойской истории Восточно-Сихотэ-Алиньского синклинория. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1972.
19. Поганьев С. В. Результаты глубинного сейсмозондирования в Хабаровском крае.— Сов. геология, 1979, № 3.
20. Приходько В. С. Вариации составов хромшпинелидов и их значение для петрологии ультрабазальтов.— Геол. и геофиз., 1980, № 7.
21. Приходько В. С., Абрамова Е. Е., Романенко И. П. Ультраосновные включения и мегакристаллы амфибола в юрских базальтоидах Сихотэ-Алиня.— ДАН СССР, 1979, т. 248, № 4.
22. Сагмо В. Г., Денисов Е. П. К вопросу о происхождении включений ультраосновных пород в базальтах юга Дальнего Востока. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 8.
23. Соболев А. В. Фазовый состав меймечитов севера Сибири и некоторые проблемы их генезиса.— В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978, Тр. ИГиГ, вып. 403.
24. Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В. Петрологический разрез земной коры и верхней мантии.— В кн.: Геология процессов метаморфизма. Свердловск, 1977.
25. Соболев В. С., Панина Л. И., Чепуров А. И. О температурах кристаллизации минералов в меймечитах по результатам гомогенизации расплавленных включений.— ДАН СССР, 1972, т. 205, № 1.
26. Соболев В. С., Соболев Н. В. Ксенолиты в кимберлитах Северной Якутии и вопросы строения мантии Земли.— ДАН СССР, 1964, т. 158, № 1.
27. Сухов В. И. Вулканогенные формации юга Дальнего Востока. М.: Недра, 1975.
28. Турбин М. Т., Кириллова Г. Л. Формирование континентальной коры южной части Советского Дальнего Востока.— Труды XIV Тихоокеанского научного конгресса. Хабаровск, 1979.
29. Уханов А. В. Реконструкция верхней мантии по ксенолитам в кимберлитовой трубке.— Геохимия, 1976, № 9.
30. Щека С. А. Меймечит-пикритовый комплекс Сихотэ-Алиня.— ДАН СССР, 1977, т. 234, № 2.
31. Щека С. А. Минералого-геохимические аналоги базит-гипербазитовых интрузивов и включения в эффузивах.— В кн.: Магмообразование и его отражение в вулканических процессах. М.: Наука, 1977.
32. Щека С. А. и др. Основные закономерности эволюции базит-гипербазитового магматизма в Приморье.— В кн.: Магматические породы Дальнего Востока. Владивосток, 1973.
33. Arndt N. T. Melting relations of ultramafic lavas (Komatiites) at 1 atm. and high pressure.— Ann.

Rept. Dir. Geophys. Lab., 1975—1976, Washington, D. C., 1976.

34. *Burwell A. D. M.* Rb—Sr isotope geochemistry of lherzolites and constituent minerals from Victoria, Australia.—*Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 28.
35. *Chapman N. A.* Inclusion and megacrysts from under saturated and basanites, East, Fife, Scotland.—*J. Petrol.*, 1976, v. 17, N 4.
36. *Green D. H., Hibberson W.* Experimental duplication of conditions of precipitation of high pressure phe-

nocrysts in a basaltic magma.—*Phys. Planet. Inter.*, 1970, v. 3.

37. *Irving A. J.* Megacrysts from the Nower basalts and other basaltic rocks of Southeastern Australia.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1974, v. 85, No 10.
38. *Irving A. J., Green D. H.* Experimental study of phase relationships in a high-pressure mugearitic basalt as a function of water content.—*Abstracts with Programs, Geol. Soc. America, Meetings, 1972, v. 4.*
39. *Thompson R. N.* Some high-pressure pyroxenes.—*Mineral magazine*, 1974, v. 309, No 307.

ИТшГ ДВНЦ АН СССР  
Хабаровск  
ДВГИ ДВНЦ АН СССР  
Владивосток

Поступила в редакцию  
9 сентября 1981 г.



УДК 551.24(265)

Г. И. Аносов, А. А. Врублевский, М. Л. Красный

## ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЖЕЛОБОВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ФИЛИППИНСКОГО МОРЯ

Тихоокеанской геофизической экспедицией Дальневосточного научного центра АН СССР в 1978—1979 гг. получены новые данные о глубинном строении островной дуги и желоба Яп и полигона в районе Филиппинского желоба. Особенности аномальных гравитационного и магнитного полей, результаты сейсмического

профилирования методами НСП и КМПВ и особенности морфологии желоба Яп позволяют говорить о широком проявлении в глубинной структуре поперечной желобу Яп зональности. Эти данные показывают также, что желобом Яп вскрывается лишь верхняя часть разреза современной земной коры.

В 1978—1979 гг. состоялась Тихоокеанская геофизическая экспедиция Дальневосточного научного центра АН СССР в южную часть Филиппинского моря [3]. Экспедиция выполнялась двумя судами: НИС «Морской геофизик», принадлежащим СахКНИИ, и арендованным ГС «Федор Матисен». Она проводилась в соответствии с национальной программой СССР по изучению геологии Тихого океана, в рамках «Международного геодинамического проекта». Непосредственными объектами исследований были акватории островной системы Яп и небольшой полигон в районе Филиппинского желоба. При исследованиях, выполненных в этих районах ранее советскими и зарубежными учеными, основной упор делался на изучение вещественного состава пород, выходящих на поверхность дна. Проводились и геофизические наблюдения, но, как правило, в маршрутном варианте. Результаты геофизических исследований настоящей экспедиции в значительной степени дополняют геологические данные, полученные в 17-м рейсе НИС «Дм. Менделеев» и в 54-м рейсе НИС «Витязь» [1].

Использовались спутниковая навигационная система «Транзит» с бортовым приемо-индикатором и вычислительным устройством и радионавигационные системы.

Желоб Яп в своей большей, северной, части образован встречными склонами хребта — кордильеры Яп и Каролинского вала. В южной части с востока к желобу Яп примыкает Западно-Каролинская котловина. Желоб кулисообразно сочленяется с Марианским желобом на севере и желобом Палау на юге, прослеживаясь на расстояние около 650 км (см. рис. 1). Он простирается и севернее сочленения с Марианским, но здесь наблюдается уменьшение его

контрастности и глубины. Крутизна приостровных склонов достигает  $25^\circ$ , что превышает крутизну склонов большинства других желобов Тихого океана [6]. Крутизна океанических склонов составляет в среднем  $10-15^\circ$ , превышая иногда  $20^\circ$ . Вдоль склона Каролинского вала, у атолла Улити, простирается хребет высотой 2—3 км и длиной 130 км, который образует пережим в зоне сочленения Марианского и Япского желобов. В целом желоб Яп имеет незначительно асимметричный профиль с более крутыми склонами хр. Яп и менее крутыми склонами Каролинского вала. В нижней части он имеет вид довольно узкого ущелья и очень часто V-образный поперечный профиль. В расширенных местах дно желоба уплощено и достигает ширины 5 км. В районе сочленения с желобом Палау относительная глубина желоба Яп резко уменьшается (до 1 км) за счет снижения обрамляющих хребтов и возвышенностей, абсолютная глубина моря над его осью здесь составляет не более 5 км.

Максимальная абсолютная глубина желоба Яп зафиксирована восточнее атолла Нгулу и составляет 9000 м (без гидрологической поправки), что превышает все указанные ранее величины [1].

Сильная расчлененность рельефа и отсутствие на большей части исследованной территории мощных слоистых толщ сильно осложняли исследования методом отраженных волн. Анализ всех данных НСП показывает, что строение среды по обе стороны от оси желоба Яп практически одинаково. На западном склоне желоба отмечаются отдельные наклоненные на запад границы, которые представлены сериями коротких отражающих площадок. Региональной же границы, погружающейся под «континентальный» склон желоба, или верти-

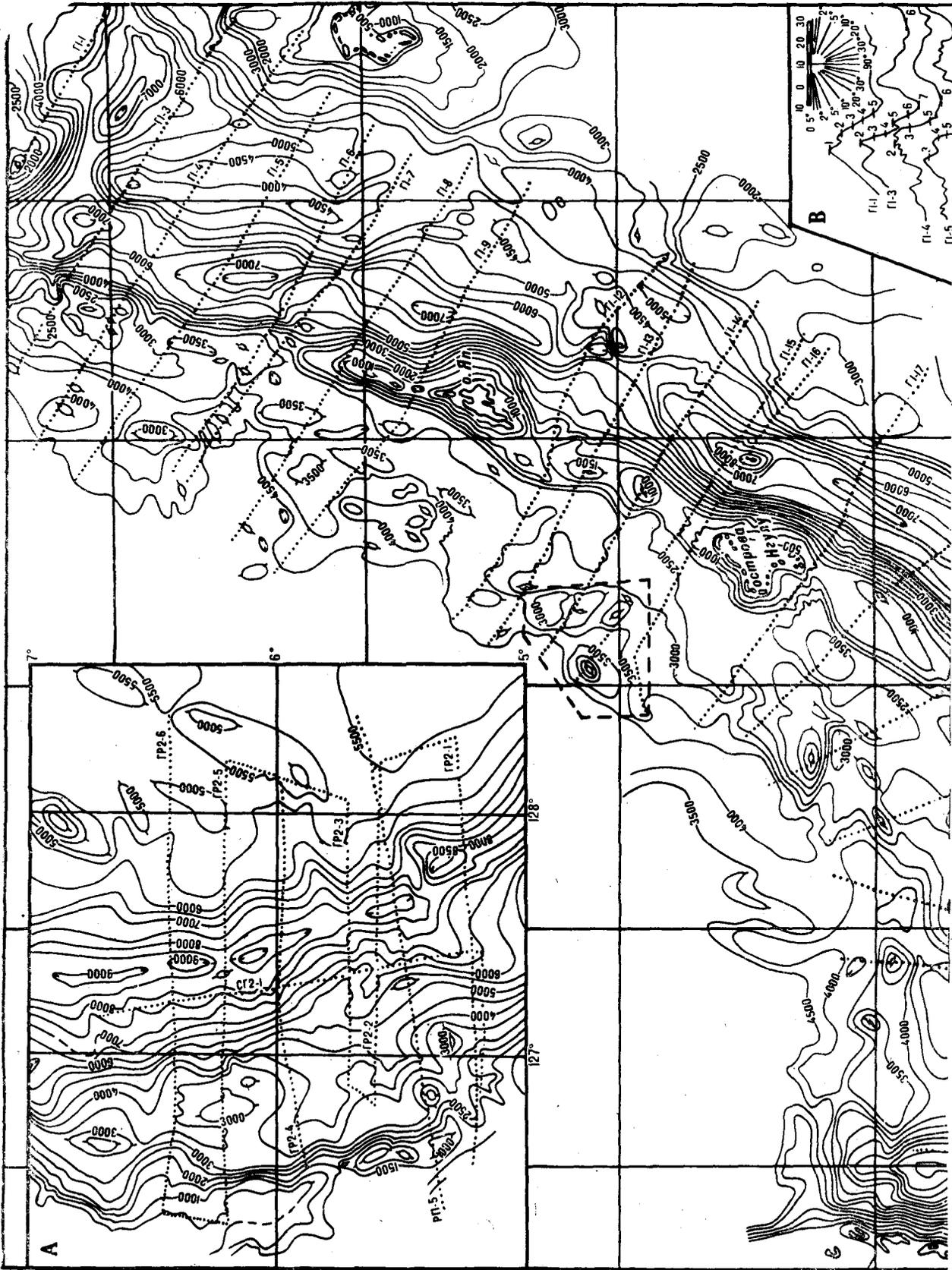
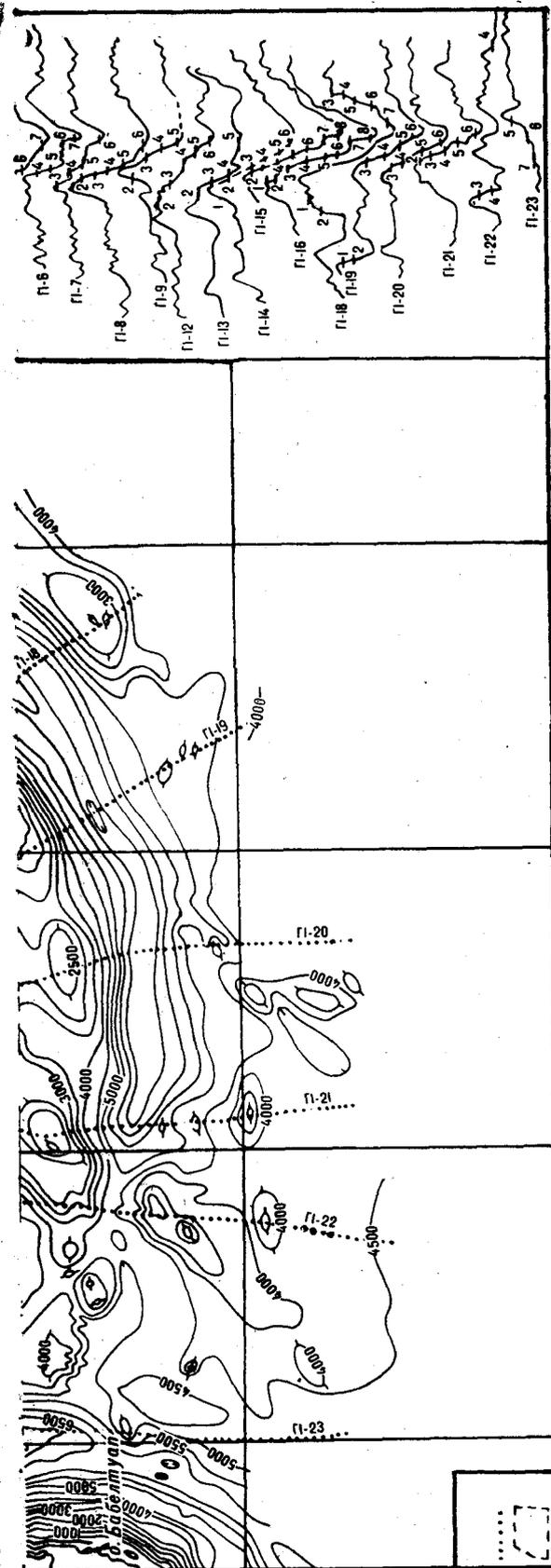


Рис. 1. Батиметрическая карта островной системы Яп (сост. А. С. Сваричевский).

Точечной линией показано положение основных промерных галсов, пунктирной — положение промерного полигона. На врезках: А — Батиметрическая карта полигона в районе Филиппинского желоба; В — Батиметрические профили вдоль соответствующих галсов.



кальной здесь не устанавливается. Методом преломленных волн исследовались практически все типы геоморфологических элементов полигона. В волновом поле, зарегистрированном при КМПВ, они дифференцируются очень слабо, различаясь по присутствию на ближайших к пунктам взрывов сейсмограммах низкоскоростных (менее 3,0 км/с) волн. Волны первых вступлений быстро затухают с расстоянием. Этим и обусловлена сравнительно небольшая длина годографов, которую удалось получить при исследованиях. В большинстве случаев их длина не превышает 18—20 км, смена волн четкая и фиксируется изменением значений кажущихся скоростей, прослеживанием волн за зоной интерференции. На профиле 4 верхняя часть разреза в целом более высокоскоростная, чем в пределах профиля 2 (рис. 2). Оба склона желоба по характеристикам зарегистрированных здесь волн ничем не отличаются друг от друга. Тем самым по данным ТЗ КМПВ также подтверждается квазиоднородность строения земной коры по обе стороны от желоба.

Определение скоростных параметров разреза земной коры в процессе интерпретации производилось как по годографам преломленных, так и отраженных волн. В первом случае эти определения делались по точкам пересечения годографов, во втором — аналитическим способом. Кроме того, для каждого из исследованных профилей КМПВ построены обобщенные скоростные модели, составленные по способу Вихерта — Чибисова. При этом в расчетах использовались годографы, приведенные по полям времени к поверхности дна океана. Из полученного графика видно, что в верхней части разреза значения скоростей быстро увеличиваются с глубиной, начиная с 2,3 км/с у поверхности дна океана до 5,8—6,0 км/с на глубине 2,5—3,0 км. На обоих профилях исследованный разрез ограничивается снизу скоростями около 5,9 км/с. Если же предположить, что следующая волна (например, имеющая кажущуюся скорость 6,7 км/с) выходит в первые вступления на максимальном (30—32 км) удалении «взрыв — прибор», которое удалось получить при исследованиях (ближе эти волны не зарегистрированы), то глубина кровли такого слоя на профиле 2 составит 5 км, а на профиле 4 (в районе желоба) — 4 км. Однако предположенные глубины до границы с  $V_r = 6,7$  км/с на самом деле явно занижены, поскольку преломленные волны, связанные с ней, в противном

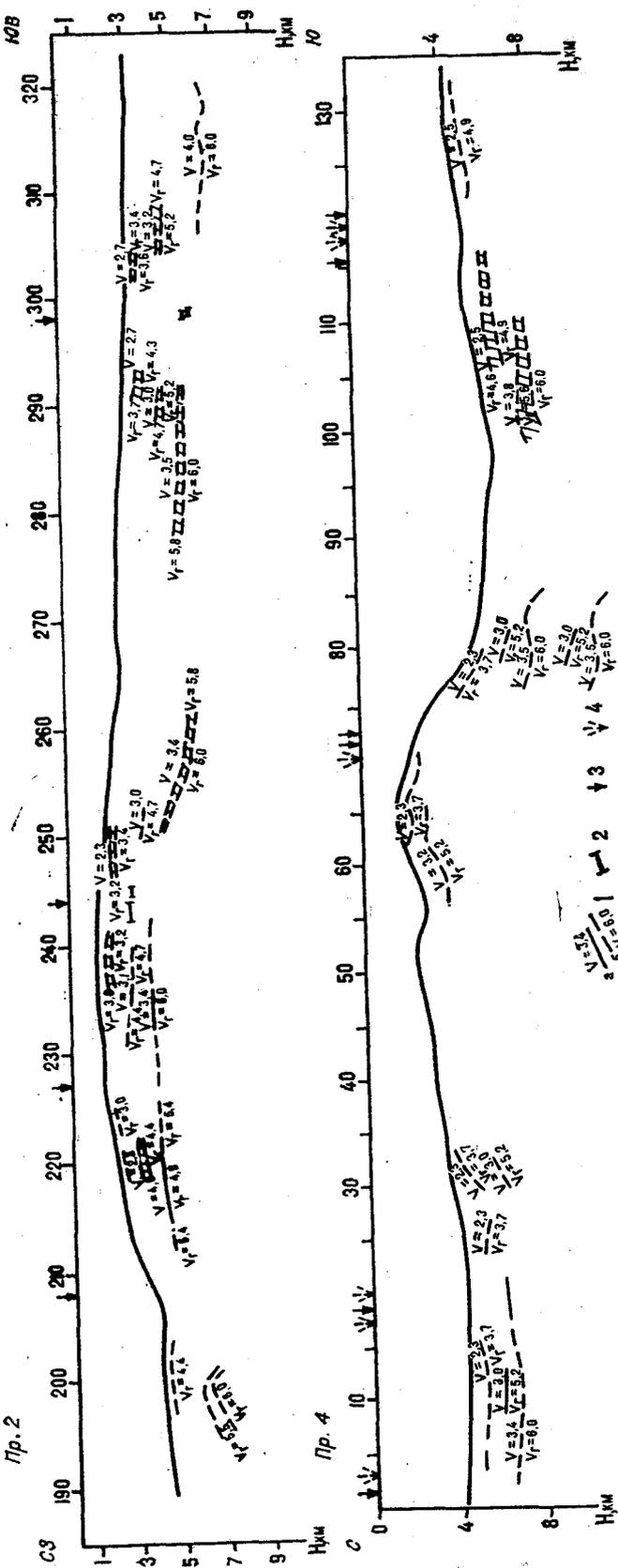


Рис. 2. Сейсмические разрезы по профилю 2 (вдоль промерного галса Г1-7) и по профилю 4 (вдоль промерного галса Г1-21).

Условные обозначения: 1 — преломляющие границы (построенные: а — по перекрывающимся полям времен, б — по однопочным голографам); 2 — отражающие площадки, 3 — пункты постановки буев; 4 — условное положение буев для голографов, приведенных ко дну океана.

случае прослеживались бы в области последующих вступлений. Последнее же не отмечено ни при одном зондировании.

Аномальное поле силы тяжести в редукции Фая отражает блоковое строение земной коры, которое отчетливо проявляется и в рельефе дна. Максимальные значения поля приурочены к подводным возвышенностям и островам, минимальные значения приурочены к осевой части желоба.

Наиболее значительные подводные возвышенности оконтуриваются изолиниями поля  $\Delta q$ , в то же время наиболее глубокие участки желоба не всегда сопровождаются относительно минимальными значениями поля, что может быть связано как с особенностями взаимного расположения островов и подводных возвышенностей относительно оси желоба, так и с плотностными неоднородностями земной коры и, возможно, верхней мантии. Наиболее значительные «пережимы» отрицательных значений поля приурочены к двум участкам желоба, расположенным почти на траверзах о-вов Яп и Нгулу. На этих участках наблюдается увеличение аномалий почти на 200 мгл. Интересно, что если абсолютное увеличение аномалий в желобе на траверзе о-ва Яп приурочено к уменьшению глубин в самом желобе, то абсолютное увеличение значений поля в желобе на траверзе о-ва Нгулу не связано с соответствующим уменьшением глубин.

Для выяснения вопроса о степени влияния расчлененности рельефа на отмеченные особенности аномального поля в редукции Фая выполнены расчеты гравитационного влияния рельефа дна по профилям, вдоль которых измерялось поле. Эти расчеты показывают, что хотя гравитационное влияние рельефа дна изменяется от профиля к профилю, эти изменения для отмеченных выше участков не превосходят  $\pm 50$  мгл. Следовательно, есть основание думать, что отмеченные особенности поля  $\Delta q$  связаны с плотностными неоднородностями, расположенными ниже поверхности дна.

На основе данных НСП можно утверждать, что верхняя часть земной коры в районе желоба Яп лишена рыхлых осадков значительной мощности, способных вносить заметный вклад в наблюдаемое поле  $\Delta q$ . Поэтому карта аномалий в редукции Буге отражает в первую очередь поведение подошвы земной коры (границы М) или другой глубинной границы. С этой точки зрения желоб Яп представляет интерес-

ный объект, так как соотношения формы этой границы с основными формами рельефа вдоль желоба не остаются постоянными.

В северной части желоба (траверз атолла Улити) соотношение форм дна и подошвы земной коры сходно с тем, которое характерно, в частности, для Курильской основной дуги, т. е. максимальный прогиб земной коры приурочен к внутреннему склону желоба.

На траверзе о-ва Нгулу и южнее максимальным глубинам желоба (свыше 7500 м) соответствует подъем этой границы, что представляет необычное явление на фоне изученных ранее ситуаций, характерных для островных систем, сопровождаемых глубоководными желобами. В районе южного замыкания желоба наибольшее прогибание границы приурочено к подводным возвышенностям, расположенным западнее оси желоба. Однако этот прогиб выражен весьма слабо и не ясно, где находится его центральная часть: непосредственно под подводными возвышенностями или же тяготеет к внутреннему склону желоба.

Особенности поля  $\Delta q$  и соотношение рельефа дна и поверхности  $M$  вдоль простираения желоба позволяют предполагать наличие поперечных разломов, пронизывающих всю земную кору. Внешним выражением их являются круглые изгибы изолиний рельефа дна желоба. Наиболее отчетливо это проявлено юго-западнее о-ва Яп.

По кривой изменения  $\Delta T$  вдоль желоба весь район можно разделить на северо-восточную (профили 1—14) и юго-западную (профили 14—23) части (см. рис. 3). Северо-восток площади характеризуется смещением энергии аномального магнитного поля (АМП) в низкочастотную часть спектра и относительно стабильными значениями энергии в высокочастотной части его. Для юго-западной части характерно резкое возрастание энергии высокочастотной части спектра и ее преобладание над энергией низкочастотной части поля в районе 21—22 профилей.

На большей части съемочных галсов участки профилей по обе стороны от желоба характеризуются близкими по структуре аномалий полями  $\Delta T$ . Это, как правило, аномалии с длинами волн от 4—5 до 30—40 км и интенсивностями  $\pm(50—500)$  гамм. Над желобом в подавляющем большинстве случаев по сравнению с прилегающими районами АМП более низкочастотно и менее интенсивно. В ряде случаев отмечается полное исчезновение аномалий.

Результаты анализа аномального магнитного поля района желоба Яп свидетельствует, скорее, о блоковой, чем о линейной его зональности и не противоречат выделению поперечного раздела между островами Яп и Нгулу.

Полученные в период Тихоокеанской экспе-

диции результаты промера геомагнитной и гравиметрической съемок сейсмических исследований позволяют уточнить существующие представления о глубинном строении островной дуги и желоба Яп.

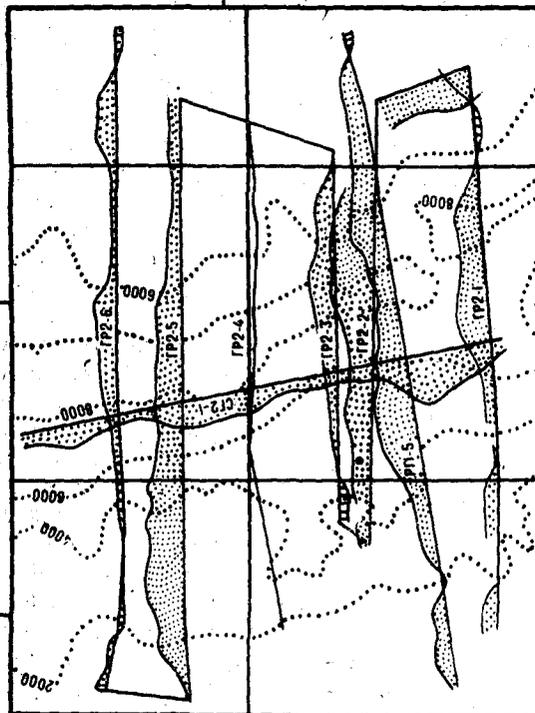
Сведения о геологическом строении островной дуги и желоба Яп были ранее обобщены в коллективной монографии «Геология дна Филиппинского моря», авторы которой наряду с морскими наблюдениями на акватории провели непосредственные геологические наблюдения на острове Яп. Их выводы о строении метаморфического комплекса основания островной системы (наиболее древнего среди известных во внутриокеанических островных дугах запада Тихого океана) в целом подтверждают точку зрения большинства геологов, изучавших район ранее [12 и др.]. Залегающие в основании видимого разреза острова, по-видимому, верхнемеловые амфиболиты и зеленые сланцы сильно деформированы в процессе не менее чем двух стадий деформаций. Г. Н. Савельева, Н. Л. Добрецов и др. [1] считают, что на острове Яп, как и на островном склоне желоба Яп, обнаружен набор пород, сходный с разрезами офиолитов континентов. Они указывают на развитие здесь как меланжа (серпентинит-габбро-амфиболитовой брекчии), так и олистостромы (формация Мэп). По 10 определениям возрастов  $K-Ar$  методом по породе, сделанным для габброидов и амфиболитов, драгированных из Япского и Марианского желобов, делается вывод о трех этапах активизации тектонических процессов и сопряженных с ними процессов магматизма и метаморфизма в интервалах: 100—80, 20—33 и 7—11 млн. лет. С первым из них Н. А. Богдановым и В. Е. Хайным [1] связывается формирование амфиболитов и зеленосланцевых пород комплекса основания островной дуги Яп в результате интенсивного скучивания, со вторым — скучивание и образование корней под дугой, а также оформление Япской системы островная дуга — глубоководный желоб, и с третьим — излияния пиллау-лав океанического склона желоба.

В ходе Тихоокеанской экспедиции сейсмическим профилированием на островном склоне желоба Яп установлен ряд наклонных под островную дугу отражающих площадок, которые могут отвечать наличию здесь соответствующих разрывных нарушений. Однако региональной границы, наклоненной в сторону дуги, или вертикальной вдоль желоба Яп не прослеживается. Эти факты могут быть истолкованы в пользу проявления различных процессов, в том числе и процесса скучивания. Весьма важным представляется наличие в глубинной структуре района поперечной желобу Яп зональности, что устанавливается по крутым изгибам рельефа дна, характеру аномальных

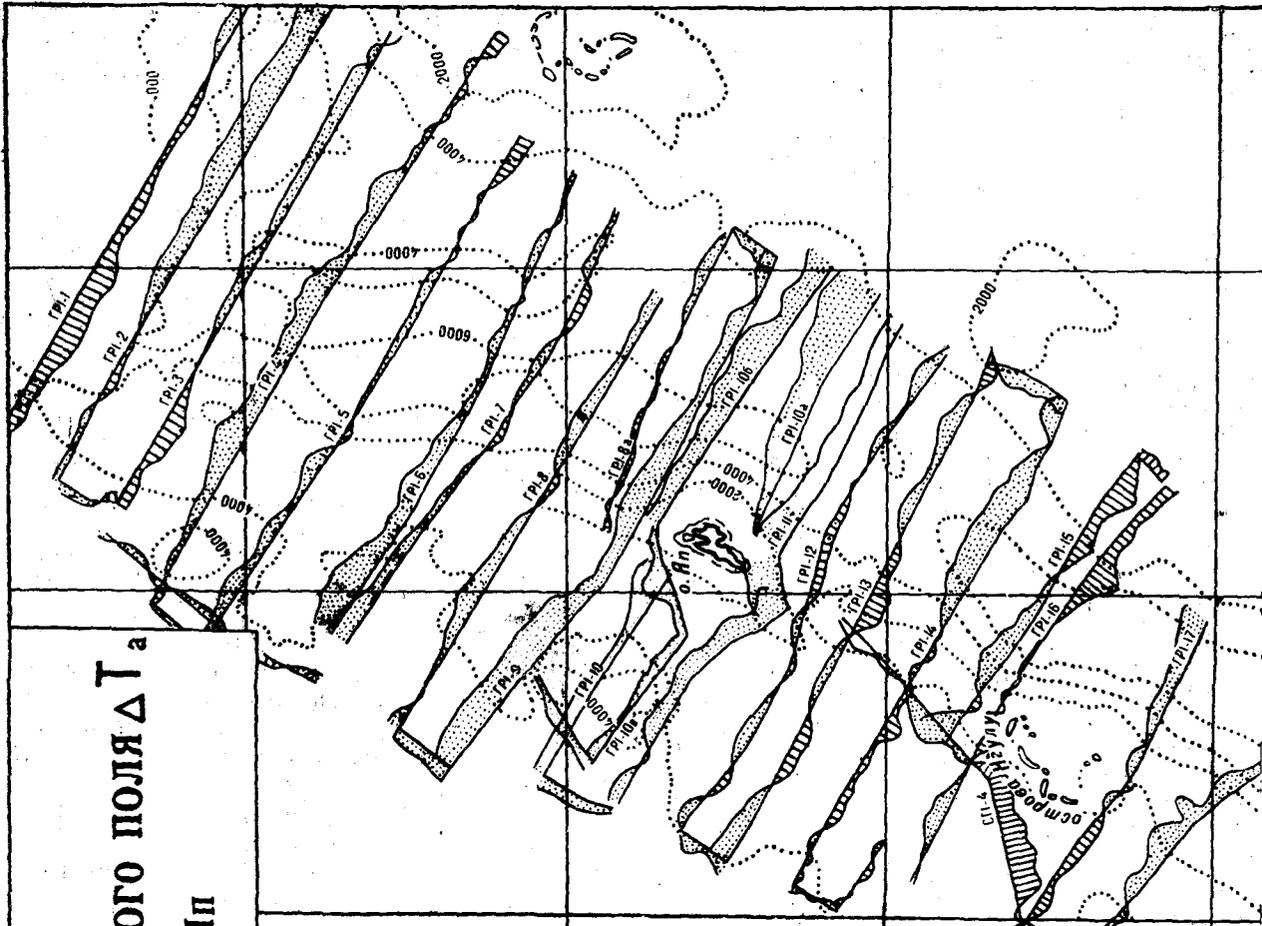
# КАРТА

ГРАФИКОВ АНОМАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ  $\Delta T_a$

РАЙОНА ОСТРОВНОЙ ДУГИ ЯП



КАРТА ГРАФИКОВ АНОМАЛЬНОГО  
МАГНИТНОГО ПОЛЯ  $\Delta T_a$   
РАЙОНА ФИЛИППИНСКОГО ЖЕЛОБА



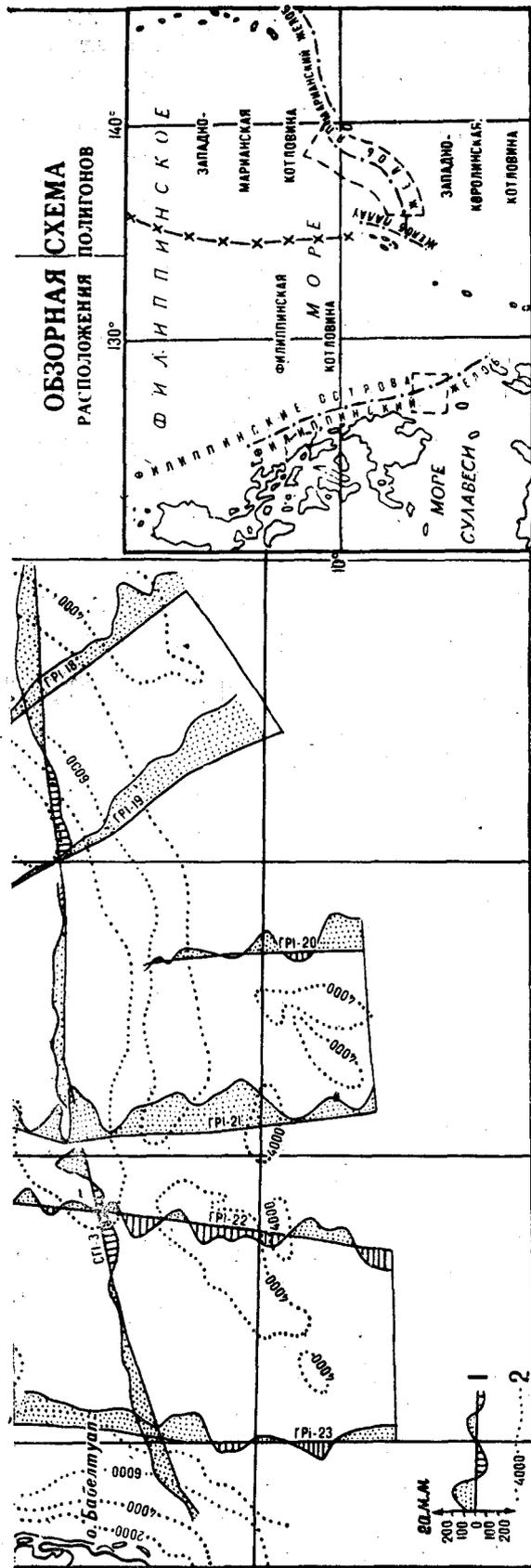


Рис. 3. Карта графиков аномального магнитного поля островной системы Яп.

На врезке — для участка Филиппинского желоба. Условные обозначения: 1 — линии профилей и кривая аномального магнитного поля ( $\Delta T$ ); 2 — изобаты в м.

гравитационного и магнитного полей и по квазиоднородности (в физическом смысле) среды обоих склонов желоба, по данным НСП и КМПВ. Резкие же различия в геологическом строении западного и восточного склонов желоба Яп, выявленные в результате выполненного ранее драгирования, объясняются, на наш взгляд, тем, что океанический склон «бронирован» в значительной степени покровами молодых эффузивов. Думается, что в глубинном строении обоих склонов желоба Яп гораздо больше общего, чем сейчас представляется. Следует иметь в виду, что элементы поперечной зональности района желоба Яп хорошо увязываются с существующими тектоническими элементами этого простирания в смежных районах. К северо-западу — это известная зона Центрального разлома Филиппинской котловины, выделенная еще Г. Хессом [7], который объяснял ее возникновение реакцией земной коры на дуговые изгибы. Бен-Абрахам [8] и Д. Кариг [11] высказали предположение о подобии этой зоны строению рифтовых долин срединных хребтов. Предпочтительным выглядит мнение Ю. М. Пуцаровского и Г. Б. Удинцева [4] о том, что она является поверхностным выражением глубинного разлома сложной кинематики и активного в прошлом. В юго-восточном направлении от желоба вдоль Каролинского вала, практически на простирании Центрального разлома, прослеживается система разломов Сорол, для которой В. Гамильтоном [10] предполагаются левосдвиговые перемещения.

Филиппинский желоб в исследованном районе образован встречными склонами подводной окраины о-ва Минданао и внешним краевым валом. В самых глубоких точках желоб имеет также V-образный профиль, а в остальных местах ширина его днища составляет первые километры. Максимальная измеренная в рейсе абсолютная глубина составляет 9080 м (без гидрологической поправки). Полученный в экспедиции небольшой объем данных НСП, гравиметрических и магнитных наблюдений свидетельствует в пользу того, что Филиппинский желоб в изученной части подобен желобам приконтинентальным [5] типа Японского и Курило-Камчатского.

В последнее время часто сообщается о полных разрезах океанической коры, полученных по данным драгирования в зонах уцелий, связанных с крупными разломами и глубоководными желобами [1 и др.]. На примере желоба Яп видно, что полного разреза современной

земной коры драгированием получить здесь невозможно, так как, по данным сейсмических исследований, наиболее «скоростным» слоем, выходящим под дно моря, является слой, представленный скоростями от 4,4 км/с до 5,2 км/с. Следующая преломляющая глубинная граница, по данным КМПВ, имеет здесь  $V_r = 5,9-6,0$  км/с, установлена на глубинах 2—4 км от

дна моря и ведет себя конформно рельефу дна. Теоретические расчеты возможной глубины залегания с  $V_r = 6,7-6,8$  км/с, по-видимому, отвечающей поверхности 3-го слоя океанической коры, которая описана для близлежащих районов Западно-Каролинской котловины [2], дают величины в 10—12 км.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980.
2. Геофизика океана. Т. 1. М.: Наука, 1979.
3. Красный М. Л., Аносов Г. И., Шевалдин Ю. В. Тихоокеанская экспедиция научно-исследовательского судна «Морской геофизик» и гидрографического судна «Федор Матисен» (1978—1979 гг.).— Океанология, 1980, т. 20, № 3.
4. Пуцаровский Ю. М., Удинцев Г. Б. Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли. ГУГК, 1971.
5. Сергеев К. Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976.
6. Фишер Р. П. Подводные континентальные окраины тихоокеанского типа.— В кн.: Геология конт. окраин. Т. 1. М.: Мир, 1978.
7. Хесс Г. Г. Основные структурные черты северо-за-

- падной части Тихого океана.— В кн.: Островные дуги. М.: ИЛ, 1952.
8. Ben-Avraham Z., Bowin C., Segava T. An extinct spreading centre in the Philippine Sea.— Nature, 1972, 240, N 22, p. 453—455.
8. Bathymetric Atlas of the North Pacific Ocean. Compiled Scripps Inst. Oceanogr. Washington, D. C. Naval Oceanogr. Office, 1973.
10. Hamilton W. Tectonics of the Indonesian region.— Geol. Surv. Prof. Pap., 1979, N 1078.
11. Karig D. E. Basin genesis in the Philippine Sea.— Initial Reports DSDP, 1975, v. 31, p. 857—879.
12. Shiraki K. Metamorphic basement of Yap Island Western Pacific.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, v. 13, N 1, p. 167—174.

СажКНИИ ДВНЦ АН СССР  
Новоалександровск  
ИГиГ ДВНЦ АН СССР  
Хабаровск

Поступила в редакцию  
9 ноября 1981 года



*Е. П. Леликов, Е. П. Терехов*

## ЩЕЛОЧНЫЕ ВУЛКАНИТЫ ДНА ЯПОНСКОГО МОРЯ

Дано описание щелочных вулканогенных пород олигоцен-раннемиоценового возраста — трахилипаритов, трахилипарито-дацитов, игнимбритов, трахиандезитов, туфов смешанного состава, широко развитых в юго-восточной части Японского моря и залегающих в виде покровов на ряде возвышенностей на гетероген-

ном древнем фундаменте. На основании представления о глубинном источнике щелочных магм делается вывод о том, что проникновение щелочных вулканитов происходило по глубинным разломам, с которыми связано блоковое опускание структур Японского моря и начало формирования его впадины.

Вулканогенные породы щелочного типа имеют широкое распространение в южной и юго-восточной части Японского моря, залегая в виде покровов на ряде подводных возвышенностей на глубине от 350 до 2150 м ниже уровня моря (рис. 1). Они установлены в юго-восточной части Восточно-Корейской возвышенности, в центральной части возвышенностей Ямато и Криштофовича, в северной части возвышенности Оки, на возвышенностях Пржевальского и Уллындо, на хр. Оки, банке Хакусан и на склоне желоба Таяма.

Покровы залегают на гетерогенном фундаменте, в строении которого принимают участие докембрийские и палеозой-мезозойские образования.

На возвышенности Криштофовича фундамент сложен роговообманковыми, биотит-амфиболовыми, биотитовыми гнейсами и мигмитами архей-раннепротерозойского возраста [4], которые прорваны биотит-роговообманковыми диоритами, гранодиоритами, биотитовыми и лейкократовыми гранитами нижнемелового возраста (110, 102 млн. лет). На хр. Оки и возвышенностях Ямато и Пржевальского щелочные вулканиты залегают на биотитовых гранитах позднепалеозойского возраста (270 млн. лет) и роговиках кварц-эпидот-биотит-амфиболовых и кварц-микроклин-эпидотовых, а также кварц-биотитовых сланцах и амфиболитах.

В туфах хр. Оки отмечаются обломки пироксен-роговообманковых гнейсов и порфиробластических гранитов, сходных с докембрийскими образованиями возвышенности Криштофовича и Ханкайского массива, наличие которых может свидетельствовать о докембрийском кристаллическом фундаменте этой структуры.

На банке Хакусан толщу вулканитов подсти-

ляют филлиты палеозой-мезозойского возраста (180 млн. лет) и гранитоиды биотит-роговообманкового состава.

На Восточно-Корейской возвышенности и возвышенности Уллындо трахилипариты и туфы залегают на протерозойских гранитах, обломки которых в виде литокласт отмечаются в крупнообломочных туфах этой толщи.

По геологическому положению вышеописанные вулканиты сходны с нижнемиоценовыми вулканитами зоны зеленых туфов Японии, широко развитыми в пределах внутренних поясов северо-восточной и юго-западной Японии [6]. Древний фундамент здесь также сложен породами различного возраста и подвергся блоковым движениям и эрозии до начала формирования вулканитов, которые залегают непосредственно на метаморфическом комплексе Хида (о-ва Оки, район Хокурики), комплексе Сангун, меловых гранитах или на образованиях верхнепалеозойской группы Тэтори.

Несмотря на значительную разобщенность выходов вулканитов в Японское море, они имеют близкий петрографический и химический состав на различных участках морского дна, изученного очень неравномерно. На большинстве полигонов эти породы подняты на двух — семи станциях драгирования, и лишь на хр. Оки они установлены более чем на 25 станциях. Среди них преобладают туфы и игнимбриды трахидацитового и трахилипаритового состава, а более основные породы (андезиты, андезиты-дациты и их туфы) встречаются в подчиненном количестве.

Наиболее широким распространением щелочные вулканиты пользуются на хр. Оки (полигон 25), расположенном в 90 км к северо-востоку от одноименных островов. Они подвпя-

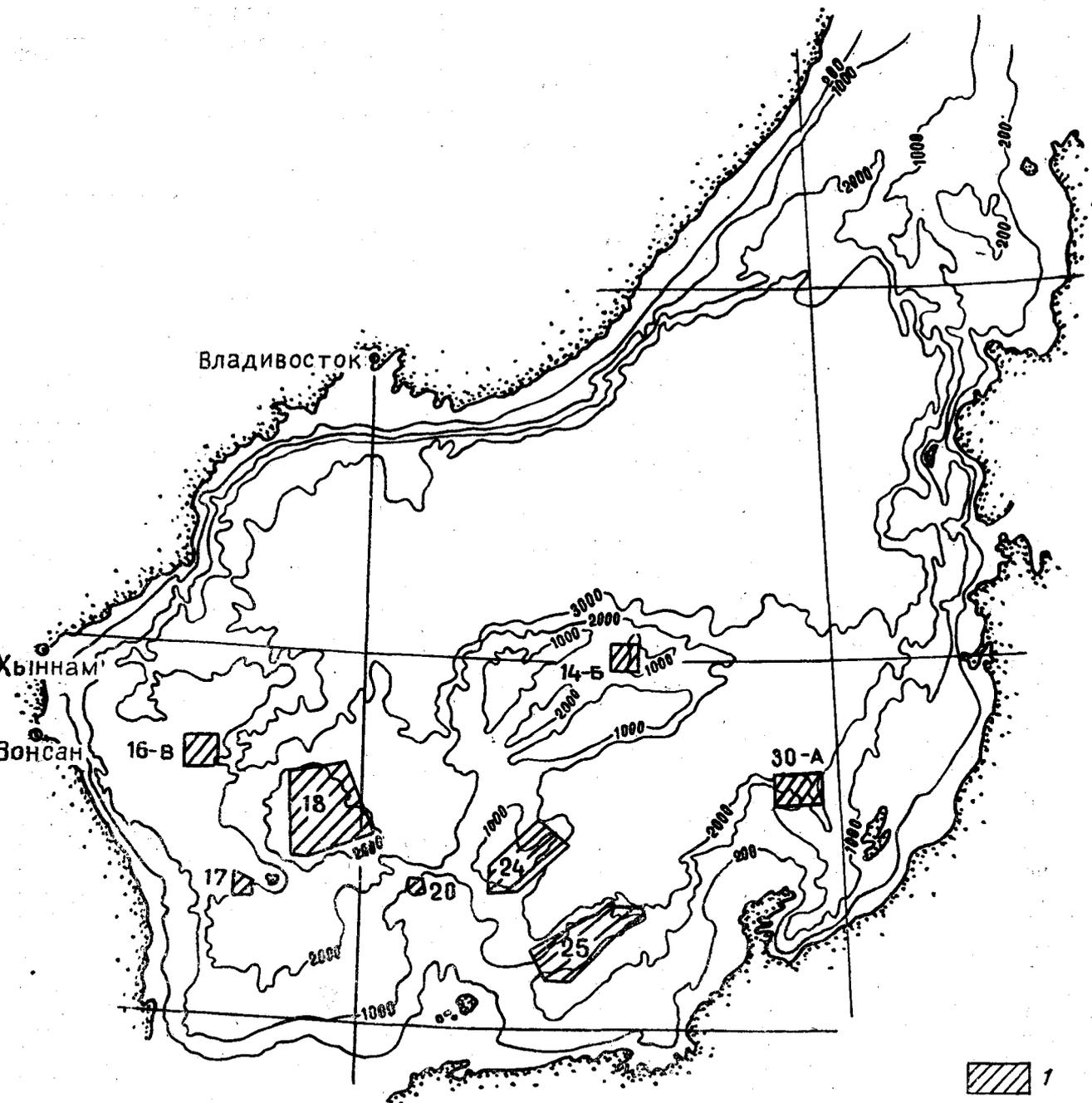


Рис. 1. Схема расположения площадей исследования.  
1 — полигон и его номер.

ты на многочисленных станциях драгирования в пределах всего исследованного участка хребта длиной до 65 км и отнесены к двум толщам, нижняя из которых сложена вулканитами преимущественно липаритового состава, а верхняя — андезито-дацитового состава (рис. 2).

Породы нижней толщи установлены на склонах отдельных уступов и останцов, развитых на поверхности плато в интервале глубин 350—550 м, а в его северной части эти породы

были подняты со склона с глубины 1100 м. Они представлены игнимбритами, среди которых выделяются липарит-трахитовые, трахилипарито-дацитовые и трахилипаритовые разности. Игнимбриты сложены обломками кислого стекла с псевдофлюидальной текстурой и игнимбритовой структурой и обломками кристаллов калишпата (до 1,2 мм), кварца (до 2,4 мм), плагиоклаза (до 0,5 мм). Характерны наличие сферолитовых структур и перекристаллизация

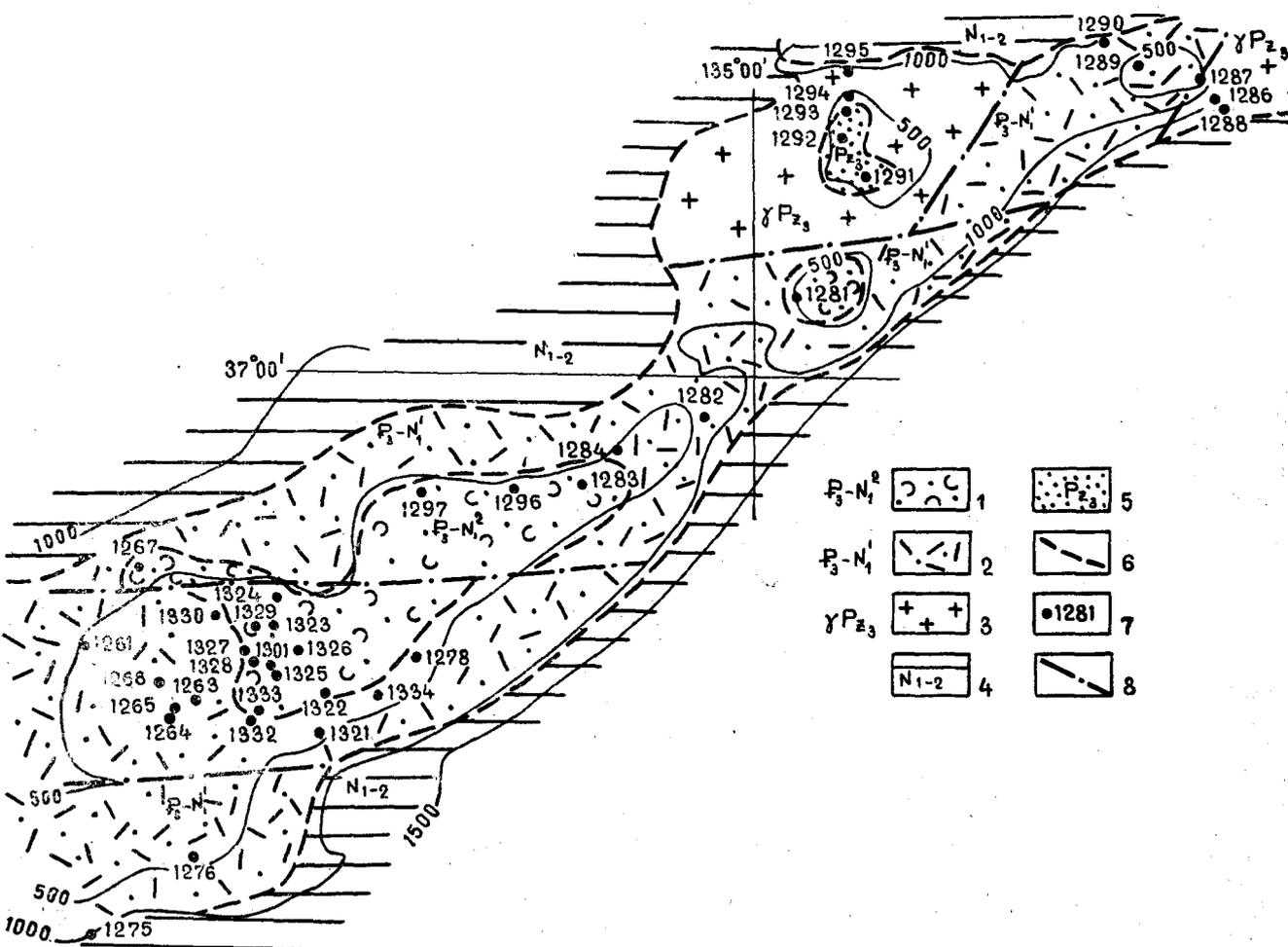


Рис. 2. Схематическая геологическая карта хр. Оки (полигон 25):

1 — вулканы андезит-дацитового состава верхней толщи; 2 — игнимбриты липаритового состава нижней толщи; 3 — граниты; 4 — неогеновые отложения; 5 — роговоики; 6 — геологические границы; 7 — станция драгирования и ее номер; 8 — предполагаемые разрывные нарушения.

стекловатой массы с образованием участков кварц-полевошпатового состава с микрогранобластовой структурой вокруг кристаллов кварца. Отмечаются единичные кристаллы биотита и обломки пород, представленные перекристаллизованными эффузивами неясного состава, микроклиновыми гранитами и биотитовыми плагиогнейсами, представляющими собой образования кристаллического фундамента, вынесенные на поверхность в процессе излияния лав.

Верхняя толща, развитая в центральной и южной частях плато, слагает поле длиной до 32 и шириной до 12 км, вытянутое в северо-восточном направлении. Образования этой толщи установлены на поверхности хребта в его центральной части на глубине 270—400 м, а на северо-востоке в интервале глубин 450—550 м. В составе верхней толщи выделяются андезито-дацитовые игнимбриты, крупнообломочные и псаммитовые туфы смешанного состава и мелкообломочные пещловые туфы.

Игнимбриты сложены обломками стекла различной степени спекания, в небольшом количестве в них наблюдаются обломки плагиоклаза (до 2 мм), пироксенов (0,1—0,8 мм), роговой обманки (0,2—1,4 мм) и эффузивов среднего состава с гиалопилитовой и микролитовой структурой.

Крупнообломочные и псаммитовые туфы смешанного состава состоят из обломков пород (пироксеновых андезитов, плагиоандезитов и их туфов и липаритов) и кристаллов (плагиоклаза, кварца, калишпата и пироксена), сцементированных криптокристаллическим агрегатом с реликтами обломков стекла. Преобладание обломков андезитов в породе позволяет отнести их к туфам среднего состава.

Мелкообломочные витрокластические пещловые туфы состоят из обломков стекла (размером 0,05—0,1 мм) и редких обломков плагиоклазов алевритовой размерности, сцементированных стекловатой массой.

К северу от хр. Оки на возвышенности Пржевальского (полигон 24) развит вулканогенный комплекс, сходный с вулканами хр. Оки, но подразделить его на две толщи из-за небольшого количества станций драгирования не представляется возможным. В его сложении принимают участие туфы смешанного состава, туфы трахидацита, игнимбриты (липарит-трахитовые, трахилипаритовые и измененные трахилипарит-дацитовые), а также фельзит-порфиры.

Туфы смешанного состава состоят из обломков пироксеновых андезитов (60—70%), оплавленных зерен андезина (40—50% Ан) и кристаллов пироксена. Цементирующая масса представлена измененным стеклом. По размеру обломков (0,1—2 мм) это псаммитовые, а по составу — литокристаллокластические туфы.

Фельзит-порфиры — порфировые породы с сферолитовой, участками микрогранофировой основной массой, с порфировыми выделениями (до 15%) таблитчатых зерен кислого плагиоклаза (12—15% Ан) и калиевого полевого шпата, заключенными в кварц-полевошпатовом агрегате.

На северном склоне возвышенности Оки (полигон 20), в 120 км к северу от одноименных островов, установлены выходы туфов липаритового состава, перекрытых среднемиоценовыми отложениями. Это спекшиеся литокристаллокластические псефо-псаммитовые туфы и туфолавы с флюидалной текстурой. Литокласты (15—20%) представлены аргиллитами, кварцитами, липаритовыми и андезитовыми порфиридами, а среди кристаллокластов (до 50%) преобладают зерна кварца, альбит-олигоклаза, калиевого полевого шпата и биотита. Флюидалная сферолитовая основная масса их имеет стекловато-пепловый состав.

В центральной части возвышенности Ямато (полигон 14-В) с поверхности отдельно расположенной округлой возвышенности подняты витрокристаллокластические туфы андезитового состава, литокласты в которых сложены обломками андезитов, кристаллокласты — зернами плагиоклаза и пироксена, а основная масса — спекшимся или раскристаллизованным стеклом. Кроме того, здесь же распространены псефо-псаммитовые литокристаллокластические туфы и игнимбриты, аналогичные туфам смешанного состава и игнимбритам хр. Оки.

В пределах банки Хакусан и юго-западного борта трога Таяма (полигон 30-А) развиты андезито-дацитовые порфириды, липаритовые порфиры и липарито-трахитовые и трахилипаритовые туфы.

Андезито-дацитовые слабо флюидалные порфириды сложены тонкокристаллической, участками стекловатой, основной массой с порфировыми выделениями полевого шпата.

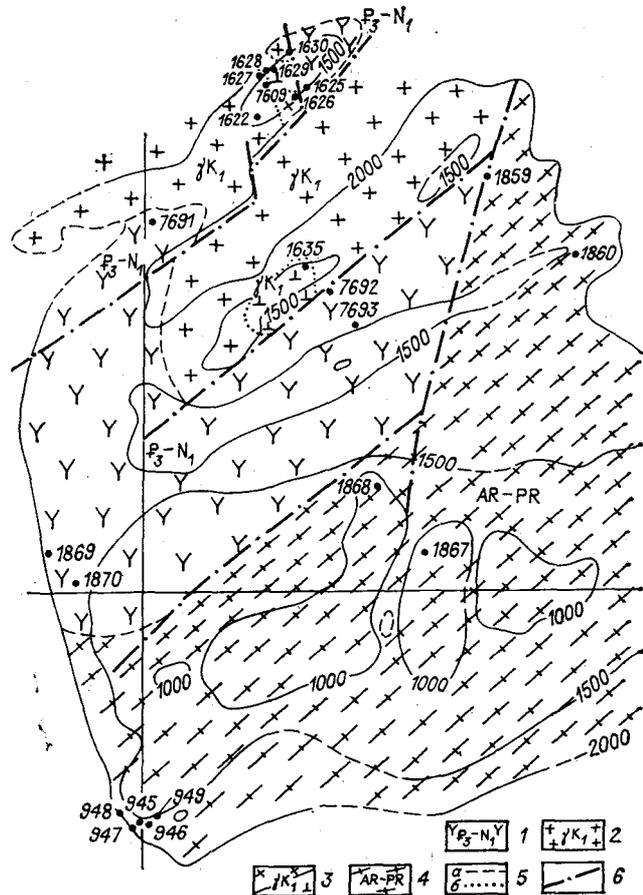


Рис. 3. Схематическая геологическая карта возвышенности Криштофовича (полигон 18).

1 — палеоген-неогеновые вулканы; 2—3 — нижнемеловые гранитоиды; 2 — граниты, 3а — гранодиориты, 3б — диориты; 4 — архей-раннепротерозойские гнейсы; 5 — геологические границы; а — между разновозрастными образованиями, б — между фаціальными разновидностями; 6 — предполагаемые разрывные нарушения.

Липаритовые порфиры имеют волнокристаллическую зернистую основную массу (до 30%) и содержат порфировые выделения полевых шпатов (до 40%) и зерна кварца (до 30%).

Псефо-псаммитовые туфы — флюидалные породы с кристалловитрокластической основной массой, литокласты которых представлены обломками липаритов, кремнистых алевролитов, а кристаллокласты — зернами полевого шпата.

На возвышенности Криштофовича (полигон 18, рис. 3) наряду с андезито-дацитами, аналогичными описанному на других возвышенностях, развиты кристалловитрокластические туфы трахилипарита, кристаллокласты которых представлены кварцем, калишпатовым и плагиоклазом различной размерности — от 0,02 до 0,8 мм, причем мелкие обломки имеют остроугольную форму, а края более крупных зерен оплавлены. В них обычно присутствуют обломки стекла с игнимбритовой структурой. Основную массу составляет стекло с реликтовой

Таблица 1

## Результаты радиоизотопного определения возраста вулканитов

№ п/п	№ проб	К, %	Содержание радио-генного аргона в нг/г	Ar/K × 10 <sup>-3</sup> , г/г	Возраст, млн. лет
1	1263-а	4,08	7,4	1,52	27,5±1,5
2	1288-1 <sup>В</sup>	4,75	5,1	0,9	16,5±1,0
3	1432-6	1,20	1,53	1,52	27,5±1,5
4	1434-4	2,00	3,25	1,36	24,5±1,5
5	1649	1,93	3,48	1,51	27,5±1,5
6	1656-1	3,09	4,2	1,14	20±1,5
7	1605	5,26	5,81	0,93	17±1,0

Примечание: 1263-а, 1288-1<sup>В</sup> — игнимбриды липарит-трахитовые; 1432-6, 1434-4, 1649 — туфы андезито-дацитов; 1656-1 — туф смешанного состава; 1605 — трахилипарит.

Анализы проб выполнены в лаборатории треста «Киевгеология» Котлярским П. М.

псевдофлюидальной структурой. Здесь же наблюдаются трахилипариты с порфировой структурой, обусловленной развитием выделений полевого шпата, роговой обманки и биотита в стекловатой или микрокристаллической основной массе.

На возвышенности Уллындо (полигон 17), расположенной в 25 км к западу от одноименного острова, развиты туфы андезито-дацита и трахилипарита. Среди них преобладают породы с литокристаллокластической структурой и обломками пород (30—35%), представленных андезитами, плагиогранитами, фельзитами, туфами липаритов и кварцем, заключенных в связующей массе с микросферолитовой, пепловой и кристаллокластической псаммитовой структурой. Основная масса сложена лейстами плагиоклаза, зернами эпидота, амфибола и рудного минерала, сцементированных стеклом.

В меньшем количестве встречены кристаллокластические туфы с выделениями олигоклаза, калишпата, роговой обманки, эпидота и рудного минерала, заключенных в стекловатой массе, с игнимбритовой и микрофельзитовой структурой.

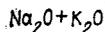
На юго-восточном склоне Восточно-Корейской возвышенности (полигон 16-В) подняты

Таблица 2

## Результаты радиоизотопного определения возраста вулканитов

№ пробы	К, %	K <sup>40</sup> , г/г × 10 <sup>7</sup>	Ar <sup>40</sup> , г/г × 10 <sup>7</sup>	Ar <sup>40</sup> /K <sup>40</sup>	Возраст, млн. лет
1869-16	5,13	62,586	0,0848	0,001354	23,4
1221-2	3,32	40,50	0,005628	0,00139	24,0

Примечание. 1869-16 — туф трахидацита; 1221-2 игнимбриит трахилипаритовый. Пробы проанализированы в лаборатории Приморгеология Грачевой А. А.



05

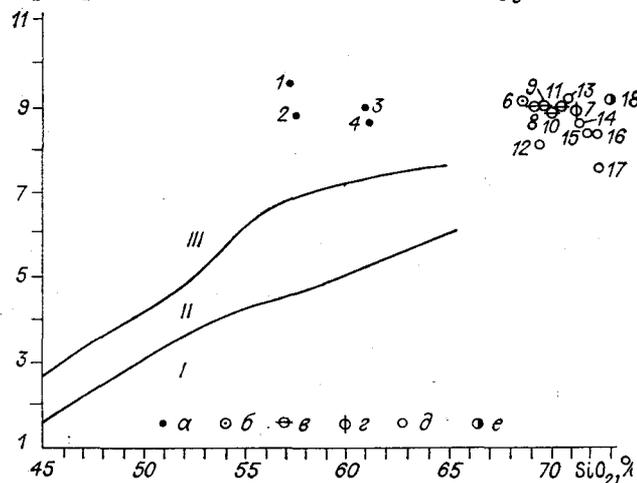


Рис. 4. Соотношение щелочей и кремнезема в вулканитах (диаграмма Куно [3]).

I — поле толеитовых серий; II — поле известково-щелочных серий; III — поле щелочных серий; а — туфы трахиандезитового и смешанного состава; б — туфы трахидацитов; в — игнимбриды и туфы липарито-трахитовые; г — трахилипарито-дацит; д — игнимбриды трахилипаритовые; е — трахилипарит. Номера точек соответствуют порядковым номерам табл. 2.

тонкофлюидальные трахилипариты, состоящие из чередования полосок мощностью до 0,1 мм, сложенных агрегатом, в котором преобладают мелкие лейсты плагиоклаза и полос, состоящих из основной массы буроватого цвета без порфировых выделений. Структура породы микропорфировая с микрофельзитовой основной массой, с порфировыми выделениями (до 10%) альбит-олигоклаза размером до 0,5—1,0 мм.

Время формирования вулканитов на основании радиоизотопного анализа (калий-аргоновый метод) определяется как поздний палеоген — ранний миоцен (24—27,5 млн. лет, табл. 1, 2).

Вулканиты характеризуются повышенной концентрацией щелочей (табл. 3), суммарное содержание которых составляет 8,0—11,5%, причем всем типам пород, за исключением двух образцов трахилипаритовых игнимбритов, свойственно преобладание калия над натрием. На диаграмме, отражающей соотношение щелочей и кремнезема (диаграмма Х. Куно, 1970), описываемые вулканиты относятся к породам щелочной серии, причем суммарное содержание щелочей остается постоянным для разновидностей среднего состава и липаритов (рис. 4).

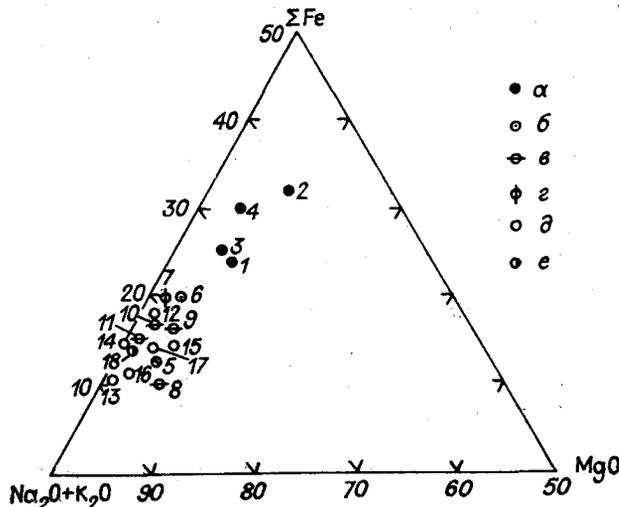
Всем типам пород свойственно низкое содержание магния и кальция, а также закономерное снижение кальция и суммарного железа в направлении от средних разностей к кислым. На диаграмме  $\Sigma\text{Fe} - \text{Na} + \text{K} - \text{Mg}$  точки, соответствующие этим породам, располагаются в щелочной области и вариационная кривая их проходит почти параллельно линии  $\Sigma\text{Fe} - \text{Na} + \text{K}$

## Химический состав пород (% массы)

Номер образца

Компонент	Номер образца																	
	1656	1659	1289-3 <sup>а</sup>	1289-3 <sup>б</sup>	939	1257-2 <sup>б</sup>	1256-1 <sup>в</sup>	1608	1643-1	1643-3	1261-7	1255-2	1643	1286-4 <sup>е</sup>	939-2	1222	1221-2	1605
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO <sub>2</sub>	57,35	57,55	61,04	61,14	67,84	68,74	70,15	69,40	70,46	69,96	69,20	69,27	71,32	71,64	71,92	72,46	72,64	73,14
TiO <sub>2</sub>	0,92	0,94	0,46	0,43	0,18	0,26	0,42	0,28	0,14	0,13	0,12	0,20	0,13	0,31	0,28	0,26	0,19	0,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,73	16,83	12,26	11,50	14,92	13,46	12,80	14,18	12,62	13,07	12,67	12,87	13,73	12,42	13,53	13,91	13,26	13,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,53	8,36	5,78	6,86	2,21	1,89	3,15	1,64	2,84	2,41	1,14	2,32	1,78	1,60	2,37	1,24	1,72	1,17
FeO	1,04	1,19	0,85	1,12	1,47	2,84	1,63	0,77	1,19	1,31	2,45	1,11	0,82	1,44	0,39	1,01	1,08	1,67
MnO	0,22	0,24	0,13	0,11	0,07	0,09	0,07	0,05	0,07	0,06	0,09	0,01	0,05	0,07	0,30	0,05	0,05	0,05
MgO	1,05	1,24	0,63	0,53	0,55	0,33	0,26	0,79	0,43	0,21	0,01	0,24	0,03	—	0,50	0,20	0,30	0,03
CaO	4,39	3,36	1,91	1,91	0,42	0,53	1,03	0,85	0,88	0,79	0,70	2,40	0,88	1,51	1,68	1,13	0,99	0,44
Na <sub>2</sub> O	4,00	3,75	3,90	3,80	5,00	4,00	4,26	3,95	4,16	4,17	4,33	3,48	4,83	4,44	3,62	3,87	3,50	3,50
K <sub>2</sub> O	5,54	5,07	5,12	4,82	6,50	5,13	4,64	6,00	4,80	4,44	5,00	4,64	4,56	4,21	4,00	4,50	4,10	5,57
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	0,13	0,13	0,04	0,06	0,17	0,08	—	0,05	0,03	0,94	0,17	0,10	0,26	0,04	0,04	0,04
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	2,80	2,64	—	—	0,32	—	—	—	—	0,39	—	0,36	—	—	—	—
П. п. п.	1,11	1,34	4,42	4,58	1,46	2,30	0,90	1,92	2,60	3,06	3,59	1,66	1,66	1,00	1,32	1,41	1,46	0,58
Сумма	99,88	99,87	99,42	99,57	100,66	99,63	99,77	99,91	100,19	99,67	99,63	99,53	99,96	99,10	100,17	100,08	99,41	99,55
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	—	—	—	—	2,22	—	0,96	—	2,98	3,10	—	1,26	—	—	—	—	—

Примечание: обр. 1656, 1659, 1289-3<sup>а</sup>, 1289-3<sup>б</sup> — туфы трахиандезитового и смешанного состава; 939, 1257-2<sup>б</sup> — туф трахидациита; 1256-1<sup>в</sup> — трахилипарит-дацит; 1608, 1643-1, 1643-3, 1261-7 — игнимбриты и туфы липарито-трахитовые; 1255-2, 1643, 1286-4<sup>е</sup>, 939-2, 1222, 1221-2 — игнимбриты трахилипаритовые; 1605 — трахилипарит; 1656, 1659 — полигон 14-Б; 1289-3<sup>а</sup>, 1289-3<sup>б</sup>, 1267-1, 1286-4<sup>е</sup> — полигон 25; 939, 939-2 — полигон-17; 1257-2<sup>б</sup>, 1256-1<sup>в</sup>, 1255-2 — полигон 24; 1608, 1605 — полигон 16-В; 1643-1, 1643-3, 1643 — полигон 30-А; 1222, 1221-2 — полигон. 20.



- а
- б
- ⊖ в
- φ г
- д
- е

Рис. 5. Петрохимическая диаграмма вулканитов. Условные обозначения аналогичны рис. 4.

с незначительным отклонением в магнезиальную область туфов трахиандезитового состава (рис. 5). Широкое развитие игнимбритов в составе вышеописанных толщ указывает на возможность их формирования в аэральном источнике щелочных магм, которые характерны для консолидированных орогенических зон [2], может свидетельствовать о наличии в позднем палеогене на всей акватории Японского моря или в его юго-западной части зрелой коры континентального типа. Подъем магматических

расплавов и блоков опускание структур этого участка по глубинным разломам привели к сокращению мощности земной коры прежде всего за счет уменьшения мощности гранитного слоя до 6,5—3 км [1]. Возможно, это происходило путем переплавления пород докембрийского и палеозойского фундамента с селективным усвоением расплавами их компонентов, что могло служить дополнительным источником щелочности (калиевости) этих магм.

Формирование щелочных вулканогенных толщ является своеобразным рубежом в геологической истории Японского моря, завершающим «континентальную» историю развития Японского моря, структура которого в домиоценовое время развивалась как единое целое со структурами окружающей суши. Эти вулканиты представляют собой аэральные образования, приуроченные к глубинным разломам, по которым происходило излияние щелочной магмы глубинных очагов, а также опускание блоков земной коры и начало формирования впадины Японского моря. Собственно морская его история начинается со среднего миоцена, с накопления толщ с морской фауной [5], в основании которых залегает базальный горизонт валуников, образованный в прибрежно-морских условиях. Его современное положение на глубинах 1700—2200 м ниже уровня моря свидетельствует о значительном опускании япономорских структур в послемiocеновое время.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Васильковский Н. П. и др. Основные черты геологического строения дна Японского моря. М.: Наука, 1978.
2. Коржинский Д. С. Зависимость содержаний редких элементов в магматических породах от их щелочности.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 4.
3. Куню Х. Латеральная вариация базальтовой магмы вквест окраин континентов и островных дуг.— В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970.
4. Леликов Е. П., Пирогова Л. Г. Петрохимические и геохимические особенности пород гнейсомигматитового комплекса юго-западной части Японского моря.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 5.
5. Леликов Е. П. и др. Геологическое строение подводного хребта Оки и возвышенности Пржевальского.— В кн.: Новые данные по геологии Дальневосточных морей. Владивосток, 1979.
6. Геологическое развитие Японских островов/Мина-то М., Гораи М., Фукахаси М. М.: Мир, 1968.

*Р. У. Иващенко, Э. Н. Казакова,  
В. Б. Сергеева, М. И. Стрельцов*

## О СОЧЛЕНЕНИИ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ И АЛЕУТСКО-АЛЯСКИНСКОЙ ОСТРОВНЫХ ДУГ В СВЯЗИ С ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИМИ РЕКОНСТРУКЦИЯМИ

Одна из наиболее примечательных особенностей района сочленения Курило-Камчатской и Алеутско-Аляскинской островных дуг, которые заложилась одновременно (в олигоцене), — отсутствие четвертичного вулканизма на примерно тысячекилометровой отрезке западного фланга Алеутско-Аляскинской островной дуги. Вместе с тем для этого же фланга дуги нами установлена олигоцен-четвертичная миграция процессов вулканизма вдоль дуги в восточном направлении со скоростью  $\sim 3-10$  см/год.

Данные о месте и времени формирования островодужных вулканических ассоциаций — геологических индикаторов границ поглощения плит [2] — представляют интерес для решения задач, связанных с палеогеодинамическими реконструкциями. Северо-западная часть Тихого океана, где Курило-Камчатская и Алеутско-Аляскинская островные дуги сочленяются практически под прямым углом, — по-видимому, один из наиболее благоприятных объектов для подобного рода исследований.

Широко распространено представление о разновозрастности островных дуг этого района, но постепенно накапливающиеся данные о времени образования островодужных вулканических ассоциаций позволяют усомниться в его справедливости. В последнее десятилетие выполнены многочисленные определения абсолютного возраста наиболее древних островодужных комплексов Алеутско-Аляскинского региона [4, 8, 9, 10, 11, 16 и др.]. Магматическая

В рамках ряда современных геодинамических концепций происхождение наиболее ранних магматических серий Алеутско-Аляскинской островной дуги связывается с субдукцией гипотетической плиты Кула. Исчезновение этой плиты, а также сопутствующей ей зоны спрединга должно было сопровождаться явлениями миграции вулканизма вдоль западного фланга дуги, однако теоретически ожидаемое направление миграции (западное) совершенно противоположно имеющему место.

составляющая этих комплексов, отвечающая по составу базальт-риолитовой и габбро-плагиогранитной магматическим ассоциациям, повсеместно характеризуется олигоцен-раннемиоценовым возрастом. Лишь единственное определение абсолютного возраста пиллоу-базальта с о. Улак [11] соответствует позднему эоцену ( $42,3 \pm 4,6$  млн. лет). Учитывая, однако, точность этого определения, а также точность, с которой оценивается граница между эоценом и олигоценом ( $37 \pm 2$  млн. лет), можно допустить, что и в данном случае анализировался олигоценный лавовый поток.

Ряд исследователей полагают, что радиологические определения ранних магматических серий Алеутской островной гряды отражают не время образования исходных для этих серий пород, а возраст их метаморфизма [11]. По нашим данным, в составе базальт-риолитовой магматической ассоциации Командорских островов, положение которой в основании кай-

*Рис. 1. Схема сопоставления геологических разрезов о-вов Ближних и Командорских и п-ова Камчатского Мыса, а также разрезов глубоководных скважин «Глоумар Челленджера» (составлена с использованием данных [4, 8, 9, 10, 12, 17 и др.]).*

На литологических колонках арабскими цифрами даны мощности в метрах, а римскими цифрами обозначены: I — смалгинская и пикжекая, II — тарховская, III — верещагинская, IV — рифовская, V — баклановская, VI — оленийская, VII — высокогорская, VIII — ольховская, IX — лахтакская свиты (п-ов Камчатского Мыса); I — медновский, II — командорский, III — прибрежный, IV — диковский, V — беринговский (о. Беринга) и водопадский (о. Медный) литолого-петрографические комплексы (Командорские острова); I — породы фундамента, II — формация Невидисков (о. Атту) и Круглая (о. Агатту), III — формация Чуниксак, IV — формации Фането и Массакра Бей (Ближние острова).

1 — вулканогенные образования базальтового состава; 2 — вулканогенные образования андезитового состава; 3 — риолитовые вулканогенные образования; 4 — верхнемеловые вулканогенные и осадочные образования п-ова Камчатского Мыса; 5 — конгломераты, гравелиты, грубозернистые песчаники; 6 — грубообломочные породы в разрезах глубоководных скважин; 7 — флипоидные тонкообломочные породы; 8 — аргиллиты, алевролиты и тонкозернистые песчаники; 9 — туфоидиатомиты; 10 — известняки; 11 — согласные взаимоотношения между свитами, комплексами и формациями; 12 — перерывы в осадконакоплении; 13 — корреляция островодужных разрезов (а — достоверная и б — предполагаемая); 14 — корреляция островодужных разрезов с разрезами глубоководных скважин; 15—19 — данные о возрасте пород; 15 — макрофаунистические; 16 — микрофаунистические; 17 — флористические; 18 — радиометрические; 19 — определенные по положению пород в разрезе (в глубоководных скважинах — по микрофаунистическим остаткам); 20 — местоположение и номер глубоководных скважин; 21 — осевые линии глубоководных желобов; 22 — граница Беринговоморских глубоководных котловин.





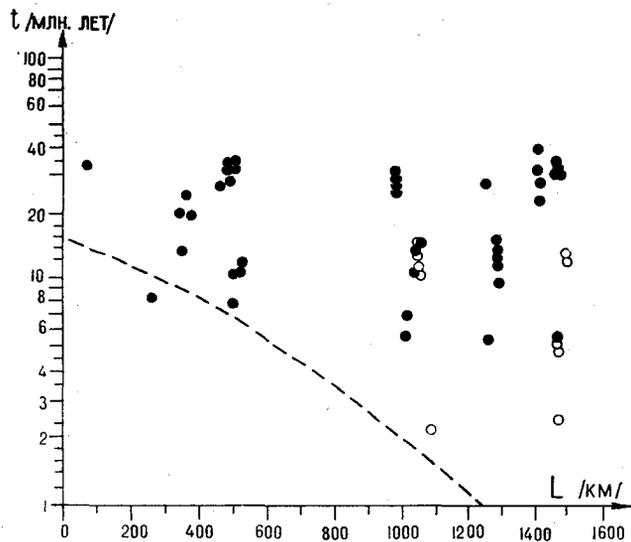


Рис. 2. Зависимость возраст ( $t$ , млн. лет) — расстояние ( $L$ , км) для магматических образований западного фланга Алеутско-Аляскинской островной дуги (использованы данные [1, 8, 9, 10, 11, 16 и др.]).

Абсолютный возраст по радиометрическим данным (К—Аг метод): черные кружки — валовая проба породы, светлые — мономинеральная проба.

нозойского островодужного разреза устанавливается со всей определенностью, присутствуют в различной степени измененные породы — от базальтов до спилитов и от риолитов до кварцевых кератофиров [3]. Радиологические же исследования, вне зависимости от степени изменения этих пород, свидетельствуют об олигоценовом, и не древнее, возрасте базальт-риолитовой ассоциации.

Вещественные и возрастные аналоги базальт-риолитовой ассоциации Алеутско-Аляскинской островной дуги сначала в Японии, а затем и в Курило-Камчатском регионе стали именоваться комплексом (формацией) «зеленых туфов». Повсеместно «зеленотуфовые» образования слагают основание вулканогенно-осадочного разреза островных дуг, и именно с момента их образования начинается островодужный этап развития северо-западной части Тихоокеанского сегмента Земли. Для Курило-Камчатской островной дуги уже давно, на основании косвенных данных, предполагался олигоценовый возраст, по крайней мере части «зеленотуфового» комплекса [6], а в последние годы появились данные об олигоценовом возрасте образований риолитового состава, широко распространенных в формации Мондзен-айкава — самой нижней стратиграфической единице «зеленых туфов» Японии [4]. Напрашивающийся из вышеизложенного вывод об одновременном (в олигоцене) образовании островодужных вулканогенных ассоциаций в северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса, по-видимому, не оригинален. Например, в работе Л. П. Зоненшайна и Л. А. Савостиной [2] уже содержится упоминание о том, что

Алеутская дуга оформилась в олигоцене, а заложение Курило-Камчатской, Японской, Идзу-Бонинской и Марианской дуг относится к концу олигоцене, т. е., по сути дела, высказывается идея о близко одновременном начале формирования по северо-западной окраине Тихого океана современных островных дуг.

Одна из наиболее примечательных особенностей рассматриваемого сочленения двух дуг — отсутствие четвертичного вулканизма на примерно тысячекилометровом отрезке, отвечающем западному флангу Алеутско-Аляскинской островной дуги. Вместе с тем анализ более древних островодужных ассоциаций позволяет установить, что прекращение вулканической деятельности в различных частях этого отрезка происходило в разное время.

Из сопоставления геологических разрезов (рис. 1) следует, что последние проявления вулканизма на п-ове Камчатского Мыса датируются олигоценом, на Командорских островах — миоценом — плиоценом, на Ближних островах — плиоценом и, наконец, несколько далее к востоку, в Алеутско-Аляскинской дуге, располагается о. Булдырь с одноименным действующим вулканом. Можно, таким образом, говорить о постепенном отмирании процессов вулканизма в дуге в направлении с запада на восток.

К аналогичному заключению можно прийти также и при рассмотрении графика (рис. 2), где по оси абсцисс отложено расстояние от западного окончания дуги к ее центру (за ноль отсчета взят район депрессии озер Столбового и Нерпичьего, где предполагается [5] торцовое сочленение Алеутско-Аляскинской дуги со структурами Камчатки), а по оси ординат — абсолютный возраст магматических образований соответствующих участков дуги. Рой точек, отражающих максимальные, как правило олигоценовые, значения возраста, располагается на графике субпараллельно оси абсцисс, что, по-видимому, свидетельствует об одновременности начала формирования наиболее ранних магматических серий в различных частях дуги. Минимальные же значения возраста могут быть ограничены снизу кривой, отражающей постепенное омоложение возраста последних проявлений магматизма в Алеутско-Аляскинской островной дуге в восточном направлении.

Происхождение наиболее ранних магматических серий Алеутско-Аляскинской островной дуги многие исследователи связывают с субдукцией гипотетической плиты, получившей [13] наименование «Кула» (рис. 3). Отсутствие же четвертичного вулканизма на западном фланге этой дуги находило с позиций новой глобальной тектоники достаточно стройное и простое объяснение (субпараллельность простираения западного фланга дуги вектору движе-

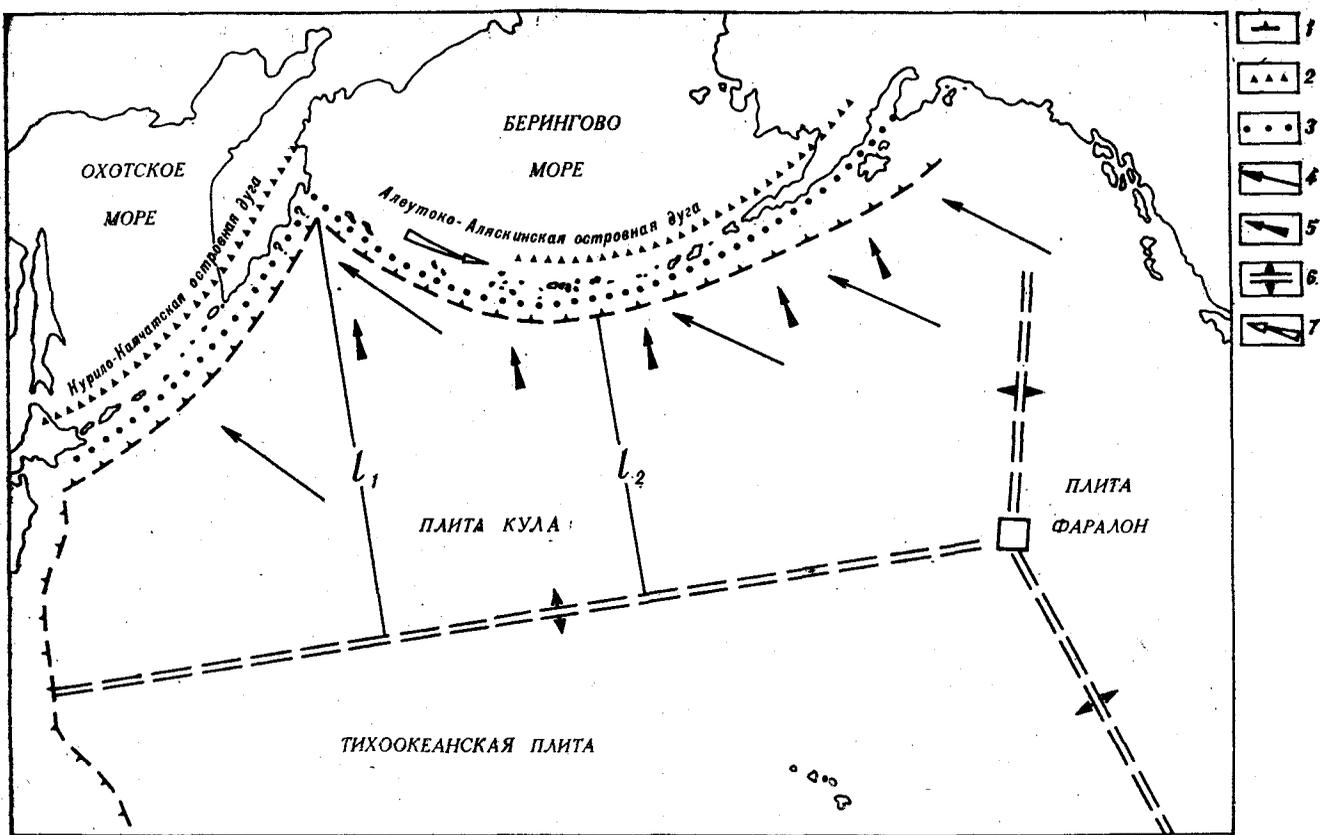


Рис. 3. Древний и современный островодужный вулканизм в Курило-Камчатской и Алеутско-Аляскинской островных дугах.

1 — глубоководные желоба; 2—3 — проявления вулканизма в островных дугах: 2 — современного, 3 — древнего (ранние магматические серии); 4—6 — схематизированные представления [13 и др.] о геодинамике и палеогеодинамике северо-западной части Тихого океана; 4 — направление движения Тихоокеанской литосферной плиты в настоящее время; 5 — направление движения плиты Кула в момент формирования наиболее ранних магматических серий Курило-Камчатской и Алеутско-Аляскинской островных дуг; 6 — зоны палеоспрединга, из которых хр. Кула ныне полностью субдуцирован; 7 — направление миграции процессов вулканизма на западном фланге Алеутско-Аляскинской островной дуги.

ния Тихоокеанской плиты и, как следствие, — отсутствие субдукции плиты, а соответственно, и вулканизма) и до сих пор не вступало в противоречия с известными по региону геологическими данными. Считалось, что с «плитной» моделью не согласуются данные о позднемиоцен-плиоценовом вулканизме Командорских островов [9], но согласно многочисленным публикациям, в которых идеи «тектоники плит» развивались в приложении к Алеутско-Аляскинскому региону, одновременное прекращение вулканической деятельности в дуге, вообще говоря, и не предполагалось.

Время начала субдукции хр. Кула (зоны активного спрединга), приведшей к ослаблению или даже полному прекращению вулканической деятельности на Алеутских островах, устанавливается неоднозначно и существуют представления об олигоцене [11], эоцене [16] и палеоцене [14] возрасте этого события. Ясно однако, что вне зависимости от этих представлений субдукция хребта под островную дугу не могла быть повсюду одновременной в

силу кривизны последней. Различие в расстояниях между хр. Кула и центром ( $l_2$ ), а также фланговыми участками ( $l_1$ ) островной дуги (рис. 3) могло составлять  $\sim 10^8$  см, что при скоростях движения океанических литосферных плит  $\sim 1-10$  см/год позволяет оценить отрезок времени между началом субдукции хр. Кула и его полным исчезновением на фланговых участках дуги величиной  $\sim 10^7-10^8$  лет. Д. Гроу и Т. Этвотер [13], например, полагают, что между этими событиями прошло не менее 10 млн. лет.

Следовательно, несубдуцированные отрезки хр. Кула, продолжавшие оставаться активными зонами спрединга, могли еще длительное время после начала субдукции быть причиной вулканизма на фланговых участках Алеутско-Аляскинской островной дуги. Для западного же фланга этой дуги, где на смену «куловскому» направлению движения океанической литосферной плиты приходили касательные к дуге движения Тихоокеанской плиты, субдукция активной зоны спрединга (хр. Кула) должна бы-

ла бы сопровождаться постепенным отмиранием процессов вулканизма в направлении с востока на запад.

Выше было показано, что миграция вулканизма в олигоцен-четвертичное время вдоль западного фланга Алеутско-Аляскинской островной дуги действительно имела место, но направление этой миграции было прямо противоположным теоретически ожидаемому. Следует, однако, отметить, что данные о конфигурации западной части палеохребта Кула практически отсутствуют и в геологическом прошлом этот отрезок хребта, как предполагают Д. Гроу и Т. Этвотер [13], мог быть не прямолинейным, характеризоваться иными простираниями, сопровождаться зонами разломов и разветвляться.

Установленная нами олигоцен-четвертичная миграция вулканизма могла бы быть следствием субдукции хр. Кула, имевшего на западе север-северо-западное простирание, но в рамках этой модели трудно объяснить одновременность образования наиболее ранних магматических ассоциаций исследуемых островных дуг, а также отсутствие явлений миграции вулканизма в Курило-Камчатской дуге.

Обе рассмотренные модели, впрочем, вероятно, как и другие возможные палеогеодинамические реконструкции, в которых для объяснения миграции вулканизма на западном фланге Алеутско-Аляскинской островной дуги привлекалась бы субдукция хр. Кула, не в состоянии объяснить относительно древний возраст магнитных аномалий северной части Тихоокеан-

ской плиты. В самом деле, если олигоцен-четвертичная миграция вулканизма в дуге — результат субдукции хр. Кула, то исчезновение зоны активного спрединга в северной части Тихого океана должно было бы произойти совсем недавно, а это вступает в противоречие с имеющимися данными [2, 13 и др.] о древнем (палеогеновом и меловом) возрасте приалеутской части Тихоокеанской плиты.

Таким образом, одновременность образования Курило-Камчатской и Алеутско-Аляскинской островных дуг и последующая миграция вулканизма на фланге одной из них не находят пока удовлетворительного объяснения с позиций рассмотренных выше палеогеодинамических построений. Интересно, что скорость миграции вулканизма на западном фланге Алеутско-Аляскинской островной дуги, составляющая, по нашим оценкам, 3—10 см/год, близка к скорости «омоложения» вулканизма вдоль внутриокеанических цепей вулканов, например Гавайской [15]. Это «омоложение» часто интерпретируется как результат прохождения Тихоокеанской литосферной плиты над «горячей точкой». Очевидно, что для подобной интерпретации установленного нами явления миграции вулканизма вдоль островодужной вулканической цепи пока нет достаточных оснований. Не исключено, что поиск решения затронутых здесь вопросов следует вести в рамках геодинамических концепций, предусматривающих активность не океанической, а континентальной литосферной плиты.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Борсук А. М., Цветков А. А. Магматические формации западной части Алеутской островной дуги.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 9.
2. Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979.
3. Казакова Э. Н., Стрельцов М. И. Базальт-риолитовая ассоциация Командорских островов.— В сб.: Восточноазиатские островные системы (тектоника и вулканизм). Южно-Сахалинск, 1978.
4. Конда Т., Уэда Е. Абсолютный возраст вулканических пород северо-восточной части Японской дуги.— В сб.: Геодинамика и вулканизм островных дуг северо-западного сектора Тихоокеанского кольца. М.: Советское радио, 1978.
5. Марков М. С. и др. О сочленении структур Восточной Камчатки и Алеутской островной дуги.— Геотектоника, 1969, № 5.
6. Сергеев К. Ф. Основные черты стратиграфии третичных отложений Большой Курильской гряды.— ДАН СССР, 1963, т. 153, № 5.
7. Справочник физических констант горных пород. М.: Мир, 1969.
8. Хогин М. Ю. Эффузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского Мыса. М.: Наука, 1976.
9. Шапиро М. Н. Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки. М.: Наука, 1976.
10. Шмидт О. А. Тектоника Командорских островов и структура Алеутской гряды. М.: Наука, 1978.
11. DeLong S. E., Fox P. J., McDowell F. W. Subduction of the Kula Ridge at the Aleutian trench.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1978, v. 89, N 1, p. 83—95.
12. Gates O., Powers H. A., Wilcox R. E. Geology of the Near Islands, Alaska.— Bull. U. S. Geol. Surv., 1028-U, 1971, p. 709—822.
13. Grow J. A., Atwater T. Mid-Tertiary Tectonic transition in the Aleutian arc.— Bull. Geol. Soc. America, 1970, v. 81, N 12, p. 3715—3722.
14. Hein J. R., McLean H. Paleogene sedimentary and volcanogenic rocks from Adak Island, Central Aleutian Islands, Alaska.— Geol. Surv. Prof. Paper, 1126 — A — J, 1980, p. E1 — E16.
15. Jackson E. D., Silver E. A., Dalrymple G. B. Hawaiian-Emperor chain and its relation to Cenozoic circumpacific tectonics.— Bull. Geol. Soc. America, 1972, v. 83, N 3, p. 601—618.
16. Marlow M. S., Scholl D. W., Buffington E. S., Alpha T. R. Tectonic history of the central Aleutian arc.— Bull. Geol. Soc. America, 1973, v. 84, N 5, p. 1555—1574.
17. Scholl D. W., Creager J. S. Geologic synthesis of Leg 19 (DSDP) results: Far north Pacific, and Aleutian Ridge, and Bering Sea.— In: Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. V. 19. Washington, D. C., U. S. Govt. Print. Off., 1973, p. 897—913.

*А. Н. Телегин, М. Г. Булатов*

## ИЗУЧЕНИЕ СКОРОСТЕЙ РАСПРОСТРАНЕНИЯ УПРУГИХ ВОЛН ПРИ ДИФРАКЦИОННОМ ПРЕОБРАЗОВАНИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ЗАПИСЕЙ

Предложен алгоритм определения эффективных скоростей в процессе дифракционного преобразования сейсмических материалов. В основе его лежит суммирование сопряженных записей. Результаты изучения

Важность и необходимость изучения скоростей в процессе построения глубинных сейсмических разрезов методом дифракционного преобразования можно показать на примере обработки по способу ОГТ. Только на основе разновременного суммирования сейсмограмм ОГТ и выбора оптимальных кинематических поправок достигнута та высокая геологическая эффективность, которую имеет этот способ. Хотя проблема кинематического анализа сдерживает становление и широкое распространение дифракционного преобразования как самостоятельного метода обработки сейсмических материалов, практических вычислений скоростей в нем до последнего времени не проводилось.

Возможность скоростного анализа сейсмических записей в дифракционном преобразовании теоретически обоснована в работах Ю. В. Тимошина [5], где подчеркивается, что скорости могут определяться по результатам обработки материалов многократного профилирования. Для практических вычислений требуется создание оптимального алгоритма, а для перехода к массовой обработке производственных материалов еще и приемлемой технологии вычислений.

Строгое и полное решение задачи изучения скоростей в рамках дифракционного преобразования возможно только при обработке площадных материалов многократных наблюдений. В этом случае находится обычная эффективная скорость по вертикали к дневной поверхности. При обработке профильных систем сейсмический снос происходит только вдоль профиля (поперечный снос не учитывается), и в общем случае скорость определяется в плоскости, перпендикулярной отражающим границам, и только при ориентировке профиля

скоростей показаны на материалах Сахалина. Отмечается различие процедур вычисления эффективных скоростей в способе ОГТ и при дифракционном преобразовании.

вкрест простирания горизонтов скорость находится по вертикали.

Для определения скоростей при дифракционном преобразовании записей однократного профилирования необходимо знать форму отражающих границ, а для материалов с нулевой базой наблюдения (временных разрезов ОГТ или СЦЛ) — истинное положение границ в разрезе. При обработке реальных полевых записей определение формы и положения границ является обычно задачей разведки и априори не известно, поэтому только в процессе обработки материалов многократного профилирования возможно безусловное изучение скоростей распространения упругих волн.

При описании алгоритма и технологии изучения скоростей в дифракционном преобразовании широко используется аналогия с подобной процедурой в способе ОГТ [2].

Наиболее простым алгоритмом кинематического анализа в способе ОГТ является перебор временных разрезов и их визуальная оценка.

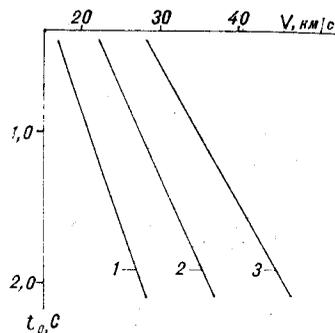


Рис. 1. Значения эффективных скоростей, с которыми получены глубинные разрезы дифракционного преобразования (см. рис. 2).

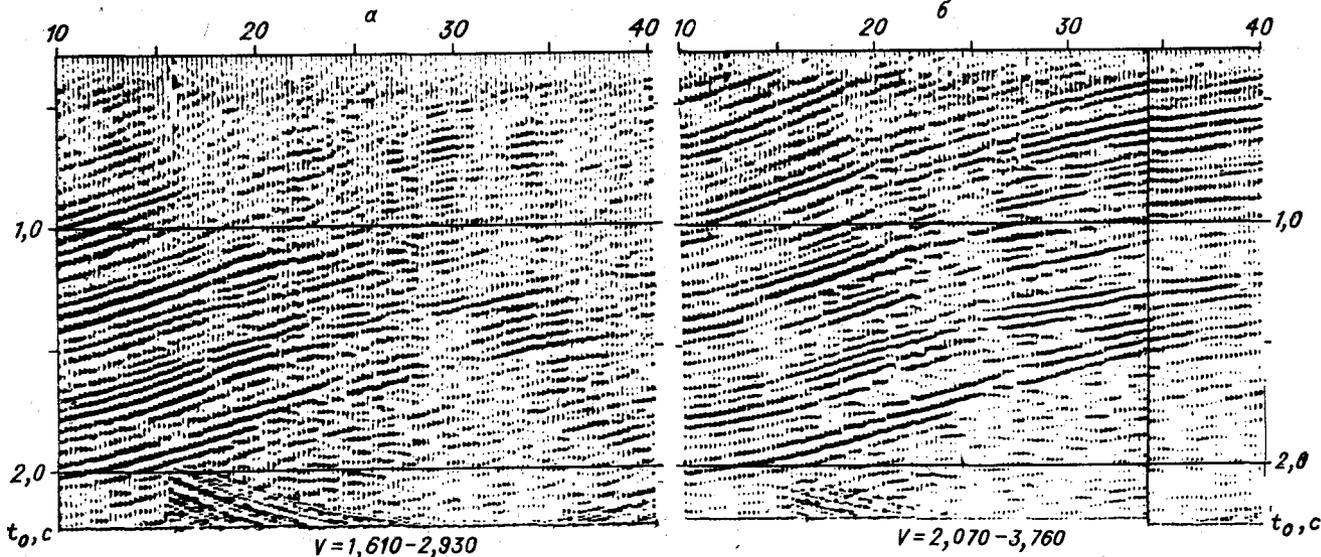
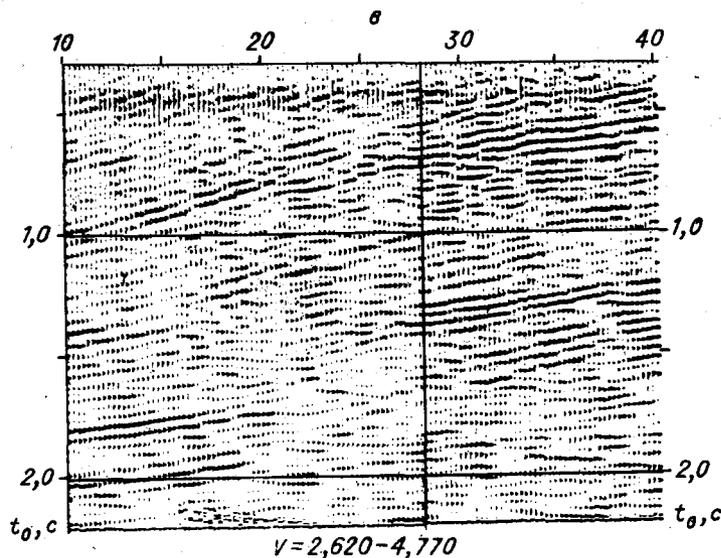


Рис. 2. а, б, в — глубинные разрезы со скоростями 1—3 (см. рис. 1) соответственно.



Этот алгоритм вполне применим и при дифракционном преобразовании, однако точность его низка из-за субъективной и качественной оценки разрезов. По визуальной оценке глубинных разрезов, полученных с различными скоростями, можно найти примерный диапазон их изменения (рис. 1, 2).

Во многих алгоритмах коррекции и нахождения оптимальных кинематических поправок суммирования в способе ОГТ используются максимальные амплитуды суммарных трасс или их энергия. Однако аналогичный подход к изучению скоростей в дифракционном преобразовании неприменим. Хорошо известна теоретическая зависимость амплитуд глубинного разреза от изменения скорости преобразования [5]. С увеличением ее годограф суммирования (годограф дифрагированной волны) приближается к реальному годографу отраженной

волны и, соответственно, растут амплитуды отражений от границ на глубинном разрезе. При совпадении годографов отражения стягиваются в объекты дифракции и при этом амплитуды их становятся максимальными. Эти оценки хорошо подтверждаются практическими определениями. Как правило, амплитуды вертикалей глубинных разрезов растут с увеличением скорости. Совпадение годографов суммирования с годографами отраженных волн происходит при скорости перебора, в 1,5—2,0 раза превышающей реальную. Такое значительное отклонение скоростей не использовалось в процессе перебора, поэтому можно только предполагать, что все спектры с монотонным увеличением амплитуд соответствуют отраженным волнам, существование которых подтверждается спектрами скоростей ОГТ на этом участке.

Амплитуды неоднородностей (объектов дифракции) на глубинных разрезах достигают наибольших значений при оптимальной (реальной) скорости, поэтому на основе их можно осуществлять выбор оптимальных скоростей в дифракционном преобразовании, однако выделение дифрагированных волн неоднозначно, и имеющиеся максимумы амплитуд глубинного разреза можно лишь предположительно отнести к объектам дифракции.

При изучении скоростей в способе ОГТ наибольшее распространение получил алгоритм, использующий оценку когерентности суммируемых исходных записей. Принципиальным отличием дифракционного преобразования от способа ОГТ является предварительное построение глубинных разрезов по однократным

системам непрерывного профилирования. Получаемые в процессе дифракционного преобразования однократные (сингулярные) глубинные разрезы и являются исходными материалами для изучения скоростей. В способе ОГТ скорости определяются по оценке эффективности суммирования сейсмограмм ОГТ (или по оценке эффективности суммирования временных разрезов ОНП), а в дифракционном преобразовании — по оценке эффективности суммирования отражающих площадок (точек) или однократных глубинных разрезов. Таким образом, в ОГТ и дифракционном преобразовании по-разному используется многократность наблюдения при изучении скоростей: по суммированию отраженных волн от общей точки в способе ОГТ и по суммированию отражающих площадок (точек) в дифракционном преобразовании.

Используемый нами алгоритм определения скоростей в дифракционном преобразовании основан на хорошо известном в сейсморазведке способе сопряженных точек [1]. Заметим попутно, что и основная модификация метода — сопряженное дифракционное преобразование, т. е. обработка материалов многократного профилирования, — получила свое название от сопряженных точек.

В способе сопряженных точек скорости находят по совпадению отражающих границ, построенных по прямому и обратному годографам. В дифракционном преобразовании вначале каждая однократная система многократного профилирования преобразуется в серию глубинных разрезов с перебором скоростей. Далее однократные разрезы, полученные с одинаковыми скоростями, суммируются, при этом вычисляется отношение дисперсии амплитуды суммарной вертикали к сумме дисперсий амплитуд вертикалей сингулярных разрезов по формуле

$$D = \frac{1}{T} \int_0^T \frac{\left( \sum_1^n A \right)^2}{\sum_1^n A^2},$$

где  $A$  — амплитуда сингулярных вертикалей,  $n$  — кратность профилирования,  $T$  — интервал усреднения по времени. Вычисленные таким образом коэффициенты (отношения дисперсий), усредненные в некотором окне по времени, и являются искомыми оценками использованных при переборе скоростей. Они выпечатываются в виде спектров и графиков по глубине (времени) и профилю (рис. 3—5).

Для оценки перебираемых скоростей можно использовать и другие формулы, например коэффициент подобия. Важно, чтобы при этом учитывалась синфазность суммирования сингулярных глубинных разрезов. По аналогии со

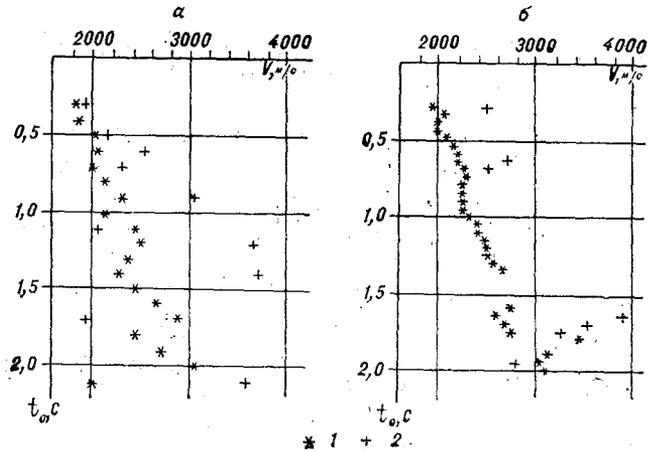


Рис. 3. Графики скоростей ОГТ (а) и дифракционного преобразования (б) на одинаковом пикете профиля. 1 — положение наибольшего максимума спектров скоростей; 2 — то же, последующего по величине максимума.

способом ОГТ здесь также возможно осреднение исходных сингулярных вертикалей и вычисленных спектров.

Предлагаемый алгоритм изучения скоростей имеет пока один недостаток — большие затраты машинного времени: по сравнению с обычным сопряженным дифракционным преобразованием в « $K$ » раз больше, где « $K$ » — число скоростных законов, используемых при переборе.

Скорости распространения упругих волн, найденные в результате дифракционного преобразования, определялись в различных сейсмогеологических условиях Северного Сахалина [4]. При вычислении скоростей исходные вертикали не осреднялись, а только их спектры. На найденные значения не влияет изменение продольного сейсмического сноса отражающих границ, так как оптимальные скорости определяются по эффекту синфазного сложения глубинных разрезов, когда сейсмический снос одинаков.

Спектры скоростей дифракционного преобразования имеют более выразительные экстремумы и амплитуды, их больше по сравнению со спектрами скоростей ОГТ (рис. 4, 5). Например, максимальные значения спектров скоростей, нормированные на кратность профилирования, составляют 0,5 — 0,9 против 0,4 — 0,75 в спектрах скоростей ОГТ. Выразительность спектров уменьшается с глубиной, что обусловлено ухудшением прослеживаемости отражающих границ.

Диапазон разброса скоростей дифракционного преобразования всегда меньше, чем в способе ОГТ, т. е. точность их вычисления выше (рис. 6). Погрешность вычислений зависит как от параметров полевой методики работ многократного профилирования, так и от размеров базы обработки.

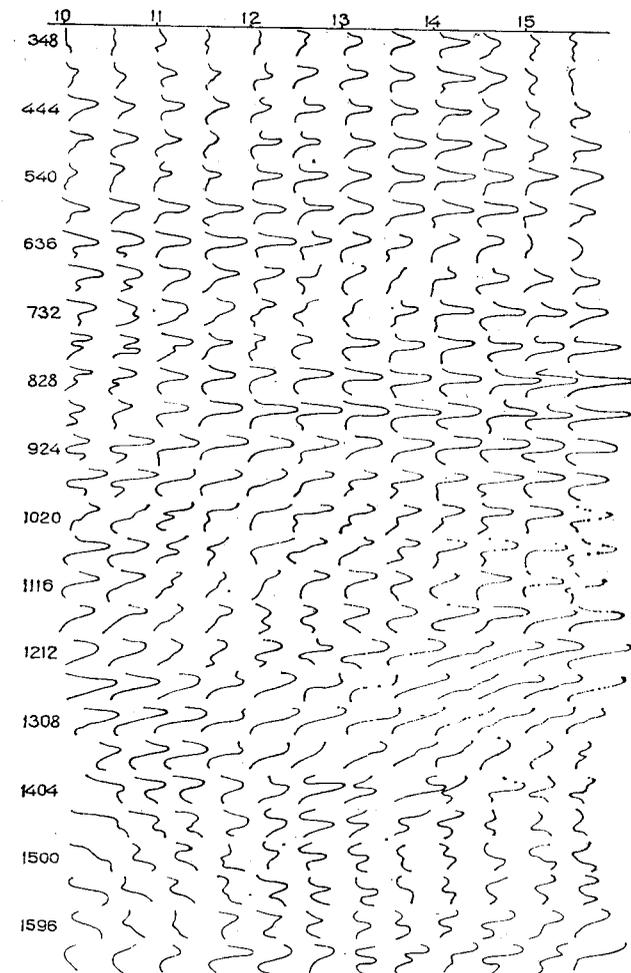


Рис. 4. Спектры скоростей дифракционного преобразования по участку профиля.

Во всех способах вычисления скоростей по сейсмическим материалам точность прямо связана с величиной  $\Delta T$  исходных годографов отраженных волн на максимальном расстоянии взрыв — прибор полевых записей [3]. В процессе дифракционного преобразования годографы наблюдаемых волн переводятся в отражающие границы и параметр  $\Delta T$  переходит в глубину  $\Delta H$  с учетом сейсмического сноса, т. е. зависимость от  $\Delta T$  несколько усложняется, но остается справедливой. Так как точность определения времени по сейсмическим записям всегда примерно одинакова, то для уменьшения относительной погрешности вычислений необходимо увеличивать абсолютную величину  $\Delta T$ . Таким образом, с увеличением базы наблюдения при полевых работах точность определения скоростей в дифракционном преобразовании, как и в способе ОГТ, растет.

Кратность профилирования определяет количество суммируемых сингулярных вертикалей (количество сопряженных точек, участвующих в вычислении скорости) и шаг между

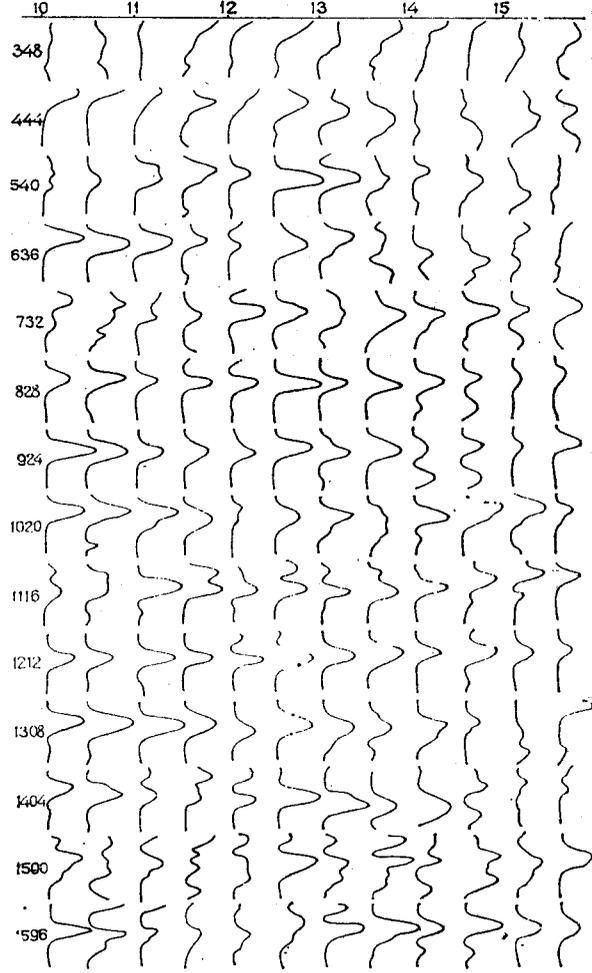


Рис. 5. Спектры скоростей ОГТ по участку профиля.

ними. Влияние кратности аналогично обычной дискретизации наблюдений в процедурах суммирования сейсмограмм ОГТ, группирования приборов и т. п. Поэтому с увеличением кратности уменьшается влияние случайных погрешностей на вычисления и точность найденных значений повышается.

База обработки — это специфический параметр дифракционного преобразования, в способе ОГТ она равна нулю. Размер базы обработки должен обеспечить неискаженное построение отражающих границ, по которым определяется скорость, и зависит от угла наклона и глубины их залегания. Если база обработки равна нулю, дифракционное преобразование переходит в суммирование по ОГТ, и в этом частном случае обеспечивается неискаженное построение только горизонтальных отражающих границ. Хорошо известно, что для горизонтальных отражающих границ временной разрез ОГТ является и глубинным в масштабе времени и вычисляемые при этом скорости совпадают с обычными, эффективными. При наклон-



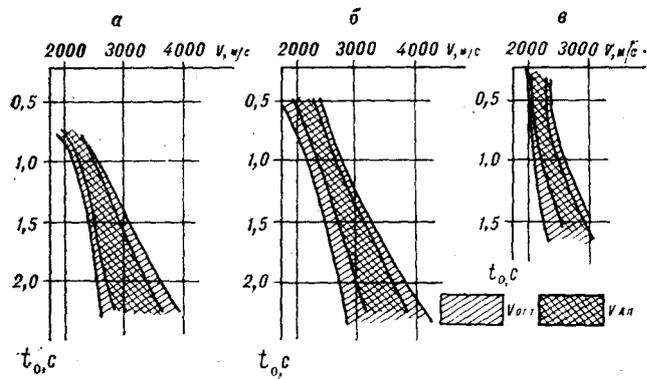


Рис. 6. Диапазоны разброса скоростей ОГТ и дифракционного преобразования по различным площадям Северного Сахалина.

ных границах в способе ОГТ вводится новый параметр — скорость ОГТ, для перевода которой в эффективную скорость требуется знание угла наклона границ. В дифракционном преобразовании и при наклонных границах определяется эффективная скорость, но размер базы обработки должен обеспечить неискаженное построение изучаемых границ.

Нами сделана попытка практически оценить погрешность вычисления скоростей в дифракционном преобразовании при наиболее распространенных на Сахалине параметрах методики полевых работ: 12-кратном профилировании с максимальным расстоянием взрыв — прибор 1200 м и с наибольшей базой обработки — 4400 м.

Глубинные разрезы, полученные при переборе скорости с изменением на 2,5% относительно кривой, выбранной по спектрам, сопоставлялись с геологическими построениями по данным бурения на одной из площадей Северного Сахалина. Наилучшее качество сейсмического изображения и его совпадение с результатами бурения получено для скоростной кривой, выбранной по спектрам (рис. 7). Например, углы наклона пластов по данным бурения в низах окобыкайской свиты на глубинах 1700—1800 м между скважинами 1 и 2 составляют 25—27°, а наклон сейсмических границ на глубинном разрезе дифракционного преобразования — 29—31°. В обоих случаях отмечается смена углов наклона в районе скв 2.

Изменение скорости на 2,5% в большую и меньшую сторону от оптимальной не сказывается заметно на глубинном разрезе, при 5-процентном отклонении конфигурация глубинного разреза меняется существенно. Этот факт еще раз подчеркивает, что скорость, оптимальная в смысле синфазного суммирования отражающих границ по кратности профилирования, ближе соответствует и реальной, так как обеспечивает наиболее точное построение отражающих границ, совпадающих с геологи-

ческими. Достигнутая точность изучения скоростей позволяет получать удовлетворительное изображение геологических границ в слоистой осадочной толще.

Для повышения точности вычислений необходимо в первую очередь увеличить базу наблюдения в поле, в частности максимальное расстояние взрыв — прибор, а при значительных углах наклона — и базу обработки. Увеличение размеров базы наблюдения позволит не только уменьшить погрешность вычисления скоростей в дифракционном преобразовании и повысить точность сейсмических построений, но и улучшить направленность преобразования по выделению отражающих границ.

Замечено, что изменение скорости по-разному сказывается на результатах преобразования и зависит от сейсмогеологических условий: при горизонтальном залегании границ скорости меньше влияют на построения, с наклоном это влияние увеличивается, и особенно резко меняется глубинный разрез в зависимости от скорости на участках сложного строения — в зонах разрывных нарушений и смены углов наклона пород.

На основе результатов, полученных при изучении скоростей в дифракционном преобразовании, можно сформулировать следующие выводы:

- в основе алгоритма изучения скоростей лежит оценка синфазности суммирования однократных глубинных разрезов, полученных с различными скоростями;

- в дифракционном преобразовании скорости вычисляются с большей точностью, чем в способе ОГТ;

- применяемые параметры методики полевых работ, используемые размеры базы обработки и предложенный алгоритм позволяют вычислять скорости с погрешностью менее 5%, что вполне удовлетворяет требуемой точности геологических построений при решении нефтегазопроисловых задач на Северном Сахалине;

- скоростной анализ в дифракционном преобразовании направлен в основном на выбор оптимальных параметров построения глубинного разреза, однако получаемые скоростные зависимости могут использоваться и для оценки литологического изменения отложений;

- изменение скорости более резко влияет на глубинный разрез на участках сложного геологического строения, и точное знание скоростной модели здесь особенно необходимо для правильных геологических построений;

- для повышения точности определения скоростей и сейсмических построений необходимо в первую очередь увеличить базу наблюдений при полевых работах;

- для сокращения затрат времени на вычисления скоростей в дифракционном преобразо-

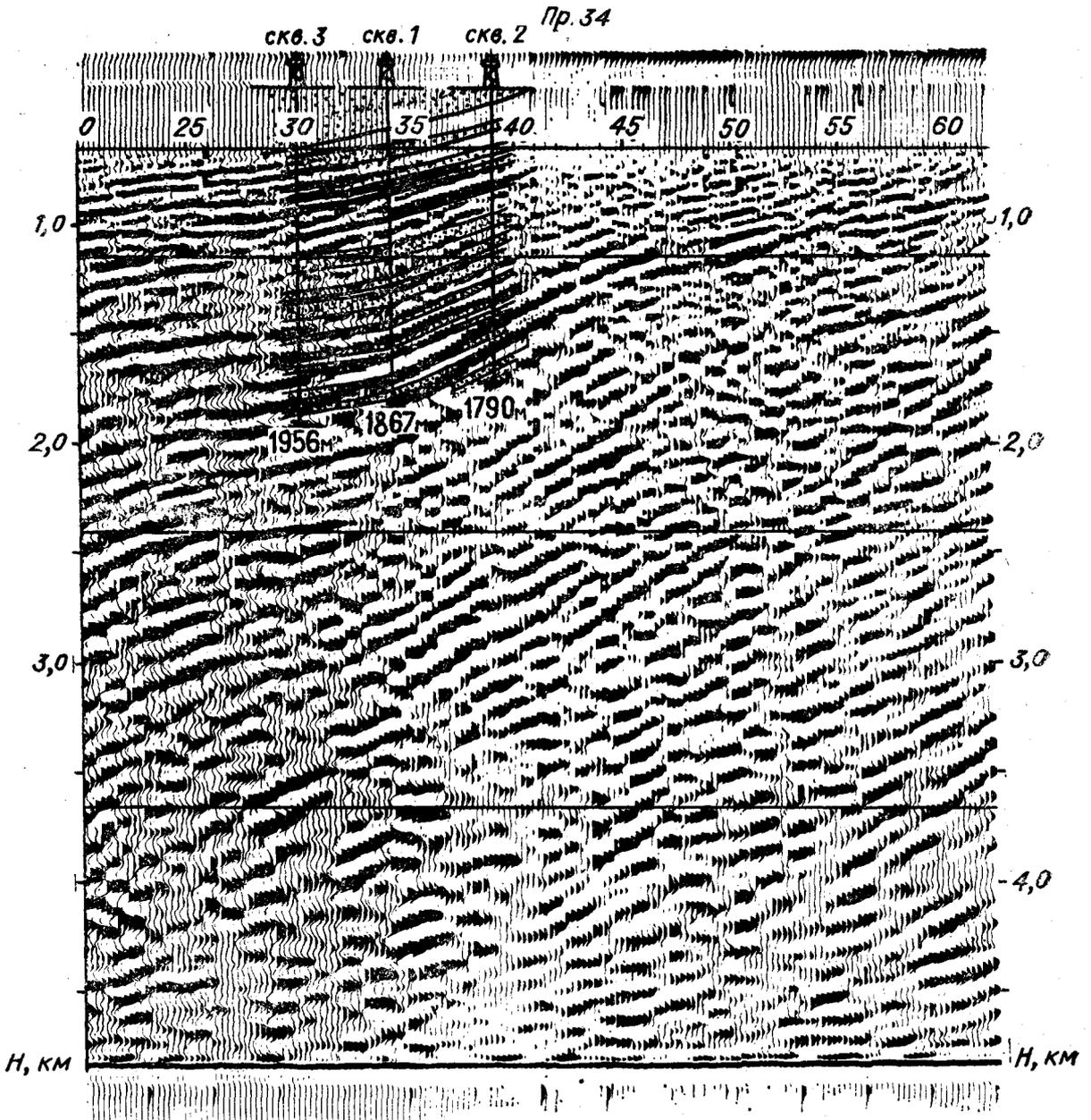


Рис. 7. Сопоставление глубинного разреза дифракционного преобразования и материалов бурения по участку сейсмического профиля.

ванию необходимо усовершенствовать алгоритм. Изучение скоростей в процессе дифракционного преобразования сейсмических материалов только начинается, и многие вопросы еще остаются не ясными. Обобщение получаемых ре-

зультатов и сопоставление их со скоростями ОГТ и данными ВСП позволят со временем найти пути оптимального определения и использования скоростей дифракционного преобразования.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Богданов А. И. Сопряженные точки годографов отраженных волн. Прикладная геофизика. Вып. 9. М.: Гостехиздат, 1959.
2. Мешбей В. И. Сейсморазведка методом общей глубинной точки. М.: Недра, 1973.
3. Пузырев Н. Н. Интерпретация данных сейсмораз-
- ведки методом отраженных волн. М.: Гостехиздат, 1959.
4. Телегин А. Н. Сейсмогеологические особенности Северного Сахалина.— В сб.: Вопросы геологии и нефтегазоносности Сахалина. Вып. 4. Л.: Недра, 1973.
5. Тимошин Ю. В. Основы дифракционного преобразования сейсмических записей. М.: Недра, 1972.

УДК 551.24.031(—925.17+265)

*В. Г. Варнавский*

## К ВОПРОСУ О ГЛОБАЛЬНОСТИ ИМПУЛЬСОВ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

Сделан сравнительный анализ геологических событий, происходивших на рубеже палеогена и неогена в осадочных бассейнах юга материковой части Дальнего Востока, сопредельных с ним территорий Северо-Востока СССР, Сахалина, Японии, Кореи, в пределах акватории Тихого океана, Северной и Южной Америки, Австралии, Индонезии, Новой Зеландии, а также бассейнов Западной Европы, Ближнего Востока и Индии. Анализ показал глобальное распространение и различ-

ные формы проявления импульсов тектоно-магматической активности. Выявлено существование так называемых «нейтральных» зон, располагающихся на переходе от зон относительных поднятий к зонам ускоренных погружений. Высказывается предположение о возможной глобальности импульсов тектоно-магматической активности также и на рубеже мезозоя и кайнозоя, миоцена и плиоцена, плиоцена и плейстоцена.

Проблема непрерывности или прерывистости тектонических движений и возможности выделения всеобщих глобальных импульсов тектонической и магматической активности является одной из фундаментальных проблем геологии.

В настоящее время о глобальности импульсов тектоно-магматической активности нет единого представления. Одни исследователи считают, что не существует глобального ритма движений и процессы тектогенеза имеют региональный характер, тектонические же движения развиваются непрерывно. Другие исследователи, наоборот, считают, что в тектонической жизни Земли значительная или даже определяющая роль принадлежит глобальным процессам, в том числе кратковременным глобальным импульсам повышенной тектонической и магматической активности типа фаз или эпох тектогенеза.

Автор принимал участие в выполнении программы научно-исследовательских работ по проекту 107 МПГК «Глобальная корреляция эпох тектогенеза». Был проведен анализ распределения во времени и пространстве проявлений различных форм тектонических, магматических, седиментационных процессов в палеогене и неогене на материковом юге Дальнего Востока — в Амурской области, Хабаровском и Приморском краях [9]. Здесь известно более 70 впадин различного размера и строения, выполненных палеогеновыми и неогеновыми отложениями (рис. 1). Размещенные в различных геолого-структурных областях, они являлись своеобразными датчиками, регистрировавшими геолого-тектонические процессы, происходившие в зоне их развития.

Основой анализа форм и интенсивности проявления тектонических процессов и вулканизма являлось выделение и описание элементов-признаков, отражающих те или иные геологические события. Выделялись следующие элементы-признаки тектоно-магматической активности: непрерывный однообразный разрез осадочных образований, смена литологических комплексов, относительное (пересчитанное на время осадконакопления) увеличение или уменьшение максимальной мощности осадочных толщ различного стратиграфического уровня, размывы локальные и повсеместные без несогласия, со слабо и резко выраженными несогласиями, наличие в разрезе «мусорных пород», галечников, магматизм эффузивный (кислый, средний, основной), смена типа вулканизма, магматизм интрузивный и т. д.

Анализ производился в три этапа. На первом — выявлялись элементы-признаки по разрезам для отдельных осадочных бассейнов (впадин). Корреляцией и сравнительным анализом определялись общие для бассейна импульсы тектоно-магматической активности, строился сводный разрез (или несколько типичных разрезов для разных участков крупных впадин), «привязанный» к общей стратиграфической шкале и отражающий этапность палеогенового и неогенового осадконакопления. Устанавливалось также наличие размывов, несогласий и других элементов-признаков тектоно-магматической активности. Привязка разреза к общей стратиграфической шкале осуществлялась по комплексу признаков — преимущественно на основе палеоботанических данных (ископаемые остатки растений, споры и пыльца), состава

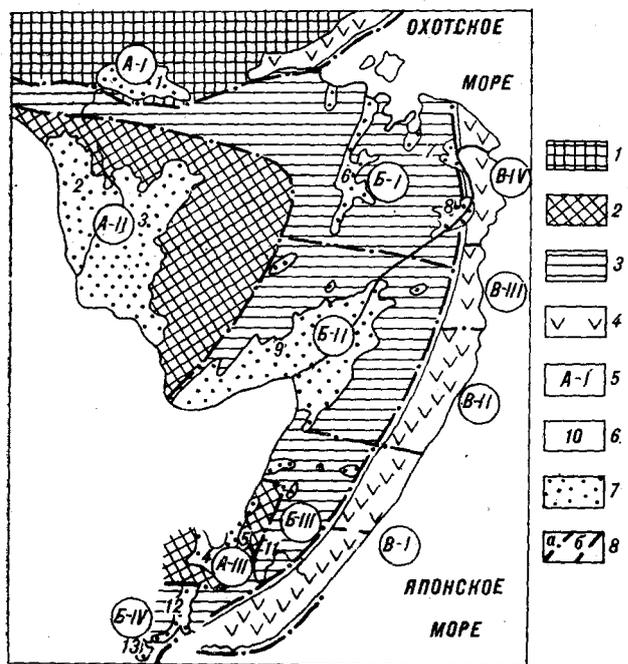


Рис. 1. Схема структурно-формационного районирования палеогеновых и неогеновых осадочных бассейнов Приамурья и Приморья.

Области складчатости: 1 — докембрийской (Сибирская платформа и глыбовая зона Становика-Джугджур), 2 — палеозойской (Буреинский и Ханкайский средние массивы); 3 — позднепалеозойской и мезозойской; 4 — мезо-кайнозойской (Восточно-Азиатский окраинно-материковый вулканический пояс); 5 — условный индекс структурно-формационных зон; 6 — условный номер (на схеме) впадин и групп впадин; 7 — впадины; 8 — границы структурно-формационных зон (а) и подзон (б). Структурно-формационные зоны (знаки на схеме): А-I — Верхнезейская (Становика-Джугджур), А-II — Буреинского массива; А-III — Ханкайского массива, Б-I — Амгунь-Амурская; Б-II — Среднеамурская; Б-III — Западно-Сихотэ-Алинская; Б-IV — Хасанская; В-I — Ольга-Тернейская; В-II — Самаргинско-Ботчинская; В-III — Сюркумская; В-IV — Нижнеамурская. Впадины, группы впадин (осадочные бассейны): 1 — Верхнезейская; 2 — Ушумунская; 3 — Зейско-Буреинская; 4, 5 — Приханкайская группа; 6 — Нимелено-Тугурская группа; 7 — Нижнеамурская; 8 — Удиль-Кизинская; 9 — Среднеамурская; 10 — Нижнебикинская; 11 — Ореховская; 12 — Раздольнинская группа (Угловская и др.); 13 — Хасанская группа.

ископаемых остатков пресноводной фауны, диатомей, определения абсолютного возраста пород калий-аргоновым методом.

На втором этапе осуществлялся межбассейновый сравнительный анализ геологических процессов. Велась корреляция установленных этапов осадконакопления и импульсов тектономагматической активности.

Содержанием третьего этапа были межрегиональный сравнительный анализ и сопоставление установленных в Приамурье и Приморье импульсов тектономагматической активности с импульсами сопредельных территорий Дальнего Востока и Тихоокеанского бассейна.

По полученным материалам составлялись корреляционные схемы, карты форм и интенсивности проявления геологических процессов.

Сравнительный анализ размещения элементов-признаков геологических событий показывает, что в палеогене и неогене территория

Приамурья и Приморья развивалась в весьма сложных условиях тектонической подвижности, в условиях увеличения интенсивности тектонических движений, скоростей погружения складчатого основания бассейнов седиментации с запада на восток, т. е. в направлении от древних платформ и срединных массивов к более подвижным областям мезозойской складчатости [8].

Палеогеновому осадконакоплению предшествовало общее воздымание региона, сопровождавшееся почти повсеместным прекращением осадконакопления и проявлением вулканизма в подвижных областях мезозойской складчатости и Восточно-Азиатского вулканического пояса. Перерыв в осадконакоплении в различных районах отличался по длительности. В бассейнах Ханкайского массива он продолжался в течение почти всего палеогена, а в области мезозойской складчатости, возможно, в течение всего или почти всего палеоцена (рис. 2). Исключения составляли Ушумунская и Зейско-Буреинская впадины. Здесь в даний-палеоценовое время происходило накопление озерно-аллювиальных угленосных отложений кивдинской свиты. Возможно, что в это время закладывались грабенные структуры и накапливались осадки в Бирофельдском и Переяславском грабенах Среднеамурской впадины. Незначительное накопление осадков с образованием маломощных линзовидных тел, песчано-глинистых, иногда угленосных образований имело место на юге вулканического пояса. По глубинным разломам на западной и восточной окраинах Среднеамурской впадины и в области вулканического пояса в течение дания и палеоцена происходило излияние основных и средних лав.

На рубеже палеоцена и эоцена в Ушумунской и Зейско-Буреинской впадинах наметился перерыв в осадконакоплении. В это время здесь произошла коренная перестройка климато-ландшафтной ситуации, которая обусловила существенные изменения в составе растительных комплексов и в типе седиментации. В области мезозойской складчатости в это время продолжалось заложение грабенных структур. На восточном обрамлении Среднеамурской впадины и в ряде районов вулканического пояса в это время проявились вулканизм с излиянием лав кислого состава (липариты, дациты) и гранитоидный интрузивный магматизм.

Эоцен-олигоценый этап накопления осадков начался в условиях резкого контраста рельефа областей осадконакопления и денудации. В области мезозойской складчатости повсеместно началось образование грубообломочных русловых и склоновых песчано-дресвяных, песчано-гравийно-галечниковых и песчаных пород с редкими линзами и прослоями озерных

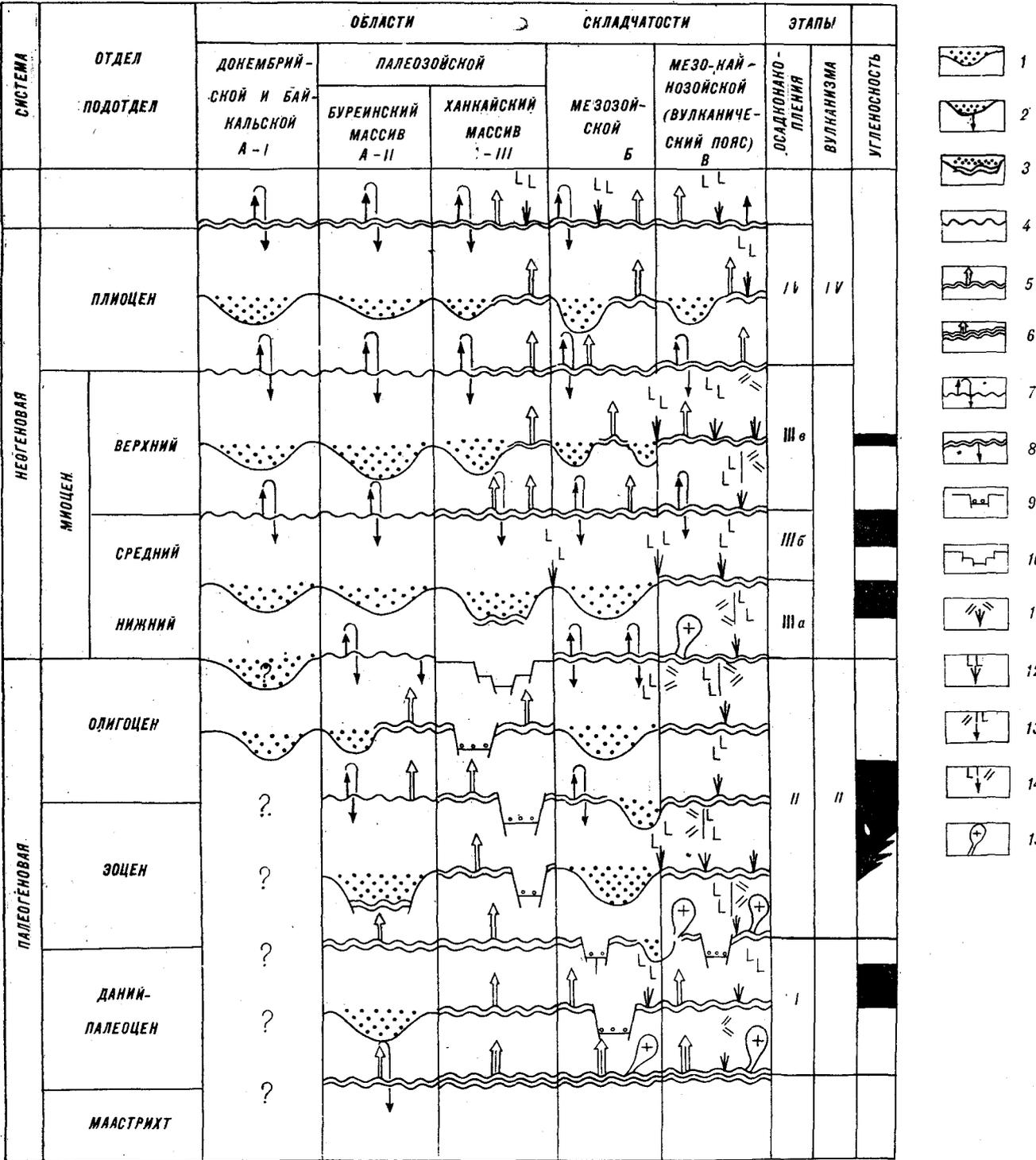


Рис. 2. Корреляционная схема характерных форм геологических процессов в палеогене и неогене юга материковой части Дальнего Востока.

1 — погружение ложа впадин, непрерывное осадконакопление; 2 — относительное увеличение скорости погружения ложа бассейнов осадконакопления; 3 — осадконакопление после длительного перерыва; 4 — подъем, денудация с последующим согласным налеганием слоев пород; 5 — подъем, денудация с последующим слабо выраженным несогласным налеганием слоев пород; 6 — подъем, денудация с последующим резко несогласным залеганием слоев пород; 7 — подъем, денудация, последующее погружение; 8 — начало погружения ложа бассейна осадконакопления после продолжительного поднятия и денудации; 9 — начало грабено-(рифто)-образования, накопление грубообломочных образований; 10 — дробление складчатого основания, образование комплекса грабенов; 11 — вулканизм с образованием лав и туфов кислого состава; 12 — то же, основного и среднего состава; 13 — смена кислого вулканизма основным и средним; 14 — смена основного и среднего вулканизма кислым; 15 — интрузивный магматизм.

«Скорость» осадконакопления в м/млн. лет

Бассейны областей	Возраст отложений					
	$N_2$	$N_1^3$	$N_1^{1-2}$	$P_3^2$	$P_2 - P_3^1$	$K_2d - P_1$
Буреинского массива	10	20	9	18	↑ ↓	4—14
Ханкайского массива	3,6	10,4	18,2	↑	↑ ↓	↑
Мезозойской складчатости	3,8	17,5	28,0	43	16—37	Слабо изучены

Примечания к таблице: ↑ ↓ — дифференцированные, разнонаправленные движения в области осадочных бассейнов;  
 ↑ — преимущественно поднятие и развитие денудационных процессов в области осадочных бассейнов.

глин и алевроитов. В незначительных зарастающих и заболоченных озерах впадин Хасанской и на западе Среднеамурской структурно-формационных зон образовались маломощные пласты и линзы бурых углей. Со второй половины эоцена контрастность рельефа уменьшилась, соответственно снизилось количество сносимого в осадочный бассейн терригенного материала. В палеоландшафте возросла роль озер и болот. Процессы углеобразования развивались сначала на юге рассматриваемой территории — в бассейнах Хасанской структурно-формационной зоны, затем распространились на север — в Угловской, Шкотовской и других впадинах Западно-Сихотэ-Алинской структурно-формационной зоны. В раннем олигоцене процесс углеобразования начался в бассейне Среднеамурской впадины. Во второй половине эоцена дроблению подверглись окраины Ханкайского среднего массива. Образовались Раковская, Гоголевская и другие впадины с накоплением указанного выше последовательного ряда осадков и угленосности. Синхронно угленакоплению на пологих склонах осадочных бассейнов и внутренних поднятий развивались процессы химического и физического выветривания. Завершился описываемый этап геологического развития повсеместным ускоренным погружением региона при сохранении слабой контрастности рельефа областей осадконакопления и денудации. Ускоренное погружение на юге региона — в Хасанской и южной части Западно-Сихотэ-Алинской структурно-формационных зонах — началось на рубеже эоцена и олигоцена. Во второй половине олигоцена оно охватило всю остальную территорию Приамурья и Приморья. В погружение вовлекается и область Ханкайского массива. В его пониженных участках формируются маломощные грубообломочные русловые и склоновые осадки. Ускоренное погружение региона при сохранении пологосклонных переходов областей осадконакопления и денудации обусловило повсеместное в осадочных бассейнах

обводнение, широкое развитие озерных водоемов, некомпенсированного осадконакопления, общее расширение площади осадочных бассейнов. Осадконакопление сопровождалось вулканизмом в зоне вулканического пояса и на окраинах ряда впадин. Базальтоидный и андезитовый вулканизм эоцена и раннего олигоцена здесь сменяется кислым (липаритовым) с выбросом огромных масс пеплового материала, который обусловил туфогенность пород сопредельных осадочных бассейнов.

На рубеже палеогена и неогена в области Буреинского массива фиксируются поднятие, размыв, слабо выраженное несогласие, смена типа седиментации. В области Ханкайского массива продолжается образование впадин, в его внутренней зоне начинается погружение и осадочный процесс. В области мезозойской складчатости почти повсеместно происходит кратковременное поднятие, размыв без угловых несогласий, а затем погружение и накопление осадков со сменой типа седиментации. В области вулканического пояса идут поднятия, внедрение гранитоидных интрузий, повсеместный размыв и смена кислого вулканизма основным (базальты кизинского комплекса).

В неогене геодинамические условия осадконакопления существенно отличались от палеогеновых. В палеогене они менялись в сторону нарастания скорости погружения осадочных бассейнов (при одновременном уменьшении степени контрастности рельефа) и развития некомпенсированного осадконакопления. В неогене, наоборот, скорость погружения дна бассейнов постепенно уменьшалась (таблица), увеличивалась контрастность рельефа областей осадконакопления и денудации. Это замедленное погружение прерывалось местной инверсией (Зейско-Буреинская, Среднеамурская и другие впадины) на рубеже нижнего и среднего миоцена.

В верхнем миоцене осадочные бассейны погружались замедленно при резком воздымании в областях денудации. В результате возникающая

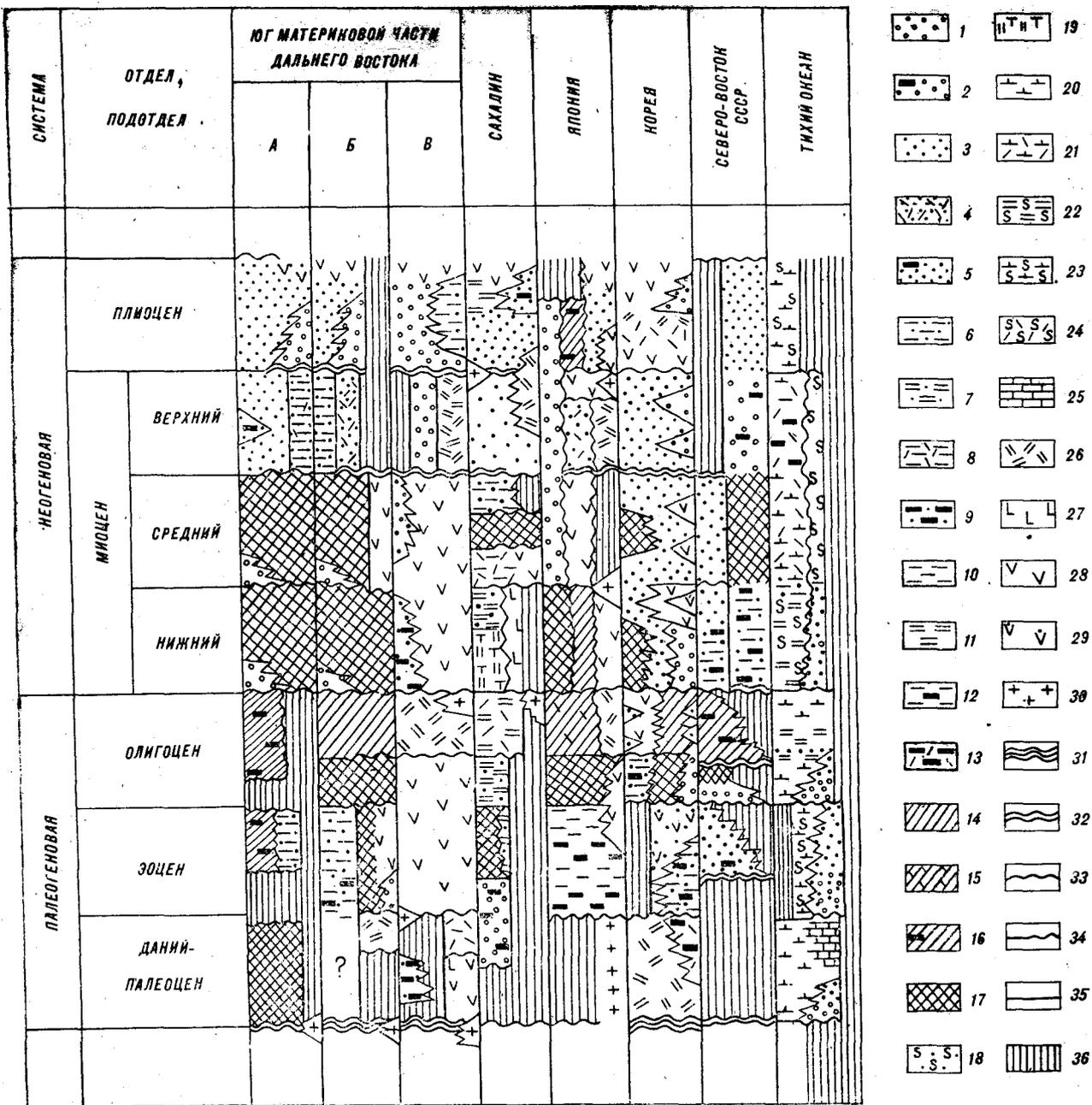


Рис. 3. Схема стратиграфической корреляции литолого-формационных рядов Приамурья и Приморья со смежными регионами Тихоокеанского бассейна (Сахалин, Северо-Восток СССР, Корея, Япония, Тихий океан.) Составил В. Г. Варнавский.

Породные комплексы: 1 — грубообломочные русловые и склоновые образования; 2 — то же, слабо угленосные; 3 — существенно песчаный; 4 — песчаный туфогенный; 5 — песчаный слабо угленосный; 6 — глинисто-песчаный; 7 — глинисто-песчаный морской; 8 — глинисто-песчаный туфогенный; 9 — глинисто-песчаный слабо угленосный; 10 — песчано-глинистый; 11 — песчано-глинистый морской; 12 — песчано-глинистый слабо угленосный; 13 — песчано-глинистый слабо угленосный, туфогенный; 14 — глинистый; 15 — глинистый туфогенный; 16 — глинистый слабо угленосный; 17 — песчано-глинистый угленосный; 18 — диатомины; 19 — туфогенно-кремнистый; 20 — карбонатный ил; 21 — карбонатный ил с туфом; 22 — глинисто-диатомитовый, морской; 23 — карбонатно-диатомитовый; 24 — туфо-диатомитовый; 25 — известняковый; 26 — лавы и туфы кислого состава; 27 — лавы среднего состава; 28 — лавы основного состава; 29 — туфы основного состава; 30 — гранитоидные интрузии. Характер контактов породных комплексов: 31 — резко несогласное с разрывом залегание на складчатые комплексы; 32 — разрыв, слабо выраженное несогласие; 33 — разрыв повсеместный без несогласия; 34 — местный, локальный разрыв; 35 — постепенный переход; 36 — перерыв в осадконакоплении.

На рубеже миоцена и плиоцена повсеместно произошли поднятия. В большинстве случаев они сопровождались размывом без несогласий, реже с незначительными несогласиями. Иногда поднятия были длительными, без возобновления осадочного процесса в течение всего плиоцена.

Плиоцен характеризуется повсеместным накоплением преимущественно русловых песчаных и песчано-галечниковых отложений в условиях продолжающегося воздымания региона.

Неогеновый этап геологической истории рассматриваемой территории завершился повсеместным подъемом, размывом с последующим несогласным налеганием четвертичных русловых песчаных и песчано-галечниковых отложений, широким проявлением вулканизма. В Восточно-Азиатском вулканическом поясе, по глубинным разломам в области мезозойской складчатости и на стыке последней с Ханкайским массивом, сформировались покровы платобазальтов Совгаванско-Шуфанского комплекса.

Из краткого обзора геологических событий палеогена и неогена в Приамурье и Приморье видно, что на фоне общей сложности развития региона в нем отчетливо проявляется согласованность геологических процессов по типу и направленности развития. Более того, сравнительный анализ и корреляция литолого-формационных рядов и других элементов-признаков геологических процессов (в т. ч. угленосности и вулканизма) в толще палеогеновых и неогеновых образований, с одной стороны, осадочных бассейнов Приамурья и Приморья, с другой — бассейнов Сахалина [10, 17] показывают, что развитие первых происходило в тесной связи с развитием вторых (рис. 3, 4). Интенсивные прогибания земной коры Северо- и Западно-Сахалинского прогибов, воздымания Сихотэ-Алинского блока обусловили возникновение растягивающих усилий и образование ослабленных зон, а затем и приразломных грабневых структур на еще слабо консолидированных участках области мезозойской складчатости. С зоной наибольшего погружения Западно-Сахалинского прогиба сопряжены наиболее глубокие структуры области мезозойской складчатости Приамурья (Среднеамурская впадина). Поступательному ходу развития Западно-Сахалинского прогиба (с юга на север) отвечает столь же направленное заложение и развитие бассейнов области мезозойской складчатости и вулканизма. Образование большинства осадочных бассейнов Амгунь-Амурской структурно-фациальной зоны связано с активизацией в неогене нисходящих движений Северо-Сахалинского прогиба.

Сравнительный анализ эволюции, корреляция палеогеновых и неогеновых геологических процессов осадочных бассейнов Приамурья и При-



Рис. 4. Геодинамическая модель формирования зоны растяжения и приразломных грабневых структур области мезозойской складчатости (составил В. Г. Варнавский).

1 — область докембрийской и байкальской складчатости; 2 — область палеозойской складчатости; 3, 4, 5, 6 — область мезозойской складчатости, ее отдельные структурно-морфологические блоки; 3 — Монголо-Охотская и западная часть Сихотэ-Алинской ветви складчатости, 4 — Сихотэ-Алинский тектонический блок; 5 — наиболее приподнятая область Сихотэ-Алинского блока; 6 — зона растяжения; 7 — зона палеогенового и неогенового вулканизма; 8 — Западно-Сахалинский прогиб; 9 — зона наибольшего погружения Западно-Сахалинского прогиба по основанию палеогена и неогена; 10 — Северо-Сахалинская впадина; 11 — зона наибольшего погружения Северо-Сахалинской впадины; 12 — границы осадочных бассейнов; 13 — разломы.

сильная контрастность в относительных превышениях рельефа осадочных бассейнов и областей денудации обусловила активизацию эрозивной деятельности и снос в области осадконакопления грубообломочного песчаного и песчано-галечникового материала, продуктов размыва каолинистых кор выветривания. В осадочных бассейнах в условиях замедленного погружения из массы терригенного материала интенсивно меандрирующими водотоками речных долин формировались толщи косо-слоистых и волнистослоистых песчаных образований фаций русел рек, стариц и поим с редкими линзами озерных глин и алевролитов и линзами углей.



морья, Северо-Востока СССР [1—7, 12, 18], Сахалина [10, 17], Японии [11, 22, 26], Кореи [19] и Тихого океана [13, 16] (по данным бурения скважин с корабля «Гломар Челленджер») показывают следующее:

— почти повсеместно палеогеновые и неогеновые отложения ложатся на верхнемеловые с разрывом, несогласно; размыты и нередко несогласия повсеместно фиксируются на рубеже палеоцена и эоцена, палеогена и неогена, среднего и верхнего миоцена, верхнего миоцена и плиоцена, в большинстве районов — на рубеже эоцена и олигоцена, в середине олигоцена, во многих районах — на рубеже нижнего и среднего миоцена;

— коррелятна последовательность размещения в разрезе палеогена и неогена формационных комплексов и, в частности, угленосных;

— выявленные на рассматриваемой территории даний-палеоценовый, эоцен-олигоценовый, миоценовый и плиоценовый этапы вулканизма имеют место и в этих регионах. Так, например, широко проявленный на территории Приамурья и Приморья эоцен-раннеолигоценовый и нижне-среднемиоценовый андезитово-базальтовый вулканизм имеет место на Сахалине, а также в Японии и Корее. В этих же районах проявился и последовавший за ними (в олигоцене и миоцене) кислый вулканизм; фиксируется там и гранитоидный интрузивный магматизм, коррелятный заключительной (кислой) фазе этапов вулканизма (см. рис. 3).

Сравнительный анализ геологических событий (характера переходов породных комплексов) по рассмотренным ранее территориям и осадочным бассейнам западного побережья Северной, Центральной и Южной Америки, Австралии [25], Индонезии, Новой Зеландии [20, 21] показал, что на рубеже палеогена и неогена в Центральной части Тихого океана существовала зона длительного поднятия и размытия. По периферии ее наблюдается зона замедленных в неогене движений, в пределах которой глубоководные осадки палеогена сменяются относительно более мелководными неогеновыми. Здесь же в неогене уменьшается и скорость осадконакопления (рис. 5). Ближе к материкам и в области материков намечается зона кратковременных поднятий, размытия, смены типа седиментации и увеличения в неогене скорости осадконакопления. Между последними двумя зонами фиксируется «нейтральная» полоса. В ее пределах на рубеже палеогена и неогена не регистрируются какие-либо изменения, отражающие импульс тектономагматической активизации. Существование таких «нейтральных» зон логично. Они располагаются на переходе от зоны поднятий к зоне погружений. Таким образом, импульс тектономагматической активизации, отвечающий сав-

ской фазе альпийской складчатости, проявляется в различных формах повсеместно в Тихоокеанском регионе и на сопредельных с ним материках. Зафиксирован он и в других регионах планеты, в частности, в палеогеновых и неогеновых осадочных бассейнах Западной Европы, Ближнего Востока, Индии.

В Италии, в провинции Тоскана миоценовые угленосные отложения несогласно с разрывом ложатся на эоценовые [23]. В палеогеновых и неогеновых осадочных бассейнах Германской Демократической Республики на рубеже олигоцена и миоцена происходят поднятия, отступление моря и накопление в миоцене континентальных отложений. В Магдебургском, Восточном и южной части Тюринго-Саксонского районов олигоценовые морские слои сменяются озерно-аллювиальными угленосными осадками [24, 27]. В Нижне-Рейнском бурогольном районе (ФРГ) на рубеже олигоцена и миоцена фиксируются смена трансгрессивного цикла регрессивным, замедление скорости осадконакопления, смена морских осадков олигоцена неогеновыми континентальными угленосными. В Верхне-Силезском бассейне (Польша) после длительного перерыва в осадконакоплении (послеоксфордско-олигоценового) началось широкое накопление миоценовых песчаников, известняков, синевато-серых глин с залежами соли, гипса и серы. В это же время закладываются внутриконтинентальные бассейны Польской низменности, Мостецкий и Соколовский односторонние грабены Чехословакии [15]. В них формируются неогеновые континентальные угленосные отложения. С разрывом и резко несогласно залегают на всех нижележащих породных комплексах (в том числе и олигоценовых) неогеновые континентальные отложения в угленосных районах Ноград, Озд и Боршод Северо-Восточного угленосного бассейна Венгрии [15]. В районе Анатолийского бурогольного бассейна (Турция) на рубеже олигоцена и миоцена происходили поднятия, осушение территории. В неогене здесь формируются озерно-аллювиальные угленосные отложения. В угленосной провинции Ассама (Индия) миоценовые угленосные отложения несогласно с «угольными конгломератами» в основании (рубанский горизонт) ложатся на олигоценовые угленосные отложения Хаттского яруса [14, 15].

Таким образом, в бассейнах Западной Европы (Италия, ФРГ, ГДР, Польша, Чехословакия, Венгрия), Ближнего Востока и Индии на рассматриваемом рубеже импульс тектономагматической активизации проявлялся поднятием и разрывом, сменой трансгрессии регрессией, заложением грабенных структур с последующим накоплением угленосных толщ, сменой типа седиментации. Причем в подавляющем большинстве случаев в миоцене, так же как на

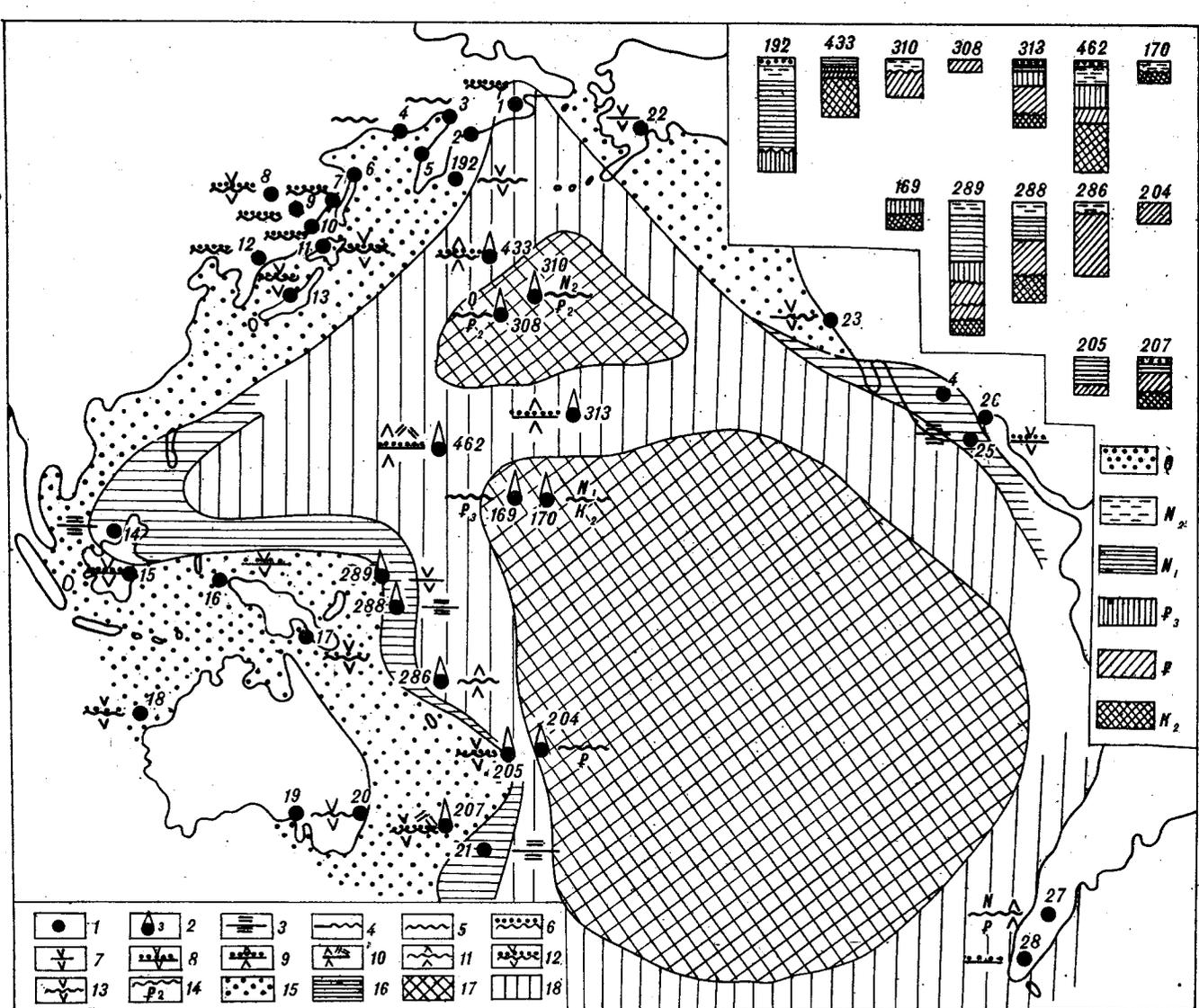


Рис. 5. Схема форм проявления импульсов тектоно-магматической активизации в Тихоокеанском регионе на рубеже палеогена и неогена.

1 — места разрезов на континентах и их условные номера; 2 — скважины в Тихом океане, пробуренные с корабля «Гломар-Челленджер»; 3 — разрезы, в зоне которых импульс тектоно-магматической активизации не проявился. Формы проявления импульсов: 4 — локальные размывы; 5 — повсеместные размывы; 6 — повсеместный размыв со сменой типа седиментации; 7 — увеличение скорости погружения (скорости осадконакопления); 8 — то же со сменой типа седиментации; 9 — уменьшение скорости погружения (скорости осадконакопления) со сменой типа седиментации; 10 — то же и признаки вулканизма; 11 — повсеместный размыв, смена типа седиментации, уменьшение скорости осадконакопления; 12 — повсеместный размыв, смена типа седиментации, увеличение скорости осадконакопления; 13 — повсеместный размыв, увеличение скорости осадконакопления; 14 — длительный повсеместный перерыв в осадконакоплении; 15 — области увеличенных в миоцене (по сравнению с олигоценом) скоростей осадконакопления; 16 — области нейтральные (переходные); 17 — области длительного перерыва (со времени эоцена и олигоцена) в осадконакоплении; 18 — области замедленных в миоцене (по сравнению с олигоценом) скоростей осадконакопления.

территории Приамурья и Приморья и всего Дальнего Востока, формируются угленосные толщи.

Отсюда напрашивается вывод, что импульсы тектоно-магматической активизации, во всяком случае часть их, имеют глобальное распространение при различной форме проявления в тех или иных районах. Кроме рассмотренного

примера глобальности импульсов тектоно-магматической активности на рубеже палеогена и неогена столь же широко могут проявляться импульсы на рубеже мезозоя и кайнозоя, миоцена и плиоцена, плиоцена и плейстоцена, отвечающие ларамийской (камчатской), аттической (татарской) и кавказской (сахалинской) фазам альпийской складчатости.

1. Баранова Ю. П. Новые данные о возрасте отложенных Верхне-Нерских впадин в бассейне р. Индигирки.— ДАН СССР, 1962, т. 146, № 1.
2. Баранова Ю. П. История развития рельефа Северо-Восточной Сибири. Автореф. докт. дис. Новосибирск, 1965.
3. Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф. История, развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Северо-Восток СССР. М.: Наука, 1964.
4. Баранова Ю. П. и др. Новые данные о миоценовых отложениях Мамонтовой горы на Алдане.— ДАН СССР, 1970, т. 193, № 5.
5. Бискэ С. Ф., Кулькова И. А. Олигоцен-миоценовые континентальные толщ Койнатхунской и Бельской наложенных впадин.— В кн.: Кайнозой Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1968.
6. Бискэ С. Ф., Баранова Ю. П., Дорт-Гольц Ю. Е. Новые данные по флоростратиграфии миоцена северной части бассейна р. Анадырь и их палеогеографическая интерпретация.— В кн.: Географические проблемы Сибири. Новосибирск: Наука, 1972.
7. Бискэ С. Ф. Палеоген и неоген крайнего Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1975.
8. Варнаевский В. Г. Палеогеновые и неогеновые отложения, Средне-Амурской впадины. М.: Наука, 1974.
9. Варнаевский В. Г. Корреляция геологических процессов в палеогене и неогене Приамурья и Приморья.— В кн.: Экосистемы в стратиграфии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.
10. Волошинова Н. А. и др. Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Сахалина.— В сб.: Кайнозой Дальневосточных регионов СССР. Л.: ВНИГРИ, 1978.
11. Геологическое развитие японских островов/Ред. Мияно М., Гораи М., Фукахаси М. М.: Мир, 1968.
12. Иванов О. А. Кайнозойские отложения Яно-Индигирской низменности и Новосибирских островов. Автореф. канд. дисс. Л., 1969.
13. Карта нефтегазоносности и угленосности Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана м-ба 1:10 000 000/Редакторы: Еременко Н. А., Красный Л. И., НИЛ Зарубежгеология, 1978.
14. Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. М.: ИЛ, 1954.
15. Магеев А. К. Угольные месторождения зарубежных стран. М.: Недра, 1966.
16. Палеобиогеографический атлас Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана/Редакторы: Худoley К. М., Ржонсницкая М. А. М.: Аэрогеология, 1979.
17. Сальников Б. А. и др. Стратиграфия нефтегазоносных и перспективно-нефтегазоносных толщ Сахалина.— В кн.: Новые данные по геологии и нефтегазоносности Сахалина. Л.: ВНИГРИ, 1979.
18. Труды межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР. Магадан: Магаданское кн. изд-во, 1959.
19. Устиновский Ю. Б. и др. Стратиграфия и условия формирования кайнозойских отложений.— В кн.: Геологическое строение Северо-Восточной Кореи и Юга Приморья. М.: Наука, 1966.
20. Brown D. A., Cambell K. S. W., Crook K. A. W. The Geological Evolution of Australia and New Zealand. Pergamon press, 1968.
21. Kingma I. T. Dannevirke 1:250000 geol. Map. Ser. Sheet 11, geol. Surv. N. Z., 1962.
22. Mizuno A. A summary of the Paleogene molluscan faunas in North Japan.— Rept. Geol. Surv. Japan, No 207, 1964.
23. Moretti Attilio. Tentativo di sintesi delle conoseenze sui giacimenti italiani di carboni fossili.— Ind. mineraria, 1962, No 3.
24. Pietseh K. Geologie von Sachsen. Berlin, 1962.
25. Raggatt H. G., Crespin I. Stratigraphy of Tertiary rocks between Torquay and Eastern View, Victoria.— Proc. R. Soc. Vict., 1955.
26. Shibaoka M. Formation of coal seams and cyclothems (j).— J. Min. Inst. Hokkaido, 1957, No 1.
27. Wagenbreth O. Übersicht über der Geologie der Braunkohlen.— Lagerstätten in der DDR Bergakademie, 1958, No 7.

ИГиГ ДВНЦ АН СССР  
Хабаровск

Поступила в редакцию  
21 сентября 1981 г.

В. В. Орленок

## ЭВОЛЮЦИЯ ОКЕАНИЧЕСКИХ БАССЕЙНОВ В КАЙНОЗОЙСКОЙ ЭРЕ\*

Подвергнуты критике представления о древности Мирового океана. Палеозойские и докембрийские отложения накапливались в мелководных бассейнах, более или менее равномерно рассеянных по поверхности Земли. Мелководные отложения мелового — миоценового возраста, а также магматические породы субаэрального выветривания, обнаруженные в 149 скважинах «Гломар Челленджер», залегающие ныне на глубинах 1—7 км, позволяют рассчитать скорость опускания дна океанов за последние 140 млн. лет. На рубеже мела и палеогена произошло быстрое возрастание скоростей опускания дна океанов, сопровождавшееся интенсификацией платобазальтового вулканизма. Ускорение процессов океанизации вызвано накоплением к концу мезозоя мощной кислородно-силикатной оболочки (50—60 км), усилением диффузии летучих и тепла из зоны

внешнего ядра и ростом толщины астеносферы под океанами. Рифтовые хребты, островные дуги, моря альпийского пояса и периферия Пацифика отражают современный фронт процесса океанизации. Опускание континентальных платформ на глубину 2—4 км происходило в течение всего фанерозоя, океанических — на ту же глубину — лишь в последние 50—60 млн. лет. За столь короткий геологический период 20—40-километровая толща кислородно-силикатной оболочки не могла бесследно исчезнуть с 2/3 поверхности Земли без того, чтобы это не нашло отражения в солевом, температурном и газовом режимах гидросферы, атмосферы и астеносферы. Отсюда, кора под океанами по своей структуре и составу не должна принципиально отличаться от коры континентов.

С давних времен в науке преобладают представления о древности океанов. Считается, что их заложение произошло предположительно более 1 млрд. лет назад [6, 7, 21—24]. Основанием к такому заключению послужили данные о наличии больших масс морских осадочных отложений возраста более 1,5—3 млрд. лет на поверхности материков, а также уменьшение возраста складчатости в направлении континентальной окраины вокруг Тихоокеанского сегмента [21, 22]. Вместе с тем еще Э. Зюсс [27] отмечал многочисленные следы сравнительно недавнего (30—70 млн. лет назад) обрушения континентальных окраин Атлантического и Индийского океанов, что, по его мнению, является ярким свидетельством недавнего их образования вследствие опускания континентальной суши. Эту точку зрения разделяет В. В. Белоусов [3], предполагая, однако, метасоматическое преобразование в дальнейшем континентальной коры в океаническую. Тем не менее в последние два десятилетия возобладали неомобилистские представления о природе океанов [8, 12, 13]. Однако признание существования древней Панталассы по-прежнему остается загадочным. Тем самым неомобилизм, по существу, смыкается с ортодоксальным фиксизмом, постулирующим к тому же изначальное разделение земной коры на континентальную и

океаническую [6, 8, 16]. С другой стороны, установление необычайно малой мощности осадков на дне всех океанов (не более 1—2 км) [13, 17, 26], возраст древнейших из которых, по данным бурения «Гломар Челленджер», не выходит за пределы 70—140 млн. лет [26], подтвердило выводы Зюсса. При известных темпах океанской седиментации [13] для накопления этой толщи потребовалось бы не более 50—100 млн. лет [18]. Находки мелководных отложений позднеюрского — мелового — миоценового возраста на глубинах от 1 до 6 тыс. метров [26], а также многочисленные данные о сносе терригенного обломочного материала со стороны современных океанических областей на прилегающую сушу в домиоценовое время [3, 20] свидетельствуют, что 50—70 млн. лет назад на месте всех современных океанических впадин существовала суша, местами заболоченная или покрытая мелким морем [3, 19, 23, 27]. Более того, области современных Средиземного и Черного морей, глубоководные впадины западной части Тихого океана еще в раннем миоцене являлись сушей, откуда обломочный полимиктовый материал питал обширные районы современного континентального обрамления и островов [20, 26].

Оценки темпов денудации континентальной суши, основанные на известных значениях твердого стока орографической сети, дают величину 0,8—1,0 км/10 млн. лет [13]. Отсюда

\* Печатается в дискуссионном порядке.

делается обычно вывод, что континенты должны испытывать постоянное воздымание (можно представить, какие нужны для этого грандиозные силы, работающие к тому же против силы тяжести), так как в противном случае вся поверхность Земли уже через 10 млн. лет оказалась бы под водой. Такое заключение является закономерным, ибо оно вытекает из сложившихся представлений о незыблемости, чуть ли не изначальном постоянстве объема гидросферы на поверхности Земли, которое имело место на протяжении большей части ее геологической истории [8]. Отсюда следует распространенное мнение чуть ли не об архейском возрасте Тихого океана, правда, с признанием новообразования других океанов путем спрединга либо вследствие замещения континентальной коры океанической [6, 8, 16, 22]. Тем не менее большинство исследователей отвергают рассмотренные выше фактические данные о послемеловом образовании всех океанов, ибо они не могут ответить на традиционный вопрос: где же в таком случае была вода? Действительно, зная о существовании докембрийских морских отложений, ответить на этот вопрос нелегко. Выполненный нами синтез данных по физике Земли и анализ материалов бурения «Гломар Челленджер» по современной гипсометрии мелководных осадков, обнаруженных в осадочном разрезе Мирового океана [26], позволили прийти к заключению, что постановка подобного вопроса лишена всякого смысла. Он возник из-за неверного представления о древности Мирового океана, глубина которого 1,5—2 млрд. лет назад предполагалась равной 2—3 км, а современной глубины и размеров он якобы достиг в середине — конце докембрия [8, 22, 24]. В результате тщательного изучения материалов глубоководного бурения нами было установлено, что в 149 скважинах (почти в каждой третьей из 493 пробуренных скважин) были обнаружены мелководные отложения или магматические породы со следами субаэрального выветривания или приповерхностного образования. Из них 98 скважин приходится на подводные возвышенности (глубина моря 1—3,5 км) и 51 — на котловины (глубина более 4—5 км). Возраст отложений меняется в широких пределах — от миоцена до поздней юры. Для оценки скорости опускания участка дна, на котором найдены мелководные отложения, использована формула

$$V = (H + h)/t,$$

где  $V$  — скорость опускания дна в мм/1000 лет,  $H$  — глубина моря,  $h$  — мощность осадков выше уровня залегания мелководных отложений,  $t$  — возраст этих отложений [19]. Полученные таким образом 149 значений скорости были нанесены на график (рис. 1), где по оси абсцисс

были отложены значения возраста данного мелководного осадка. Последняя точка на ординате графика со значением 610 мм/1000 лет получена по данным измерений на водомерных постах, расположенных на побережьях и островах Мирового океана за последние семьдесят лет. Согласно этим данным [41], уровень моря за указанный период поднимался со средней скоростью 1,33 мм/год. За вычетом вклада от ежегодного таяния 250 км<sup>3</sup> континентальных и глетчерных ледников [25], что составляет 0,7 мм/год, и отложений 7 км<sup>3</sup> в год морских осадков [43], дающих ежегодный прирост уровня моря на 0,02 мм, оставшаяся величина 0,61 мм/год характеризует современные темпы поступления свободной воды из недр Земли на ее поверхность. Это соответствует скорости 610 мм/1000 лет [49]. Полученное значение укладывается в общий ход кривой  $V(t) = a \cdot \exp(t/a)$  (см. рис. 1). Впервые эта зависимость была получена нами в 1977 г., но по меньшему числу данных [49].

Анализ графика  $V = V(t)$  позволяет прийти к важным выводам, проливающим свет на историю формирования океанических бассейнов на поверхности Земли. Скорость опускания дна океана (см. рис. 1) может быть аппроксимирована законом [49]

$$V(t) = 40 \cdot \exp(t/40).$$

С поздней юры до позднего мела погружение океанических сегментов перисферы составляло 25—30 мм/1000 лет. На рубеже мела и палеогена, как видно из графика, происходит возрастание скорости. В миоцене она увеличивается до 180 мм/1000 лет, т. е. по сравнению с мелом возрастает в шесть раз. В антропогене скорость увеличивается до 610 мм/1000 лет. Таким образом, начиная с верхнего мела темпы погружения и заполнения водой океанических сегментов Земли непрерывно возрастают, и в настоящее время процесс океанизации планеты идет с наивысшей за всю историю скоростью. Распределение картины опускания по океанам приведено в таблице.

Как видно из таблицы, котловины океанов опускаются в 3,6 раза быстрее подводных возвышенностей, что, очевидно, и обусловило существование последних как остаточных форм в рельефе дна современных океанов. Наибольшую скорость погружения испытывают Атлантический и Индоокеанский сегменты, наименьшую — Тихоокеанский. Еще более высокие темпы погружения наблюдаются в Средиземноморской области включая Черное море, а также на западной окраине Тихого океана (более 200 мм/1000 лет). Из приведенного видно, что процесс образования океанов начался лишь в последние 50—70 млн. лет. В это время наблюдалось резкое увеличение скорости погружения

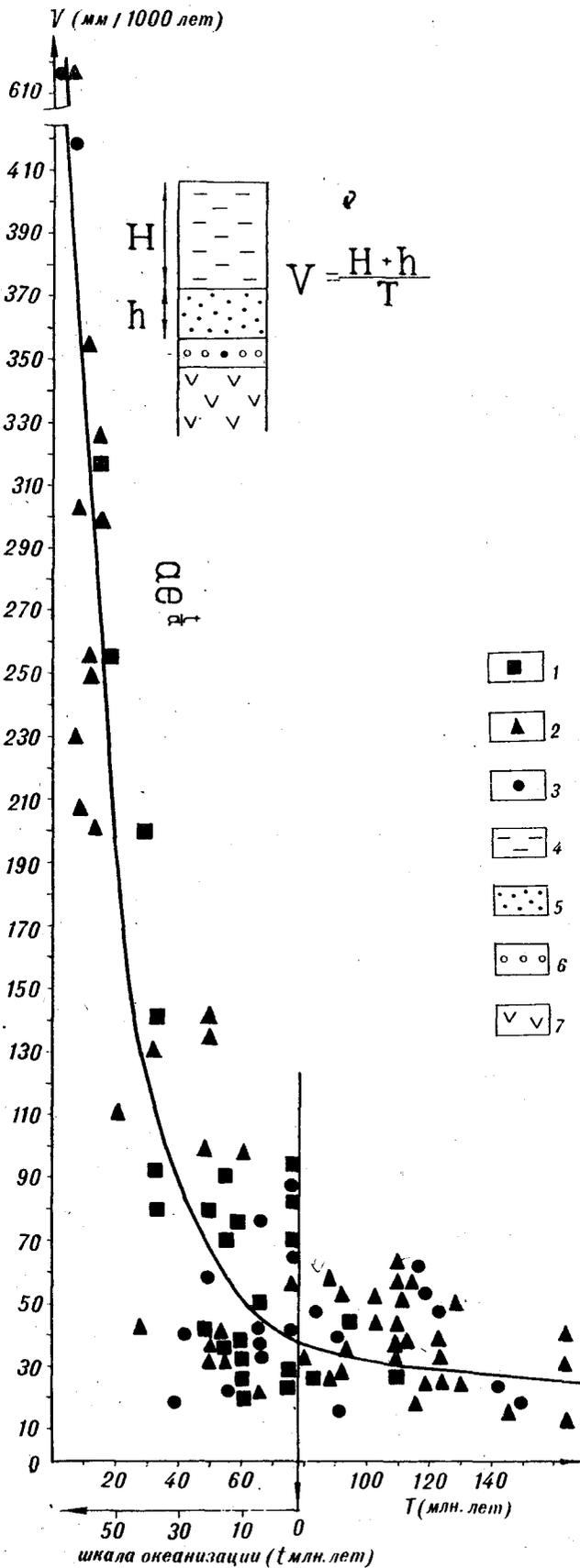


Рис. 1. График, характеризующий скорость опускания океанических сегментов Земли (и поступления эндогенной воды) в различные геологические эпохи, рассчитанный по данным «Гломар Челленджер» о гипсометрии разновозрастных мелководных осадков (Орленок, 1980).

1 — по скважинам Тихого, 2 — Атлантического, 3 — Индийского океанов; 4 — вода, 5 — глубоководные осадки; 6 — мелководные осадки; 7 — базальты.

твердой перисферы, рост темпов выноса эндогенной воды и обширный платобазальтовый вулканизм. Все эти явления, очевидно, взаимосвязаны и взаимообусловлены, а их первопричина, вероятно, лежит в активизации процессов диффузии тепла и летучих (главным образом  $H_2$  и  $He$ ) из области внешнего ядра сквозь нижнюю мантию под подошву каменной оболочки в зоне секторов современных океанов [19]. В свою очередь, это должно сопровождаться увеличением мощности астеносферы, а также ростом ее толщины под океанами (рис. 2), что находит подтверждение в сейсмологических данных [4, 9, 15]. Астеносфера под океанами оказывается в 4 раза толще, а ее кровля лежит на 50 км выше, чем под континентальными блоками. Таким образом, гидросфера не дана планете изначально. Она возникла на определенном, вероятно, заключительном этапе внутренней активности планеты и, видимо, после того как была сформирована достаточно мощная кислородно-силикатная оболочка [19]. Низы этой оболочки были постепенно вовлечены в восстановительную зону астеносферы. Насыщение оболочки водородом, поднимающимся из зоны внешнего ядра, способствовало усилению процессов дегидратации ее низов и, как следствие, увеличению объема выводимой к поверхности свободной воды, дегазации и вулканизма. Все это сопровождалось проседанием перисферы в разуплотненное пространство астеносферы. Например, отсутствие астеносферы под щитами [4], по всей вероятности, предопределило их относительную устойчивость к погружению в фанерозое. Следовательно, дифференциация лика Земли предопределена дифференциацией объемов летучих и тепла, диффундируемых через нижнюю мантию (слой *D* модели

Океаны	Средняя скорость опускания мм/1000 лет				$V_K/V_B$
	Внутренние моря	Котловины $V_K$	Континентальная окраина	Возвышенности $V_B$	
Атлантика	275	173	84	55	3,2
Индийский	390	94	—	39	2,4
Тихий	170	112	100	54	2,1
Мировой	280	126	—	49	2,5

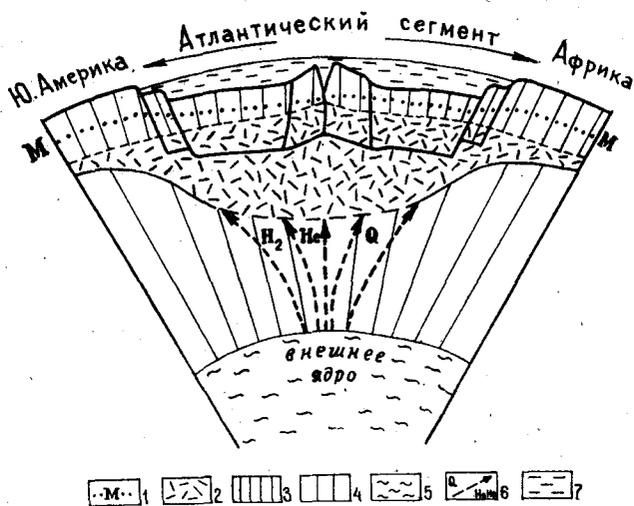


Рис. 2. Внутреннее строение Земли под Атлантическим сегментом.

1 — сейсмический раздел Мохоровичича; 2 — астеносфера; 3 — перисфера; 4 — нижняя мантия; 5 — зона внешнего ядра; 6 — направление потоков тепла  $Q$ , водорода  $H_2$  и гелия  $He$ ; 7 — вода.

Буллена) из зоны внешнего ядра. Отсюда же случайно нижняя мантия под океаническими секторами характеризуется меньшими значениями скоростей поперечных и продольных волн [4, 15] и, следовательно, более разуплотнена и проницаема для летучих, чем под континентами. В этом, видимо, заключается основная причина наблюдаемой дифференциации процессов океанизации на поверхности планеты. Что же касается докембрийских морских осадков, то их накопление, очевидно, происходило в многочисленных мелководных морях, рассеянных на земной поверхности, аналогично современным шельфовым бассейнам. Это подтверждается постепенным сокращением площади морского осадконакопления, а также появлением циклических изменений уровня моря на континентальных блоках в поздне меловой период и кайнозойскую эру [14].

Теперь мы подошли к самому важному вопросу: как пойдет дальнейшая эволюция лика Земли? При современных темпах поступления воды с учетом дегляциации (1,33 мм/год) за сто тысяч лет уровень моря поднимается на 133 метра; это приведет к тому, что одна треть поверхности платформенной суши окажется под водой. Учитывая исключительно малый в геологическом отношении порядок полученных временных величин по сравнению с установленной длительностью процесса океанизации, следует признать маловероятным сколько-нибудь существенное отклонение темпов дегидратации и аккреции от установленного закона  $V(t) = a \cdot \exp(t/a)$ . Иными словами, при современных темпах превышения дегидратации ( $V_d$ ) над скоростью аккреции ( $V_a$ ) в ближайшие несколько десятков — сотен тысяч лет следует

ожидать наступление крупной и, возможно, последней трансгрессии ( $V_d/V_a > 1$ ).

Этот вывод неожиданно резко ограничивает перспективу беспечного бытия грядущим цивилизациям на нашей планете. Уже через 10 тыс. лет уровень моря должен подняться на 13,3 м. Получают объяснение многочисленные примеры наступления океана в историческом прошлом, погружение под уровень моря древних поселений и городов, существование обширных площадей польдерных земель на континентах. Резким диссонансом этому является вывод неомобилистов о том, что «современному альпийскому тектоническому циклу соответствует все увеличивающаяся регрессия моря, которая будет развиваться еще около 60 млн. лет (!)... после которой начнется развитие новой трансгрессии моря» [8, стр. 265].

Если нижняя мантия заключает в себе весь запас химически еще не переработанного протовещества, то, согласно В. В. Кесареву [10], по мере его исчерпания темпы и объем поступления свободной воды будут уменьшаться. В дальнейшем расход воды на фотолиз, испарение и увлажнение перисферы станет превышать ее приход из астеносферы. В итоге океаны постепенно высохнут, и Земля лишится гидросферы. Ее поверхность станет подобна лунной или марсианской. Такой, вероятно, путь развития прошли Марс и отчасти Луна. На пути к протоземным условиям, возможно, находится Венера.

Массу выделившейся из недр Земли гидросферы за  $4,0 \cdot 10^9$  лет ее внутренней активности можно оценить исходя из известных соотношений масс оболочек и их состава [4]. Она составляет величину примерно  $36,5 \cdot 10^{23}$  г, или 29,2 объемам Мирового океана; оставшееся протовещество слоя  $D$  способно еще дать  $22,5 \cdot 10^{23}$  г свободной воды, или 18 объемов Мирового океана [10]. Полагая, что примерно половина уже выработанной гидросферы образовалась в последние 50—70 млн. лет, найдем время, необходимое для выделения оставшейся ее части. Оно составляет около 10 млн. лет. И это, видимо, нижний предел, так как темпы дегидратации конца кайнозоя — антропогена в 20—30 раз выше, чем в нижнем мелу (см. рис. 1).

И последнее. В настоящее время никому не приходит мысль относить кору опущенных на глубину 2—4 км платформенных областей суши к океаническому типу. Но ведь примерно на ту же глубину опущено дно Мирового океана (его средняя глубина равна 3,8 км). Разница, видимо, заключается лишь в том, что континентальные платформы опускались на эту глубину на протяжении всего фанерозоя (580 млн. лет), а океанические — за более короткий срок (котловины — за 70 млн. лет, а внутренние и окраинные моря — за 10—

25 млн. лет). Отсюда трудно предположить, что за столь короткий геологический период континентальная кора современных океанических областей бесследно исчезла с 2/3 поверхности Земли без того, чтобы это не нашло отражения в солевом, температурном и газовом режимах гидросферы и атмосферы планеты, а вместе с ними и в эволюции органического мира Земли [19]. Однако никаких тектонических и экологических катастроф в кайнозойской истории Земли до сих пор установить не удалось. Отсюда, не случайны те трудности, с которыми столкнулась геология в разрешении проблемы так называемой «океанической» коры [3, 6, 16, 21] и согласовании этой модели с теми реальными процессами, следы которых запечатлены в верхах каменной оболочки Земли или непосредственно наблюдаются на ее поверхности. Приведенное убедительно свидетельствует, что кора под океанами по своей структуре и составу не должна принципиально отличаться от коры континентов. Вывод этот подтверждает и критический анализ материалов, положенных в основу этих представлений [5, 19].

Сегодня назрела необходимость отказаться от привычных представлений о двух типах коры, которые стали своего рода догмой и тормозом в развитии науки. Пора начать критический пересмотр всей той информации, кото-

рая их стимулировала. Это диктуется и тем, что, несмотря на обширную литературу и множество конкурирующих гипотез, опирающихся на этот основополагающий постулат, за тридцать лет, прошедших со времени его «установления», исследователям так и не удалось найти приемлемое решение проблемы эволюции лика Земли.

Итак, объем гидросферы на поверхности Земли, равно как толщина ее кислородно-силикатной оболочки, не являлись длительное время постоянными. Процесс окисления и дезинтеграции оболочки на поверхности Земли усиливался по мере накопления масс свободной воды, что в свою очередь ускорило увеличение ее мощности и в конечном итоге вовлечение в ходе опускания всех больших объемов низов оболочки в восстановительную зону астеносферы. Последнее вместе с активизацией диффузии летучих и поступления тепла из зоны внешнего ядра способствовало ускорению дегидратации, а вместе с этим и общей океанизации планеты в кайнозойскую эру. Максимум этот процесс, очевидно, достигнет в ближайший миллион лет, что может привести к образованию сплошной водной оболочки на поверхности Земли. В дальнейшем этот процесс примет обратный характер. Для полного завершения цикла потребуются не более 30—50 млн. лет.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев Г. Ф. Докл. сов. геол. XXIII сессии МГК. М.: Наука, 1960.
2. Афанасьев Г. Ф. Строение и состав земной коры в связи с проблемами геологической петрологии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 41.
3. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1962.
4. Буллен К. Е. Плотность Земли. М.: Мир, 1978.
5. Булин Н. К. К вопросу о границе Мохоровичича под океанами.— Геол. и геофиз., 1979, № 2.
6. Васильковский Н. П.— Океанология. Т. XIII, вып. 6, 1973.
7. Вернадский В. И. Избранные сочинения. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1954.
8. Геофизика дна океана. Геодинамика. Т. 2. М.: Наука, 1979.
9. Гутенберг Б. Физика земных недр. М.: ИЛ, 1963.
10. Кесарев В. В. Эволюция вещества Вселенной. М.: Атомиздат, 1976.
11. Колебания уровня Мирового океана и вопросы морской геоморфологии. М.: Наука, 1975.
12. Ле Пишон К. и др. Тектоника плит. М.: Мир, 1977.
13. Лисицын А. Н. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974.
14. Максимов С. П. и др. Цикличность геологических процессов и проблема нефтегазоносности. М.: Недра, 1977.
15. Матвеева Н. И., Славина Л. В. Строение земной коры и верхней мантии морей и океанов. М.: Наука, 1973.
16. Муратов М. В. Происхождение материков и океанических впадин. М.: Наука, 1975.
17. Орленок В. В. Строение и мощность осадков Атлантического океана по сейсмическим данным.— Океанол. исслед. МГК, № 21. Наука, 1971.
18. Орленок В. В. Геоморфология дна океана. Калининград: Изд-во КГУ, 1976.
19. Орленок В. В. Физические основы эволюции перисферы Земли. Л.: Изд-во ЛГУ, 1980.
20. Пронин А. А. Геологические проблемы современных и древних океанов. Л.: Наука, 1977.
21. Пушаровский Ю. М. Введение в тектонику тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972.
22. Пушаровский Ю. М. Происхождение Тихого океана.— Природа, 1979, № 8.
23. Резанов И. А. Происхождение океанов. М.: Наука, 1979.
24. Хаин В. Е. История Мирового океана. М., 1971.
25. Четвертичное оледенение Земли. М., 1974.
26. Initial Rep. Deep-Sea Drilling Project. Washington, 1969—1979.
27. Suess E. Das Aulitz der Erde. Wien. 1883—1909, Bd. 1—3.

КГУ  
Калининград

Поступила в редакцию  
4 ноября 1981 года



Г. М. Власов. Вывод В. В. Орленка о недавнем образовании *всех* океанов в результате обрушения континентальной коры кажется малообоснованным. Критерии отнесения пород дна океана к мелководным образованиям и продуктам субаэрального выветривания достаточно неопределенны и многие приводимые сторонниками недавнего опускания дна океана «факты» интерпретируются неправильно. Так, А. А. Пронин считает марганцевые конкреции мелководными образованиями, впоследствии опущенными на большую глубину. Но точно установлено, что количественные отношения окиси марганца к окиси железа больше в глубоководных отложениях, чем в мелководных. Вулканические пеплы на дне океанов, по мнению А. А. Пронина, отложились на суше, а затем были погружены на глубину. Но океанические пеплы больших глубин, изученные М. А. Репечкой, своеобразны — это шарики, полусферы и сегменты, образовавшиеся при растрескивании под водой экструзивных тел кислой лавы, т. е. представляющие гиадокластиты. Субаэральное происхождение этих пеплов исключается из-за проявления в них градационной слоистости.

Казалось бы, определенным доказательством больших недавних опусканий дна океана являются подводные плосковершинные вулканы — гийоты, располагающиеся на глубинах до 5 тыс. м. Выровненность их вершин объяснялась абразией. Недавно вулканолог Г. Та-

зиев, наблюдавший подводные извержения и изучивший вулканы Афура, установил, что подобная форма свойственна всем подводным вулканам, независимо от глубины их образования, и не связана с абразией.

Не согласуется с опусканиями больших площадей континентов на границе мела и палеогена почти полное отсутствие в притихоокеанских районах морского палеоцена. Эпизодическое появление маломощных грубообломочных толщ указывает на развитие континентальных условий в палеоцене. Трансгрессивные условия проявляются лишь в эоцене или олигоцене.

Против значительных опусканий континентальной коры в кайнозой говорит и последовательное наращивание континентальной коры на континентальных окраинах у Тихого океана, например в Японии, Восточной Австралии. В Японии древние континентальные массивы последовательно облекаются геосинклинальными образованиями палеозоя (Чичибу), мезозоя (Самбосан), мела — палеогена (Симанто), неогена (Сетогавы). В Восточной Австралии последовательно развивались, перемещаясь в сторону океана, геосинклинальные прогибы, начиная от ордовика до позднего неогена.

С позиций образования как земной коры, так и других оболочек Земли логично полагать, что образование гидросферы и атмосферы Земли происходило параллельно с формированием пород коры.

УДК 551.24(265)

А. И. Садовский

## ТИХООКЕАНСКИЙ ТЕКТОГЕНЕЗ, ЕГО РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ВОЗМОЖНАЯ ПРИРОДА\*

На основании анализа литературных данных и их критического разбора строится модель тихоокеанского тектогенеза, обсуждаются границы распространения его в Евразии, взаимоотношение Тихоокеанского и Атлантического сегментов.

Делается вывод, что тихоокеанский тектогенез — это реакция наиболее пластичной океанической (тихоокеанской) мантии на сокращение объема земной эндоферы в процессе гравитационно-тепловой эволюции всей материальной системы Земли.

### СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

Выступая на XVII Международном конгрессе, О. С. Вялов отметил, что тихоокеанский тектогенез представляет собой «особую мезозойскую складчатость», которую «нельзя рассматривать как затухающие варисциды или возникающие альпиды» [9, с. 580]. Там же Ганс Беккер подчеркивал, что она имеет широкое распространение, охватывает крупные территории на западе Америки, в Китае и Индо-Китае, Монголии и на юге Африки [5, с. 356]. Одновременно П. Н. Кропоткин и Н. П. Херасков продемонстрировали широкое распространение мезозойской складчатости на северо-востоке Азии, утверждая, что эта область связывает тихоокеанский тектогенез Евразии и Америки. Они же отметили характерную особенность областей тихоокеанского тектогенеза — «процесс переработки древних складчатых структур» [24, с. 610].

Ганс Беккер называл рассматриваемый тектогенез иеншаньской складчатостью, П. Н. Кропоткин и Н. П. Херасков — верхоянским, А. Д. Архангельский — тихоокеанским циклами. При этом они подчеркивали, что нельзя вновь выделяемое тектоническое явление истолковывать лишь в качестве еще одного подразделения в шкале западноевропейского канона тектонических диастрофизмов. Особенно четко это положение констатировал Г. Беккер. Он указал на перекрытие тихоокеанских (иеншаньских, по его терминологии) орогений с западноевропейскими. При этом он одним из первых показал, что орогении распространяются и на Африканский континент,

считая, правда, что развитые здесь капиды — местное явление. Учитывая общее состояние развития геологической мысли тридцатых годов, это было вполне оправданно. Оправданным было и то, что Г. Беккер ограничил время развития ранних фаз иеншаньского (тихоокеанского) тектогенеза триасом.

Невозможность соотнести тихоокеанский тектогенез с канонами европейской (атлантической) шкалы лучше других доказал Г. Штилле. Он вплотную приблизился к пониманию особой геологической природы этого тектогенеза, связав его с так называемой циркумокеанической компенсационной тектоникой, которая наиболее полно проявляется в обрамлении Тихого океана. Будучи верным последователем гипертрофированного универсализма в толковании исторических процессов геотектогенеза, Г. Штилле утверждает, что так называемая «тихоокеанская» тектоника так же мало связана с Тихим океаном, как «атлантическая» только с Атлантикой. Скорее «...тихоокеанский тип развития — это более ранняя фаза тектоники периферических районов океанов...» [52, с. 858].

Можно отметить две причины, побудившие Г. Штилле к приведенному выше обобщению. Это наличие достоверных данных о глубокой древности Тихого океана и активных окраин [53], а также наличие структур типично «тихоокеанского» типа в районе Карибского моря. Для объяснения природы подобных постконтинентальных образований Г. Штилле выдвинул представление о «конструктивной» орто-тектонике и «деструктивной» паратектонике [54]. Последняя, несмотря на неудачность тер-

\* Печатается в дискуссионном порядке.

мина, имеет прямое отношение к «переработке древних складчатых структур» П. Н. Кропоткина и Н. П. Хераскова и, следовательно, к объяснению возможной природы тихоокеанского тектогенеза в целом не только как провинциального, но и как самостоятельного глобального явления. Это также одно из важнейших свойств тихоокеанского тектогенеза, которое ранее было зафиксировано Г. Беккером в виде правила «перекрытия орогений».

Всеобщее признание тихоокеанский тектогенез как самостоятельное явление получил лишь после того, как С. С. Смирнов выделил Тихоокеанский пояс — «грандиозное кольцо молодых складчатых сооружений, обрамляющих Тихий океан», являющееся «одним из основных источников рудных богатств мира» [37, с. 53]. Однако предположение С. С. Смирнова о связи пояса с системой геосинклинально-складчатых зон, обрамляющих Тихий океан, более или менее подтверждалось лишь в Америке. В Азии же картина оказалась более сложной. Западную границу Тихоокеанского пояса пришлось отодвинуть до Байкала. С. С. Смирнов по этому поводу писал, что «к тихоокеанским структурам мы относим все те молодые складчатые сооружения, которые с востока и юго-востока окаймляют Средне-Сибирскую платформу» [37, с. 53], не указывая точно пределов распространения этих сооружений.

При столь широком понимании Тихоокеанский пояс терял свое основное качество — циркумтихоокеанское расположение. Ни С. С. Смирнов, ни его многочисленные последователи, по существу, так и не смогли однозначно решить вопрос о западной границе Тихоокеанского пояса, что справедливо было отмечено критиками [47, 30].

Выделение самостоятельных Монголо-Охотского, Яньшаньского, Циньлинского и других поясов проблемы западной границы Тихоокеанского пояса не снимает. Напротив, существование их делает геолого-структурное содержание Тихоокеанского пояса в его первоначальном толковании еще более неопределенным, а металлогеническое районирование — сложным и во многом еще не понятным [20].

Несмотря на общую незавершенность проблемы, сам факт существования Тихоокеанского пояса как типоморфного проявления одноименного тектогенеза является бесспорным. Он одинаково признается и современными «фикситами» и «мобиристами». Разногласия охватывают лишь сферу теоретических представлений, пытающихся дать объяснение реально существующему факту. Причем практическая значимость продвижения этих представлений к истине является совершенно исключительной. Без особого преувеличения можно сказать, что без решения проблемы «тихоокеанской текто-

ники» невозможно связать и сопоставить мобилитеты фактических материалов, накопленных в рамках классической геологии континентов и все более нарастающих в сравнительно новой геологии океанов.

Своеобразие Тихоокеанского пояса как эталона одноименного тектогенеза наиболее полно охарактеризовал Н. С. Шатский. Оно состоит в том, что рассматриваемый тектогенез «...по своему структурному положению и развитию имеет очень мало общего с западными, складчатыми поясами герцинских и каледонских областей... Европейские и восточноамериканские складчатые области развиваются..., все время наращивая... платформы... Развитие... Тихоокеанского пояса является совершенно противоположным. Он окружает глубоко погруженные области Тихого океана, отличающиеся... мощным развитием вулканических процессов... В Тихоокеанском поясе наблюдаются процессы раздробления древних платформ... Этот пояс возник на самых разнообразных сооружениях и ассимилировал их...» [50, с. 16].

Раздробление древних платформ и их переработка (ассимиляция, по Н. С. Шатскому) процессами, совпадающими с формированием котловины Тихого океана, — это главная особенность тектоники всей Восточной Азии [31, 41 и др.]. Вероятно, она не случайно совпадает и с последней перестройкой соотношения суши и моря на всей планете, в том числе с образованием Атлантического океана [53 и др.]. В основе ее лежат глобальные, еще недостаточно познанные процессы. Их, очевидно, и имел в виду Г. Штилле, когда писал о том, что рассматриваемый тектогенез не является принадлежностью только Тихого океана и, как особое явление раздробления, лишь противостоит ортотектонике, приводящей к консолидации, т. е. фактически к разрастанию сиализированной коры материков.

Здесь мы вплотную подходим к принципиально важному положению о том, что тихоокеанский и атлантический тектогенезы — это лишь две стороны одного всеобъемлющего геотектонического процесса, в конечном счете управляющего состоянием «главной горизонтальной неоднородности Земли» [6] — океанов и континентов. Если продолжить мысль Н. С. Шатского о специфике тихоокеанского тектогенеза, то приходим к выводу, что в основе своей этот тектогенез является океаническим. В отличие от атлантического (западноамериканских и восточноамериканских складчатых областей, по Н. С. Шатскому) этот тектогенез не наращивает массивы древних платформ, а перерабатывает и сокращает (ассимилирует) их. Таким образом, интересующий нас тихоокеанский тектогенез совершенно естественно перерастает в часть общей проблемы геотектогенеза

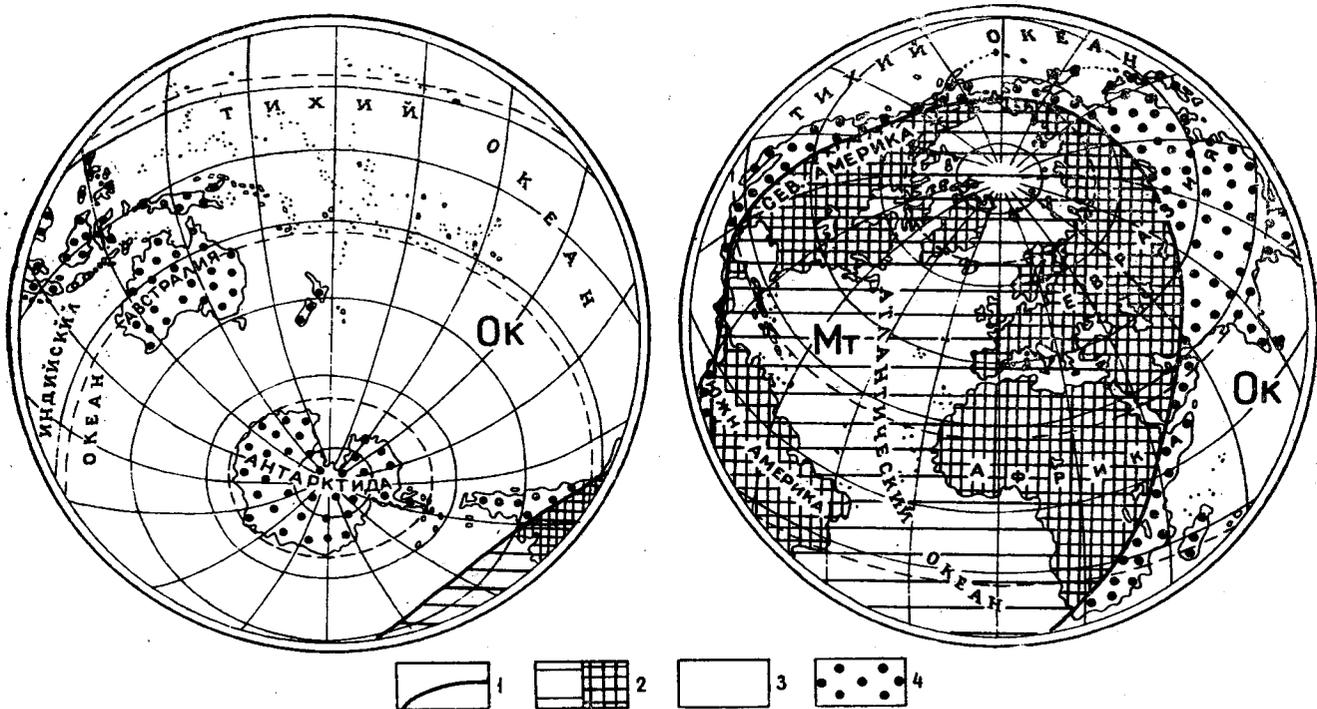


Рис. 1. Положение основных подразделений тектоносферы Земли на схематических картах материкового (Мт) и океанического (Ок) полушарий.

1 — линия Атлантико-Тихоокеанского эскарпа (шарнира), ограничивающего первично континентальную массу Земли; 2—4 — области преобладающего развития разных типов тектогенеза: 2 — преимущественно атлантического, 3 — собственно тихоокеанского, 4 — преимущественно тихоокеанского, осложненного внутрикоровыми процессами.

Земли. Проблема его, очевидно, и должна решаться на этом уровне.

Географы давно отметили общую дисимметрию земной поверхности. Взгляды о простом преобладании океанических вод в южном полушарии — 80,9% против 60,7% в северном — в последние годы ими существенно конкретизированы. Согласно новым представлениям [11], при расположении полюсов Земли в районе Лауры и Новой Зеландии в океаническом полушарии оказывается под водой 90,5%, а в материковом — лишь 47% (рис. 1). При этом оказывается, что относительно более молодой Атлантический океан практически полностью локализован в континентальном полушарии, а Тихий и Индийский — в океаническом. Учитывая, что пространства, занятые Тихим и Индийским океанами, характеризуются особым состоянием земной коры, в т. ч. существенно отличающимся от Атлантического [6], эта замечательная глобальная закономерность не может быть случайным совпадением. Она также является важной составной частью тихоокеанской проблемы, требующей геологического объяснения.

Исходя из старых представлений о дисимметрии земного лика, Э. Зюсс и его последователи развивали идеи о Лавразии, Гондване и разделяющем их Тетисе, атлантическом и тихоокеанском типах берегов и т. д. Условность этих по-

нятий ныне очевидна. Тем не менее благодаря им в поле зрения геологов уже в XIX в. попало окружение Тихого океана с кольцом современных вулканов, а к настоящему времени — вся своеобразная тектоника юго-востока Евразии и востока Африки, которые входят в единую Тихоокеанскую провинцию.

Перенесение на эту провинцию способа районирования земной коры по возрасту складчатости, сложившегося в атлантической геологии под влиянием господствующей в этом полушарии ортотектоники, затормозило развитие идей о природе тихоокеанского тектогенеза. Тем не менее специфика этого тектогенеза такова, что Н. С. Шатский выдвинул «тихоокеанскую проблему» в качестве одной из важнейших в современной геологии. Он же конкретизировал главную закономерность тихоокеанской тектоники, подмеченную применительно к древним массивам еще П. Н. Кропоткиным и Н. П. Херасковым, и отметил, что «развитие Тихоокеанского пояса в мезозое и кайнозое не считалось и со складчатыми сооружениями Азиатского материка» [50, с. 17].

Если коротко резюмировать общее состояние проблемы тихоокеанского тектогенеза, можно отметить следующее:

1. Тектогенез имеет очень широкое распространение, выходящее далеко за пределы собственно «тихоокеанского кольца».

2. Наиболее характерной его чертой является переработка (деструкция и ассимиляция) ранее созданных ортоэктонических структур.

3. Тектогенез не совпадает с фазами тектонической активности, проявившимися в западно-европейской и восточноамериканской частях тектоносферы, прилежащих к Атлантическому океану, и подчиняется своей шкале исторической периодичности.

4. Судя по геологическим свидетельствам древности Тихого океана, этот тектогенез, наиболее полно представленный в мезокайнозойских геологических структурах, имеет более глубокие исторические корни.

5. Как глобальное явление, не имеющее строгой исторической привязки, тихоокеанский тектогенез — это процесс, управляющий развитием одноименного океана и его обрамления, который также существенно влияет на ход геологических событий на всем земном шаре, в т. ч. в его Атлантическом сегменте.

## ПРИНЦИПАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ ТИХООКЕАНСКОГО ТЕКТОГЕНЕЗА

В. И. Вернадский, анализируя взаимодействие геосфер как геохимическую проблему, пришел к выводу о возрастании с глубиной различий Атлантического и Тихоокеанского сегментов Земли [8]. Развивая эти представления, Н. П. Херасков [48] отметил, что глобальная Атлантико-Тихоокеанская дисимметрия в целом находится в соответствии с ориентировкой экваториальных осей геоида, описывающего фигуру земного шара.

Наблюдение Н. П. Хераскова конкретизировано новейшими данными с применением космических аппаратов. При этом установлено, что Земля имеет еще более сложную фигуру геоида, в общем характеризующегося более сильной сжатостью океанического полушария [15]. Это подтверждает выводы В. И. Вернадского и других о проникающем на огромные глубины неоднородном распределении масс и согласуется с геофизическими данными о различном состоянии тектоносферы под материками и океанами.

Для объяснения глубинной дисимметрии Земли важнейшее значение имеют сведения о строении континентальной протокрыши древних массивов, эталонами которых могут служить Украинский, Воронежский, восточная часть Канадского. «Эклогит-базальтовые» корни этих «тяжелых» [1] массивов прослежены вглубь до 50—60 км. Им как бы противостоят более сгущенные «легкие» массивы с мощностью коры 25—45 км.

Определенно вырисовывается картина сосредоточения «тяжелых» массивов в основном в

материковом, а «легких» — в океаническом полушариях. Это представляет особый интерес в связи с результатами планетарного обобщения геофизических данных, свидетельствующих о тяготении «легких» массивов к акватории Тихого океана и вместе с нею — к единой области относительного разуплотнения верхней мантии [40].

Различная глубина проникновения корней изостатически уравновешенных между собой «тяжелых» и «легких» массивов материковой коры, с одной стороны, и общая уравновешенность материков и океанов [22] — с другой, свидетельствуют о латеральной плотностной изменчивости мантии. Этот вывод хорошо согласуется с общими геохимическими данными [6] и достаточно надежно подтверждается результатами изучения изотопов свинца в рамках «теории плюмботектоники» Б. Р. Доу и др. [18]. Они указывают на глубокие и устойчивые различия, существующие между примитивными океаническими дугами, с одной стороны, материками и материковой мантией — с другой. По существу те же различия установлены Дж. Дж. Вассербургом и др. [56] по сопоставлению изотопов неодима.

Результаты всех отмеченных обобщений хорошо совпадают с наблюдениями за отклонениями орбит искусственных спутников Земли. В совокупности они служат доказательством предположения многих исследователей о различных условиях дифференциации мантии под материковым и океаническим полушариями.

Начиная с известных сообщений А. Н. Заварицкого, накоплено много данных, позволяющих связывать современную тектоническую активность в окраинных частях Тихого океана с сейсмофокальными зонами, достигающими глубин 500—700 км. Основываясь на результатах наблюдений за собственными колебаниями Земли, Мак Дональд показал, что именно на этом уровне мантия становится физически изотропной. Очевидно, геохимическая и плотностная неоднородность, определяющая общую материково-океаническую дисимметрию Земли, в основном реализуется в тектоносфере — земной коре и верхней мантии. Последняя ближе всего к поверхности расположена под Тихим океаном и его обрамлением из «легкой» материковой коры.

Выступ верхней мантии под Тихим океаном, на важное тектоническое значение которого также одним из первых указал Н. П. Херасков, вполне объясняется ее меньшей плотностью, нежели под «тяжелыми» массивами материков [40]. Вероятно, это результат перманентной плотностной дифференциации, свойственной, как известно, и другим планетам земной группы. Естественно, что наиболее мощная и разуплотненная верхняя мантия, зале-

гающая под пленкой океанической коры, является и наиболее динамичной. Отсюда очевидна природа тектонической и вулканической активности районов распространения тихоокеанского тектогенеза.

В самом общем виде она объясняется тем, что «легкие» материка Тихоокеанского сегмента Земли оказываются как бы взвешенными в древней протоокеанической мантии. Последняя является продолжением повышенно активной мантии современного Тихого океана. Она достаточно бурно реагирует на изменения, происходящие в современном Тихом океане, взламывая расположенные на ней глыбы материковой коры, и в т. ч. вкрапленные в них фанерозойские складчатые зоны, о которых писал Н. С. Шатский. Геологических доказательств подобного взламывания материковой коры и активного «вгрызания» [35] в нее океанической мантии в современном Тихоокеанском кольце более чем достаточно, они общеизвестны.

### ГРАНИЦА РАСПРОСТРАНЕНИЯ ТИХООКЕАНСКОГО ТЕКТОГЕНЕЗА В ЕВРАЗИИ

Положение границы распространения тихоокеанского тектогенеза в американских Кордильерах, имеющих строго перикокеаническое расположение, устанавливается сравнительно просто. Этого нельзя сказать о границе распространения тихоокеанского тектогенеза в Евразии. Решение этого вопроса при современном состоянии всей проблемы тихоокеанской геологии имеет важное значение.

Явление диссимметрии тектоносферы Земли с подразделением ее на Атлантический и Тихоокеанский сегменты почти общепризнано. Однако в соотношении этих сегментов, так же как и в определении западной границы Тихоокеанского пояса, ясности нет. Классические рассуждения обычно строятся на том, что для Атлантического сегмента характерно сочетание широтных и меридиональных складчатых поясов, в клетках между которыми лежат платформы. Однако сами сторонники подобных взглядов отмечают, что в действительности отклонений к северо-востоку и северо-западу наблюдается не меньше, чем собственно широтных и меридиональных простираний, и вообще «в пределах Арктики трудно провести разделение земной коры на два сегмента» [48, с. 317].

Обсуждая вопрос о западной границе Тихоокеанского пояса, Н. П. Херасков обратил внимание на линию между Индией и Байкалом, у которой происходят крупнейшие виргации структур Средиземноморского пояса [47]. Позднее она с исключительной отчетливостью обо-

значилась на тектонической схеме А. Гансера. С северо-запада к этой линии подходят складчатые структуры Тетиса, а с юго-востока — Гималаи, «к которым не применима классическая теория альпийского горообразования» [10, с. 306].

Наличие этого раздела земной коры подразумевали В. М. Сивинцын и Б. А. Петрушевский, которые в целом ряде работ указывали на существенные различия в геологическом строении Западной и Восточной Азии. Позднее Д. П. Резвой, развивая идею Э. Аргана об особом геологическом сегменте Центральной Азии, пыталась представить его в виде недостаточно определенного «великого геораздела Азии» [33]. Однако ни одной из существующих гипотез геоструктурное значение Индо-Байкальского раздела не раскрывается.

Продолжение Индо-Байкальского раздела на территории Восточной Азии — непосредственно за пределами тектонической схемы А. Гансера — отчетливо вырисовывается на картах мезозойских структур этого региона [23] и тектоники Евразии Н. П. Хераскова [48]. Они взяты автором за основу при составлении схематической карты (рис. 2). Индо-Байкальский раздел и его северо-восточное продолжение на этой карте выступают как граница двух типов тектогенеза: относительно спокойного — атлантического, в пределах области, прилежащей к этому разделу с северо-запада, и исключительно сложного и напряженного — тихоокеанского, со стороны акватории Тихого и Индийского океанов.

Этот вывод хорошо согласуется с данными изучения геофизических полей. В Объяснительной записке к тектонической карте Евразии [41] в районе рассматриваемого раздела на территории Средней Азии отмечается гравитационная ступень интенсивностью в несколько сотен миллигал. Эта ступень отчетливо вырисовывается на геофизической карте состояния земной коры (рис. 3). В целом геофизическое поле в области тихоокеанского тектогенеза в отличие от атлантического характеризуется более сложной градиентностью [41]. Подтверждается предположение о том, что в области преобладающего тихоокеанского тектогенеза еще не завершены процессы изостатического выравнивания коры. Последняя представляет собой сложнейшую систему складчато-глыбовых деформаций, заслуга выделения которых как следствия высокой новейшей тектонической активности всей территории Восточной Азии в основном принадлежит В. А. Обручеву.

Любопытно отметить, что ссылаясь на исследование В. А. Обручева, Д. В. Наливкин еще в 1936 г. [28] также писал о наличии внутри Азиатского материка рассекающего его по диагонали гигантского Фергано-Саянского пояса

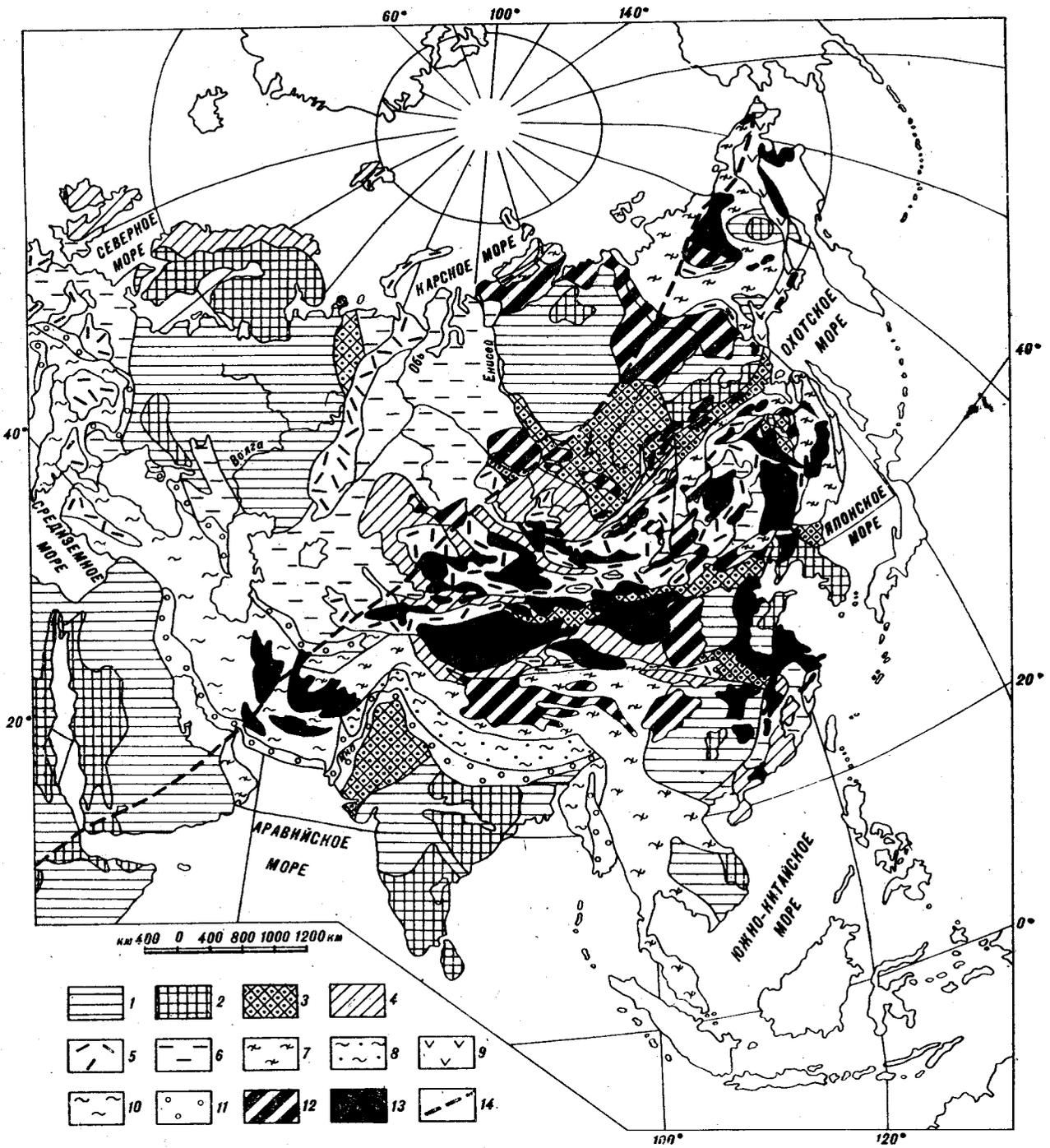


Рис. 2. Положение Afro-Азиатского раздела в структуре Евразии (по Н. П. Хераскову, 1963; Ю. А. Косыгину и др., 1962, с использованием данных А. Гансера, 1967).

1—2 — блоки континентальной коры дофанерозойской консолидации, выделяющиеся в виде древних платформ (1) и щитов (2); 3—6 — то же, усложненные фанерозойскими тектоническими процессами, выделяющиеся в виде складчатых и складчато-глыбовых сооружений байкальской (3), каледонской (4), герцинской (5) орогений и молодых платформ (6); 7—10 — то же, выделяющиеся в виде сооружений мезозойской (7), кайнозойской (8) орогений и перитихоокеанского вулканического обрамления (9) — в Тихоокеанском сегменте и альпийских геосинклинально-складчатых сооружений (10) — в Атлантическом сегменте; 11 — молассовые прогибы, сопряженные с формированием Альпийской и Гималайской горноскладчатых систем; 12—13 — эпиконтинентальные прогибы и впадины, заполненные мезозойскими (12) и кайнозойскими (13) отложениями; 14 — древнейшее положение Afro-Азиатского раздела, разграничивающего области преимущественного распространения атлантического и тихоокеанского тектогенезов.

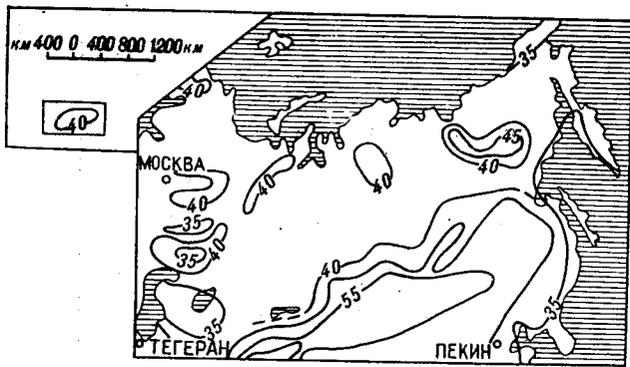


Рис. 3. Резкое изменение состояния земной коры в зоне Афро-Азиатского раздела (по Р. М. Деменичкой). 1 — изолинии глубины залегания раздела Мохоровичича от земной поверхности.

молодых глыбовых поднятий — одного из элементов намеченного выше раздела.

Все сказанное служит как бы иллюстрацией к ранним высказываниям Э. Аргана, Б. А. Петрушевского и других о том, что в отличие от северо-западной части Евразии, в основном занятой слабо переработанными структурами Феносарматско-Ангарского массива, Юго-Восточная Азия отличается гораздо большей раздробленностью [4, 31 и др.]. Для нее в целом характерно более интенсивное развитие процессов внегеосинклиналиного тектогенеза.

Не менее отчетливо рассматриваемый раздел прослеживается через весь Африканский материк, общий однообразный стиль тектонического строения внутренних частей которого автору хорошо известен по личным наблюдениям во время работ на этом континенте в 1973—1976 гг. Как и в Азии, интересующий нас раздел разграничивает здесь прилежащие к Индийскому океану и вовлеченные в интенсивный эпиплатформенный орогенез восточную и южную части континента от остальной, более стабильной ее части, прилежащей к Атлантике. На территории Аравии с ним совпадает хорошо известная структурная линия Оман, проходящая от одноименного полуострова в основании Персидского залива к месту скрещения Красного моря и Аденского залива.

В свете имеющихся данных можно с достаточной определенностью говорить о существовании единого Афро-Азиатского раздела между двумя обладающими разным стилем тектоники сегментами земной коры — Атлантическим и Тихоокеанским. Сам этот раздел сопровождается высочайшими в мире молодыми горами негеосинклиналиного происхождения, интенсивной сейсмичностью и вулканизмом. В совокупности с данными геофизики они позволяют говорить о приуроченности современного раздела к зоне разуплотненной мантии, по размерам вполне сопоставимой с подобными образованиями в области океанических хребтов.

Эта зона хорошо известна на востоке Африки, где она фиксируется в виде выступа разуплотненной мантии ( $3,22 \text{ г/см}^3$  на фоне  $3,34 \text{ г/см}^3$ ) и несет на себе весь сложный ансамбль Великого Африканского рифта [14 и др.]. Под названием Внутриазиатской региональной гравитационной аномалии [13] она прослеживается до Байкала. Далее вплоть до Удской губы на Охотском побережье эта зона вырисовывается как полоса рифтов и высокой сейсмической активности, в пределах которой на протяжении более 700 км по космоснимкам выделено более 20 впадин «байкальского типа» [55]. Затем в виде разуплотненного глубинного вала, несущего на себе сложный геолого-структурный ансамбль активной окраины Северо-Востока Азии, эта зона уходит в Аляску и продолжается в виде кордильер вдоль тихоокеанского побережья Северной и Южной Америк.

Сходство Афро-Азиатского раздела с океаническими хребтами еще более усиливается многочисленными трансформными разломами. Они расчленяют орографический вал шириной 450—600 км и высотой до 2 км, соответствующий Восточно-Африканской рифтовой системе [14]; контролируют расположение Красного моря и Персидского залива; разграничивают кулисы хребтов и впадин в Средней Азии [10] и расчленяют внутреннюю часть Северо-Востока Азии на систему блоков преобладающей северо-западной — секущей по отношению к общему простиранию Афро-Азиатского геораздела — ориентировки [51].

Природу и глубинное строение Афро-Азиатского раздела нет надобности обсуждать дальше. Отметим лишь, что общее закономерное по отношению к Тихому и Индийскому океанам расположение раздела при широком распространении во всем Тихоокеанском сегменте крупных надвигов является достаточно ярким выражением его связи со сжатием литосферы, распространявшимся со стороны Тихого океана. Эта закономерность отчетливо фиксируется всюду: от Гималаев [10], Монголии и Северо-Востока Азии [42] до берегов Америки [21].

В возражениях, обычно выдвигаемых против подобных представлений, указывают на широкое распространение в Тихоокеанском сегменте, особенно в пределах интересующей нас зоны раздела, рифтовых впадин. Однако эти возражения несостоятельны. Хорошо известно, что рифтовые впадины находятся в тесном генетическом родстве с окружающими их сводовыми поднятиями, формирующимися именно в условиях интенсивного сжатия, а не растяжения. Объяснение возможного механизма образования тех или других структур в их теснейшей взаимосвязи нуждается в особом рассмотрении.

Известны достаточно веские доказательства того, что срединные океанические хребты так-



же могли формироваться в обстановке сильного сжатия, а не растяжения [26 и др.]. Вероятность формирования Афро-Азиатского раздела и срединных океанических хребтов в результате сравнительно молодого единого глобального процесса сжатия литосферы является особенно высокой в связи с тем, что в районе Персидского залива разуплотненная мантия этого раздела непосредственно смыкается с хребтами Индийского океана [25, 17]. С учетом данного факта современный Афро-Азиатский раздел по существу является аналогом океанических хребтов и частью единой глобальной тектонической системы, которую они образуют. По-видимому, не случайно при встрече с нею в районе Калифорнии «теряется» Восточно-Тихоокеанский хребет, а в Арктике — Атлантический.

Начиная с исследований В. А. Обручева горные системы зоны Афро-Азиатского раздела считаются альпийскими. Это подтверждается возрастом отложений, выполняющих современные рифтогенные впадины. Однако последние — это, безусловно, лишь новейший эпизод в развитии Афро-Азиатского раздела, поскольку того же типа впадины (см. рис. 2) и тесно смыкающиеся с ними структуры восточноазиатского типа (по М. С. Нагибиной [27]) выполнены более ранними мезозойскими породами.

Ф. Дикси [17] и другие констатируют, что великая рифтовая система Восточной Африки наследует направление длительной геологической подвижности, прослеживавшейся начиная с докембрия. С ним совпадает простирание Мозамбикского и еще более древнего Намакваленд-Кибарского подвижных поясов [45]. К юго-востоку от последнего, так же как в Средней и Восточной Азии, располагаются сложно переработанные последующими движениями блоки древнейшей континентальной коры в виде Трансваальского, Родезийского, Танганьикского и других более мелких массивов.

На другом конце раздела — к северо-востоку от Байкала — древнейшее Афро-Азиатское направление с исключительной отчетливостью вырисовывается вдоль зоны байкалид у юго-восточного края древней Ангарской платформы. К юго-востоку от этого структурного шва здесь также располагаются небольшие глыбы древних платформ — Чарская, Алданская, Буреинская и др. При этом имеются надежные доказательства того, что наиболее крупная, Алданская, глыба является типичным обломком древней энсиматической коры [44], т. е. относится к категории упоминавшихся выше «легких» ее блоков.

Сходная картина наблюдается также на крайнем Северо-Востоке Азии. Здесь к юго-востоку от линии древнего Афро-Азиатского раздела, проходящей вдоль докембрийских зон в осно-

вании Вилуйского прогиба [12], далее, вдоль хр. Полоусного и Чукотского шва, расположены Омолонский, Охотский, Тайгоносский и сильно переработанный последующими процессами Колымский массивы (см. рис. 2). Положение древнего раздела, начиная со среднего палеозоя, здесь хорошо подчеркивается глубоким различием формаций и слагаемых ими стратифицированных комплексов — осадочного в основании Чукотских мезозоид (на севере) и сложного вулканогенного в Омолонском массиве ([12, 32] и др.).

Это, очевидно, проявление уже отмечавшейся выше общей глобальной тенденции интенсивного раздробления платформ в пределах всего Тихоокеанского сегмента, которая своими истоками уходит к началу неогена. Такой вывод придает древнему Афро-Азиатскому разделу исключительно важное структурообразующее значение. За этим разделом относительно разуплотненная и мобильная тихоокеанская мантия сменяется более плотной и вязкой атлантической корой.

Раздел служит структурным барьером для волн тектонической активности, периодически распространяющихся в фанерозое со стороны глобального выступа разуплотненной мантии, скрытого, как уже отмечалось, под акваторией Тихого океана. Такие волны разбиваются об Афро-Азиатский шарнир (как в средней части современного Афро-Азиатского раздела), либо останавливаются на более или менее значительном удалении, не достигая его. Такой случай, вероятно, мы наблюдаем в настоящее время на отрезке, расположенном к востоку от Байкала. Здесь новейший Афро-Азиатский раздел еще как бы только накатывается на материковую окраину, образуя с линией древнего шарнира угол около  $20^\circ$ .

Представляется чрезвычайно заманчивым распространить эту закономерность на развитие более древних положений Афро-Азиатского раздела. Тогда с ними легко связать конфигурацию еще структурно не понятых уже упоминавшихся выше Монголо-Охотского, Яньшаньского и Циньлинского поясов, как бы упирающихся — подобно новейшему Афро-Азиатскому разделу — своими западными концами в древний Афро-Азиатский шарнир. Последний с учетом его продолжения в пределах Американских материков в дальнейшем будем называть Атлантико-Тихоокеанским.

В свете изложенного, с выделением древнейшего Атлантико-Тихоокеанского и частично совпадающего с ним мезозойско-кайнозойского Афро-Азиатского раздела в пределах Евразии конкретизируется линия соприкосновения Атлантического и Тихоокеанского сегментов Земли и решается поставленный С. С. Смирновым вопрос о западной границе Тихоокеанского руд-

ного пояса. Выдвигая идею этого пояса и распространяя его до Байкала, С. С. Смирнов на самом деле наметил существование более градиозной, глобальной Тихоокеанской металлогенической надпровинции. Эта надпровинция в целом противостоит Атлантической и ограничивается от нее древнейшим Атлантико-Тихоокеанским шарниром, кольцом охватывающим весь материковый (Атлантический) сегмент тектоносферы (см. рис. 1).

На указанный шарнир, как отмечено выше, опираются более молодые разделы земной коры, как бы фиксирующие развитие тектонической активности в разные циклы тихоокеанского тектогенеза. Один из таких разделов — это собственно Тихоокеанский рудный пояс, конкретное обсуждение границ которого не входит в наши задачи. Ему предшествуют, как уже говорилось, пояса Монголо-Охотский с его продолжением на Северо-Востоке Азии в виде палеозойского Охотско-Омолонно-Чукотского отрезка [36], Яньшаньский, Циньлиньский [27] и, вероятно, другие, особо еще не выделенные.

Атлантико-Тихоокеанский шарнир, по диагонали пересекающий весь Евразийский континент и всю Африку, является крупнейшим транс-континентальным рудным поясом. Подтверждением этому служат общеизвестные горнорудные богатства Южной и Восточной Африки, Аравии, Индо-Байкальского отрезка, а также Ангаро-Виллюйского пояса [3], металлогенические особенности которых во многом совпадают. На Северо-Востоке Азии с этим поясом совмещена Восточная металлогеническая зона С. С. Смирнова [38] и в значительной мере — Анюйско-Юконская М. И. Ипиксона [20].

## ВЕРОЯТНАЯ ПРИРОДА ТИХООКЕАНСКОГО ТЕКТОГЕНЕЗА

Учитывая отмеченную выше связь тихоокеанского тектогенеза с глобальными закономерностями строения современного лика Земли, его природу возможно анализировать лишь на фоне всей ее «материальной системы», развитие которой, по М. М. Тетяеву, лежит в основе геотектогенеза [43]. Независимо от подходов, практически все современные гипотезы, анализирующие становление этой системы, считают Землю закономерным результатом аккреции протопланетного вещества [34, 2]. Из этого совершенно естественно вытекает предположение о продолжающихся сжатии и сокращении объема планеты, которые, как и все в природе, развиваются с определенной периодичностью.

В настоящее время, когда территории континентов обеспечены достаточно подробными геологическими картами и накоплены прямые сведения о глобально напряженном состоянии

верхних горизонтов земной коры [7], это предположение не нуждается в особом обосновании. Имеются и достаточно надежные количественные оценки геологических последствий сокращения крупных участков земной коры. Только в Гималаях амплитуда этой составляющей достигает 400 км ([10] и др.).

Геологическим доказательством резко усилившегося во время широкого распространения тихоокеанского тектогенеза сокращения объема планеты является также базальтовое затопление ее поверхности, последствия которого в настоящее время хорошо известны на огромных пространствах Индии, Бразилии, Восточной Сибири и в других районах на континентах, а еще более впечатляющее — в Тихом океане. Здесь насчитывается более 10 000 подводных гор с объемом извержений, значительно превосходящим все лавы на континентах, излившиеся за последние 3 млрд. лет [22].

О глубоких фазовых преобразованиях вещества внутри земной эндосферы независимо от способов их истолкования с очевидностью свидетельствуют хорошо известные геофизические данные об изменениях ее магнитного поля, а также наличие на поверхности Земли глобальных наложенных депрессий и новообразованных поднятий.

Наконец, прямыми астрономическими наблюдениями установлено, что за последние две тысячи лет скорость вращения Земли убывает медленнее, чем это должно было бы происходить под влиянием лунного приливного трения [29 и др.]. Причина — увеличение плотности вещества земной эндосферы, что влечет за собой уменьшение ее радиуса, момента инерции и равносильно увеличению скорости ее вращения [49].

Глубокие изменения состояния земной эндосферы как фундамента всей материальной системы Земли сопровождаются колебаниями поверхности М [39 и др.]. В связи с прогрессирующим сокращением объема планеты в период активного развития тихоокеанского тектогенеза (в фанерозое) такое преобразование привело к тому, что реликты гранито-метаморфической континентальной коры, сформировавшейся главным образом в дорифейский этап, простираются далеко в глубь современного Тихого океана до так называемой «андезитовой линии».

Уместно вспомнить о механизме «компенсационной тектоники» Г. Штилле [52]. Этот механизм раскрывает возможную природу тихоокеанского тектогенеза, если его привести в соответствие с новыми научными фактами, свидетельствующими, что под окраиной материков следует понимать не эфемерную только ныне существующую граничную зону суша — море, а весь более или менее широкий коромантийный клин, расположенный между современным отме-

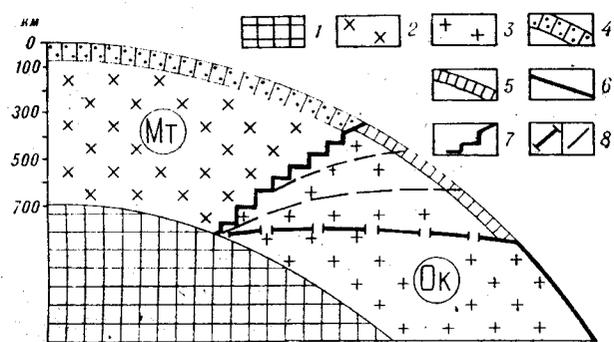


Рис. 4. Принципиальная схема, иллюстрирующая модель тихоокеанского тектогенеза.

1 — нижняя недифференцированная мантия, подстилающая латерально изменчивую тектоносферу, сформированную в результате различных условий дифференциации верхней мантии под материковым (Мт) и океаническим (Ок) сегментами; 2—3 — различная по геохимическим и плотностным свойствам дифференцированная верхняя мантия; 2 — относительно более плотная под материковым сегментом; 3 — относительно более плотная под океаническим сегментом; 4—6 — различная по природе и геофизическим свойствам земная кора: 4 — первичная материковая в пределах «тяжелых» массивов с глубокими «энклогит-базальтовыми» корнями; 5 — вторичная материковая в пределах «легких» массивов, сформированных при замыкании на океанической мантии энкломатических протогессинклиналей, 6 — современная океаническая; 7 — положение первичного (возойского) Атлантического эскарпа; 8 — фокальные поверхности: а) современные, б) более древние фанерозойские.

ченным на поверхности излияниями примитивных базальтов мантийным полем Тихого океана и Атлантико-Тихоокеанским шарниром, являющимся одновременно кромкой первородной материковой Атлантиды (рис. 4). Кроме того, в настоящее время полностью исключается господствовавшее во времена Г. Штилле предположение о наличии под Тихим океаном сверхжестких пластин земной коры. Дно Тихого океана является не инертным талассократоном, а повышено мобильным и вулканически очень активным приливом разуплотненной мантии, в общем напоминающим геотумор в широком известной в прошлом осцилляционной тектонической концепции Хаармана.

С учетом новых достижений, тихоокеанский тектогенез является как бы компенсационной тектоникой Г. Штилле наоборот. В основе его природы лежит не жесткая плита океана, упирающаяся в континент и ломающая его края, а, напротив, жесткая глыба континента, мешающая свободно перераспределяться высокопластичной океанической мантии, очень неглубоко залегающей под океаном и, по существу, образующей главный фон нашей планеты (см. рис. 1). Отсюда совершенно очевиден механизм проскальзывания склонов указанной глыбы по поверхности мантии с падением под нее поверхности сместителя (так называемых зон Заварицкого — Беньюфа), а также фиксируемых при землетрясениях на разной глубине подобных им горизонтальных площадок, важность которых для понимания тихоокеанской тектоники в свое время подчеркивали А. Н. Зава-

рицкий [19], Е. М. Рудич [35] и другие. Не требует особых пояснений также природа срединно-океанических хребтов как рубцов наиболее активного снятия горизонтальных напряжений и их аналогов, выделяющихся под относительно менее прочной энсиматической материковой корой Тихоокеанского сегмента и вдоль припая этой коры к Атлантическому проконтинентальному массиву.

Глубинный по своей природе эндокинетический тектогенез на наших глазах как бы перекраивает, сокращает созданную по размерам молодой Земли и затем ставшую излишне большой сиалическую рубашку земной эндосферы, приспособлявая ее к новым размерам и условиям теплового равновесия всей материальной системы Земли. Понятно, что этот процесс прежде всего развивается в области ослабленного энсиматического приращения материковой коры, т. е. Тихоокеанского сегмента тектоносферы. Однако он более или менее мощно врывается также и в собственно материковые пространства, служившие в докембрии заповедным полем распространения атлантического тектогенеза. В результате и здесь образуются германотипные (по Г. Штилле) складки, внутренние моря и т. п. формы. По характеру строения и развития они напоминают структуры области тихоокеанского тектогенеза. Атлантический океан — наиболее крупная среди подобных структур.

Таким образом, тихоокеанский тектогенез — это реакция наиболее пластичной собственно океанической (тихоокеанской) мантии на сокращение объема земной эндосферы в процессе гравитационно-тепловой эволюции всей материальной системы Земли.

В чистом виде тектогенез проявлен в районах с собственно океанической корой. Они характеризуются тектоническими структурами, конформными с рельефом относительно неглубоко залегающей под ними верхней мантии.

По периферии Тихого океана в этот тектогенез вплетаются внутрикоровые процессы преобразования сиала, активизируемые вторжением океанической мантии. В итоге здесь формируется сложная гамма тектонических структур: от почти конформных, подобных океаническим с ядрами из высоко поднявшейся мантии (Провинция Впадин и Хребтов США), до полностью дисконформных, каковыми являются широко распространенные в Тихоокеанском сегменте гранитизированные ядра сводов и противостоящие им рифтовые впадины байкальского типа. Тектогенез материковых окраин, куда мы относим всю Юго-Восточную Азию, восток Африки и запад Американских материков, в строгом смысле не является тихоокеанским. Это, скорее, атлантико-тихоокеанский тектогенез, так же как на остальной ча-

сти суши в фанерозое господствует не строго атлантический тектогенез, в чем мы согласны с Г. Штилле, а тихоокеанско-атлантический. Применительно к конкретным зонам, в том числе и многих районов Тихоокеанского пояса — признанного эталона тихоокеанского тектогенеза, речь может идти лишь о преобладании признаков того или другого.

Собственно атлантический тектогенез, как процесс ничем не стесненного геосинклинально-платформенного разрастания сиалических покровов — кратонов, в фанерозое вообще развивался очень ограниченно и практически повсеместно был более или менее значительно окрашен тихоокеанскими процессами. В основном он завершился в докембрии.

Господство того и другого тектогенеза в определенных районах связано с различными эпохами формирования материальной системы Земли. Однако и здесь мы наблюдаем картину, обратную той, которую рисовал Г. Штилле. Тихоокеанский тектогенез (паратектогенез, по Г. Штилле) является не более древним относительно атлантического, а наоборот. Широкое развитие его в фанерозое — это наиболее яркое выражение общей направленности геотектонического процесса развития материальной системы Земли, в целом еще недостаточно изученной и не познанной.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение отметим, что изложенная концепция тихоокеанского тектогенеза является итогом многолетних наблюдений и сопоставлений автора, а также продолжением и развитием идей, в изобилии рассеянных в трудах В. И. Вернадского, Г. Штилле, А. Н. Заварицкого, Н. С. Шатского, Н. П. Хераскова, Ю. М. Пушаровского и многих других исследователей, отмеченных по ходу изложения. Эта концепция достаточно просто и, на наш взгляд, логически стройно объясняет все известные в настоящее время особенности геологической структуры Тихоокеанского сегмента Земли, начиная с появления в ней Афро-Азиатского раздела и всего Атлантико-Тихоокеанского эскарпа (шарнира) до неоднократного «торошения» и ассимиляции материковой коры с образованием глыбовых гор, весьма характерных клиновидных и дуговых тектонических структур, хорошо известных со времен исследований И. Д. Черского, А. П. Карпинского, Э. Аргана, В. А. Обручевея, Б. А. Петрушевского, П. Н. Кропоткина, Н. П. Хераскова и других.

Эта концепция открывает новые пути и возможности для синтетического решения целого комплекса крупных проблем формирования современного лика Земли. Несмотря на кажущиеся случайные черты, этот лик глубоко гармоничен во всех своих проявлениях и несет в себе закономерно зашифрованную информацию обо всей более чем трехмиллиарднолетней истории его формирования. Это становится все более понятным при рассмотрении лика нашей планеты из космоса, а также все более настойчивого проникновения в глубины океана и материковую земную кору.

Поскольку истинной границей между Атлантическим и Тихоокеанским сегментами Земли служит не относительно молодой и ярко выраженный Тетис, лишь совпадающий по направлению с одной из дуг тихоокеанской активности, а уходящая своими корнями к самым истокам формирования сложной материальной системы Земли линия Атлантико-Тихоокеанского раздела, на которую сам Тетис опирается, представление о типоморфозе широтных и меридиональных зон при расчленении земной коры на естественные геоблоки является устаревшим. Это требует пересмотра всей сложившейся ранее системы естественнонаучных взглядов, прямо или косвенно связанных с указанным делением.

Не менее важные выводы из изложенных выше основных положений концепции тихоокеанского тектогенеза касаются проблем металлогении. В частности, согласно этой концепции, вся Арктика, Канада, Бразилия, запад Африки, Фено-Скандия, Европа и Сибирь, лежащая к северу от Афро-Азиатского раздела, находятся в единой Атлантической металлогенической надпровинции, а остальные пространства мира — в другой, Тихоокеанской. Это деление должно найти конкретное продолжение в выборе методов исследований и оценок минерально-сырьевого потенциала той и другой надпровинций, которые существенно различны.

Что касается собственно Тихоокеанской металлогенической надпровинции, изложенная выше концепция достаточно определенно объясняет такой важнейший практический факт, как различная ширина обогащенного металлами глобального коромантийного клина, сравнительно узкого и контрастного у западных берегов Американских материков и очень широкого в Евразии. На этом материке, как известно, первоначальные представления С. С. Смирнова о простом разделении Тихоокеанского рудного пояса по американскому образцу на «внутреннюю» и «внешнюю» зоны, резко различающиеся металлогенической специализацией, не получили должного подтверждения. Общая картина формирования металлогенических провинций и зон тихоокеанской Евразии оказывается гораздо более сложной. Однако разобратся в ней не представляется трудным делом.

Изложенная концепция влотною подводит нас к пониманию глубоких различий природы атлантического (материкового) и тихоокеанского (океанического) тектогенезов. Это вполне естественно сказывается на взаимопонимании «фиксистов», смотрящих на океаны со стороны материков, и «мобилистов», действующих обратным способом. Глубокое понимание и учет этого момента открывает, по мнению автора, реальные пути и возможности для объединения в будущем усилий тех и других в рамках единой подлинно научной диалектической концепции развития материальной системы Земли, т. е. теории общего тектогенеза.

Об этом мечтают многие геологи и от этого зависит дальнейшее успешное развитие мировоззрения людей на земную Природу в целом

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Абрамович И. И., Клушин И. Г.* Петрохимия и глубинное строение Земли. Л.: Недра, 1978.
2. *Альвен Х., Арреншус Г.* Эволюция Солнечной системы. М.: Мир, 1979.
3. Ангаро-Виллюйский рудный пояс Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1980.
4. *Арван Э.* Тектоника Азии. М.: ГОНТИ, 1936.
5. *Беккер Г.* Мезозойская пеншаньская складчатость по обе стороны Тихого океана. Тр. ХУП МГК, т. 2. М.: ГОНТИ, 1939.
6. *Велоусов В. В.* Континенты и океаны — основная неоднородность литосферы и ее изучение. — Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., № 3.
7. *Булин Н. К.* Современное поле напряжений в верхних горизонтах земной коры. — Геотектоника, 1971, № 3.
8. *Вернадский В. И.* О геологической дисимметрии Земли как планеты. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1942, № 6.
9. *Вялов О. С.* Мезозойская (тихоокеанская) складчатость. Тр. XVII МГК, т. 2. М.: ГОНТИ, 1939.
10. *Гансер А.* Геология Гималаев. М.: Мир, 1967.
11. *Гембель А. В.* Общая география мирового океана. М.: Высшая школа, 1979.
12. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Верхояно-Чукотской области. М.: Наука, 1968.
13. *Гольдшмидт В. И.* Региональные геофизические исследования и методика их количественного анализа. М.: Недра, 1979.
14. *Горячев А. В.* Рифты — глобальные структуры земной коры. — Природа, 1974, № 9.
15. *Деминицкая Р. М.* Кора и мантия Земли. М.: Недра, 1967.
16. *Деминицкая Р. М.* Планетарные структуры земной коры и их отображение в аномалиях Буге. — Сов. геол., 1958, № 8.
17. *Дикси Ф.* Великие Африканские разломы. М.: ИЛ, 1959.
18. *Доу Б. Р., Зартман Р. Е., Стейси Дж. С.* Общая теория плюмботектоники. М.: Наука, 1979.
19. *Заварицкий А. Н.* Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 2.
20. *Ицксон М. И.* Металлогеническая зональность тихоокеанского сегмента Земли. М.: Недра, 1979.
21. *Кинг Ф. Б.* Вопросы тектоники Северной Америки. М.: изд. МГУ, 1969.
22. *Косыгин Ю. А.* Тектоника. М.: Недра, 1969.
23. *Косыгин Ю. А., Луцицкий И. В.* Об основных системах и типах тектонических структур мезо-кайнозойского континента Азии. — В сб.: Тектоника Сибири. Т. 1. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1962.
24. *Кропоткин П. Н., Херасков Н. П.* Тектоника Северо-Востока Азии. Тр. XVII МГК, т. 2. М.: ГОНТИ, 1939.
25. *Леонтьев О. К.* Дно океана. М.: Мысль, 1968.
26. *Менард Г. У.* Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966.
27. *Нагибина М. С.* Типы мезозойских структур Тихоокеанского пояса Азии. — В сб.: Гималайский и альпийский орогенез. М.: Недра, 1964.
28. *Наливкин Д. В.* Палеогеография Средней Азии. — В кн.: Итоги Памиро-Тяньшаньской экспедиции. М.: Изд-во АН СССР, 1936.
29. *Парийский Н. Н.* Неравномерность вращения Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1954.
30. *Петрушевский Б. А.* Некоторые особенности геологической истории Восточной Азии. — В сб.: Гималайский и альпийский орогенез. М.: Недра, 1964.
31. *Петрушевский Б. А.* Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. М.: Наука, 1964.
32. *Пушаровский Ю. М.* Приверхоянский краевой прогиб и мезозойды Северо-Восточной Азии. — В кн.: Тектоника СССР. Т. V. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
33. *Резвой Д. П.* О великом георазделе Азиатского материка. — В сб.: Гималайский и альпийский орогенез. М.: Недра, 1964.
34. *Рингвуд А. Е.* Состав и происхождение Земли. М.: Наука, 1981.
35. *Рудич Е. М.* Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии как зоны перехода от континента к океану. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
36. *Садовский А. И.* Об одной структурно-металлогенической концепции Ю. А. Билибина, еще не получившей должного развития в исследованиях геологов Северо-Востока СССР. Магадан, произв.-техн. бюлл. «Кольма», 1979, № 2.
37. *Смирнов С. С.* Тихоокеанский рудный пояс в пределах СССР. — В кн.: Рудные месторождения и металлогения восточных районов СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
38. *Смирнов С. С.* Северо-восток Азии, его металлогения и оловяносытность. — В кн.: Рудные месторожде-

ния и металлогения восточных районов СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1962.

39. Солозуб В. В., Чекунов А. В. Стратификация раздела М.— ДАН СССР, 1979, т. 244, № 6.
40. Тарков А. П. Глубинное строение основных планетарных структур по геофизическим данным. Воронеж: изд. Воронежского ун-та, 1970.
41. Тектоника Евразии. Объяснительная записка к тектонической карте Евразии м-ба 1:5 000 000. М.: Наука, 1966.
42. Тектоника континентальных окраин Северо-Запада Тихого океана. М.: Наука, 1980.
43. Тетяев М. М. Современное состояние геотектоники и пути ее дальнейшего развития.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1941, № 4—5.
44. Фролова Н. В. Об условиях осадконакопления в архейской эре.— Тр. Иркутского ун-та. Сер. геол., 1951, вып. 2, № 5.
45. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. М.: Недра, 1974.
46. Хаин В. Е. Происходит ли научная революция в геологии.— Природа, 1970, № 1.
47. Херасков Н. П. Проблема западной границы азиатской части Тихоокеанского рудного пояса.— В сб.:

Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963.

48. Херасков Н. П. Тектоника и формации. М.: Наука, 1967.
49. Цареградский В. А. К вопросу о деформациях земной коры.— В сб.: Проблемы планетарной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1963.
50. Шарский Н. С. Геотектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений.— Изв. вузов. Сер. геол. и разведка, 1960, № 11.
51. Шило Н. А., Умитбаев Р. Б. Монголо-Чукотская система глубинных разломов — древняя сейсмофокальная зона.— Геол. и геофиз., 1977, № 11.
52. Шгилле Г. «Атлантическая» и «тихоокеанская» тектоника. Избр. труды. М.: Мир, 1964.
53. Шгилле Г. Пра- и неоокеаны. Избр. труды. М.: Мир, 1964.
54. Шгилле Г. Тектоническое развитие Америки как восточного обрамления Тихого океана. Избр. труды. М.: Мир, 1964.
55. Экспресс-информация ВИЭМС, 1980, вып. 3.
56. Proceedings of the National Academy of Science, 1979, v. 76, No 7—8.

ЦКТЭ СВЛГО  
Магадан

Поступила в редакцию  
21 октября 1981 г.

## ДИСКУССИЯ

Г. В. Власов: Предпосылки к исследованиям А. И. Садовского кажутся неверными. Именно: 1) его утверждения об особенностях тихоокеанической тектоники, ее «деструктивном» характере в противоположность «конструктивной» тектонике Атлантического сектора; 2) другой его тезис о несовпадении фаз тектонической активности в Тихоокеанском и Атлантическом секторах Земли.

Если уж говорить о «конструктивной ортотектонике», то она больше выражена в Тихоокеанском поясе (первичные ортогеосинклинали), чем в Средиземноморье, где почти все мезо-кайнозойские геосинклинали регенерированы на более древних складчатых образованиях (байкалидах и герцинидах). Образование западноатлантических «парагеосинклиналей» также связано с деструкцией более древних прибрежных структур.

Утверждения о несовпадении фаз тектонической активности в Тихоокеанском и Атлантическом секторах долго принимались некритически. Сейчас достаточно ясно, по-моему, относительная синхронность главных геологических событий в Тихом и Атлантическом океанах. Все больше появляется работ о широком распространении «мезозойд» в Средиземном складчатом поясе (где они включались под наименованием ранних альпид вместе с кайнозойдами в общий альпийский цикл). В Тихоокеаническом же поясе почти во всех районах выявляются герцидские структуры, вопреки долго существовавшему мнению об их отсутствии здесь.

При отсутствии принципиальных различий тектонического развития Тихоокеанского и Атлантического сектора в значительной мере теряет смысл и вопрос о границе раздела тектонических движений тихооке-

анского и атлантического «типа», во всяком случае — о резкой границе. По существующим представлениям, влияние тихоокеанских движений проявляется и далеко в глубине Азиатского континента, преимущественно вдоль отдельных «аппендиксов» (как, например, вдоль Монголо-Охотского складчатого пояса). Особенно отчетливо отсутствие какой-либо резкой грани между тихоокеанскими и средиземноморскими структурами выражено в молодом, мезо-кайнозойском складчатом поясе, объединяющем (с запада на восток) Тетис, Гималаи, складчатые сооружения Индокитая, Андоманские дуги, дуги Индонезии и Восточной Азии. Выделяемый А. И. Садовским Афро-Азиатский раздел сечет этот пояс, что называется, по «живому месту». Гравитационная ступень между северной областью Евразии с относительно спокойной тектоникой и южной — с очень напряженной тектоникой может отражать стабилизирующее влияние находящегося в северной области платформ: Сибирской, Западно-Сибирской, Русской.

Из сказанного понятно мое недоверие к дальнейшей интерпретации А. И. Садовским геологических и геофизических материалов. Защищаемое им сокращение объема Земли и общее сжатие находится в противоречии со все более и более отчетливо выделяющимся чередованием в истории Земли эпох сжатия и растяжения. Оконтуриваемая Афро-Азиатским разделом «глобальная Тихоокеанская металлогеническая надпровинция» представляет очень пестрое в металлогеническом отношении образование, в противоположность Тихоокеанскому рудному поясу, в тех пределах, в каких он выделяется сейчас большинством авторов.

Тем не менее А. И. Садовским проанализирован большой фактический материал и высказываются новые интересные положения.

Д. Ф. Семенов

## О СВОЕОБРАЗИИ КАЙНОЗОЙСКИХ ФОРМАЦИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА \*

В статье охарактеризованы кайнозойские формационные комплексы северо-восточной окраины Азиатского континента (Камчатка, Сахалин, Курильские острова). Показано, что они обладают отчетливым своеобразием: от континентальных и океанических комплексов отличаются тем, что обладают вещественными признаками как собственно геосинклинальных, так и орогенных комплексов (чередование терриген-

Между Азиатским континентом и Тихим океаном, как известно, выделяется зона перехода тихоокеанского типа [1]. Она характерна строением земной коры, переходным между континентальным и океаническим типами. Специфику этой зоны в геофизическом смысле признают многие ученые. Но обладает ли эта зона, как единый структурный элемент земной коры, геологическим своеобразием? Казалось бы, геофизические поля должны отражать геологические тела, поэтому и ответ на поставленный вопрос должен быть утвердительным. Однако некоторые геологи считают, что зона перехода от континента к океану, как и океаническое дно, в геологическом смысле (по составу и структуре) ничем не отличается от континентальных областей [13, 15]. Кое-кто все же признает правомерность выделения переходной зоны по геологическим данным.

Попытки определить геологическое содержание переходной зоны между континентом и океаном, очевидно, следует вести прежде всего на основании вещественных признаков геологических тел. Поэтому, мне кажется, следует обратиться к сравнительному анализу формационных комплексов регионов, которые принято включать в зону перехода от Азиатского континента к Тихому океану (Сахалин, Курильские острова, Камчатка, Хоккайдо).

Под формационными комплексами, в соответствии с представлениями о геологических телах как статических системах (Ю. А. Косыгин, 1974), понимаются парагенетические ассо-

циаций формаций, различающиеся по составу и структуре. Исходя из такого определения, следует выделять отдельно осадочные, вулканические и плутонические комплексы формаций. Формационный комплекс — это, во-первых, набор выделенных по литологическому (петрографическому) признаку формаций, который отличается от другого набора хотя бы одной специфической — помимо других сквозных или обычных — формацией. Во-вторых, эти комплексы должны быть непрерывными по структуре, т. е. во внутренней структуре комплекса крупных несогласий не должно быть. С другой стороны, соседние в вертикальном разрезе формационные комплексы, как правило, разобщаются поверхностями несогласий и перерывами во времени.

В качестве наиболее общей классификации формационных комплексов можно разделить их на геосинклинальные, орогенные и плитные. Однако проблема такого деления является остро дискуссионной. По каким признакам их разделять? Ответы на этот вопрос у геологов самые разнообразные. Если говорить только об осадочных формационных комплексах, то принято считать, что характерными для геосинклинальных комплексов являются морские кремнисто-глинистые и глинистые формации, для орогенных — формации, сложенные грубообломочными, преимущественно пресноводно-континентальными, часто угленосными породами.

Признаками собственно геосинклинальных магматических формационных комплексов, на наш взгляд, могут быть: преобладание базитов

\* Печатается в дискуссионном порядке.

и незначительная роль салитов, вулканиты преимущественно толеитового типа, развитие спилит-диабазовой и кварц-кератофировой формаций, из плутонических образований доминирование габброидов, присутствие гипербазитов и габбро-плагиигранитной формации. Признаки орогенных магматических формационных комплексов: широкое развитие салитов, преобладание известково-щелочных и щелочных контрастных серий субаэральных вулканитов, а среди интрузивов — гранитоидных формаций (характерна гранит-аляскитовая формация). К смене геосинклинального формационного комплекса орогенным приурочена, как правило, формация высокоглиноземистых гранитов.

В связи с проблемой разграничения геосинклинальных и орогенных формационных комплексов остановимся несколько подробнее на вопросе о так называемых «островодужных комплексах», эталон которых — неогеновые вулканиты Больших Курильских островов. Об их формационной принадлежности мнение более или менее едино: вулканиты относятся к типу андезитовых формаций, по Ю. А. Кузнецову (1964). Многие исследователи считают «островодужный комплекс» собственно геосинклинальным. Однако ассоциация андезитовых формаций с мелководными грубообломочными и граувакковыми, нередко угленосными образованиями, субаэральный характер многих вулканитов противоречат такому мнению.

Сравним неогеновые вулканиты Больших Курильских островов с вулканитами формационных комплексов, которые на тихоокеанской окраине Азиатского континента принято считать собственно геосинклинальными. Первое, что можно отметить, — отсутствие в «островодужных комплексах» спилитов и диабазов. Второе: вулканиты Больших Курильских островов отличаются от собственно геосинклинальных заметно повышенной калиевостью и глиноземистостью и меньшей титанистостью и магниезиальностью; в целом это известково-щелочные серии пород. Если сюда прибавить большую роль кислых, в значительной части наземных магматических продуктов и игнибригов, то становятся очевидными существенные отличия «островодужного комплекса» от собственно геосинклинальных.

Разные исследователи давно уже отмечают текущее положение островных вулканических дуг по отношению к более древним структурным элементам. Так, миоценовые вулканиты Курило-Камчатской дуги на северо-восточной ее части перекрывают верхнемеловые (Камчатка), на юго-западе — позднепалеозойские — раннемезозойские (Хоккайдо) дислоцированные образования. По характеру основания, на котором развиваются «островодужные комплексы», различают [2] два типа островных дуг.

Дуги первого типа наложны на древнее кристаллическое основание, сложенное кристаллическими сланцами и гнейсами и интрузивами гранитоидов (Новая Гвинея, Юго-Западная Япония). Дуги второго типа сформированы на эвгеосинклинальных формационных комплексах мезозойского возраста (Курильские и Алеутские острова, Северо-Восточная Япония, Индонезия). Однако возраст, состав и структура вулканитов этих двух типов близки. Возраст их обычно миоцен-четвертичный, наиболее древние из них — палеогеновые (чаще всего олигоценовые). Учитывая частый субаэральный характер вулканитов и ассоциацию их с грубообломочными осадочными породами, «островодужный комплекс», скорее, надо было бы относить к раннеорогенным образованиям. Но этому выводу противоречат факты чередования мелководных вулканических и осадочных формаций с относительно глубоководными глинисто-кремнистыми отложениями.

Рассмотрим теперь наиболее молодые формационные комплексы территорий, относящихся, по геофизическим данным, к зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Из осадочных кайнозойских формационных комплексов (рис. 1) в пределах Сахалина, Курильских островов, Хоккайдо и Камчатки выделяются три: позднеплиоценовый — четвертичный, среднемиоценовый — плиоценовый и олигоцен-раннемиоценовый. Самый молодой из них — позднеплиоценовый — четвертичный, ограниченный снизу поверхностью углового несогласия внутри верхнеплиоценовых образований, продолжает накапливаться. Его будущие состав и структура во всем объеме нам не известны.

Стратиграфически ниже залегает осадочный формационный комплекс, ограниченный снизу поверхностью углового несогласия внутри миоценовых отложений, чаще всего в основании среднего миоцена, реже в середине среднего миоцена (Камчатка и Большие Курильские острова). Эталоном может служить среднемиоцен-раннеплиоценовый комплекс Сахалина, мощность которого 4000—6000 м. В нем переслаиваются грубообломочные пресноводно-континентальные, часто угленосные образования (верхнедуйская, углегорская, люкаминская, дагинская свиты) и относительно глубоководные кремнисто-глинистые формации (пиленгская, курасийская свиты), в которых значительную роль играют кремнистые аргиллиты, опоки и диатомиты (пиленгская, курасийская, окобыкайская свиты). Комплекс характеризуется флишоподным строением, причем ритмичное переслаивание пород яснее выражено в кремнисто-глинистых формациях. Снизу вверх по разрезу комплекса увеличивается «орогенный» облик осадочных формаций, что выра-



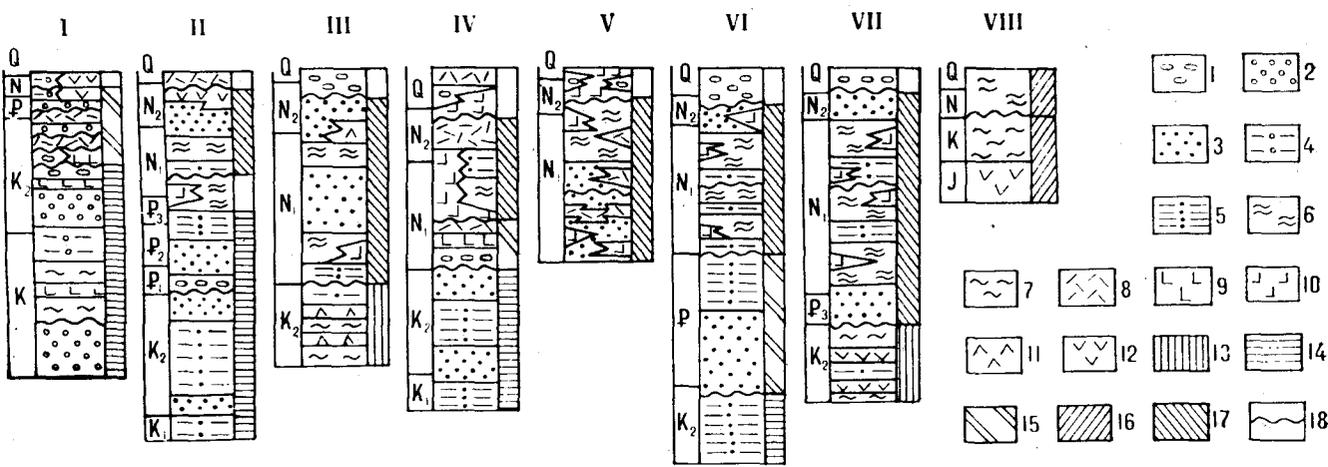


Рис. 1. Позднемиоценовые и кайнозойские формационные комплексы Восточного Сихотэ-Алиня (I), Западного (II) и Восточного (III) Сахалина, Центрального Хоккайдо (IV), Больших Курильских островов (V), Западной (VI) и Восточной (VII) Камчатки и океанического дна восточнее Курильских островов (VIII).

1—7 — осадочные формации: 1 — граувакко-псефитовые, 2 — аркозовые и глинисто-аркозовые, 3 — граувакковые и глинисто-граувакковые, 4 — арково-глинистые, 5 — граувакко-глинистые, 6—7 — кремнисто-глинистые (6 — с опоками и диатомитами, 7 — с яшмами и кремнистыми сланцами); 8—12 — вулканиты: 8 — салитовые, 9—12 — базитовые (9 — известково-щелочные, 10 — ассоциация известково-щелочных и толеитовых, 11 — ассоциация толеитовых и щелочных, 12 — толеитовые); 13—17 — формационные комплексы: 13 — эвгеосинклинальные, 14 — миегосинклинальные, 15 — орогенные, 16 — океанические, 17 — переходные; 18 — несогласия.

жается в увеличении степени окатанности терригенного материала, в общем регрессивном строении толщ.

Близкий состав и строение имеют миоценовые отложения ярусов Оннакава, Фунакава, Китаура и Викимото на Западном и Центральном Хоккайдо [5], Итурупского и Кунаширского структурно-вещественных комплексов на Больших Курильских островах [12], кавранской серии на Камчатке [6]. Так, в кавранской серии отмечается следующее чередование свит (снизу вверх): ильинская (грубозернистые прибрежно-морские породы), кертская (преимущественно глинистые, относительно глубоководные осадки), этолонская (грубозернистые прибрежно-морские породы), эрмановская (переслаивание вулканогенно-кремнистых и грубозернистых угленосных отложений) и энемтенская (грубозернистые прибрежно-морские породы).

Среднемиоценовый-плиоценовый вулканический формационный комплекс чаще всего состоит из двух вулканических формаций. На Западном Сахалине это трахиандезитовая (вулканиты анивской свиты) и толеит-базальтовая (вулканиты орловской и маруямской свит), на Западном и Центральном Хоккайдо — андезито-базальтовая (вулканиты ярусов Оннакава и Фунакава) и липарит-дацитовая (вулканиты ярусов Китаура и Викимото), на Больших Курильских островах — андезито-базальтовая (вулканиты охотской и рыбаковской свит) и дацит-липаритовая (вулканиты алексинской свиты и свиты Горячего пляжа) формации. В других районах этот комплекс представлен одной формацией: трахиандезитовой (лиманская свита

Восточного Сахалина), андезитовой (алнейская серия Центральной Камчатки) или андезито-базальтовой (тумрокская, шапинская и сторожевская свиты Восточной Камчатки).

Вулканиты, как правило, ассоциируются с кремнисто-глинистыми отложениями и вместе с последними образуют вулканогенно-кремнисто-глинистые группы формаций, по составу и структуре близкие к геосинклинальным.

Ниже по разрезу располагается позднеолигоценый — раннемиоценовый осадочный формационный комплекс, мощность которого достигает 3000 м. К нему мы относим аракайскую, холмскую, невелискую и чеховскую свиты Сахалина, среднепарамуширскую и курильскую серии (Парамуширский комплекс, по К. Ф. Сергееву, 1976) Больших Курильских островов, отложения ярусов Нисиога, Дайсима и Нисикуросава Хоккайдо, богачевскую, воямпольскую и тюшевскую серии Камчатки. Комплекс с несогласием (местами согласно) залегает на палеогеновых отложениях, лишенных эффузивных пород. Здесь также чередуются терригенные и кремнисто-глинистые формации. По сравнению с вышележащим среднемиоцен-плиоценовым комплексом здесь шире развиты кремнистые аргиллиты и опоки (особенно в холмской и невелиской свитах Сахалина, кулувенской и вивинтекской свитах Камчатки), четче выражено флишоподное строение, псефитовых и угленосных пород меньше.

Одновозрастный вулканический формационный комплекс представлен, как правило, одной андезито-базальтовой (вулканиты аракайской, чеховской и хойджинской свит Западного Сахалина, формация «зеленых туфов» Хок-

кайдо, вулканы низов кунаширской свиты Больших Курильских островов, аманинской и гакхинской свит Западной Камчатки) или, реже, андезитовой (вулканы богачевской и тюшевской серий Восточной Камчатки) формацией. Иногда в верхней части комплекса имеется липарит-дацитовая формация (верхи кунаширской свиты и ловцовская свита Больших Курильских островов).

Общими признаками рассмотренных позднекайнозойских осадочных формационных комплексов во всех указанных регионах являются: чередование пресноводно-континентальных и прибрежно-морских терригенных (часто с углями), преимущественно граувакковых, с одной стороны, и вулканогенно-кремнисто-глинистых, относительно глубоководных (с широким развитием кремнистых и опоквидных аргиллитов) формаций, с другой, а также флишеидное строение и большие мощности отложений.

Вулканические позднекайнозойские формационные комплексы обладают также рядом общих признаков. В обоих преобладают базиты, но развиты также и кислые вулканы, нередко образующие самостоятельные формации. Для всех вулканических формаций характерны натровая специализация щелочей и повышенная глиноземистость пород. Среди вулканитов отмечаются как известково-щелочные и субщелочные, так и толеитовые базиты, часто в пределах одной и той же свиты (аракайская и чеховская на Сахалине, кунаширская на Больших Курильских островах, аманинская и тумрокская на Камчатке). Причем роль толеитовых базальтов вверх по разрезу увеличивается. Так, на Сахалине, если в аракайской свите верхнего олигоцена их не более 5%, в чеховской свите нижнего миоцена — 15—20%, то в орловской свите плиоцена толеитовые базальты составляют около 70% объема вулканитов.

В разновозрастных вышерассмотренным комплексам интрузивных формационных комплексах сопряжены формации: гранодиорит-гранитная и эссексит-крипанитовая (среднемиоценовый комплекс Камчатки), габбро-диоритовая и габбро-плагиогранитная (позднеолигоценовый — раннемиоценовый комплекс Больших Курильских островов). Гранитоиды характеризуются натровой специализацией щелочей и повышенной глиноземистостью. Габброиды, как правило, двупироксеновые (преобладают габбро-нориты). Гипербазиты отсутствуют. Так же, как и для вулканических формационных комплексов, в интрузивных комплексах снизу вверх увеличивается их «орогенный» облик, что выражается в появлении в верхах комплексов гранитоидных формаций. Однако в целом базитовые формации преобладают.

Анализ позднекайнозойских формационных комплексов территорий Сахалина, Курильских островов, Камчатки, Хоккайдо показывает, что они обладают признаками как собственно геосинклинальных, так и орогенных комплексов. К собственно геосинклинальным признакам можно отнести широкое развитие толеитов и габброидов, небольшую роль кислых магматических продуктов (как гранитоидов, так и вулканитов), ассоциацию с кремнисто-глинистыми формациями, большие мощности осадочных комплексов. Орогенными признаками следует признать преобладание известково-щелочных и щелочных вулканитов, контрастность их серий, широкое развитие щелочных габброидов и диоритов, ассоциации вулканитов с грубозернистыми, часто угленосными осадочными формациями. Такое слияние собственно геосинклинальных и орогенных признаков позволяет, на наш взгляд, выделять особый, переходный тип формационных комплексов. Конечно, переходные формационные комплексы меняют свой состав и структуру по горизонтали. Эти латеральные неоднородности переходных комплексов дают основание выделять в пределах зоны перехода структурные элементы более мелкого ранга. К таким элементам относится и так называемый «островодужный комплекс», характеризующий вулканические геантиклиналы.

Дат-олигоценый и верхнемеловой формационные комплексы Западного Сахалина, Западной Камчатки и Хоккайдо имеют большую мощность (до 8—10 км), представлены морскими терригенными преимущественно песчано-глинистыми отложениями, амагматичны. В отличие от них верхнемеловой осадочный формационный комплекс Восточного Сахалина и Восточной Камчатки содержит кремнистые породы и известняки, которые переслаиваются с основными вулканитами. В мезозойских вулканических комплексах наблюдается смена (снизу вверх) вулканитов толеитовой (обычно спилит-диабазовая формация) и щелочной оливин-базальтовой серий (чаще всего трахиандезит-базальтовая формация). Они ассоциируются с глинисто-кремнистыми и граувакковыми осадочными формациями, не содержащими пресноводно-континентальных пород. В мезозойских интрузивных комплексах широко развиты дунит-гарцбургитовая, габбро-диабазовая и габбро-перидотитовая формации. Все эти комплексы либо миогеосинклинальные, либо эвгеосинклинальные. Орогенными признаками они не обладают. Поэтому допозднекайнозойские осадочные и магматические формационные комплексы Сахалина, Хоккайдо, Камчатки не могут быть отнесены к типу переходных.

Верхнемеловые (начиная с сенона) и палеогеновые формации Восточного Сихотэ-Алиня

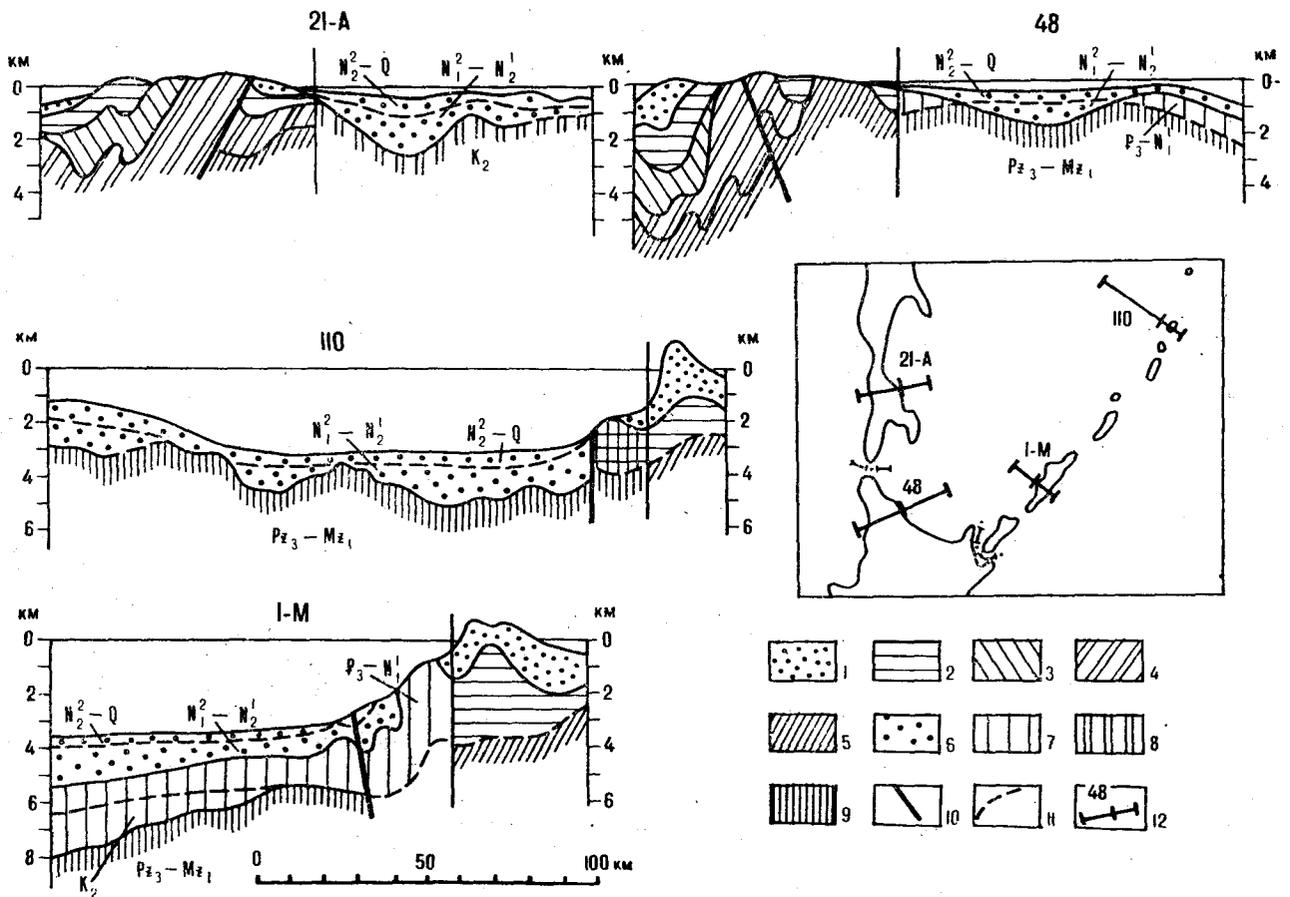


Рис. 2. Корреляция геологических разрезов Сахалина, Хоккайдо и Курильских островов с сейсмическими профилями (Строение..., 1976; Туезов и др., 1976; Туезов, 1977) на прилегающих акваториях.

1—5 — осадочные формационные комплексы территорий: 1 — среднемиоцен-плиоценовый, 2 — олигоценый — нижнемиоценовый, 3 — палеогеновый, 4 — верхнемеловой, 5 — доверхнемеловые; 6—9 — сейсмические слои акваторий: 6 — «рыхлая толща» МОВ (профиль 1-М) и верхняя толща осадочного комплекса НСП (остальные профили), 7 — «акустически прозрачная толща», 8 — нижняя толща осадочного комплекса НСП, 9 — «акустический фундамент», 10 — разломы, 11 — предполагаемые границы, 12 — линии разрезов.

являются типично орогенными (среди них преобладают субаэральные кислые вулканиты и гранитоиды, терригенные формации пресноводно-континентальные, сложены, как правило, грубозернистыми и угленосными породами). Ниже следуют собственно геосинклинальные формационные комплексы. Неоген-четвертичные формации Сихотэ-Алиня относятся в разряд плитных. Последовательность (снизу вверх) геосинклинальных, орогенных и затем плитных формационных комплексов и определяет, по нашему мнению, континент в геологическом смысле.

Теперь рассмотрим вопросы корреляции формационных комплексов территории Сахалина, Курильских островов, Камчатки и Хоккайдо с подразделениями, выделяемыми, в основном по геофизическим данным, на акваториях дальневосточных морей и океанов. Это данные глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), метода отраженных волн (МОВ) непрерывного сейсмопрофилирования (НСП) (материалы

Г. С. Гнибиденко, Л. С. Маргулиса, С. В. Потапова, И. А. Соловьевой, С. С. Снеговского, А. А. Суворова, И. К. Туезова и других). Стратификация геофизических «слоев» вызывает большие трудности. Используя, однако, данные драгирования дна морей и океана (материалы И. И. Берсенева, Б. И. Васильева, А. А. Геодекяна, Г. Б. Удинцева и других) и экстраполируя геологическую структуру территории Приморья, Сахалина, Курильских островов на прибрежные части морских геофизических профилей (рис. 2), можно с определенной долей уверенности сопоставить формационные комплексы указанных территорий с геофизическими «слоями» и выделить на дне Татарского пролива, Охотского и Японского морей те же геологические тела, на уровне формационных комплексов, что и на прилегающих территориях.

Работами вышеуказанных исследователей установлено, что сейсмические слои («рыхлая толща», «осадочный слой», «акустически проз-

рачный горизонт», «акустический фундамент», «консолидированная кора» и т. д.) имеют различное происхождение, разный состав и возраст. Так, доказано, что «акустический фундамент» в северной части Татарского пролива сложен вулканогенно-осадочными породами, одновозрастными с сергеевской серией Сахалина (олигоцен — нижний миоцен). В южном направлении возраст пород этого «фундамента» становится все более древним: сначала палеогеновым, затем верхнемеловым, а в северной части Японского моря — палеозойским — раннемезозойским. В северо-западной части Охотского моря, по данным Г. С. Гнибиденко [7], Л. С. Маргулиса и др. [5], акустический фундамент представлен позднепалеозойскими — раннемезозойскими образованиями, прорванными меловыми и палеогеновыми гранитоидами (банка Кашеварова), мезозойскими (о-ва. Меньшикова и Рейнике) или раннекайнозойскими (о. Св. Ионы) породами.

В данной работе, в соответствии с проведенной корреляцией (см. рис. 2), принято, что среднемиоцен-плиоценовому осадочному формационному комплексу Сахалина и Курильских островов соответствует, по данным МОВ, вся «рыхлая толща» в северной части Татарского пролива и Охотского моря, условно верхняя половина этой толщи в южной части Татарского пролива и в глубоководных впадинах Охотского и Японского морей (сейсмические слои со средними скоростями продольных волн до 2,0 км/сек). Мощность комплекса в восточной части акватории Татарского пролива достигает 3—4 км, в присахалинских прогибах Охотского моря — 2 км. На возвышенностях Академии наук и Института вулканологии осадки этого комплекса незначительны.

В олигоцен-раннемиоценовый формационный комплекс мы включили верхи «акустического фундамента» северной части Татарского пролива, нижние половины «рыхлой толщи» МОВ и «верхней толщи осадочного слоя» ГСЗ южной части Татарского пролива и Охотского моря, верхние половины «акустически прозрачного горизонта» МОВ и «нижней толщи осадочного слоя» ГСЗ северной части Охотского моря (сейсмические слои со скоростями 2,1—3,5 км/сек). Этот комплекс развит практически по всему дну Татарского пролива с максимальными мощностями (2—3 км) у западных берегов Сахалина; в центральной части Охотского моря он отсутствует.

Палеогеновый формационный комплекс, возможно, фиксируется нижней частью «акустически прозрачного горизонта» МОВ и верхами «нижней толщи осадочного слоя» ГСЗ (сейсмические слои со скоростями 3,2—4,2 км/сек). Он выделяется вдоль западного берега Сахали-

на и ограниченно — на восточных склонах Большой Курильской гряды.

В результате драгирования дна Татарского пролива, Охотского и Японского морей намеченные здесь позднекайнозойские формационные комплексы представлены кремнисто-глинистыми отложениями со значительной ролью кремнистых аргиллитов, опок и диатомитов, которые перемежаются с грубообломочными терригенными образованиями. Среди терригенных пород встречаются пресноводно-континентальные, иногда угленосные породы. Имеются прослои турбидитов. Развиты также вулканогенные образования, среди которых устанавливаются как известково-щелочные андезитобазальты и андезиты, так и высокоглиноземистые толеитовые базальты. Таким образом, состав и строение позднекайнозойских переходных формационных комплексов сохраняется и на большей части акватории Татарского пролива, Охотского и Японского морей, на склонах Курильской островной дуги. Многие структуры Сахалина, Камчатки, Хоккайдо прослеживаются в акватории на сотни километров. Кайнозойские формационные комплексы рассмотренных акваторий непосредственно переходят в комплексы кайнозойских прогибов, которые на территории Сахалина и Хоккайдо классифицируются обычно как межгорные или передовые. В. В. Белоусовым [1] показано, что глубоководные желоба также по простиранию нередко переходят в передовые прогибы. Так, Зондский желоб имеет свое продолжение на территории Бирмы, желоб Тонга — Кермадек переходит в прогиб Хикуранга.

Геологические тела на дне внешнего склона глубоководного желоба, окраинного вала и океанических котловин могут быть намечены весьма условно. По данным сейсмондирования и драгирования дна этих структур восточнее Курильских островов, три геологических тела могут быть обозначены на уровне формационных комплексов: верхний — кайнозойский глинисто-кремнистый мощностью до 600 м, средний — нижнемеловой глинистый мощностью до 1 км и нижний — доваланжинский базальтовый. Характерно, что в последнем преобладают трахибазальты, близкие по составу верхнемеловым эффузивам учирской свиты Восточного Сахалина.

Судя по многочисленным опубликованным материалам глубоководного бурения с судна «Гломар Челленджер», среди кайнозойских осадков дна океана преобладают наноилы, кремнисто-глинистые отложения (типа диатомовых и радиоляриевых илов) и цеолитовые пелагические глины, в которых отмечаются прослои вулканического пепла и эффузивных пород (как правило, толеитовые базальты). Мощность этих образований обычно не превы-

шает первых сотен метров. Кислые вулканиты не играют существенной роли. Хотя на некоторых внутриокеанических островах и имеются эффузивные породы кислого состава, но количество их не превышает 5—10% от общего объема вулканитов. Редки известково-щелочные вулканиты. Среди осадочных образований дна океана нет пресноводно-континентальных грубообломочных пород. Как видно, состав и структура осадочных и магматических образований существенно отличаются как от континентальных, так и от переходных формационных комплексов. По нашим представлениям, океан в геологическом смысле и представляет собой область развития особых вулканогенно-глинисто-кремнистых формационных комплексов небольшой мощности, сложенных глубоко-водными осадочными породами и толеитовыми базальтами.

Таким образом, кайнозойские формационные комплексы северо-восточной окраины Азиатского континента являются переходными не только в том смысле, что несут на себе черты как собственно геосинклинальных, так и орогенных. Они занимают переходное структурное положение между континентом и океаном, не встречаясь ни на континентах, ни в океанах. Главные их особенности:

1. Чередование пресноводно-континентальных и прибрежно-морских терригенных (часто угленосных) и вулканогенно-кремнисто-глинистых относительно глубоководных (с широким развитием кремнистых и опоковидных аргиллитов) групп формаций.

2. В магматических продуктах преобладание базитов и совместное распространение известково-щелочных, щелочных и толеитовых вулканитов.

По нашему мнению, переходные формационные комплексы отражают не стадию перехода от океанических условий к континентальным, но характеризуют особый структурный элемент земной коры — зону перехода от континента к океану.

Поскольку мезозойские и раннекайнозойские формационные комплексы рассмотренных регионов не могут относиться к типу переходных, то можно сделать вывод, что зона перехода от Азиатского континента к Тихому океану существует только с олигоцена. На рис. 3 показана зона перехода от Азиатского континента к Тихому океану для позднего олигоцена — раннего миоцена и среднего миоцена — плиоцена. По площади распространения переходной зоны в различные периоды можно судить о временных и латеральных перемещениях этих зон. Можно, в частности, отметить, что с олигоцена происходило расширение зоны перехода, в основном в западном направлении, за счет континента. Все вышесказанное позво-

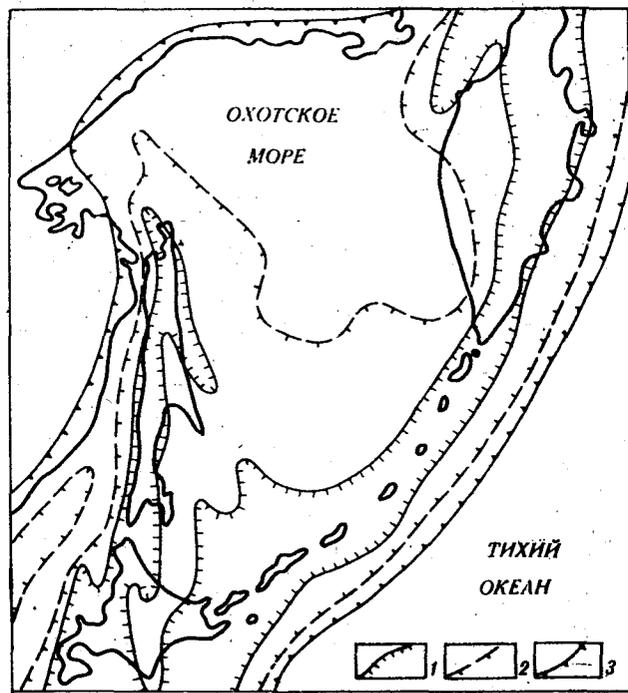


Рис. 3. Зона перехода от Азиатского континента к Тихому океану.

1—2 — по геологическим данным: 1 — для олигоцена — раннего миоцена, 2 — для среднего миоцена — плиоцена; 3 — по геофизическим данным (современная).

ляет утверждать, что геологическое своеобразие зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану заключается в особые переходных формационных комплексах, которые располагаются на сочленении континентов и океанов и обладают составом и структурой, отличными как от континентальных, так и от океанических комплексов. Это, конечно, не отрицает специфику отдельных структурных элементов переходной зоны (вулканических геосинклиналей, тыловых прогибов и т. д.), что является темой особого разговора.

В заключение немного о ретроспективных (историко-геологических) построениях по зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Нами ранее было высказано предположение [11], что в этой зоне в позднем кайнозое имело место наложение и слияние двух основных эндогенных процессов: сиализации и базификации земной коры. Первый из них проявлен в увеличении осадочного слоя, усилении «орогенного» облика терригенных отложений, метаморфизме геосинклинальных комплексов, превращении собственно геосинклинальных прогибов в краевые, а другой — в увеличении роли основных вулканитов, в значительной части толеитового типа, и развитии вулканогенно-кремнисто-глинистых групп формаций, развитии новых прогибов — глубоководных впадин (типа Японской и Южно-Охотской).

В литературе неоднократно высказывалось мнение, что зона перехода от Азиатского континента к Тихому океану — область борьбы процессов созидания и разрушения земной коры, континентизации и океанизации. При этом предполагалось, что они происходят либо одновременно в разных [16], либо в одних и тех же зонах, но в разное время [10]. По нашим представлениям, эти два, казалось бы, противоположных процесса развивались в позднем кайнозое во всей переходной зоне повсеместно и постоянно, и результат такой «борьбы» — особые переходные формационные комплексы.

А. В. Пейве и А. Л. Яншин с соавторами [14] считают, что формации островных дуг, краевых морей и глубоководных желобов —

это комплекс переходной стадии развития земной коры в процессе преобразования океанической коры в континентальную, и за этим комплексом должен следовать комплекс континентальной стадии с двумя режимами тектонического развития — орогенным и платформенным. Не останавливаясь на остро дискуссионном вопросе — везде ли океаническая кора первична, отмечу, что состав, структура и последовательность рассмотренных в этой статье позднекайнозойских формационных комплексов не позволяют сделать вывод об односторонней континентизации земной коры (этому противоречат усиление роли толетовых базальтов, развитие молодых кремнистоглинистых формаций и другое).

### ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В. В. Некоторые вопросы строения и условий развития переходных зон между материками и океанами.— Геотектоника, 1981, № 3.
2. Белоусов В. А., Рудич Е. М. О месте островных дуг в развитии структуры Земли.— Сов. геология, 1960, № 10.
3. Васильев Б. И. и др. Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга — желоб. М.: Наука, 1979.
4. Геологическое развитие Японских островов/Минато М. и др. М.: Мир, 1968.
5. Геологическое строение северо-западной части Охотского моря/Маргулис Л. С. и др.— Сов. геол., 1979, № 7.
6. Геология СССР. Т. 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1964.
7. Гнибиденко Г. С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979.
8. Косыгин Ю. А. Основы тектоники. М.: Недра, 1974.
9. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964.
10. Марков М. С. и др. Мезокайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М.: Наука, 1967.
11. Семенов Д. Ф. О наложении процессов сиализации и базификации земной коры в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану (по геологическим данным).— ДАН, 1977, т. 237, № 6.
12. Сергеев К. Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976.
13. Соловьев В. А. Тектоника континентов (систематизация понятий и упорядочение терминологии). Хабаровск, 1975.
14. Становление континентальной коры Северной Евразии/Пейве А. В. и др.— Геотектоника, 1976, № 5.
15. Тектоническая терминология зоны перехода от континента к океану и вопросы систематики структур земной коры/Соловьев В. А. и др.— В кн.: Вопросы общей и теоретической тектоники. ДВНЦ АН СССР, 1974. Хабаровск.
16. Тузов И. К. Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Новосибирск: Наука, 1975.

ИТыГ ДВНЦ АН СССР  
Хабаровск

Поступила в редакцию  
8 августа 1981 г.

### ДИСКУССИЯ

Г. М. Власов. Общепринято, что геосинклиальный процесс, в общем, вызывает рост континентальной коры, т. е. переход к континентальным условиям. Этот переход осуществляется последовательным развитием в геосинклиальных системах серии структурно-формационных зон, отражающих все более и более континентальные условия.

Д. Ф. Семенов из этого общего процесса континентализации земной коры искусственно выделил отдельный, позднегеосинклиальный — раннеорогенный этап, в котором, по его мнению, лишь проявляются черты перехода океанических условий в континентальные. Отсюда и делаемый в дальнейшем ошибочный вывод, что переходная зона в рассматриваемом районе существовала лишь с позднего олигоцена.

Рассуждения Д. Ф. Семенова не всегда логичны и

последовательны. Например, относя островодужный комплекс формаций к переходным образованиям, он сомневается в возможности отнесения его к раннеорогенным образованиям из-за присутствия в нем кроме мелководных и глубоководных формаций. Тыловые и фронтальные прогибы окраинных геосинклиальных систем, имеющих ряд принципиальных отличий в отношении состава формаций, времени развития и др., объединяются им под общим наименованием передовых прогибов.

В конечном счете выделяемая «зона перехода» не получает геологического содержания, остается неясным, представляет ли она геосинклиаль или ороген, на какие структурно-формационные зоны распространяется и т. д.

С. М. Тильман. Неверно утверждение о том, что проблема геологического содержания зоны перехода от Восточно-Азиатского континента к Тихому океану раньше не ставилась и не обсуждалась, а имеются лишь разработки, основанные на данных геофизики. Отсюда и последовали наивные выводы. Согласно представлениям Д. Ф. Семенова, своеобразие зоны перехода определилось лишь в позднем кайнозое. А до этого были геосинклинальные условия. Значит, зона перехода, по его мнению, сейчас пребывает в неясном тектоническом состоянии, то ли квазигеосинклинальном, то ли квазиорогенном?

Между тем общепризнано, что в тектоническом поясе, лежащем между окраинно-материковыми вулканогенными поясами и глубоководными желобами, сосредоточены разнообразные структуры, находящиеся на разных уровнях развития. Кайнозойские системы вступили в орогенную стадию. Зрелая континентальная кора в них еще формируется. В котловинах крае-

вых морей, придуговых прогибах и желобах совершается геосинклинальное осадконакопление. Ну, а что же происходит в пределах островных дуг? Д. Ф. Семенов всем своим материалом показал, что эти последние пребывают в геосинклинальном режиме. Они еще не дошли даже до раннеорогенной стадии.

Таким образом, рассматриваемая зона перехода характеризуется резко выраженной латеральной неоднородностью структур и формаций, что свойственно геосинклинальным поясам в их зрелой стадии развития. *Это и есть геологическое содержание активной континентальной окраины или зоны перехода Тихоокеанского типа.* Обо всем этом написано в ряде публикаций М. С. Маркова, Ю. М. Пуцаровского, С. М. Тильмана, Г. М. Власова и др.

Фактический материал представляет несомненный интерес, а вот его научная интерпретация является спорной.

## КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.24

Ю. А. Косыгин

## ЗАМЕТКИ О ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ГИПОТЕЗАХ

ЗАМЕТКА ПЕРВАЯ  
ОБЩЕЕ ВВЕДЕНИЕ

## ГИПОТЕЗА В. П. МЯСНИКОВА И В. П. ФАДЕЕВА

В зависимости от диапазона исследования и степени достоверности выделяются Большой геологический континуум (Земля в целом, как четырехмерное пространственно-временное тело) и Малый геологический континуум (четырёхмерная область, которая определяется максимально доступными глубинами изучения и временем, в течение которого геологическое развитие определяется при помощи метода актуализ-

ма). Рассмотрена роль гипотез в этих континуумах, и приводится их классификация. Особое внимание уделяется одной из современных геоплатонических гипотез — гипотезе В. П. Мясникова и В. П. Фадеева, разработанной на физико-математической основе. Поднимается вопрос о «стыковке» планетарных физико-математических и геолого-геофизических подходов и намечаются пути решения.

## 1

В изучении Земли как бы существует три области исследования, обладающие различным диапазоном и степенью достоверности. В одной области наблюдения точные и проверенные, во второй — на их основе реконструируется геологическая история с большой степенью вероятности получения правильных решений, в третьей — мы имеем дело преимущественно с гипотезами и неоднозначными решениями.

Начнем с третьей области. Земля — это огромное планетное тело с радиусом 6371 км, объемом  $1083 \cdot 10^9$  куб. км, поверхностью  $510 \cdot 10^6$  млн. кв. км и с длительностью существования, по самым минимальным оценкам, более 4,5 млрд. лет. Причем эта цифра, быть может, весьма занижена. Однако в пределах этого *Большого геологического континуума* (т. е. четырехмерной пространственно-временной области) человек непосредственно видел, анализировал (в смысле анализа вещества), измерял очень мало. В настоящее время геологу доступна вся поверхность Земли, включая океаны и полярные области. Тем не менее вглубь планеты он проник пока недалеко. В Советском Заполярье впервые в мире достигнута глубина одиннадцать километров. Чуть более — 11,02 км ниже поверхности моря — доступны человеку и глубины океанических желобов.

Исследования слоев осадочной или гипергенной оболочки позволяют геологу, используя

принцип актуализма, реконструировать геологическое прошлое относительно уверенно по биостратиграфическим признакам на сотни миллионов лет, а используя другие признаки (в частности, радиометрические), значительно менее уверенно — на первые миллиарды лет, не охватывающие ранние этапы становления и развития Земли. Четырёхмерную область, которая определяется указанными максимальными доступными глубинами и временем, в течение которого геологическое развитие определяется при помощи метода актуализма, назовем *Малым геологическим континуумом*.

Непосредственные геологические наблюдения ведутся на протяжении двух-трех столетий. Если же учесть все время человеческой цивилизации, оставившей литературные, архитектурные или инженерные (каналы) следы, позволяющие так или иначе судить о времени (в нашем современном понимании физического времени, измеряемого часами), то они (наблюдения) составят едва ли более 5 тыс. лет. Если в качестве начала координат мы выберем некоторую точку на сфере поверхности Земли, то абсцисса и ордината будут замкнуты и конечны, аппликата составит 11 км, а время — 5 тыс. лет, а если ограничиться эпохой геологических наблюдений или если подойти к вопросу еще требовательнее и ограничиться эпохой инструментальных измерений, то — первые сотни лет. Тогда «*континуум современной геологической доступности*» или *современ-*



ное эмпирическое геологическое мгновение можно графически изобразить прямоугольником, вертикальная сторона которого будет представлена координатой  $z$ , а горизонтальная — координатой  $t$ . Так как объектом изучения тектоники является Земля в целом, то значительная часть ее объема и времени существования требуют изучения с применением гипотез, проверка которых мыслима лишь в будущем. Само собой разумеется, что с каждым годом в условиях современного научно-технического прогресса вертикальная граница Малого континуума и, следовательно, континуума современной геологической доступности увеличивается. Но это очень небольшое приращение, а проблемы гипотез, многозначных и вероятностных решений на очень долгое время остаются актуальными в наших научных исследованиях. Все, что ниже 11 км и древнее 200—300 или 5000 лет — уже сфера гипотез. В свете гипотез, вероятностных и неоднозначных решений, есть много «истин» (конечно относительных), которые могут быть или равноправными или предпочтительными, но не господствующими. Это касается почти всего земного шара (начиная с проверенных бурением горизонтов и глубже) и почти всей геологической истории.

В связи со сказанным нам надо рассмотреть вопрос о гипотезах. Это вопрос философии. Но какая наука может обойтись без нее? Исследования Большого геологического континуума, где эти гипотезы необходимы, требуют определенной методологии, позволяющей находить относительно правильную ориентировку в этом огромном пространстве — времени — Земле. В Большом континууме мы постоянно встречаем много «истин» и «ошибок», но редко находим различие между ними. Они зависят от постановки задач, методик, средств исследований, от накопления предыдущих идей и усовершенствования технических средств.

В пределах Малого континуума мы изучаем складки, сбросы и другие традиционные объекты структурной геологии, платформы с чехлами и верхними частями фундаментов, геосинклинальные системы, за исключением геологических корней эвгеосинклиналей, а также современные геологические процессы, включая современные тектонические движения. И венчаем все это актуалистически аргументированными историко-геологическими построениями.

В Большом континууме мы изучаем почти всю геологическую историю Земли, включая генезис горных пород и полезных ископаемых, глубинные структуры планеты, мантию, ядро, низы земной коры, глубинные процессы, изменения и перемещения вещества и энергии.

Особенно нужно выделить понятие *глубинной тектоники*, объектом которой в простран-

ственном смысле является область Большого континуума, не включающего область Малого. Предметом глубинной тектоники являются соответствующие квазистатические, геодинамические модели, включающие рассмотрение недоступных для непосредственного наблюдения глубин Земли. Причем увязка этих моделей с геологической ситуацией, наблюдаемой на поверхности Земли, весьма важна, хотя в принципе могут быть геодинамические модели, связанные только с большими глубинами Земли. Наконец, глубинная тектоника обладает и историко-геологической функцией. Это можно пояснить так. Историческая геология, основанная на непосредственных наблюдениях над горными породами, геологическими (природными и экспериментальными) процессами и на методе актуализма, позволяет заглядывать вглубь истории, вплоть до докембрийских рубежей. Но здесь мы имеем дело только с историей поверхности Земли или самой внешней ее оболочки. Но на больших глубинах Земли протекают особые геодинамические процессы. И, как надо полагать, создаются и размещаются геологические тела и границы (учитывая твердое, жидкое и, возможно, другие агрегатные состояния вещества), происходит эволюция вещества и процессов, т. е. совершается некоторый исторический процесс. Гипотетические реконструкции этих процессов связаны с геодинамическими гипотезами. Рассматриваемая здесь гипотеза относится именно к области глубинной тектоники.

Гипотезы, в сущности, нужны и для континуума современной геологической доступности, и для Малого и для Большого континуумов. В первом случае они, в принципе, непосредственно проверяемы. Это — рабочие гипотезы. Например, выдвинув гипотезы о состоянии и положении тел или хода процессов на глубинах, доступных бурению, мы вправе поставить вопрос о проведении глубоких скажин или однозначно интерпретируемых геофизических измерений для проверки этих гипотез. При этом мы вправе рассчитывать на получение однозначных («окончательных») данных.

Во втором случае бурно развивающееся исследование гипергенной оболочки Земли представляет нам все новые и новые данные, позволяющие постоянно и неуклонно повышать вероятность историко-геологических решений и практических прогнозов.

В третьем случае гипотезы нельзя непосредственно проверять. Они могут испытываться использованием различных методов: изучением прохождения и затухания упругих волн землетрясений, собственных колебаний Земли, гравитационного, магнитного, теплового полей и т. д. В таком случае некоторые результаты, полученные различными методами, в различных

точках или условиях, могут трактоваться как сходные, как вызванные одинаковыми причинами. Здесь надо отметить, что при сходстве признаков причины могут быть разными. Поэтому и происходит множество разнотолкований в определении генезиса. Получение различными методами согласующихся данных, а также непротиворечивость результатов говорят в пользу большей вероятности гипотезы, построенной на одном или немногих из множества всех использованных подходов. В этом случае можно говорить о более достоверных или менее достоверных гипотезах. Естественно, что выводы, основанные на гипотезах, имеют ту или иную вероятность, которую, впрочем, количественно трудно оценить. Их вероятность можно оценивать лишь относительно.

В письмах В. И. Вернадского к Б. Л. Личкову [4] есть интересные высказывания о гипотезах. *Научная гипотеза* (подходящая к Большому и Малому геологическому континууму) — предположительный вывод, основанный на некоторых принципах и правилах (например, метод аналогии). Всегда имеет вероятностную природу. Может подсказывать пути к дальнейшему исследованию вопроса. Служит для создания программы научных исследований. *Рабочая гипотеза* (относится исключительно к континууму современной геологической доступности и непосредственному решению практических задач) — гипотеза, разрабатываемая более быстро и обычно по принятым стандартам (может быть основана на интерпретации, экстраполяции, аналогии и т. д.). Она предназначена для быстрой практической проверки. Служит для оперативного определения направления работ. Это, так сказать, тактическое средство. *Догадка* — предположение, основанное на интуиции (в отличие от научной гипотезы). Первые два определения очень хороши и конструктивны, а в третьем — несколько принижается роль «догадки»; даже само слово «догадка» — далеко от науки (по С. И. Ожегову, «догадка» — предположение, основанное на недостаточных данных). Отсюда «теряться в догадках». А вот из определения В. Н. Даля следует, что догадка — сметливость, смысленность, находчивость. Это ближе к науке, во всяком случае, к уму. Я бы значение слова «догадка» несколько возвысил по сравнению с В. И. Вернадским и С. И. Ожеговым. Оно перекликается с высказыванием И. В. Гете о том, что «есть гипотезы, где рассудок и воображение становятся на место идеи» [1, с. 349]. Гипотезы, основанные на идеях (здесь и догадки, и сметливость), могут быть богаче и перспективнее, чем гипотезы, основанные на непосредственных рассудке и воображении. Именно первые открывают новые горизонты науки.

Геолог-исследователь, приступая к работе, а также заканчивая ее, должен отдавать себе отчет, находится ли он в сфере Малого континуума, осуществляет ли он переход от Малого континуума к Большому, или же он находится в сфере Большого континуума (вполне правомерно включающего Малый). От этого будет зависеть избранная методика и постановка задачи, соответствующая достижению окончательных или вероятностных решений.

Сделаем еще одно практическое замечание о месте гипотезы в научном исследовании. Мы часто встречаем высказывания — «с позиций (такой-то) гипотезы данную ситуацию можно объяснить так-то и так-то». При такой постановке вопроса на крыльях гипотезы можно унести куда угодно. Научное же суждение надо строить так: «с позиций данной конкретной ситуации» данная гипотеза «подтверждается», «не встречает противоречий», «должна быть прокорректирована» или же «не подтверждается», или «отвергается».

Еще раз подчеркнем, что научные гипотезы играют огромную роль в геологии (так же, как и в других науках) и нельзя ими «баловаться». К ним надо относиться как к серьезному, ценному и гибкому инструменту научного исследования.

Приведем безусловно относящееся к Большому континууму высказывание Г. Хесса [3, с. 11], который среди десятков предположений и гипотез и большого количества возможных альтернатив пытается выбрать наиболее приемлемые: «но, может быть, ни один компетентный читатель, обладающий хоть каплей воображения, не согласится признать ни одну из них. Однако если же ввести такого рода ограничения (речь идет о принципе униформизма и некоторых априорных представлениях о начальном этапе развития планеты. — Ю. К.), каждая гипотеза приобретает бесчисленное число вариантов, а сама геопоззия лишается и рифмы и смысла». Истолкуем это так: в Большом континууме, где все решения лишь вероятны, чтобы не впадать в полный агностицизм, необходимо иметь принципы, организующие и дисциплинирующие мышление. Стройность и организованность концепции, опирающейся на те или иные принципы, будет служить мерлом ее истинности (конечно, относительной и вероятностной) и перспективности.

Нами будет рассмотрено несколько современных геотектонических гипотез, как основанных на законах физики и априорных, впрочем, иногда согласующихся с данными астрономии, представлениях о начале возникновения Земли, так и основанных на геологических данных (географические, геологические карты и горные породы). Обзор гипотез начнем с работанных на физико-математической основе

представлений В. П. Мясникова и В. П. Фадеева. Особенно любопытно их заключение о развитии ядра Земли от ее приповерхностных зон к центру. Действительно, более принятая идея о разрастании ядра от центра Земли плохо согласуется с тем, что сила тяжести в центре Земли равна нулю.

## 2

Глобальная модель эволюции Земли В. П. Мясникова и В. П. Фадеева [2] построена математиками как для двухэлементного (ядро, мантия) планетного тела без привязки к очень тонкой (менее 1% радиуса Земли) коре и запечатленному на ее поверхности геологическому рисунку. Целью авторов было рассмотреть на уровне современной физической строгости модели эволюции Земли и выбрать из них наиболее вероятную и согласующуюся с фактическими (в т. ч. экспериментальными) данными. В основу разработок положена теория конвективных движений вещества. Большая длительность геологических процессов в сочетании с относительно быстрым установлением локального термодинамического равновесия заставляет обратиться к изучению процессов эволюции пространственной неравновесности вещества в недрах Земли. В качестве неравновесных свойств здесь рассматриваются вязкость, теплопроводность и т. д., то есть свойства, проявляющиеся только при временных изменениях.

Геологические свойства мантии включают как упругие (быстрые реакции на сейсмические процессы), так и необратимые деформации, обеспечивающие медленное изменение напряжений, соответствующее скоростям геологических процессов на поверхности Земли; в накоплении таких деформаций главную роль играет ползучесть, сходная с наблюдаемой в металлах. При температурах, сравнимых с температурой плавления, возникают режимы, которым свойственны деформации с постоянной скоростью; при постоянном же напряжении они зависят от температуры, структуры и состава вещества. Основываясь на экспериментальных данных и теоретических расчетах, авторы делают свой основной геологический вывод, что горные породы при постоянных внешних нагрузках можно рассматривать, как вязкие жидкости при всех температурах и давлениях в мантии. Однако при анализе движений у поверхности Земли и в зоне перехода от мантии к ядру может быть существенным учет релаксационных процессов и моделей вязко-упругого поведения вещества.

Для суждения о физико-химических превращениях в мантии геологических законов нет, и поэтому вывод заключается в применении физических моделей. Экспериментальные данные говорят о вероятности существования зон

полиморфных фазовых переходов. Однако их характер должен меняться с изменением химического состава мантии в связи с эволюцией планеты, т. е. должен быть тесно сопряжен с эволюцией химического и фазового состояния ядра. Однако существующие физико-химические схемы образования ядра Земли далеко неоднозначны, очень противоречивы из-за отсутствия необходимых экспериментальных данных. Отсюда — важность построения строгой механической модели переноса вещества в недра Земли; в пределах такой модели можно было бы раскладывать различные физико-химические и геолого-геофизические пасьянсы и получать косвенные представления о возможной физико-химической эволюции. Основой механической (динамической) модели являются условия возникновения и свойства конвективных движений. Простейшей является задача о конвекции в плоскопараллельном зазоре, на противоположных границах которого поддерживается постоянная разность температур, а сила тяжести направлена перпендикулярно ограничивающим плоскостям. Возникновение конвекции связано с критическими значениями безразмерного параметра Рэлея, который прямо пропорционален коэффициенту объемного расширения среды, ускорению силы тяжести, кубу толщины зазора и разности температур на ограничивающих плоскостях и обратно пропорционален коэффициенту кинематической вязкости и температуропроводности. Анализируя характер решений, определяемых числами Рэлея и Прандтля, можно определить в системе координат, построенной на этих числах, области отсутствия конвекции, наличия двумерных валов как основной формы конвекционного течения, стационарной трехмерной конвекции (в очень ограниченном диапазоне чисел Рэлея), нестационарной трехмерной конвекции и турбулентных течений. Характерными режимами являются двумерные валы и нестационарные трехмерные движения. Процессы эти во времени перегулярны. Проходят локальными и значительно реже глобальными вспышками, усиливаясь под воздействием химических реакций. Такое, основанное на математических расчетах, представление о сложности конвекционных течений в недрах Земли не может быть оставлено без внимания при исследовании вопросов о темпах локальной и глобальной периодичности, а также пространственной картины распределения тектонических движений на протяжении геологической истории, реконструируемой по наблюдениям в гипергенной оболочке. Мало того, при решении всех этих вопросов в локальных и глобальных масштабах могут оказаться весьма полезными более конкретные расчеты в рамках теории, изложенной В. П. Мясниковым и В. П. Фадеевым. Думается, что уже в бли-

жайшее время такие расчеты могут быть приняты на вооружение в тектонических исследованиях, в частности, в проверке геотектонических гипотез. Хотя надо оговориться, что уже сейчас имеется много частных работ в этом направлении.

Гидродинамическая модель эволюции Земли при неопределенности начального распределения вещества и состояния геофизических полей основывается на вполне правомочном допущении, что первичные неоднородности должны были бы вызывать конвекционные процессы, которые ведут к расслоению Земли на концентрические оболочки, в первую очередь мантию и ядро. Это соответствует общим свойствам планет. Такая теория должна объяснять характер переходов между оболочками, включать описание термической истории Земли. Избранный авторами метод разложения геофизических полей, названный асимптотическим, позволяет ввести в рассмотрение быстрое (конвекция и, следовательно, тектонические движения) и медленное (изменения сферически-симметрических составляющих геофизических полей, расширение или сжатие Земли) времена, а также прийти к выводу о существовании ядра планеты и ее расслоения на оболочки с постоянным в каждой из них химическим составом. Доказывается необходимость существования верхнего термически неравновесного слоя (до 100 км). Отмечается весьма важное обстоятельство, которое надо внимательно оценить при «стыковке» рассматриваемой глубинной модели с геологическим строением и развитием гипергенной оболочки. А именно реология поверхностного пограничного слоя, находящегося при относительно низких температурах, может уже существенно отличаться от реологии вязких жидкостей, а зависимость реологических характеристик от температуры может существенно сказаться на поверхностных движениях.

Вопрос о «стыковке» моделей надо дополнить вопросом о «стыковке» планетарных физико-математических и геолого-геофизических подходов. Авторы гипотезы выводят из своей теории картину распределения теплового потока на поверхности Земли, а также делают заключение о значительном превышении скорости горизонтальных движений относительно скоростей вертикальных движений. Тем самым намечается возможность прямой проверки наблюдениями теории, поскольку данные приповерхностных измерений тепловых потоков и скоростей движений, устанавливаемые повторными нивелировками и триангуляциями, относятся к фундаментальным геологическим фактам и должны быть вовлечены и учтены в построении гипотезы. Я не скажу, что выводы авторов неправильны, но они могут оказать гипнотизирующее вли-

яние на геологов, которые станут считать те факты, которые соответствуют данной гипотезе, существенными, а те, которые ей не соответствуют, несущественными. Это можно понять, если провести параллель между «физико-математическим богом», мало известным геологам, и богом средневекового христианского населения, которое во многих естественных и общественных явлениях видело проявления его воли.

То же можно сказать об утверждении «плоскостности» астеносферного слоя, которое сейчас достаточно хорошо намечено геофизикой и на которое можно было бы уже опираться в построении теории. Заслуживают внимания замечания авторов гипотезы об условности деления поверхностных зон планеты на литосферу и астеносферу, на удобство замены «астеносферы» «астенозонами», возможность объяснения астеносферы (астенозон) положением участков дифференциации вещества планеты.

Путем математических выкладок, основанных преимущественно на анализе состояний и процессов, происходящих на границе ядро — мантия, авторы гипотезы приходят к выводу, что на некоторой стадии существования планеты происходит опускание тяжелого вещества в глубь Земли. Перемешивание конвекцией поддерживает адиабатический градиент температуры и постоянство средней концентрации вещества в ядре и мантии с разогревом ядра за счет энергии, привносимой тяжелой компонентой. В результате планета приходит в седиментационное равновесие, характеризующееся конечным размером ядра. Формирование ядра может начаться с поверхности Земли или же в некотором промежуточном слое. Диаметр ядра со временем уменьшается. При таком механизме термическая энергия Земли полностью может быть отнесена за счет гравитационного фактора.

Расчеты авторов гипотезы показывают, что для описания эволюции Земли представления, основанные только на термической конвекции, недостаточны и что необходимо учитывать многокомпонентность состава планет, физико-химические превращения вещества и диффузию. «После образования планеты в ее недрах начинается процесс расслоения, обусловленный разделением вещества в ее гравитационном поле. Формируется седиментационный фронт и ядро планеты...», что ведет к концентрации тяжелых компонентов в ядре, уменьшению его размеров и нагреванию. С разогреванием может быть связано «поджигание» экзотермических химических реакций. Химические реакции могут активизировать процессы конвекции и вызывать тектоническую активность на поверхности Земли. Гипотеза В. П. Мясникова и В. П. Фадеева не оставляет в стороне кардинальный вопрос о соотношении конвекции

и сферическо-симметрической структуры в процессе эволюции Земли. Именно структура и свойство конвекционных движений обуславливают сферически-симметрическую структуру и ее изменения, причем намечаются пути дальнейших теоретических исследований этого процесса и перспективы конкретизации результатов.

Важным достоинством рассматриваемой гипотезы является ее масштабность; действительно, рассматриваются самые общие следствия, вытекающие из двухкомпонентной структуры Земли. Ведь только граница ядро — мантия наиболее четко обозначена в Земле на основе сейсмологических данных. Остальные же границы расплывчаты и менее уверенно проводятся. Такой подход позволяет авторам гипотезы прийти к важному, хотя и несколько неожиданному заключению о развитии ядра от поверхности Земли книзу. Существует и альтернативная точка зрения о формировании ядра снизу вверх (разрастание) за счет осаждения тяжелого вещества из мантии. Например, О. Г. Сорохтин считает, что в процессе перетекания мантийного вещества пограничные слои, расположенные под нисходящими потоками, растягиваются, а по возникающим микро-трещинам и межгранулярным пространствам окислы железа присоединяются к веществу ядра. Так рисуется рост ядра за счет

мантии, причем используются такие физико-химические и структурно-тектонические детали, которые невозможно «разглядеть» (я имею в виду и теорию, и эксперимент, и даже интуицию) с поверхности Земли. В приведенном сравнении гипотеза В. П. Мясникова и В. П. Фадеева выглядит в выгодном свете. Недостатками в ней (вернее, в посвященной ей книге) является «стыковка» физической конвекционной картины, нарисованной для планеты в целом, с прихотливой и тонкой геологической структурой поверхностной пленки Земли. Эта «стыковка» проводится наощупь, без всякой попытки теоретического обоснования связей между глубинными физическими и поверхностными геологическими данными. Под таким теоретическим обоснованием я подразумеваю равноправное использование физической и геологической теории, по крайней мере, для приповерхностных слоев Земли, где имеются геологические данные, которые недостаточно привязать к чему-то, но нужно одновременно вдумчиво проанализировать. Физические планетарные и геологические построения должны находиться в отношениях «обратной связи».

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гёте Иоганн Вольфганг. Избранные философские произведения. М.: Наука, 1964.
2. Мясников В. П., Фадеев В. П. Модели эволюции Земли и планет земной группы. — Итоги науки и техники. Сер. Физика Земли. Т. 5. М.: ВИНТИ, 1980.

3. Новая глобальная тектоника (тектоника плит). М.: Мир, 1974.
4. Переписка В. И. Вернадского с Б. Л. Личковым. 1918—1939. М.: Наука, 1979.

ИГыГ ДВНЦ АН СССР  
Хабаровск

Поступила в редакцию  
9 октября 1981 г.

## ХРОНИКА

ИТОГИ, КООРДИНАЦИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ  
ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ  
В БАССЕЙНЕ ТИХОГО ОКЕАНА

12—14 октября 1981 г. в Хабаровске состоялось совещание по координации морских геолого-геофизических исследований в бассейне Тихого океана, организованное Координационной комиссией по геолого-геофизическим исследованиям Межведомственного совета по координации при Президиуме ДВНЦ АН СССР, Секцией геологии, геофизики и геохимии Комиссии Академии наук СССР по проблемам Мирового океана, Бассейновой секцией «Тихий океан» Государственного комитета по науке и технике, Океанографической комиссии Дальневосточного научного центра АН СССР, Объединенным ученым советом наук о Земле при Президиуме ДВНЦ АН СССР и секцией «Тихоокеанская геология и геофизика» Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока Сибирского отделения АН СССР. Цели совещания: 1) рассмотрение результатов морских геолого-геофизических исследований, полученных научно-исследовательскими и производственными организациями Советского Союза в бассейне Тихого океана; 2) обсуждение основных направлений морских геолого-геофизических исследований; 3) рассмотрение планов работ в Тихом океане на 11-ю пятилетку и составление комплексного плана-программы. В соответствии с этим программа совещания состояла из двух частей: первая — сообщения организаций о результатах и планах работ, вторая — научные доклады.

В работе совещания приняло участие 80 человек, представляющих 28 организаций Академии наук СССР, Министерства геологии СССР и РСФСР, Министерства газовой промышленности СССР и Московского государственного университета. Было заслушано 35 докладов.

Вызвали интерес доклады: «Основные результаты работ ДВНЦ АН СССР в бассейне Тихого океана и направления дальнейших исследований» (Н. А. Шило, Ю. А. Косыгин, К. Ф. Сергеев, Б. И. Васильев, И. К. Туезов), «Организация работ по геолого-геофизическим исследованиям Мирового океана, планируемых на 11-ю пятилетку» (Ю. М. Пушаровский, Секция геологии, геофизики и геохимии Комиссии по проблемам Мирового океана АН СССР), «Основные итоги и планы работ организаций Мингео СССР в Тихом океане в 1981—1985 гг.» (Ю. Б. Казмин, О. Д. Корсаков, Б. Х. Егизаров), «Основные результаты геолого-геофизических исследований в Северо-Западной части Тихого океана и направления дальнейших работ» (Я. П. Маловицкий, Я. Н. Протас, М. Р. Пустильников, А. В. Семенов, А. А. Шманский, И. И. Хведчук, А. В. Журавлев, Э. В. Шипилов, ВМНПО «Союзморгео»), а также сообщения П. М. Сычева (Сахалинский КНИИ ДВНЦ АН СССР), Б. И. Васильева (Тихоокеанский океанологический институт ДВНЦ АН СССР), Г. И. Худякова (Тихоокеанский институт географии ДВНЦ АН СССР), С. А. Шеки (Дальневосточный геологический институт ДВНЦ АН СССР), С. М. Зверева (Институт физики Земли АН СССР), Ю. К. Бурлина (Московский госуниверситет), Б. К. Остистого (ВПО

«Сахалинморнефтегазпром»), В. К. Дугласа (ПО «Приморгеология Мингео РСФСР»), Т. И. Линьковой (Северо-Восточный КНИИ ДВНЦ АН СССР), В. М. Каморного (Предприятие ГУГК при СМ СССР) и другие.

В докладах отмечалось, что изучение геологического строения окраинных восточно-азиатских морей и прилегающих к ним островных дуг, глубоководных желобов западной части Тихого океана в 10-й пятилетке значительно продвинулось вперед. Составлены схематические геологические карты Японского, Охотского морей и Курило-Камчатской системы дуга — желоб, схемы мощности осадочного слоя Берингова, Охотского, Японского и северной части Филиппинского морей, прогнозно-минералогические карты шельфа дальневосточных морей, гравиметрические и магнитометрические карты Японского и Охотского морей, карта теплового потока западной части Тихого океана, палеогеографические карты Японского моря для позднего юрмра и климатического оптимума голоцена и другие. Выявлены основные этапы развития рифогенных построек на востоке Азии, детально описано строение Курило-Камчатской системы дуга — желоб. Построены палеомагнитные стратиграфические разрезы верхнекайнозойских отложений для южной, центральной и северной частей Тихого океана. Разработаны и внедрены биогеохимические и изотопные методики восстановления палеотемператур поверхностных вод, методика работ корреляционным методом преломленных волн на шельфе и глубоком море, кварцевый термометр с цифровым выходом, термоградиентограф с регистрацией данных на элементах электронной статической памяти емкостью 1000 бит, комплект аппаратуры для детальных сейсмических исследований МОВ и МПВ в глубоком море и др. Проведены важные в методическом отношении опыты по регистрации удаленных землетрясений и электромагнитные работы для изучения строения океанической коры и верхней мантии. Полученные материалы позволяют судить о геологической природе, истории геологического развития, магматической специализации основных морфоструктур, направленности магматических процессов и процессов эволюции литосферы изученной части Тихого океана. Произведена прогнозная оценка нефтегазоносности акваторий дальневосточных окраинных морей.

Острая дискуссия развернулась по вопросам: 1) геология тихоокеанского суперрегиона и задач дальнейших региональных исследований, 2) плитотектонической эволюции запада Тихого океана в мезозое и кайнозое, 3) плотностных моделей литосферы Тихого океана, 4) закономерностей размещения твердых полезных ископаемых на шельфе дальневосточных морей.

К числу недостатков геолого-геофизических исследований в бассейне Тихого океана относятся: слабая межведомственная кооперация и координация исследований, в силу чего на одних и тех же акваториях работы нередко перекрываются; практически не используются для геологических исследований подводные ап-

параты фотографирования морского дна и гидролокаторы бокового обзора; почти прекращено ГСЗ; не внедрены в практику морских исследований работы КМПВ с сейсмокозой и не развиваются морские электромагнитные и сейсмологические наблюдения; в недостаточной степени применяются палеоэкологические, морфотектонические, палеомагнитные, сейсмостратиграфические и геодинамические исследования. Обобщение богатого фактического материала, накопленного как в 10-й пятилетке, так и в предыдущие годы, проводится в недостаточной степени. Признано целесообразным активизировать работу по созданию крупных обобщений, таких как: «Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли», «Геологическая карта Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана», «Тектоническая карта Востока СССР и сопредельных областей», а также коллективных монографий «Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода Азиатского континента к Тихому океану», «Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана» и т. д.

Совещание рекомендовало:

1. Считать основной целью геолого-геофизических исследований получение новых данных о геологическом строении дна Тихого океана и окраинных морей, выявление закономерностей их геологического развития, дальнейшую разработку основ формирования и прогноза поисков полезных ископаемых. Важным является создание моделей строения земной коры и верхней мантии основных морфоструктур западной части Тихого океана и восточно-азиатских окраинных морей, а также изучение особенностей тектонических и современных геодинамических и геохимических процессов, что будет способствовать прогнозу катастрофических природных явлений.

2. Обратить внимание на необходимость планирования работ для:

а) прослеживания токопроводящих слоев, скоростных и плотностных неоднородностей литосферы, изучения ее вещественного состава, а также тонкой структуры и вещественного состава второго и третьего слоев океанической коры по данным о ксенолитах и при помощи драгирования выступов акустического фундамента;

б) изучения тонкой структуры осадочного слоя океана и окраинных морей, его детальное стратиграфическое и литолого-фацциальное расчленение, палеогеографические реконструкции, изучение подводных вулканических гор, гайотов, колебаний уровня соле-

ности и температуры морской воды с целью воссоздания истории осадконакопления и формирования Тихого океана;

в) детального изучения поднятий и прогибов океанского дна различных типов (микроматериков и «океанских земель»), глубоководных («переуглубленных») котловин Тихого океана и др.;

г) выявления основных закономерностей подводного вулканизма и формирования вулканогенных и вулканогенно-осадочных полезных ископаемых;

д) тектонического, морфотектонического, петрохимического и геохимического районирования Тихого океана;

е) изучения условий образования и закономерностей размещения месторождений нефти и газа, железомарганцевых конкреций, металлоносных осадков, фосфоритов и россыпных полезных ископаемых.

3. При проведении геолого-геофизических работ сочетать региональные исследования по отдельным маршрутам и геотраверсам с детальными исследованиями параметрического характера на полигонах; шире использовать подводные аппараты, фотографирование морского дна, работы КМПВ, электромагнитные, сейсмологические, палеоэкологические, биогеологические, палеомагнитные, сейсмостратиграфические, морфотектонические исследования.

4. Продолжить совершенствование геологической и геофизической аппаратуры и оборудования для морских исследований.

5. Обеспечить подготовку и издание в 11-й пятилетке монографий по кардинальным проблемам геологии, геофизики, геохимии и геоморфологии Тихого океана. Совещание считает целесообразным и своевременным подготовку и издание международного геолого-геофизического атласа Тихого океана, а также второго издания «Геологической карты Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана».

6. Просить Координационную комиссию по геолого-геофизическим исследованиям на Дальнем Востоке при Президиуме ДВНЦ АН СССР и Секцию геологии, геофизики и геохимии Комиссии АН СССР по проблемам Мирового океана усилить координацию геолого-геофизических исследований в Тихом океане, добиваясь дальнейшего повышения их эффективности. Созывать совещания по координации этих исследований не реже одного раза в три года.

*И. К. Тузов, В. А. Кулындышев*

## ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ПОИСКАХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ

Этой тематике было посвящено второе Дальневосточное петрофизическое совещание, состоявшееся 15—16 октября 1981 г. в Хабаровске. Организуя такое совещание, Координационная комиссия по геологическим и геофизическим исследованиям на Дальнем Востоке и лаборатория петрофизики ИТиГ ДВНЦ АН СССР предусматривали его конечной целью разработку мероприятий, направленных на повышение эффективности петрофизических исследований, более тесную координацию и кооперацию усилий производственных и научно-исследовательских организаций в этой области.

В совещании приняли участие около 50 представителей 14 организаций Дальневосточного научного центра АН СССР, Министерств геологии СССР и РСФСР.

Оценке общего состояния и проблемам повышения эффективности петрофизических исследований были

посвящены доклады Н. П. Романовского (ИТиГ), Э. Н. Липда (Красноярское отделение СНИИГГиМС), А. И. Сокарева (ПГО «Приморгеология»), Б. Г. Саксина и Ф. И. Мапилова (ДВИМС). Различные аспекты геологической информативности петрофизических данных рассматривались в сообщениях Э. Л. Рейнлиба (ПГО «Дальгеология»), Л. Г. Шпилько и И. В. Тибилова (ПГО «Севостокгеология»), В. Е. Бесхлебной (ИТиГ), А. И. Свинникова и П. С. Зимица (ТОИ), Л. Э. Левина (НИИЗарубежгеология).

Совещание констатировало, что за период между 1-м и 2-м совещаниями большинством организаций, проводящих петрофизические исследования, расширили объем и повысили качество таких работ; начато составление различных видов петрофизических карт; в ряде организаций проводятся крупные обобщения (Приморгеология, Севостокгеология, ИТиГ); произ-

водственными организациями приняты к использованию научно-методические рекомендации по повышению качества и эффективности петрофизических и палеомагнитных исследований. Серьезное внимание было уделено вопросам расширения комплексности и стандартизации измерений физических свойств горных пород и руд, созданию унифицированного банка справочных петрофизических данных по региону в целом, повышению надежности экстраполяции физических характеристик геологических образований на глубокие уровни литосферы.

Совещание одобрило предложения ИТиГ по макету и принципам составления «Справочника физических характеристик горных пород и руд Дальнего Востока», сочло целесообразным и возможным приступить к составлению Справочника с 1982 г. (планируя подготов-

ку к изданию в 1985 г.) и утвердило состав рабочей комиссии (председатель рабочей комиссии — к. г.-м. н. Н. П. Романовский, ИТиГ), поручив ей разработку окончательного варианта макета Справочника в 1 кв. 1982 г. В составлении Справочника рекомендовано принять участие представителям всех научно-исследовательских и производственных геологических организаций Дальнего Востока.

Материалы, рассмотренные на Втором Дальневосточном петрофизическом совещании, будут опубликованы в журнале «Тихоокеанская геология» и в сборниках ИТиГ.

Следующее, Третье, Дальневосточное петрофизическое совещание намечено провести в Хабаровске в 1983 г.

*В. Г. Гурович, А. С. Каретников, Н. П. Романовский*

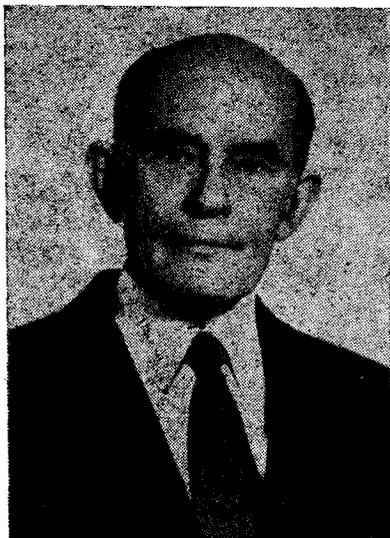
---



## ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ

## ГЕОРГИЙ МИХАЙЛОВИЧ ВЛАСОВ

(к 70-летию со дня рождения)



7 апреля 1982 г. исполнилось 70 лет видному советскому ученому Г. М. Власову. Его научные работы посвящены различным вопросам теоретической и региональной геологии, металлогении и поискам полезных ископаемых.

Трудовая биография Г. М. Власова типична для многих геологов-ученых старшего поколения. После окончания в 1931 г. Владивостокского промышленно-экономического техникума работал прорабом и начальником геологических партий. Одновременно заочно учился на горном факультете Дальневосточного Политехнического института и в 1939 г. успешно его закончил. С 1939 г. он занимался геологическими изысканиями в должностях начальника геологических и тематических партий, главного инженера и начальника экспедиции. Это было время становления планомерных геологических исследований на Дальнем Востоке. Сложные географические условия, отсутствие дорог, транспорта, оборудования и квалифицированных кадров создавали неимоверные трудности в работе, нередко связанные с риском для жизни. Но это было время настоящих энтузиастов, закаленных в борьбе с трудностями и приносивших в жертву любому делу наилучшие уютные кабинеты и материальный достаток. Именно к этой плеяде геологов-первопроходцев относится Г. М. Власов — пионер исследований многих до тех пор слабо освоенных районов Камчатки, Курильских островов, Приморья и Приамурья. В круг его интересов входят вопросы стратиграфии закономерностей размещения полезных ископаемых. Он также много внимания уделяет вулканологии, геоморфологии и тектонике. Работы уже того периода научной деятельности Г. М. Власова отличаются детальностью и глубиной проработки материала. Достаточно отметить,

что его кандидатская диссертация, посвященная характеристике третичных отложений Сихотэ-Алиня, была единогласно признана в 1950 г. докторской.

С 1956 г. Г. М. Власов полностью переключается на научную работу. Ему, как одному из крупнейших знатоков Камчатки, было поручено составление тома «Геология СССР», посвященного геологическому строению и полезным ископаемым Камчатки. Под его руководством была составлена Геологическая карта Камчатки и Курильских островов.

Наиболее полно дарование Г. М. Власова раскрылось при исследовании гидротермально измененных пород. В 1964 г. им совместно с М. М. Василевским была опубликована монография «Гидротермально измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения», ставшая на многие годы настольной книгой геологов-поисковиков. Дальнейшее развитие проблема гидротермально измененных пород получила в фундаментальной коллективной монографии «Вулканогенные серные месторождения и проблемы гидротермального рудообразования» (1971 г.). Этими исследованиями были впервые установлены закономерности пространственного положения и зональности различных фаций пропилятовой и вторично-кварцевитовой формаций и показано положение определенных типов рудной минерализации в зональной гамме гидротермалитов. Выявленная закономерность, получившая название «закон стрелы», способствовала научно обоснованному поиску гидротермальных месторождений. Исследования последних лет блестяще подтвердили эти пионерские открытия.

Со временем ширится круг интересов Г. М. Власова как ученого. В 70-х годах на повестку дня встают

вопросы теории геосинклиналей. Широта знаний и постоянная практическая нацеленность позволяют ему развивать теорию геосинклиналей в тесной связи с вопросами магматизма и металлогении. Итогом этих исследований явился выход в 1978 г. двух крупных коллективных монографий, нашедших широкое признание среди ученых и геологов-практиков: «Молодые геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканогенные и рудные формации» и «Общие условия магматизма и рудообразования в геосинклиналях». В этих работах на примере Тихоокеанских окраин Г. М. Власову удалось показать, что все составные части островных дуг, а также краевые прогибы и пояса развиваются в одном тектоническом ритме и обуславливают закономерную металлогеническую зональность геосинклинальных зон со специфическим набором в каждом структурном элементе взаимосвязанных вулканогенных, вулканогенно-осадочных и рудных формаций. Вместе с разработкой общей теории геосинклиналей Г. М. Власовым сделан глубокий всесторонний анализ и получены оригинальные, важные в практическом отношении выводы относительно природы туфового флиша, формации зеленых туфов, соотношения пропилитизации и зеленокаменных изменений пород, показана перспективность Дальнего Востока на колчеданные и

стратиморфные полиметаллические месторождения.

Умение охватить проблему в целом и наметить в ней узловые наиболее важные звенья, требующие первоочередного разрешения, — главное качество Г. М. Власова как ученого. Ценные научные разработки и личные качества Г. М. Власова — беззаветная преданность делу науки, принципиальность, сочетающаяся с исключительной скромностью и чуткостью к окружающим, снискали ему огромное уважение среди его многочисленных учеников и последователей и всех, кто общается с ним.

В настоящее время Г. М. Власов возглавляет лабораторию вулканогенных формаций в Институте тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР и полон творческих замыслов. Его талант ученого, поразительное трудолюбие и целеустремленность в работе — залог новых научных открытий.

*А. А. Врублевский, В. И. Гончаров, В. В. Иванов,  
Ю. А. Косыгин, Г. Л. Кириллова, Е. В. Краснов,  
Е. А. Кулиш, В. А. Кульдышев, А. П. Милов,  
Л. Ф. Мишин, В. Г. Моисеенко, Е. А. Радкевич,  
К. Ф. Сергеев, С. М. Тильман, И. К. Тузов,  
Н. А. Шило, А. Д. Щеглов.*

Дальневосточный научный центр предлагает Вашему вниманию книги, вышедшие в 1977—1981 гг.

**Шило Н. А. Основы учения о россыпях.** Отв. ред. акад. А. В. Сидоренко. М.: Наука, 1981. 3 р. 70 к.

Книга лауреата Государственной премии СССР, Героя Социалистического Труда академика Н. А. Шило представляет собой фундаментальный труд по геологии россыпных месторождений, итог более чем двадцатилетнего исследования этих месторождений как в нашей стране, так и за рубежом. Общие вопросы россыпеобразования рассмотрены с позиций современных представлений в области физики твердого тела, гидродинамики, фазовых переходов воды. Впервые в мировой литературе автором сделана попытка создания общей модели россыпеобразовательного процесса с учетом выведенной им константы гипергенной устойчивости для всех россыпеобразующих минералов.

Освещаются проблемы континентального литогенеза, размещения и строения основных генетических и морфологических типов россыпей. Впервые рассмотрено субкавальное россыпеобразование, дана классификация шельфов. Оцениваются перспективы поисков полезных ископаемых и промышленного освоения шельфовых зон. С новых позиций исследуются процессы формирования вещественного состава россыпей, в котором принимают участие и минералы космического происхождения.

**Формы геологических тел** (терминологический справочник). Под редакцией Ю. А. Косыгина, В. А. Кулындышева, В. А. Соловьева. М.: Недра, 1977. 1 р. 09 к.

Справочник представляет собой первую в мировой практике сводку по формам геологических тел. В нем приведено около 2000 терминов и определений всех форм тел, в том числе и рудных.

Термины сгруппированы в разделы: 1) «Общий раздел», 2) «Формы осадочных тел», 3) «Формы интрузивных тел», 4) «Формы вулканических тел», 5) «Формы грязевых вулканов (вулканокноидов)», 6) «Пликативные формы», 7) «Формы дизъюнктивных тел», 8) «Формы обломков», 9) «Формы рудных тел», 10) «Формы минеральных агрегатов», 11) «Натечные формы», 12) «Формы скопления соли», 13) «Формы ледяных тел и свежых масс», 14) «Элементы геологических тел», 15) «Проблемы систематики форм геологических тел».

Для удобства нахождения нужного термина и для ознакомления с терминами, применяемыми тем или иным исследователем, «Справочник» снабжен предметным и авторским указателем, а также переводами на английский, немецкий и французский языки.

Всеобъемлющий охват понятийной и терминологической базы делает справочник настольной книгой не только для стратиграфов, тектонистов, геофизиков, но и геологов-съемщиков, металлогенистов, а также преподавателей и студентов вузов.

**Строение осадочных формаций** (терминологический обзор). Отв. ред. В. А. Соловьев. Хабаровск, 1981. 10 коп.

Основой для издания препринта послужила работа, проводимая в Отделе общей и теоретической тектоники Института тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР над составлением терминологического справочника «Геологические формации» как основы целенаправленных исследований структуры этих объектов. В препринте сконцентрирован материал, касающийся строения формаций. Рассматриваются элементы и части формаций, их границы, форма и размеры тел, стра-

тиграфический объем, структура и текстура формаций.

Препринт представляет интерес для специалистов, занимающихся изучением геологических формаций и структурными методами поисков полезных ископаемых.

**Системные исследования в геологии.** Отв. ред. В. А. Кулындышев, В. А. Соловьев. Владивосток, 1979. 1 р. 60 к.

Сборник является логическим продолжением выпущенных ранее работ «Методология геологических исследований» и «Принципы тектонического анализа» и завершает публикацию материалов Всесоюзного семинара по методологическим проблемам геологии (Хабаровск, ноябрь, 1974 г.).

В первый раздел включены статьи, отражающие уровень системных исследований в тектонике. Во втором разделе с позиции системно-структурного подхода обсуждаются принципы тектонического районирования. Оба раздела дают наглядное представление об уровне системных исследований в тектонике. В отдельную группу объединены статьи, посвященные решению конкретных проблем геологии с позиции системно-структурного анализа. В них рассматриваются вопросы формирования тел полезных ископаемых, дешифрирование аэрокосмических снимков и т. д. Завершает сборник серия работ по систематизации понятий.

Сборник рассчитан на геологов различного профиля, специалистов, работающих над применением в геологии методов других наук, преподавателей вузов, аспирантов и студентов.

**Структура геологических формаций.** Отв. ред. Г. Л. Кириллова, В. А. Соловьев. Владивосток, 1980. 1 р. 50 к.

В сборнике рассматриваются вопросы, касающиеся теоретических основ формационного анализа и выделения формаций как естественных геологических тел, вопросы методики формационного анализа вообще и структурного анализа в частности. Обсуждаются проблемы изучения геологических тел и границ. Почти все статьи затрагивают вопрос о связи понятий «породная ассоциация» и «формация», так или иначе освещая проблему иерархии геологических тел и места в ней формаций.

Сборник интересен для всех, кто занимается изучением геологических формаций и структурными методами поисков полезных ископаемых.

**Магматогенно-рудные системы.** Отв. ред. Г. М. Власов. Владивосток, 1979. 1 р. 60 к.

Сборник посвящен новой проблеме в геологии — магматогенно-рудным системам. Предлагаются принципы выделения планетарных, региональных и локальных магматогенно-рудных систем и классификация их по уровням организации вещества. Описаны некоторые разновозрастные магматогенно-рудные системы советского Дальнего Востока и сопредельных территорий, охарактеризованы структурные и прочие условия их становления и развития.

Сборник представляет интерес для геологов, работающих в области магматической геологии, геохимии, тектоники.

**Геоморфология и неотектоника горных областей Дальнего Востока.** Отв. ред. А. И. Сизиков, Г. Ф. Уфимцев. Владивосток, 1977. 1 р. 28 к.

Сборник содержит важнейшие результаты исследований геоморфологического строения и неотектонической структуры горных областей Дальнего Востока.

Особое внимание уделено теории и методике структурно-геоморфологических исследований, использованию геоморфологических методов при прогнозе и поисках месторождений полезных ископаемых, оценке влияния инженерной деятельности человека на развитие рельефа береговой зоны. Сборник представляет интерес для широкого круга геологов и географов, изучающих Дальний Восток.

**Стратиграфия кайнозойских отложений Дальнего Востока.** Отв. ред. В. Г. Варнавский. Владивосток, 1977. 1 р. 06 к.

Сборник посвящен вопросам стратиграфии палеогена, неогена и отчасти четвертичных отложений, развитых в пределах Хабаровского и Приморского краев, Амурской и Камчатской областей, с учетом новых данных по палинологии и палеоботанике.

Дается сравнительный формационный анализ континентальных угленосных толщ палеогена и неогена. Высказывается мнение о возможности создания унифицированной стратиграфической схемы палеогена и неогена для южной части Дальнего Востока.

**Осадочные формации нефтегазоносных областей Дальнего Востока.** Отв. ред. В. Г. Варнавский. Владивосток, 1975. 1 р. 23 к.

В настоящем сборнике в большинстве работ осадочные толщи нефтегазоносных и возможно нефтегазоносных бассейнов охарактеризованы с позиции формационного анализа. По отдельным нефтегазоносным бассейнам выделяются вертикальные и латеральные формационные ряды. На основе характеристики литологии выделенных формаций, геохимических особенностей, степени катагенетического преобразования и коллекторных свойств пород, проявлений в них нефти и газа дается оценка перспектив нефтегазоносности различных районов Дальнего Востока.

Ряд статей посвящен методическим разработкам. В частности, описываются опыт изучения тектоники

прибрежных окраин западной части Охотского моря геолокатором «Спаркер», методика обработки результатов термического анализа глинистого состава пород для палеогеографических реконструкций.

Приводятся новые сведения о современном осадконакоплении в оз. Ханка и закономерностях распределения глинистых минералов в современных донных отложениях Японского моря.

**Принципы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных.** Отв. ред. Ю. Ф. Малышев. Владивосток, 1979. 1 р. 50 к.

В сборнике рассматриваются фундаментальные проблемы методологии и теории геофизики: построение общей системы (метамодели) геофизических исследований, проблема объектов геофизики, их организации, свойств и связи с объектами геологии, выделение и характеристика статических и динамических систем в геофизике, комплексирование геофизических методов и комплексная интерпретация геолого-геофизической информации. Специальное внимание уделено вопросам теоретического моделирования и методам решения обратных задач сейсмологии и геофизики потенциальных полей. Попытка приложения вытекающих следствий осуществлена в статьях, излагающих конкретное применение методов интерпретации при изучении глубинного строения и движений земной коры в различных регионах Дальнего Востока. Сборник предназначен для широкого круга геофизиков и геологов, интересующихся фундаментальными вопросами геофизики и комплексной интерпретацией геолого-геофизических данных.

Заказы на книги просим присылать по адресу: 680063, Хабаровск-63, ул. Ким-Ю-Чена, 65. Институт тектоники и геофизики.