

ISSN 0207-4028

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ



6

1987

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Н. А. ШИЛО

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

Адрес редакции: 680063, Хабаровск, 63, ул. Ким Ю Чена, 65,
ИТИГ ДВНЦ АН СССР. Тел. 39-39-46.

Зав. редакцией *Е. Н. Казарезова*
Мл. редактор *Л. Д. Левицкая*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Технический редактор *Н. М. Остроумова*
Корректоры *Е. Н. Зимина*, *О. М. Казакова*

Сдано в набор 18.08.87. Подписано к печати 04.12.87.
МН-02710. Формат 84×108^{1/8}. Высокая печать. Усл.
печ. л. 13,4. Усл. кр.-отт. 14. Уч.-изд. л. 15. Ти-
раж 690 экз. Заказ № 962.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство
«Наука». Сибирское отделение, 630099, Новосибирск,
99, Советская, 18.

4-я типография издательства «Наука».
630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Журнал основан в 1982 г.

Выходит 6 раз в год

НОЯБРЬ — ДЕКАБРЬ

НОВОСИБИРСК

№ 6, 1987

СО Д Е Р Ж А Н И Е

<p>В. Ю. Косыгин, Л. М. Лютая, В. Н. Сеначин. Гравитационное поле и плотностное строение тектоносферы центрального звена Северо-Западной котловины Тихого океана</p>	3	<p>М. В. Горошко. Металлогеническое районирование Ханкайского срединного массива</p>	90
<p>З. С. Рождественский. О происхождении ассоциации углеводородов и ртутного оруденения в зонах глубинных сдвигов Тихоокеанского подвижного пояса</p>	12	<p>М. Ш. Магид, И. Ф. Зотова, Е. М. Заблоцкий. Глубинные петрофизические разрезы земной коры Байкало-Амурского региона</p>	96
<p>Э. Ф. Гринваль. О взаимосвязях элементов в металлоносных стяжениях океанского дна</p>	22	<i>КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ</i>	
<p>Г. Л. Кириллова, Ю. Д. Марков, И. В. Уткин. Эволюция морфоструктуры гайота Ламонт поднятия Маркус-Уэйк (Тихий океан)</p>	30	<p>А. В. Горохов, Э. Я. Кропп. Анизотропия скоростей распространения сейсмических волн на шельфе северо-восточного Сахалина</p>	107
<p>Ю. А. Тронов, В. В. Харахинов, В. Э. Кононов, Э. Г. Пудиков. Северо-Татарский нефтегазоносный бассейн</p>	45	<p>А. В. Поспеев. Электропроводность земной коры и мантии по профилю Чара — Ванино</p>	109
<p>Д. В. Равдоникас, Г. И. Иванов, Х. А. Туйск. Природные газы Южного Сахалина</p>	50	<p>И. Ф. Мороз. О возрасте и взаимоотношениях осадочных и вулканогенных толщ Элекайских гор (Корякское нагорье)</p>	113
<p>З. В. Зябрев, Л. И. Попеко. Полигенные микститы Тонино-Анивского полуострова (Сахалин)</p>	62	<p>И. П. Аверьянов, В. М. Чайка. Гранитоидные породы северо-восточной части о. Кунашир</p>	116
<p>П. К. Кепежинкас, Н. И. Гулько, Л. Б. Ефремова. Геохимия позднекайнозойских вулканитов юга Корякского нагорья</p>	67	<i>КРИТИКА И ДИСКУССИИ</i>	
<p>А. Т. Хитрунов. Минералого-геохимические особенности гранитоидов восточной части Чукотской складчатой области</p>	76	<p>Г. М. Власов. О плитной тектонике с неподвижными континентами</p>	120
<p>Е. А. Радкевич, И. Н. Томсон, В. П. Полохов, О. П. Полякова, П. Г. Коростелев. Взаимосвязь рудных формаций в оловоносных металлогенических зонах юга Дальнего Востока</p>	83	<i>ХРОНИКА</i>	
		<p>7-й рейс НИС «Академик Александр Виноградов» в западной части Тихого океана</p>	124
		<p>Транстихоокеанский 8-й рейс НИС «Академик Александр Виноградов» (июнь — октябрь 1986 г.)</p>	125
		<p>Указатель статей, опубликованных в журнале за 1987 г.</p>	127

CONTENTS

V. Yu. Kosygin, L. M. Lyutaya, V. N. Senachin. Tectonosphere's gravitational field and density structure of the central link of the Pacific North — Western basin	3	M. V. Goroshko. Metallogenetic zonation of the Khanka median massif	90
V. S. Rozhdestvensky. On the origin of hydro-carbon association and mercury mineralization in the zones of deep-seated strike-slip faults of the Pacific mobile belt	12	M. Sh. Magid, I. F. Zotova, E. M. Zablotsky. Deep-seated petrophysical sections of the Baikal — Amur region's earth crust	96
E. F. Grintal. On elements interrelations in metal-bearing concretions of the ocean bed	22	<i>BRIEF COMMUNICATIONS</i>	
G. L. Kirillova, Yu. D. Markov, I. V. Utkin. Evolution of morphostructure of the gayot Lamont on the Marcus-Wake uplift (Pacific Ocean)	30	A. V. Gorokhov, E. Ya. Kropp. Anisotropy of velocity distribution of seismic waves on the north-eastern Sakhalin shelf	107
Yu. A. Tronov, V. V. Kharachhinov, V. E. Kononov, E. G. Pudikov. The North-Tatar oil and gas bearing basin	45	A. V. Pospeev. Electric conductivity of the earth crust and mantle on the profile Chara — Vanino	109
O. V. Ravdonikas, G. I. Ivanov, Kh. A. Tuisk. Natural gases of South Sakhalin	50	I. F. Moroz . On age and relations of sedimentary and volcanogenic thick series in the Elekaiiskiye Mountains (Koryak upland)	113
S. V. Zyabrev, L. I. Popeko. Polygenic mixtites of the Tonino-Anivsky peninsula (Sakhalin)	62	I. P. Aver'yanov, V. M. Chaika. Cranitoid rocks of the north-eastern Kunashir Island	116
P. K. Kepezhinskas, N. I. Gulko, L. B. Yefremova. Geochemistry of Late Cenozoic volcanites of the southern Koryak upland	67	<i>CRITICISM AND DISCUSSIONS</i>	
A. T. Khitrunov. Mineral-geochemical properties of granitoids in the eastern Chukotka fold area	76	G. M. Vlasov. On plate tectonics with immobile continents	120
E. A. Radkevich, I. N. Tomson, V. P. Polokhov, O. P. Polyakova, P. G. Korostelev. Interrelations of ore formations in tin-bearing metallogenetic zones of the Far East South	83	<i>CHRONICLES</i>	
		7th Cruise of the SRV "Academician Alexander Vinogradov" in the western Pacific	124
		8th Cruise of the SRV "Academician Alexander Vinogradov" in the Pacific (June — october 1986)	125
		Index of articles published in 1987	127

ОТ РЕДКОЛЛЕГИИ

Публикация в журнале «Тихоокеанская геология» и в сокращенном виде в «Природе» статьи «Земля и Вселенная» Ю. А. Косыгина вызвала большой интерес читателей. Авторы всех писем, поступающих в редакции, считают, что начатая «Природой» и «Тихоокеанской геологией» дискуссия является весьма полезной и своевременной.

И. Ю. Горелик (Хабаровский край, Охотский район) пишет о том, что ученые из ФРГ Г. Клаудор, К. Гротц получили возраст Галактики, значительно превосходящий предыдущие оценки. Ссылаясь на опубликованную статью из журнала *Astrophys. J. Lett.*, v. 301, № 2, Г. Клаудор и К. Гротц пишут о том, что их результат согласуется с выводами о большей продолжительности космологического расширения, полученными некоторыми астрономами на основании статистических исследований квазаров.

Н. А. Мамаев (г. Томск) сообщает о том, что в Австралии английские ученые открыли квазар, свет от которого до земного наблюдателя идет 66 млрд лет. Автором этого письма опубликована статья «Космологическое красное смещение является свидетельством уменьшения скорости распространения света в вакууме в прошлые эпохи космического вакуума» (Изв. Вузов. Физика. Томск. 1986. Деп. ВИНТИ 17.04.1986, № 2764-В), из которой следует, что возраст Метагалактики превышает 62 млрд лет. Представленная в этой статье теория основана на механизме старения фотонов.

В. Ю. Казнев (г. Кемерово) считает, что кроме геологического аспекта проблемы возраста Земли и Вселенной существует и биологический аспект. По его мнению, нехватка времени в биологии тесно связана с проблемой космологической постоянной или с силами космологического отталкивания. Этим автором опубликована статья «Вселенная может быть старше» (журнал «Химия и жизнь», № 10, 1986 г.), в которой выясняется связь проис-

хождения и эволюции живого вещества с силами космологического отталкивания.

Астрофизик А. М. Чечельницкий (г. Москва), автор монографии «Экстремальность, устойчивость и резонансность в астродинамике и космонавтике» (М.: Машиностроение, 1980), считает, что публикация «Природы» и «Тихоокеанской геологии» пробивает туннель к истине со стороны геологии. Эта мысль отражена в статье А. Тарасова «Построить Вселенную» («Правда», 2 марта, 1987 г.) о работах Чечельницкого по резонансным явлениям в Солнечной системе.

Н. А. Васютинский (г. Запорожье) пишет, что расчет возраста пород по скорости радиоактивного распада предполагает неизменность этой скорости на протяжении миллиардов лет, а последнее в настоящее время оспаривается. Автор письма в своей монографии «Стехиометрия горных пород» (М.: Недра, 1986 г.) установил отчетливо выраженные стехиометрические закономерности в элементном составе Земли и мантии. Это дает основание предполагать более длительный период геохимической эволюции вещества Земли, наличие неизвестных процессов «стехиометрической самоорганизации» планеты, что согласуется с гипотезой о более длительной истории нашей планеты.

Другие авторы писем: А. Ф. Киреев (г. Свердловск), Г. А. Сергеев (г. Ленинград), В. С. Синюк (Волынская область), С. Е. Алымов (г. Запорожье), Х. А. Гаирбеков (г. Махачкала), И. Г. Петричко (г. Обнинск), И. А. Сафонов (Московская область), С. Т. Потапов (г. Коростель) поддерживают гипотезу о более длительном возрасте Земли и Вселенной и приводят свои соображения и представления о вечности Вселенной, очень малой вероятности Большого взрыва, о нестационарности и нерасширяемости Вселенной, а также о причинах происхождения реликтового излучения и недоплеровском объяснении красного смещения.

В. Ю. Косыгин, Л. М. Лютая, В. Н. Сеначин

ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ И ПЛОТНОСТНОЕ СТРОЕНИЕ ТЕКТОНОСФЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО ЗВЕНА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ КОТЛОВИНЫ ТИХОГО ОКЕАНА

На основании новых данных, полученных в ИМГиГ ДВНЦ АН СССР в 1980, 1985 гг. и дополненных предыдущими исследованиями, построены карты аномалий силы тяжести центрального звена Северо-Западной котловины Тихого океана. Проведена их качественная и количественная интерпретация. Показано, что аномалии с длиной волны менее 90 км связаны в основном с плотностными неоднородностями акустического фундамента, его рельефом

и рельефом дна. Аномалии с длиной волны от 100 до 300 км связаны главным образом с плотностными неоднородностями третьего слоя земной коры. Региональное понижение уровня поля с северо-запада на юго-восток сформировано в основном латеральным разуплотнением мантии в подкоровом слое до глубины 65 км. По результатам интерпретации выделяется астеносферный слой с уплотнением под котловиной. Мощность слоя составляет 100—115 км.

Район исследований охватывает акватории Тихого океана, с северо-запада ограниченные центральным и южным звеньями Курило-Камчатского желоба, а с юго-востока — северо-западным бортом возвышенности Шатского. Располагаясь между этими структурами океанического ложа, район охватывает центральную часть Северо-Западной котловины Тихого океана, расположенную на траверсе этих двух структур.

Первые измерения гравитационного поля в этом районе были выполнены в период с 1951 по 1954 г. во время экспедиций на НИС «Витязь» в пределах Курило-Камчатского желоба и прилегающей части Тихого океана [2]. Однако ввиду отсутствия аппаратуры для регистрации возмущающих ускорений результаты измерений получились невысокого качества. В период Международного геофизического года (1957—1958 гг.) ЦНИИГАиК были выполнены измерения маятниковыми приборами и опытными образцами морских гравиметров [1]. Кроме того, в 1958 г. на научно-исследовательском судне «Витязь» впервые советскими исследователями успешно проведены измерения гравитационного поля маятниковыми приборами [9].

Несмотря на разрозненность отдельных профилей, большие расстояния между пунктами, малую точность (± 10 мГл), маятниковые измерения тех лет позволили выявить основные черты структуры поля силы тяжести района исследований.

Следующий этап изучения аномального гравитационного поля центральной части Северо-Западной котловины Тихого океана начался в

1971 г. во время 14-го рейса НИС «Роберт Д. Конрад». Измерения выполнялись Ламонтской геологической обсерваторией (США), морскими набортными гравиметрами GSS-2. Точность съемки составила ± 4 мГл [17].

В 1972 г., во время 53-го рейса НИС «Витязь», Институтом физики земли АН СССР был выполнен целый ряд секущих основных структуры региона непрерывных гравиметрических профилей [12]. Измерения также выполнялись гравиметрами GSS-2. Точность съемки составила ± 7 мГл. Вышеупомянутые материалы позволили советским и американским (США) исследователям построить совместную гравиметрическую карту северо-западной окраины Тихого океана [16]. Несмотря на редкую сеть профилей, эта карта дает представление об общих чертах распределения аномального поля в пределах района исследований. В частности, отмечается равномерное понижение интенсивности аномалий с северо-запада (вал Хоккайдо) на юго-восток (возвышенность Шатского). Амплитуда перепада значений поля составляет около 100 мГл.

В 1975 г. Геологической обсерваторией Ламонта Доэрти (США) во время рейса 32-13 на НИС «Вима» в пределах северо-западной части района исследований было выполнено 2 профиля. Измерения проводились гравиметрами GSS-2. Точность измерений составила первые миллигалы [10].

В 1980 и 1985 гг. гравиметрические исследования в регионе продолжались ИМГиГ ДВНЦ АН СССР на НИС «Пегас». Сначала на юго-восточном окончании окраинного вала Хоккайдо (полигон $2 \times 2^\circ$ в районе разлома

Тускарора), а в 1985 г.— в районе центрального звена вала и непосредственно вдоль профилей, секущих Северо-Западную котловину Тихого океана вкрест ее простираения с северо-запада на юго-восток. В 1980 г. измерения проводились набортными гравиметрами типа ГАЛ-М конструкции ИФЗ, а в 1985 г.— гравиметрами типа ГМН конструкции НПО Нефтегеофизика МГ СССР.

Ограниченность по широте района работ и небольшие значения смещения нуля-пункта позволили провести измерения без перестройки диапазона гравиметров и получить достаточно высокую точность измерений. Погрешность измерений гравитационного поля, оцениваемая по пересечениям профилей, составила $\pm 2,7$ мГл. Были проведены сравнения и с другими съемками в этом районе [16]. Внешняя сходимость съемок оценивается в пределах $\pm 5,8$ мГл.

Измерение и обработка первичных материалов проводились по стандартной методике. При вычислении аномалий в свободном воздухе были взяты средние значения показаний двух приборов, полученные при постоянных курсе и скорости судна.

Для южной части зоны исследования использовались также профильные измерения ИМГиГ ДВНЦ АН СССР 1982 г., полученные во время геолого-геофизической экспедиции в район Гавайского архипелага (гравиметры ГМН, точность $\pm 3,5$ мГл), а также отдельные гравиметрические профили, выполненные японскими исследователями на НИС «Хакухо-Мару» с помощью струнного гравиметра [14, 15].

Материалы всех перечисленных экспедиций позволили построить существенно более детальные карты аномального гравитационного поля центральной части Северо-Западной котловины Тихого океана.

Как отмечено выше [16] и как это следует из полученных нами данных, региональный уровень поля закономерно понижается от окраинного вала Хоккайдо в сторону возвышенности Шатского от положительных, в несколько десятков миллигал, значений поля до отрицательных значений примерно такой же интенсивности. Аналогичное понижение уровня поля отмечается из спутниковых решений и связано, по-видимому, с крупным латеральным разуплотнением мантии в сторону возвышенности Шатского.

Как показывает совместный анализ данных НСП, батиметрии и гравиметрии (рис. 1), региональному понижению уровня поля в юго-восточном направлении отвечает субгоризонтальное положение дна и акустического фундамента. В прибортовых частях возвышенности Шатского наблюдается даже обратная связь поля с рельефом дна: региональному

повышению рельефа дна отвечает региональное понижение уровня поля. Таким образом, вышеотмеченный факт, по-видимому, никак не связан с региональным рельефом дна и акустического фундамента.

В гравитационном поле района исследований отчетливо выделяются три аномальных провинции: вала Хоккайдо, северо-восточной части возвышенности Шатского и Северо-Западной котловины.

Район вала Хоккайдо отмечен вытянутыми вдоль его простираения положительными максимумами аномального поля интенсивностью в несколько десятков миллигал. Эти максимумы осложнены более мелкими изометричными аномалиями разного знака и связаны, по-видимому, с внутренним строением самого вала. Поле района вала Хоккайдо граничит по размытой гравитационной ступени с аномальным районом Северо-Западной котловины.

Район северо-восточной части возвышенности Шатского отмечен серией крупных по площади минимумов отрицательных значений поля. Амплитуда минимумов составляет около 30 мГл. Эти близкие к изометричным аномалии располагаются в плане вдоль простираения возвышенности и связаны отчасти с рельефом дна и акустического фундамента, отчасти с более глубинными неоднородностями (см. рис. 1).

Район собственно Северо-Западной котловины Тихого океана охарактеризован большими по площади изометричными максимумами и минимумами отрицательных значений поля с амплитудой 10—20 мГл.

Как показывает совместный анализ данных батиметрии, НСП и гравиметрии вдоль профилей съемки, секущих котловину (см. рис. 1), эти аномалии в своей средневолновой части неплохо коррелируют с рельефом дна и акустического фундамента (длины волн менее 80—90 км). Крупные по площади аномалии с длиной волны от 100 до 300 км отчетливой связи с рельефами дна акустического фундамента не имеют. Так, крупному минимуму аномального поля в северо-восточной части региона, примыкающему с северо-запада к возвышенности Шатского, отвечает региональное повышение рельефа дна в сторону этой возвышенности.

Крупному изометричному минимуму поля с амплитудой 15 мГл и 200 км в поперечнике, расположенному в плане в центральной части Северо-Западной котловины, отвечает субгоризонтальное залегание дна и акустического фундамента. По-видимому, аномалии такого спектра связаны с более глубинными неоднородностями земной коры и верхней мантии. В центральной части района исследований, на траверсе островов Уруп и Итуруп, располага-

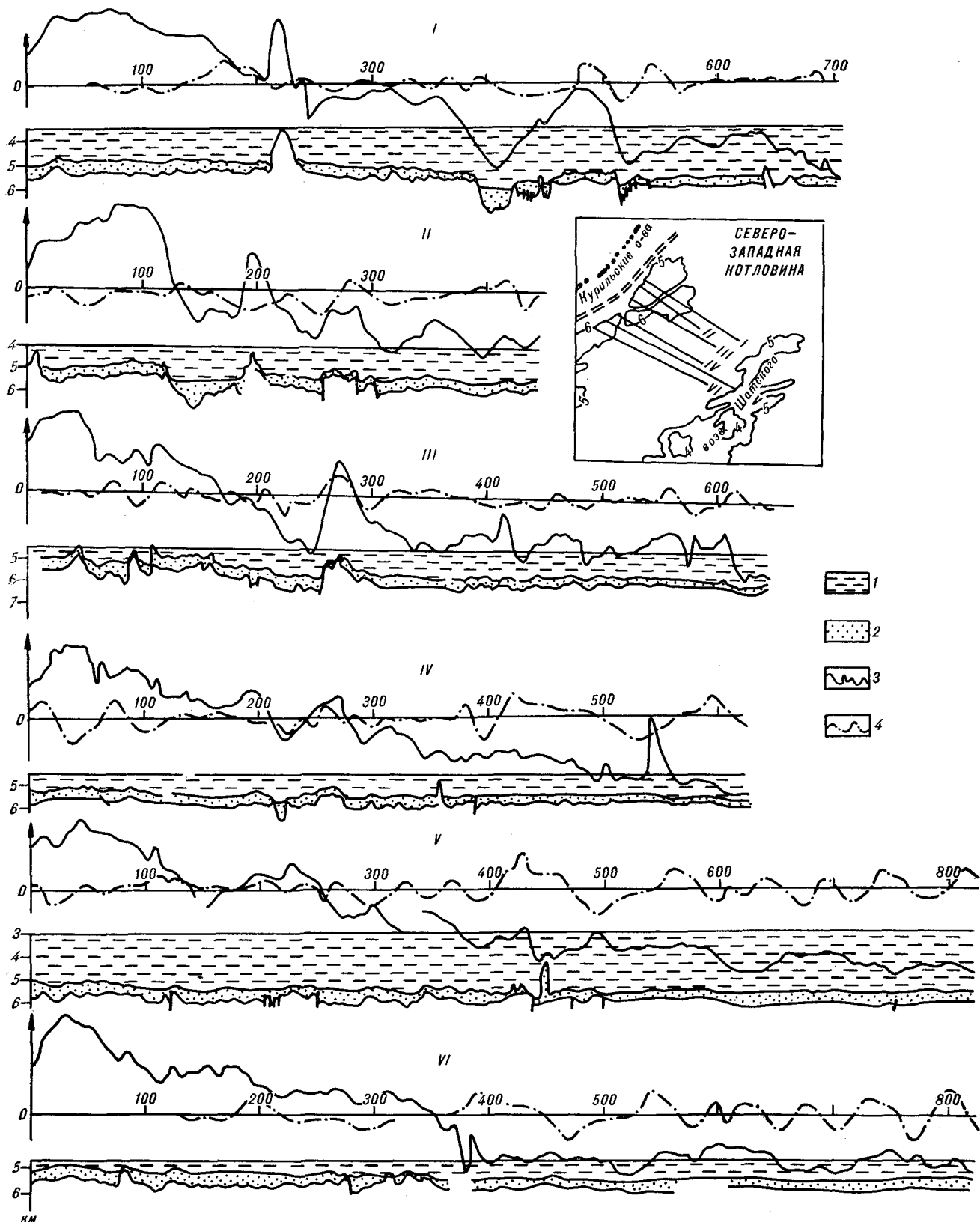


Рис. 1. Схема распределения аномального гравитационного и магнитного полей вдоль шести профилей НСП, секущих центральную часть Северо-Западной котловины (положение профилей показано на врезке). 1 — слой воды; 2 — слой рыхлых осадков; 3 — кривая аномального гравитационного поля; 4 — кривая аномального магнитного поля.

ется секущий Северо-Западную котловину Тихого океана и возвышенность Шатского крупный максимум отрицательных значений поля с амплитудой 10—15 мГл и шириной, изменяющейся по простиранию с северо-запада на юго-восток от 250 до 100 км. Как показывает совместный анализ данных НСП, батиметрии и гравиметрии, этому максимуму отвечает субгоризонтальное положение рельефа дна и акустического фундамента.

Максимум разбивает аномальные районы Северо-Западной котловины и возвышенности Шатского на две части: северо-восточную и юго-западную.

Для исследования глубинного плотностного строения дна Северо-Западной котловины вдоль участка профиля V (см. рис. 1), пространственно отвечающего котловине, была рассчитана плотностная модель земной коры и верхней мантии до глубины 200 км.

Длина расчетной части геотраверса составила 600 км, глубина — 200 км, что обусловлено отсутствием сейсмологической информации о строении верхней мантии на больших глубинах и ограниченностью длины интерпретируемого профиля.

В качестве априорной информации взяты непрерывные гравиметрические измерения, данные НСП и эхолотирования (см. рис. 1), полученные ИМГиГ ДВНЦ АН СССР в 1985 г. вдоль профиля V. Используются сведения о строении земной коры и верхней мантии, полученные ИО АН СССР в 1978—1979 гг. в период 21-го и 23-го рейсов НИС «Дмитрий Менделеев» [11], когда был выполнен геотраверс с использованием донных сейсмографов и радиобуев в качестве регистрирующей аппаратуры и пневмоизлучателей и землетрясений в качестве источников сейсмических волн.

Положение геотраверса близко совпадает с профилем V (см. рис. 1), в связи с чем сведения, полученные вдоль него о скоростном строении земной коры и верхней мантии под Северо-Западной котловиной, были привлечены нами в качестве априорной информации для дальнейшего плотностного моделирования.

С целью построения априорной плотностной модели земной коры и верхней мантии вдоль профиля использовались зависимости скорость сейсмических волн — плотность по Дж. Нейфу и С. Дрейку [13] до глубины 20 км и по С. С. Красовскому [7] для больших глубин.

На рис. 2 приведена априорная плотностная модель тектоносферы вдоль отрезка профиля V (см. рис. 3), пространственно отвечающего Северо-Западной котловине Тихого океана. Начало разреза примыкает к юго-восточному склону окраинного вала Хоккайдо, а конец — к северо-западному склону центральной части возвышенности Шатского.

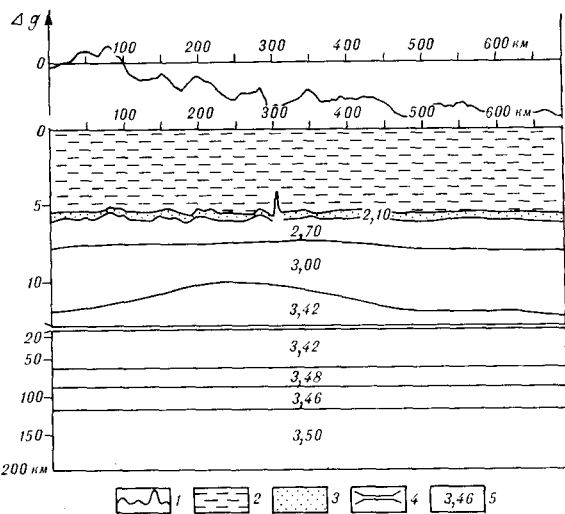


Рис. 2. Априорная плотностная модель тектоносферы вдоль центральной части профиля V (см. рис. 1). 1 — кривая аномального гравитационного поля; 2 — слой воды; 3 — слой рыхлых осадков; 4 — линия изменения вертикального масштаба; 5 — плотность в г/см³.

Гравиметрические наблюдения на профиле заданы с дискретностью 5 км, что составило 130 расчетных точек. Величина обобщенной погрешности наблюдений вдоль профиля составила около ±2,5 мГл.

Пределы возможного изменения плотностей в процессе моделирования приняты равными ±0,15 г/см³ для глубин до 65 км и ±0,20 г/см³ для нижележащих слоев мантии.

Для решения обратной задачи гравиметрии весь разрез тектоносферы вдоль интерпретируемого участка профиля был разбит на всю его глубину вертикальными сечениями (рис. 3). Вертикальные сечения проводились с учетом характера распределения гравитационного поля, особенностей рельефа дна и структуры акустического фундамента, а также с учетом строения земной коры и верхней мантии вдоль профиля, известного нам из априорных сейсмических данных [11].

В результате весь разрез (ниже акустического фундамента) был аппроксимирован 86 элементарными геоблоками, что составило менее 2/3 от количества точек измерения поля вдоль профиля. Обратная задача гравиметрии решалась относительно объема априорной плотностной модели тектоносферы, располагающегося между акустическим фундаментом и уровнем мантии 200 км в глубину, разбитым на 86 элементарных геоблоков с заданными априорными плотностями. В результате оптимизационных расчетов, сводящихся к решению задачи квадратичного программирования [3, 8], необходимо найти такое распределение плотностей в геоблоках, которое бы укладывалось в интервал допустимых вариаций (±0,15—

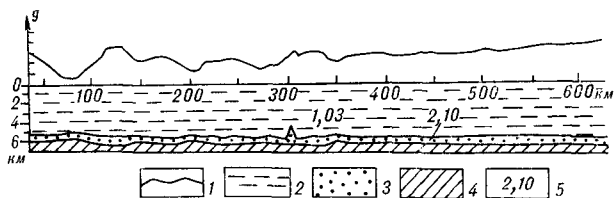


Рис. 4. Разрез слоя воды и рыхлых осадков вдоль центральной части профиля V.

1 — кривая гравитационного эффекта слоя воды и рыхлых осадков; 2 — слой воды; 3 — слой рыхлых осадков; 4 — акустический фундамент; 5 — плотность в г/см^3 .

получена вероятная ошибка восстановления плотности для каждого аппроксимирующего элемента. В целом ошибка решения оценивается $\pm 0,027 \text{ г/см}^3$, в том числе для блоков земной коры $\pm 0,033$, а для блоков нижележащей мантии $\pm 0,019 \text{ г/см}^3$.

Полученное в результате решения обратной задачи гравиметрии оптимальное распределение расчетных плотностей в элементарных, аппроксимирующих интерпретируемый разрез, блоках позволило построить плотностную модель тектоносферы вдоль профиля V, пересекающего центральное звено Северо-Западной котловины Тихого океана (рис. 5).

Расчеты показали резкую плотностную разнородность тектоносферы вдоль разреза как по глубине, так и по латерали.

Слой IV земной коры, располагающийся непосредственно под акустическим фундаментом на глубинах от 6 до 8 км от уровня моря, охарактеризован средней плотностью слагающих его пород $2,66-2,69 \text{ г/см}^3$. Относительно этой «нормальной» плотности выделяются локальные блоки с аномально высокой для этого слоя плотностью $2,72-2,82 \text{ г/см}^3$ — и с аномально пониженной плотностью $2,64-2,65 \text{ г/см}^3$. Размер таких блоков по латерали от 20 до 90 км (см. рис. 5).

Нижележащий слой коры III охарактеризован средней плотностью $2,98-3,02 \text{ г/см}^3$. Здесь также выделяются отдельные разуплотненные блоки, однако размер этих блоков заметно больше (размеры по латерали составляют 60—140 км) и перепады плотностей вдоль слоя являются значительно менее резкими, нежели в слое IV (см. рис. 5).

Анализ распределения плотностей в земной коре вдоль интерпретируемого разреза позволяет предположить, что аномалии спектра от 10 до 90 км связаны с рельефами дна и акустического фундамента, а также с плотностным строением второго слоя земной коры. Аномалии же размером от 100 км и более в поперечнике связаны с третьим слоем земной коры, а также с более глубокими неоднородностями в мантии.

Из приведенного анализа плотностного строения земной коры видно, что средняя ее

плотность составляет $2,80-2,90 \text{ г/см}^3$. С этим обстоятельством часто связывают такой немаловажный факт, что при редуцировании аномалий Буге на море плотность промежуточного слоя должна быть не $2,67 \text{ г/см}^3$, как это принято для суши, а $2,85 \text{ г/см}^3$.

Однако, как видно из плотностного разреза (см. рис. 5), применяя «засыпку» моря до плотности $2,67$, т. е. до средней плотности не всей океанической коры, а только слоя II, мы тем самым в наиболее чистом виде избавимся от такой резкой плотностной границы как дно моря, тогда как «засыпая» слой воды до плотности $2,85 \text{ г/см}^3$, мы заранее внесем в аномалии Буге ложные аномалии, связанные с дном, контраст плотностей на котором при такой засыпке составит около $0,2 \text{ г/см}^3$. Таким образом, видно, что при использовании промежуточного слоя с плотностью $2,67 \text{ г/см}^3$ в построениях аномалий Буге в последние войдут гравитационные влияния плотностных неоднородностей земной коры и верхней мантии, а также границ раздела, начиная с границы II и III слоев земной коры, как правило, конформно залегающей в ее подошве. Аномалии же Буге с плотностью промежуточного слоя $2,85 \text{ г/см}^3$ будут менее приемлемы с позиций качественной геологической интерпретации, так как становятся в значительной степени затухеванными гравитационным влиянием рельефа дна.

Непосредственно под земной корой в интервале глубин от 12 до 65 км залегает слой

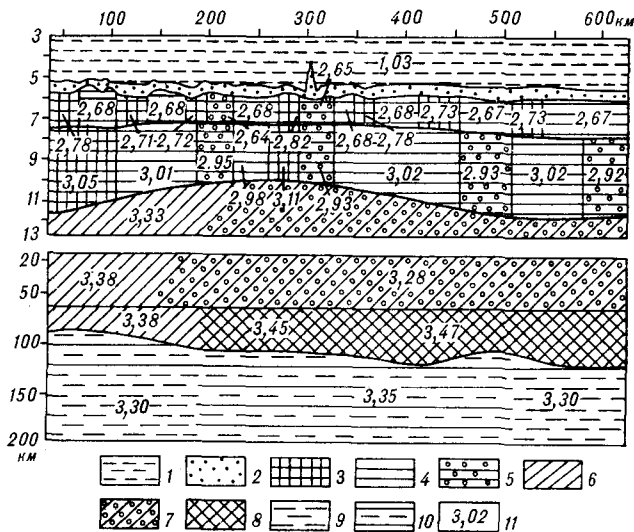


Рис. 5. Плотностное строение тектоносферы под центральным звеном Северо-Западной котловины Тихого океана.

1 — слой воды; 2 — слой рыхлых осадков; 3 — уплотнения в земной коре; 4 — участки земной коры с нормальной плотностью; 5 — разуплотнения в земной коре; 6 — подкорковый слой литосферы; 7 — разуплотнение в подкорковом слое литосферы; 8 — уплотнения в подкорковом слое литосферы; 9 — астеносферный слой; 10 — уплотнение в астеносфере; 11 — плотность в г/см^3 .

верхней мантии с плотностями 3,36—3,27 г/см³. Плотность пород в слое закономерно убывает от 3,36 г/см³ на северо-западе до 3,27 г/см³ на юго-восточном крае разреза. Такое латеральное разуплотнение, по-видимому, отчасти и формирует отмеченное выше региональное понижение уровня интенсивности гравитационного поля в этом направлении.

Следующий слой верхней мантии, располагающийся в интервале глубин от 65 до 90—120 км, является существенно более плотным. Плотности пород в слое составляют 3,45—3,47 г/см³. Слой этот формирует высокоплотный фундамент литосферы Северо-Западной котловины Тихого океана. Нижняя граница слоя, являющаяся одновременно кровлей астеносферы, закономерно погружается с северо-запада на юго-восток от 90 до 120 км по глубине. Гравитационное влияние этой границы вследствие того, что контраст плотностей на ней отрицателен, должно создавать региональное повышение уровня поля с северо-запада на юго-восток. Однако в гравитационном поле котловины такой тенденции не отмечается (см. рис. 1). Это связано, по-видимому, с тем, что региональное понижение уровня поля на юго-восток, формируемое более контрастным вышележащим слоем мантии, полностью перекрывает это влияние.

Все описанные слои разреза в сумме формируют литосферный слой Северо-Западной котловины Тихого океана. Этот слой, охарактеризованный общей мощностью от 85 до 115 км, имеет стабильное основание и погружающуюся с северо-запада на юго-восток, от 90 до 120 км по глубине, подошву (см. рис. 5).

Непосредственно под литосферой, в нижней части разреза, выделяется по инверсии плотностей мощный астеносферный слой, нижняя граница которого в пределах интерпретируемой части разреза (до 200 км в глубину) не устанавливается (см. рис. 5).

Значения плотностей вдоль слоя колеблются от 3,30 до 3,35 г/см³. Значениями плотностей 3,30 г/см³ отмечены краевые части слоя.

В центральной части астеносферного слоя (интервал вдоль профиля от 200 до 500 км) отмечается его уплотнение. Плотности здесь составляют 3,36 г/см³. Относительно нижнего ограничения астеносферного слоя под котловиной существуют предварительные сейсмологические данные [11] о том, что подошва астеносферы залегает на уровне мантии не глубже 250 км.

Это предположение сделано на базе анализа прохождения сейсмических волн от одного глубокого землетрясения (глубина очага около 260 км). Для более уверенных выводов, как отмечается в [11], требуются дополнительные сейсмические исследования с использованием мощным взрывов.

При анализе плотностной модели тектоносферы вдоль сверхдлинного профиля, пересекающего Северо-Западную котловину на траверсе южного звена возвышенности Шатского, рассчитанного до глубины 250 км [5], с учетом этого предположения на глубине до 200 км в априорной модели была намечена граница. Значения априорных плотностей выше указанной границы и ниже ее в априорной модели были взяты одинаковыми — 3,50 г/см³. Иными словами, представлялась возможность подошвы астеносферы выделиться, если она существует на этой глубине. Как показали расчеты, это предположение подтвердилось [5].

На глубинах от 220 км и ниже в результате проведения дополнительной границы в априорном разрезе отчетливо выделился уплотненный слой с плотностями 3,45—3,50 г/см³. Выше уровня 220 км выделился разуплотненный слой с плотностями 3,35—3,40 г/см³. Таким образом, предположение сейсмологов о расположении подошвы астеносферного слоя на глубинах до 250 км подтверждается также и из решения обратной задачи гравиметрии.

Из вышесказанного следует, что мощность астеносферного слоя под Северо-Западной котловиной Тихого океана составляет в среднем 100—150 км.

ЛИТЕРАТУРА

1. Веселов К. Е., Евдокимов Ю. С. и др. О гравиметрической съемке с морскими статическими гравиметрами на Охотском море и Тихом океане.— Прикл. геофиз., 1961, вып. 29.
2. Гайнанов А. Г. Маятниковые определения силы тяжести в Охотском море и в северо-западной части Тихого океана.— Тр. ИО АН СССР, 1955, т. 12.
3. Исаев В. И., Хростовская Н. В. О реализации на ЕС ЭВМ метода математического программирования для решения обратной задачи гравиметрии в линейной постановке.— В кн.: Разведочная геофизика, теория, методика, результаты. Киев: Наукова думка, 1984.
4. Козленко В. Г. Применение системного подхода к интерпретации данных гравиметрии.— В кн.: Гео-логическое истолкование потенциальных полей. Киев: Наукова думка, 1978.
5. Косыгин В. Б., Исаев В. И. Плотностная модель тектоносферы вдоль геотраверса Япония — Гавайи.— Тихоокеанская геол., 1986, № 5.
6. Косыгин В. Ю., Исаев В. И. Многовариантный анализ плотностной структуры земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса Япония — возвышенность Шатского — Императорские горы — Гавайи.— Там же, 1987, № 1.
7. Красовский С. С. Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле.— Киев: Наукова думка, 1981.
8. Старостенко В. И. Устойчивые численные методы

- в задачах гравиметрии.— Киев: Наукова думка, 1978.
9. *Строев П. А., Гайманов А. Г.* Гравиметрические исследования в западной части Тихого океана.— В кн.: Морские гравиметрические исследования. Вып. 4. М.: МГУ, 1969.
 10. *Строев П. А., Баграмянц В. О., Коган М. Г.* Гравиметрические исследования в окраинных морях северо-западной части Тихого океана в 1966—1976 гг.— В кн.: Труды ГАИШ. Т. 50 М.: МГУ, 1980.
 11. *Строение дна северо-запада Тихого океана.*— М.: Наука, 1984.
 12. *Kogan M. G.* Gravity field of Kuril-Kamchatka Arc and its Relation to the Thermal Regime of the Lithosphere.— *J. Geophys. Res.*, 1975, v. 80.
 13. *Nafe J. E., Drake C. L.* Variation with depth in shallow and deep water marine sediments of privity, and the velocities of compressional and shear waves.— *Geophysics*, 1957, v. 22.
 14. *Tomoda E.* Reference book for gravity, magnetics and bathymetric data of the Pacific Ocean and adjacent seas, 1963—1971, Univ. of Tokyo press, 1974.
 15. *Tomoda Y., Fujimoto H.* Maps of gravity anomalies in the Western Pacific and reference book for gravity and bathymetric data.— *Bull. Ocean Res. Inst. Univ. Tokyo*, 1982, N 14.
 16. *Watts A. B., Kogan M. G., Bodine J. H.* Gravity field of the Northwest Pacific Ocean basin and its margin: Kuril island arc-trench system.— *Geol. Soc. America Map and Chart Ser. MC-27*, 1978.
 17. *Watts A. B., Talwani M., Cochran J. R.* Gravity field of the Northwest Pacific Ocean basin and its margin.— *Amer. Geophys. Union Monograph* 19, 1976.

ИМГиГ ДВНЦ АН СССР
Новоалександровск

Поступила в редакцию
9 марта 1987 г.

В. С. Рождественский

О ПРОИСХОЖДЕНИИ АССОЦИАЦИИ УГЛЕВОДОРОДОВ И РТУТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ЗОНАХ ГЛУБИННЫХ СДВИГОВ ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА *

Ассоциация битумов с ртутно-сурьмяно-мышьяковыми рудами и локализация отдельных месторождений углеводородов в породах фундамента в зонах глубинных сдвигов объясняются возникновением вдоль разломов в период, предшествующий землетрясениям, зон «дилатансного расширения». Это вызывает

Парагенезис углеводородов и гидротермальной рудной минерализации давно известен и хорошо изучен [3, 17, 39, 42, 43]. Особенно характерна ассоциация твердых, жидких и газообразных углеводородов с низкотемпературными ртутно-сурьмяными и мышьяковыми рудами [2, 3, 9, 17, 21, 22, 25, 38, 40, 42, 43, 47].

Многие месторождения газа и нефти и большинство месторождений ртути тяготеют к зонам глубинных разломов [5, 11, 14, 17, 21, 22]. В ряде районов Тихоокеанского подвижного пояса расположение ртутоносных зон и нефтегазовых месторождений контролируется глубинными разломами (рис. 1) сдвигового типа [48]. В зонах сдвигов большинство ртутных месторождений, сопровождающихся проявлениями углеводородов, локализуется в породах фундамента, а большая часть нефтегазовых залежей сосредоточена в породах осадочного чехла (рис. 2, 3). Однако известны районы, где газ и нефть добываются из пород фундамента и число подобных месторождений увеличивается [1, 44].

Эти данные обычно используются для обоснования гипотезы эндогенного происхождения нефти в процессе дегазации мантии Земли вдоль зон глубинных разломов [10, 11, 14, 15, 24]. В. Э. Полярков предлагал рассматривать нефть и газ, связанные, по его мнению, со ртутью общностью происхождения из мантийных источников, в качестве индикаторов глубинного ртутного оруденения [26, 27]. Это предположение способствовало выявлению ртутной минерализации в солянокупольных структурах и районах грязевого вулканизма

подсос воды, углеводородов и сероводорода из соседних нефтегазоносных осадочных прогибов в зону сдвига, контролирующего подъем из мантии Земли соединений ртути и других металлов глубинного происхождения.

[27]. Некоторые геологи отмечают общность путей миграции углеводородов и ртути содержащих гидротерм. В. Н. Флоровская и Ю. И. Пиковский [39], подчеркивая единство нефте- и рудообразования, относят залежи углеводородов к телетермальному классу гидротермальных месторождений. Н. С. Бескровный, описавший битумы нефтяного ряда в рудах многих гидротермальных месторождений и проявления углеводородов, связанные с современным вулканизмом [3], приходит к выводу о единстве источника рудных и нефтяных месторождений. Однако большинство геологов рассматривают руть как продукт дегазации мантии Земли [17], а нефть и газ — как производные химического разложения органических остатков, захороненных в осадочных прогибах [1, 18, 28, 29, 44, 45].

Объяснение пространственной связи эндогенного ртутного оруденения с месторождениями углеводородов биогенного происхождения предложено авторами статей [21, 22]. Основу этой гипотезы составляют данные изотопного анализа сульфидной серы ртутных месторождений и сероводорода газонефтеносных бассейнов. Если предположить, что сера совместно со ртутью поступает в зоны глубинных разломов при дегазации мантии Земли, то изотопный состав серы ртутных руд должен быть близок к среднему изотопному составу серы Земли, который считается равным метеоритному. Однако изотопный состав сульфидной серы ртутных месторождений самый различный и только в очень редких случаях равен метеоритному. Значения изотопного состава серы сероводорода нефтяных вод разных осадочных бассейнов также резко различны, а в случае смежного расположения нефтегазонос-

* Печатается в дискуссионном порядке.

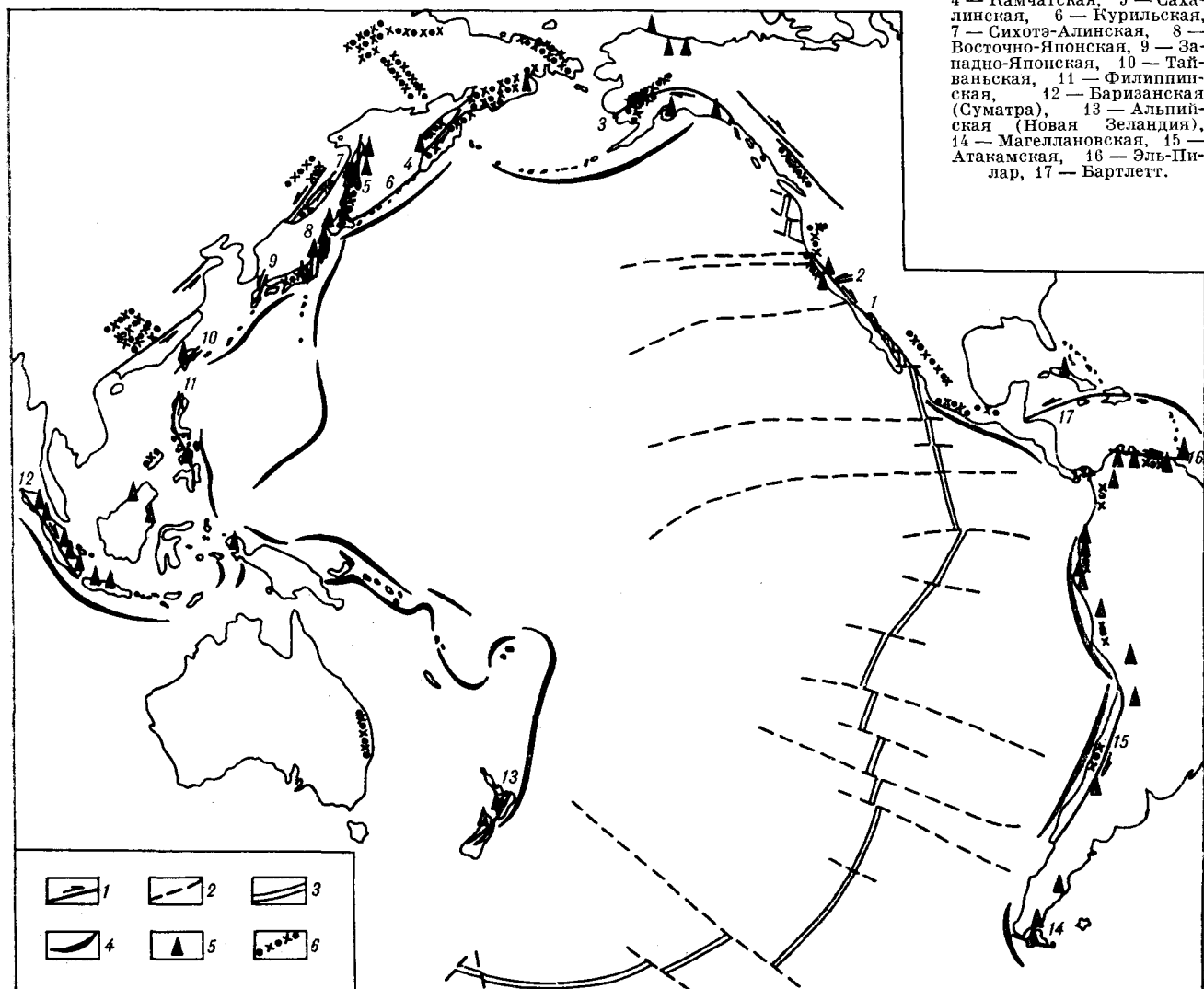
ных бассейнов и ртутоносных зон близки изотопному составу серы ртутных месторождений. Это позволило Н. А. Озеровой и др. предположить, что основным источником сульфидной серы ртутных руд является сероводород, образовавшийся при abiогенном или биогенном восстановлении осадочных сульфатов в результате их взаимодействия с битумами или с углеводородами в осадочных бассейнах. Поэтому рудообразованию способствует присутствие пород, обогащенных органическим веществом, или залежей углеводородов [17]. Концентрация ртути на некоторых месторождениях могла происходить в результате смешивания вдоль зон глубинных разломов мантийных эманаций ртути с водами газонефтяных месторождений, содержащими сероводород, который и послужил

источником биогенной серы для сульфидов ртутных руд [21, 22].

В последнее время вывод об участии в низкотемпературном гидротермальном рудообразовании метеорных, седиментогенных и метаморфогенных экзогенных вод получили широкое распространение и хорошо обоснован. Полигенность гидротермальных растворов подтверждается вариациями изотопного состава не только сульфидной серы, но и кислорода, углерода, азота, гелия и других элементов, присутствием в газовой-жидких включениях рудных минералов микрокомпонентов, характерных для нефтяных вод, выдержанностью ювенильной составляющей руд (ртуть, сурьма, мышьяк) при резко различном солевом составе рудообразующих растворов и другими признаками [17, 19].

Рис. 1. Схема размещения крупнейших сдвигов, нефтегазоносных бассейнов и ртутоносных зон Тихоокеанского подвижного пояса по [17, 28, 36].

1 — сдвиговые зоны; 2 — трансформные разломы; 3 — срединные океанические хребты; 4 — глубоководные океанические желоба; 5 — нефтегазоносные бассейны; 6 — ртутоносные зоны. Сдвиговые зоны: 1 — Сан-Андреас, 2 — Гарлок, 3 — Деналийская, 4 — Камчатская, 5 — Сахалинская, 6 — Курильская, 7 — Сихотэ-Алиньская, 8 — Восточно-Японская, 9 — Западно-Японская, 10 — Тайваньская, 11 — Филиппинская, 12 — Баризанская (Суматра), 13 — Альпийская (Новая Зеландия), 14 — Магеллановская, 15 — Атакамская, 16 — Эль-Пилар, 17 — Бартлетт.



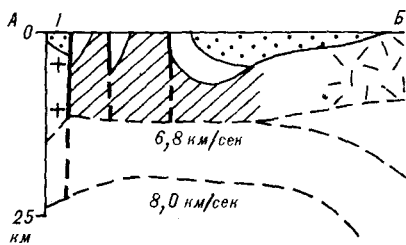
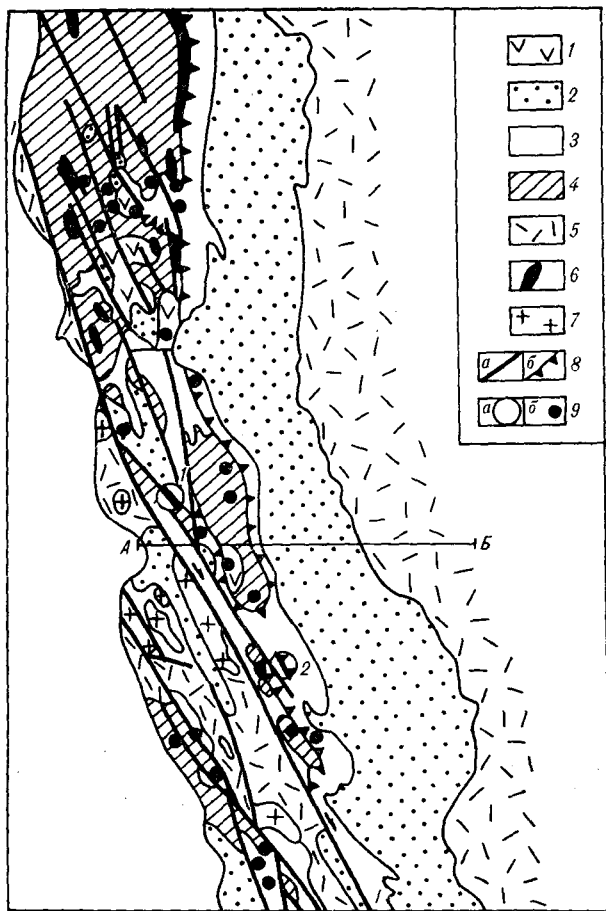


Рис. 2. Схема размещения месторождений ртuti и нефтегазоносных бассейнов Береговых хребтов Калифорнии, по [12].

1 — кайнозойские вулканогенные образования; 2 — кайнозойские терригенные образования; 3 — комплекс Большой Долины (мезозойские терригенные отложения миогеосинклинального типа); 4 — францисканский комплекс (мезозойские отложения эвгеосинклинального типа); 5 — метаморфические и изверженные породы дофранцисканского кристаллического фундамента; 6 — гипербазиты; 7 — гранитоиды; 8 — глубинные и крупные региональные разломы; а — сдвиги и сбросы, б — надвиги и взбросы; 9 — месторождения ртuti: а — крупные (1 — Нью-Альманден, 2 — Нью-Идрия), б — небольшие и рудопоявления. 1—1 — сдвиг Сан-Андреас. Геолого-геофизический профиль А — В, по [21].

Обычно предполагается, что при погружении нефтепроизводящих осадков главная фаза нефтеобразования происходит на глубине 2—3,7 км при температуре 60—150°C, а главная фаза газообразования — на глубине 3,7—5 км. Глубже наблюдается затухание процессов нефтегазообразования [18]. Однако в кайнозойских

прогибах Тихоокеанского подвижного пояса в результате очень большой скорости прогибания нефтегенерирующие осадки быстро прохо-

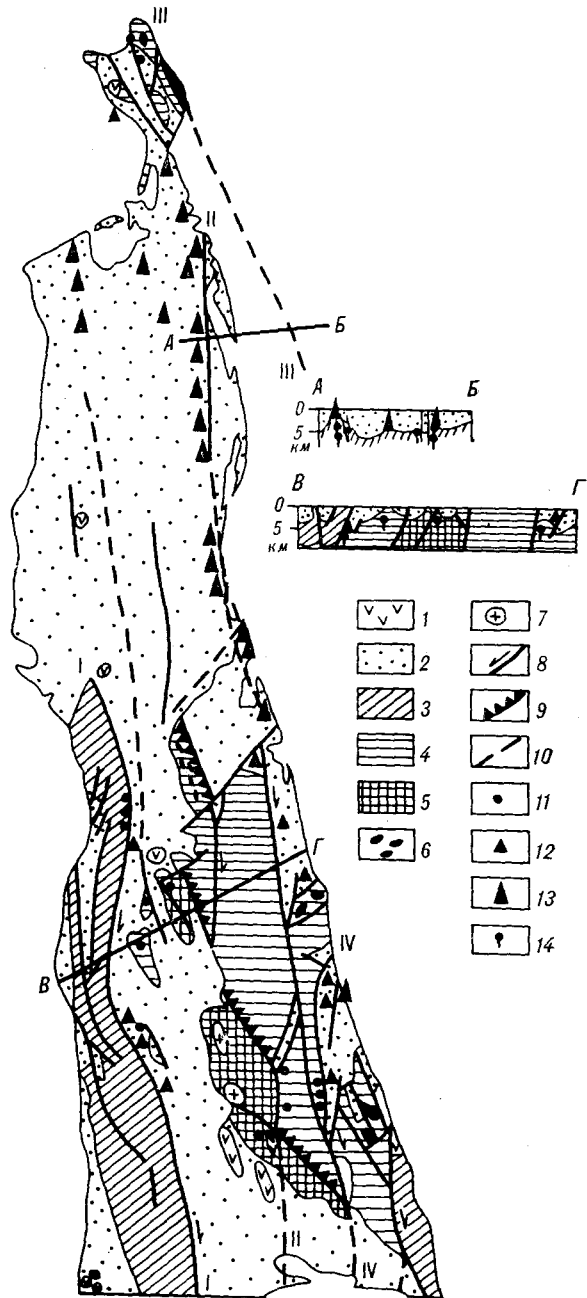


Рис. 3. Схема размещения рудопоявлений ртuti и месторождений углеводородов о. Сахалин.

1 — кайнозойские вулканогенные отложения, субвулканические дайки и массивы; 2 — кайнозойские терригенные отложения; 3 — позднемиоценовые терригенные отложения миогеосинклинального типа; 4 — мезозойские отложения эвгеосинклинального типа; 5 — метаморфические сланцы; 6 — гипербазиты; 7 — гранитоиды; 8 — сдвиги и сбросы; 9 — надвиги; 10 — разломы, скрытые под чехлом кайнозойских отложений; 11 — рудопоявления ртuti; 12 — проявления газа и нефти; 13 — месторождения газа и нефти; 14 — гипотетические (предполагаемые) зоны рудной минерализации, залегающие ниже зон нефтегазоаккумуляции. Основные сдвиги и взбросо-сдвиги: I — Центральный (Тынь-Поронайский), II — Северо-Сахалинский, III — Восточно-Сахалинский, IV — Прибрежный.

дят зону с температурой 60—150°C, погружаясь на глубину свыше 4 км. Нефтеобразование в таких прогибах происходит на глубинах до 6—7 км, газообразование — на глубинах до 10 км, а возможно, и глубже [29, 45].

В закрытых системах с очень высоким давлением флюидов тяжелые углеводороды, видимо, могут формироваться при температурах, превышающих 200°C. В этом случае образуются флюиды с высоким содержанием угле- и кремнекислоты, насыщенные сероводородом и углеводородами [37, 45].

Транспортировка ртути и сопровождающих ее металлов мантийного происхождения (сурьмы, мышьяка, золота и др.), видимо, первоначально осуществляется в глубинных условиях в виде газовой фазы [22], летучих соединений с хлором, фтором и водородом (AsH_3), а также в атомарной форме в водяном паре [17, 19], иногда совместно со струями водорода, гелия, азота и других газов ювенильного происхождения [17, 23].

После смешивания глубинных эманаций с горячими минерализованными растворами, образовавшимися в осадочных нефтегазоносных прогибах, а также с другими водами экзогенного происхождения, обогащенными Na, Ca, Mg, Fe, Ba, Cu, Pb, Zn, Cl, H_2S , CO_2 и углеводородами, возникали гидротермальные растворы, для которых характерна высокая концентрация халькофильных элементов в сероводородных флюидах в виде тиосолей щелочных металлов типа Na_2HgS_2 [17, 19, 20].

Судя по температуре гомогенизации газово-жидких включений, рудоотложение ртути происходило из гидротермальных растворов с температурой от 250 до 50°C [17, 19]. Различают две основные обстановки образования ртутных руд: в приповерхностных условиях, где основным фактором рудоотложения было окисление растворов кислородом воздуха, и на больших глубинах, где рудные тела формировались в зонах повышенной проницаемости под экраняющими движением гидротермальных растворов плохо проницаемыми крышками [17, 19, 25].

Процессы смешивания флюидов глубинного происхождения и растворов экзогенного происхождения, содержащих сероводород и углеводороды, в некоторых случаях, видимо, можно объяснить «тектоническим нагнетанием» седиментогенных растворов из глубоких осадочных прогибов в зоны сдвигов в периоды землетрясений [37, 46].

Участки сжатия сдвиговых зон являются зонами воздымания, в то же время на участках растяжения сдвигов возникают глубокие прогибы. Таким образом, вдоль сдвигов наблюдаются резкие тектонические уступы между горст-антиклинальными поднятиями, сложен-

ными метаморфизованными породами, и грабен-синклинальными прогибами, выполненными слабо диагенезированными осадками. К этим уступам часто приурочены как зоны ртутоносности, локализованные обычно в породах фундамента, так и нефтегазоносные структуры осадочного чехла (см. рис. 2, 3).

Зоны сдвигов, контролирующие размещение нефтегазовых месторождений, располагаются в бортовых частях очень глубоких (до 8—12 км) осадочных прогибов. Таковы бассейны Сан-Хоакин (сдвиг Сан-Андреас), Лос-Анджелес (сдвиги Ингвуд и Уиттайер), Центрально-Суматринский (сдвиг Баризан или Хутанотейский), Ново-Гвинейский (сдвиг Саронг), Маракайбский, Восточно-Венесуэльский, Тринидадский (сдвиги Эль-Пилар, Ока и другие), северо-западного Перу, северо-восточного Сахалина (см. рис. 1).

В свете идей тектоники плит перечисленные сдвиги периферии Тихого океана обычно относятся либо к трансформным разломам типа хребет — хребет (сдвиг Сан-Андреас) и дуга — дуга (Альпийский сдвиг), либо к разломам, возникающим в островных дугах в результате косо́й субдукции океанических плит (сдвиги Атакамский, Баризан, Саронг и др.). Некоторые сдвиги, пересекающие кайнозойские складчатые системы (о. Сахалин, Япония), видимо, формируются в результате синхронного растяжения земной коры во впадинах краевых морей и сжатия в островных складчатых системах [34].

Сдвиги сопровождаются вертикальными трещинами растяжения, ориентированными перпендикулярно к направлению наименьшего из главных напряжений сжатия σ_3 [30, 48]. В период, предшествующий землетрясению, вокруг гипоцентра, приуроченного к сдвиговой зоне и расположенного на глубине чаще всего от 8 до 20 км, трещины подобного направления приоткрываются, появляются новые трещины и возникает так называемая зона деформационного (дилатансного) расширения (рис. 4). Трещиноватость снижает давление флюидов в зоне деформационного расширения, что, в свою очередь, вызывает миграцию (подсос) флюидов в эту зону из окружающих горных пород. Эта миграция обеспечивает падение уровня воды в скважинах на обширных, измеряемых десятками километров, пространствах вдоль зоны разлома и является предвестником землетрясения [37, 46]. Подобным путем растворенные в воде углеводороды и сероводород, видимо, могут подсасываться из соседнего со сдвигом осадочного прогиба, где осадки погружены на глубину до 11—12 км в зону разлома, сложенную породами фундамента, где и происходит их смешивание с мантийными эма-

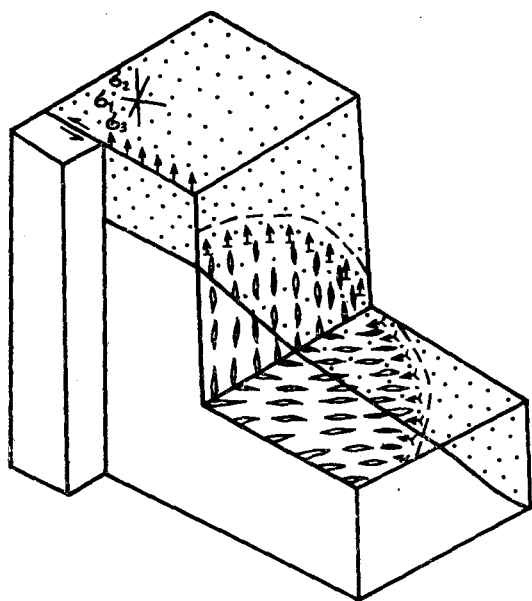


Рис. 4. Схема дилатансного нагнетания флюидов в зоне сдвига, по [37].

1 — зона сдвига; 2 — зона дилатансного расширения; 3 — осадочные отложения нефтегазоносного прогиба; 4 — метаморфизованные образования фундамента; 5 — нефтегазопроявления и минеральные источники в зоне сдвига; 6 — направление миграции флюидов в период дилатансного расширения, предшествующий землетрясению; 7 — направление миграции флюидов после землетрясения.

нациями и образование рудоносных гидротермальных растворов.

Как отмечают У. Файф с соавторами [37], в начале расширения деформационной зоны падение давления флюидов приводит к увеличению сопротивления трения при сдвиге. После того как мигрирующие флюиды заполняют трещины, давление флюидов в зоне разлома вновь возрастает, сопротивление трения уменьшается и происходит сдвиговая подвижка, вызывающая обрушение зоны дилатансного расширения. Флюиды выдавливаются вверх через разлом и оперяющие его трещины, а также устремляются из зон сжатия в зоны растяжения сдвига. Если разлом погребен под осадочным чехлом, содержащим непроницаемые покровы, то флюиды в верхнем структурном ярусе могут отжиматься из приразломной зоны в пласты пористых и трещиноватых пород, слагающие структурные ловушки в крыльях разлома. Сходный механизм формирования сахалинских нефтегазовых месторождений, связанный с землетрясениями, вызывающими вертикальную миграцию углеводородов вдоль зон разломов, предполагается С. М. Сапрыгиным [33]. На Северном Сахалине наблюдается прямая зависимость между интенсивностью сейсмичности и распределением запасов нефти в месторождениях.

Наиболее продуктивная зона нефтегазоносности, расположенная вдоль Охинского, Эхабинско-Паромайского и Катанглийского разломов, входящих в систему Северо-Сахалинского сдвига (см. рис. 3), характеризуется наибольшей сейсмичностью (до 7—8 баллов) и сосредоточивает основную часть выявленных запасов углеводородов острова [34]. Вторая крупная продуктивная зона намечается в восточном борту Пильтунского прогиба вдоль Восточно-Сахалинского глубинного разлома (см. рис. 3). Таким образом, при образовании нефтяных месторождений, в случае поступления по зоне глубинных разломов ювенильных металлоносных флюидов, возникает система циркуляции подземных вод, напоминающая гидротермальную систему, формирующую низкотемпературные рудные месторождения.

В зону разгрузки подземных вод (в зону разлома с приразломными конседиментационными складками волочения) поступают седиментогенные воды, отжимаемые из соседних осадочных прогибов, и ювенильные воды, несущие основные рудные компоненты. В верхней части зоны разлома эти воды разбавляются инфильтрационными и грунтовыми поверхностными водами. В периоды землетрясений, в связи с дилатантным расширением пород, седиментогенные воды с растворенными в них углеводородами могли проникать в породы фундамента на глубину, равную глубине осадочного прогиба, т. е. до 11—12 км (см. рис. 4).

Как установлено в некоторых районах современной гидротермальной деятельности (п-ов Челекен), усиление сейсмической активности приводило к значительному повышению скорости рудоотложения [16]. По представлениям Н. А. Шило с соавторами [41], периодическое приоткрывание трещин и формирование ритмичной крустификационной структуры рудных жил обусловлено землетрясениями.

По эмпирическим данным, периоды деформационного расширения, предшествующие землетрясениям с магнитудой [5—8], составляют соответственно 0,3, 2, 13 и 83 года [37]. Примерно с такой периодичностью, возможно, проходит и подток глубинных нефтяных вод, сероводорода и углеводородов из осадочного бассейна в зону сдвига.

Сдвиг, пересекающий осадочный бассейн или расположенный в борту бассейна, стягивает углеводороды и сероводород в зону разлома и одновременно формирует антиклинальные складки волочения, служащие ловушками для углеводородов. Эрозионно-тектонические выступы трещиноватых пород фундамента в зоне сдвига (хлоритовые сланцы, серпентиниты, кавернозные известняки), перекрытые водонепроницаемыми осадочными породами, так

же, как и антиклинальные складки, являются хорошими ловушками для углеводородов. Подобные газонефтяные залежи разрабатываются на некоторых месторождениях Калифорнии, Кубы, Венесуэлы [1, 44].

Что касается сероводорода, то большая его часть, видимо, обычно расходуется на образование сульфидов халькофильных элементов ниже зоны нефтегазонакопления. Оставшаяся часть сероводорода быстро окисляется, о чем, видимо, свидетельствуют примеси серы в нефтях Сахалина и Калифорнии [1, 6], а также присутствие сульфатов в подземных водах глубоких горизонтов нефтяных месторождений [7].

Наилучшие условия для формирования газонефтяных месторождений в зоне сдвига создаются тогда, когда он еще погребен под толщей осадочных пород и развивается конседиментационно. Так как участки сжатия в зоне сдвига в процессе его развития и увеличения горизонтальной амплитуды смещения постоянно воздымаются, нефтяные месторождения начинают разрушаться. Этот процесс начинается выделением газа и нефти по плоскости разлома, получившего выход на поверхность Земли. Затем и сами залежи поднимаются на поверхность Земли и разрушаются. В результате в зоне сдвига обнажаются породы фундамента, вмещающие ртутные рудопроявления со значительной примесью в рудах битумов нефтяного ряда.

Если сдвиг остается активным и продолжает подсасывать углеводороды и сероводород из соседних осадочных прогибов, то при наличии в регионе молодых вулканических проявлений в зоне разлома может происходить современное рудоотложение ртути из вод сероводородных термальных источников, похожих по химическому составу на воды нефтегазовых месторождений [17, 35, 47].

Иллюстрацией разных стадий процесса взаимосвязанного формирования нефтегазовых и ртутных провинций может служить геологическая ситуация в зонах сдвигов Береговых хребтов Калифорнии (см. рис. 2) и Сахалина (см. рис. 3). Указанные районы, расположенные на противоположных берегах Тихого океана, обладают сходными чертами геологического строения [28, 31]. Это сходство распространяется не только на особенности кайнозойского структурного рисунка, сформированного правосторонними сдвигами, но и на особенности литолого-стратиграфических разрезов. Нижний структурный этаж, слагающий фундамент нефтегазовых бассейнов, в обоих районах сложен эвгеосинклинальными глубоководно-морскими образованиями спилит-диабаз-яшмового и кремнисто-грауваккового состава юрско-мелового возраста, терригенными и крем-

нисто-вулканогенными породами позднемелового возраста, а верхний — преимущественно прибрежно-морскими кремнисто-терригенными, терригенными и туфогенно-терригенными отложениями кайнозойского возраста. Нефтегазовые месторождения в основном сосредоточены в средне- и верхнемиоцен-плиоценовых терригенных и кремнисто-терригенных толщах грабен-синклинальных прогибов [28], а ртутные — в юрско-меловых эвгеосинклинальных толщах горст-антиклинальных поднятий [17, 31]. Проявления, а в Калифорнии и месторождения углеводородов при наличии коллекторов и ловушек встречаются по всему мел-кайнозойскому литолого-стратиграфическому разрезу, вплоть до пород фундамента, подтверждая справедливость закономерности, указывающей на возможность поступления углеводородов в осадочную толщу из пород метаморфического фундамента [15].

В Калифорнии выделяется три основные группы ртутных рудопроявлений.

В породах мезозойского фундамента Береговых хребтов — листовниках, серпентинитах, реже — в эффузивах основного состава, яшмах и граувакках, под экранирующими движением гидротермальных растворов покрывками глинистых сланцев и тектонических глинок локализованы наиболее крупные ртутные месторождения, иногда с примесью тонкодисперсного золота. На многих из них в рудах отмечены высокие концентрации нефтяных битумов, а иногда и жидкой нефти, свидетельствующие о присутствии жидких углеводородов в ртутьсодержащих гидротермальных растворах. В глубоких горизонтах некоторых месторождений, вскрытых горными выработками, отмечается обильное выделение углекислого газа и метана. На крупнейших месторождениях наблюдается весьма значительный (до 850 м) вертикальный размах промышленного ртутного оруденения, встречаются рудные жилы с «пенистой» структурой, сложенные сферическими скорлупками кварца, халцедона или опала, заполненными частично жидкой нефтью, частично твердыми битумами [17].

Вторая группа месторождений Береговых хребтов приурочена к районам миоцен-плиоценового вулканизма и характеризуется широким распространением термальных источников, газифицирующих сероводородом и углекислотой. Рудные тела связаны с зонами окремнения, алунизации и аргиллизации молодых эффузивов и пород фундамента. Кроме киповари в рудах присутствуют самородная ртуть и метациннабарит, часто встречается золото, постоянно отмечаются примеси битумов нефтяного ряда. На некоторых месторождениях отмечены приповерхностные серные залежи, образовавшиеся в результате окисления сво-

бодного сероводорода. Вертикальный размах ртутного оруденения незначительный [17].

Третья небольшая группа мелких месторождений ртути приурочена к кайнозойским осадочным породам. Вкрапленность киновари и самородной ртути встречается в миоценовых конгломератах, песчаниках и глинистых сланцах, иногда прорванных дайками анальцимовых диабазов. В рудах наблюдается примесь нефтяных битумов, отмечаются обильные выделения метана [17].

Исследования изотопного состава кислорода и водорода термальных водных растворов минеральных источников Калифорнии, отлагающих киноварь, позволили сделать заключение об образовании современных гидротерм в результате смешивания метеоритных вод поверхностного происхождения, нефтяных вод элизионного происхождения и ювенильных вод [47]. Н. А. Озерова и др. [21] делают вывод о разгрузке вод нефтегазоносных бассейнов Калифорнии по зоне сдвига Сан-Андреас и их участии в образовании ртутных руд.

Не менее наглядная пространственная связь проявлений ртути с зонами разломов сдвигового типа и с нефтегазовыми проявлениями наблюдается на территории о. Сахалин. Наиболее богатые ртутные рудопроявления отмечаются здесь в породах мезозойского фундамента (в лиственитах, серпентинитах, спилитах, яшмах, граувакках) в зонах Центрального (Тынь-Поронайского), Прибрежного и Северо-Сахалинского взбрососдвигов (см. рис. 3). Нефтегазовые месторождения и проявления локализованы вдоль этих же разломов, но в кайнозойских, в основном верхнемиоцен-плиоценовых, толщах и часто сопровождаются шлиховыми ореолами рассеяния киновари и сферерита.

Незначительная ртутная минерализация в виде примазок киновари в песчаниках, кремнистых аргиллитах и мергелистых конкрециях наблюдается в неогеновых отложениях, иногда совместно с нефтепроявлениями. Грязевые вулканы сопровождаются шлиховыми ореолами рассеяния киновари [32]. В районах миоценового и плиоцен-раннечетвертичного вулканизма в зонах опализации эффузивов отмечены рудопроявления метациннобарита и киновари совместно с цинком, свинцом, серебром и золотом.

Состав вод некоторых минеральных источников Сахалина обнаруживает значительное сходство с водами нефтяных месторождений. Это гидрокарбонатно-хлоридно-натриевые воды, газирующие сероводородом и метаном [7]. Из вод близкого химического состава происходит современное рудоотложение киновари на месторождении Сульфур-Банк в Калифорнии [35]. Отмечаются также минеральные ис-

точники с водами хлоридно-гидрокарбонатного натриевого состава, обогащенными мышьяком. Состав газа этих вод метановый, с примесью углекислоты, азота и мышьяковистого водорода [7]. К источникам таких вод на Сахалине приурочены реальгар-аурипигментовые рудопроявления [32].

В зависимости от стадии формирования сдвигов и величины эрозионного среза в Береговых хребтах Калифорнии и на Сахалине наблюдаются следующие основные геологические ситуации.

Сдвиги, пересекающие глубокий осадочный прогиб, погребены под осадочным чехлом и выражаются в верхнем структурном ярусе в виде серии эшелонированных антиклинальных складок волочения и отдельных разрывов с незначительным боковым смещением. Типичным примером могут служить сдвиги Инглвуд и Уиттайер в бортах прогиба Лос-Анджелес [48], Северо- и Восточно-Сахалинский сдвиги в бортах Пильтунского прогиба (см. рис. 3). В этом случае антиклинальные складки и другие ловушки, расположенные в зоне сдвига, являются основными местами залежей углеводородов. В приразломной зоне ниже зоны нефтегазонакопления, видимо, может располагаться зона нефтяных битумов и ртутного оруденения (см. рис. 3, разрез А — В).

Некоторая часть ртутных эманаций проникла в породы осадочного чехла, вмещающие нефтегазовые месторождения. Они обычно сопровождаются шлиховыми ареалами рассеяния киновари и газовыми ртутными аномалиями. При отсутствии сероводорода в газах осадочного бассейна и примеси серы в нефтях самородная ртуть образует в залежах углеводородов примеси, заслуживающие попутной отработки [17, 22].

В случае увеличения амплитуды бокового смещения и воздымания зоны сдвига или в результате смены сдвиговых смещений взбросо-надвиговыми осадочные породы в зоне сдвига полностью удаляются эрозией и обнажаются породы фундамента, вмещающие ртутные месторождения, формировавшиеся на значительных глубинах. В Восточно-Сахалинских горах вдоль Северо-Сахалинского и Прибрежного взбрососдвигов прослеживается непосредственный тектонический контакт образованной фундамента, вмещающих ртутные месторождения, с кайнозойскими отложениями, выполняющими осадочные впадины. Сдвиги сопровождаются нефтегазопроявлениями, приуроченными к породам как фундамента, так и осадочного прогиба. Большинство ртутных месторождений и глубинного, и приповерхностного происхождения, в том числе и очень крупные, располагаются на значительном расстоянии от осадочных бассейнов.

Модель «дилатансного (тектонического) нагнетания» (см. рис. 4) в ряде случаев позволяет объяснить боковую миграцию нефтяных вод, углеводородов и сероводорода через породы фундамента, в которых остаются следы этой миграции в виде включений нефтяных битумов и жидких углеводородов в ртутно-рудных жилах.

«Тектоническое нагнетание» из осадочных прогибов через породы фундамента в рудо-контролирующие приразломные зоны нефтяных вод и участие углеводородов и сероводорода в ртутном рудообразовании можно предполагать, кроме Сахалина и Калифорнии, в Береговом хребте Венесуэлы, в рудном районе Хуанкавелика (Перу), на севере Новой Зеландии, на Северо-Востоке СССР (месторождения ртути Олюторское, Тамватнейское, Матачингайское), возможно, и вдоль некоторых других сдвиговых зон Тихоокеанского подвижного пояса (см. рис. 1). В пределах перечисленных ртутнорудных провинций отмечаются пространственная связь ртутных месторождений с проявлениями углеводородов и сероводородными источниками, постоянное присутствие битумов нефтяного ряда, а иногда и жидких углеводородов в ртутных рудах и породах фундамента [17]. В Береговом хребте Венесуэлы, на севере Новой Зеландии, в Береговых хребтах Калифорнии, на Камчатке и в ряде других районов наблюдается современное рудоотложение ртути, совместно с самородной серой, из хлоридно-натриевых сероводородных вод термальных источников, близких по химическому составу к водам нефтяных месторождений [17].

Образование как ртутных, так и нефтегазовых месторождений Тихоокеанского кайнозойского подвижного пояса происходило либо на заключительных орогенных стадиях формирования кайнозойских складчатых систем, либо в стадию кайнозойской активизации [17, 28], когда нефтепроизводящие толщи в кайнозойских позднегеосинклинальных прогибах и наложенных впадинах погружались на глубину, достаточную для генерации углеводородов, а вдоль активизированных глубинных разломов происходило внедрение магматических расплавов и поступали мантийные эманации ртути, сурьмы, мышьяка и других металлов. Интенсивный вулканизм способствовал образованию гидротермальных месторождений, а углеводороды, поступающие в зоны активного вулканизма, подвергались окислению. Это приводило к пространственному разобщению круп-

ных субвулканических месторождений ртути и газонефтеносных зон. Тем не менее постоянно отмечается присутствие битумов в ртутных рудах, газовых ртутных аномалиях и штиховых ореолов киновари вдоль зон нефтегазонасности.

Модель «тектонического нагнетания» флюидов вдоль зон глубинных сдвигов предлагается для объяснения парагенезиса ртути и углеводородов, а также присутствия битумов нефтяного ряда и нефтегазовых месторождений в породах кристаллического фундамента при сдвиговых осадочных бассейнах с позиций биогенной (осадочно-миграционной) теории происхождения нефти. В то же время трудно отрицать возможность подтока вдоль зон разломов водорода и метана глубинного происхождения [4, 8, 10, 11, 13]. На стадии осадконакопления глубинный метан мог быть продуктом питания для микроорганизмов, косвенно участвуя в образовании органического вещества, а на стадии нефте- и газообразования гидрогенизация глубинным водородом органического вещества нефтепроизводящих толщ могла значительно увеличить продуктивность осадочных бассейнов.

Не вызывает сомнения значительное влияние на формирование газонефтеносных бассейнов некоторых эндогенных факторов. Охарактеризованные нами сдвигово-раздвиговые осадочные бассейны Сахалина и Калифорнии приурочены к зонам утонения (растяжения) земной коры, неглубокого залегания астеносферы, характеризуются повышенным тепловым потоком и присутствием специфических эффузивно-интрузивных комплексов (базальт-липаритовый, базальт-андезитодацитовый, базальтовый, щелочных континентальных базальтов).

Ртутоносные зоны и газонефтеносные осадочные бассейны образуют глобальный кайнозойский ртутно-газонефтеносный Тихоокеанский пояс (см. рис. 1). В пределах этого пояса образование соседних месторождений ртути и углеводородов обычно синхронно, а геологическое строение ртутно-газонефтеносных провинций отличается значительным сходством. Поэтому при создании единой теории генезиса нефтегазовых и низкотемпературных гидротермальных месторождений основные положения обеих гипотез происхождения углеводородов и концепции гидротермального рудообразования должны рассматриваться совместно.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бакиров А. А., Варенцов М. И., Бакиров Э. А. Нефтегазоносные провинции и области зарубежных стран.— М.: Недра, 1971.

2. Балицкий В. С. О нахождении битумов в ртутных и ртутно-сурьмяных месторождениях Северо-Западного Кавказа.— Сов. геол., 1966, № 3.

3. *Бескровный Н. С.* Нефтяные битумы и углеводородные газы как спутники гидротермальной деятельности.— *Л.*, 1967 (Тр. Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 258).
4. *Бескровный Н. С.* Неорганическое происхождение нефти и газа. Обзор.— *М.*: ВИАМС, 1985.
5. *Гаврилов В. П.* Влияние разломов на формирование залежей нефти и газа.— *М.*: Недра, 1975.
6. *Геология СССР. Т. XXXIII.* Остров Сахалин. Полевые ископаемые.— *М.*: Недра, 1974.
7. *Гидрогеология СССР. Т. XXIV.* Остров Сахалин.— *М.*: Недра, 1972.
8. *Гольд Т.* Вклад в теорию абиогенного происхождения метана и других углеводородов земной коры.— В кн.: Месторождения нефти и газа. Доклады на 27-й сессии МГК. Т. 13. *М.*: Наука, 1984.
9. *Кашкай М. А., Насибов Г. Н.* О ртутоносных твердых битумах Малого Кавказа.— *Геохимия*, 1968, № 9.
10. *Кравцов А. И.* О происхождении нефти и дальнейшем направлении ее поисков.— *Изв. вузов. Геол. и разведка*, 1979, № 3.
11. *Кропоткин П. Н.* Проблема происхождения нефти.— *Сов. геол.*, 1955, сб. 47.
12. *Кропоткин П. Н., Шахарстова К. А.* Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса.— *М.*: Наука, 1965.
13. *Кропоткин П. Н., Валяев Б. М.* Тектонический контроль процессов дегазации Земли и генезиса углеводородов.— В кн.: Месторождения нефти и газа: Доклады на 27-й сессии МГК. Т. 13. *М.*: Наука, 1984.
14. *Кудрявцев Н. А.* Глубинные разломы и нефтяные месторождения.— *Л.*: Гостоптехиздат, 1963.
15. *Кудрявцев Н. А.* Генезис нефти и газа.— *Л.*: Недра, 1973.
16. *Лебедев Л. М.* Современные рудообразующие гидротермы.— *М.*: Недра, 1975.
17. *Металлогения ртути.*— *М.*: Недра, 1976.
18. *Неручев С. Г., Трофимук А. А., Рагозин Е. А.* Основные этапы и количественная сторона миграции углеводородов из материнских пород.— В кн.: Генезис углеводородов в процессе литогенеза осадков. Новосибирск: Наука, 1976.
19. *Оболенский А. А.* Генезис месторождений ртутной рудной формации.— Новосибирск: Наука, 1985.
20. *Оболенский А. А., Борисенко А. С.* Физико-химические параметры и главные факторы рудообразования на эпitherмальных месторождениях ртути, сурьмы и мышьяка.— В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т. 2. Новосибирск, 1979.
21. *Озерова Н. А., Виноградов В. И. и др.* Об источнике серы ртутных месторождений в гипербазитовых поясах.— В кн.: Геохимия процессов миграции рудных элементов. *М.*: Наука, 1977.
22. *Озерова Н. А.* Ртутная дегазация земли и образование ртутных месторождений.— *М.*: Наука, 1980 (Тр. 26-й сессии МГК).
23. *Осика Д. Г.* Флюидный режим сейсмически активных областей.— *М.*: Наука, 1981.
24. *Порфирьев В. Б.* О природе нефти.— *Геол. сб. Львовск. геол. о-ва*, 1961, № 7, 8.
25. *Поляков В. Э.* Ртуть и сурьма.— *М.*: Госгеолтехиздат, 1955.
26. *Поляков В. Э.* О некоторых общих закономерностях распространения ртути.— *Вестн. АН КазССР*, 1966, № 2.
27. *Поляков В. Э.* О поисках, разведке и оценке ртутных месторождений.— *Алма-Ата: ОНТИ КазИМСа*, 1967.
28. *Пуцаровский Ю. М.* Проблемы тектоники и нефтегазоносности Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца.— *Геотектоника*, 1965, № 1.
29. *Раабен В. Ф.* Размещение нефти и газа в регионах мира.— *М.*: Наука, 1978.
30. *Разломы и горизонтальные движения земной коры.*— *М.*: Изд-во АН СССР, 1963.
31. *Рождественский В. С.* Роль сдвигов в формировании структуры о. Сахалин.— *Геотектоника*, 1982, № 4.
32. *Рождественский В. С., Сапрыгин С. М.* О гидротермальных проявлениях о. Сахалин, связанных с грязевым вулканизмом и газонефтепродуктностью.— В кн.: Вопросы геологии Сахалина и Курильских островов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1974 (Тр. СахКНИИ, вып. 31).
33. *Сапрыгин С. М.* Динамические системы Сахалинских нефтяных месторождений.— *Новосибирск: Наука*, 1975.
34. *Сапрыгин С. М., Горохов В. К. и др.* Закономерности размещения месторождений нефти и газа в приматериковых районах Дальнего Востока.— *Геол. и геофиз.*, 1978, № 1.
35. *Уайт Д.* Месторождения ртути и цветных металлов, связанные с термальными минеральными источниками.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. *М.*: Мир, 1970.
36. *Уткин В. П.* Сдвиговые дислокации и методика их изучения.— *М.*: Наука, 1980.
37. *Файф У., Прайс Н., Томпсон А.* Флюиды в земной коре.— *М.*: Мир, 1981.
38. *Федорчук В. П.* Околорудные изменения ртутносурьмяных месторождений.— *М.*: Недра, 1969.
39. *Флоровская В. Н., Пиковский Ю. И.* К вопросу о значении гидротермальных явлений при формировании залежей нефти и газа.— *Геол. рудн. месторожд.*, 1971, № 5.
40. *Шарбагян П. А., Миловский А. В., Лобанова Г. М.* Битумоиды и ртуторганические соединения в рудопроявлениях киновари.— Там же, 1975, № 3.
41. *Шило Н. А., Измайлов Л. П. и др.* Влияние сейсмического фактора на процесс рудообразования на примере золоторудных месторождений.— *Тихоокеанская геол.*, 1983, № 5.
42. *Щеглов А. Д.* Основы металлогенического анализа.— *М.*: Недра, 1980.
43. *Becker G. F.* Geology of the quicksilver deposits of the Pacific slope.— *U. S. Geol. Survey*, 1888, v. 13.
44. *Chung-Hsiang P.* Petroleum in basement rocks.— *Bull. AAPG*, 1982, v. 66, N 10.
45. *Price L. G.* Utilization and documentation of vertical oil migration in deep basins.— *J. Petrol. Geol.*, 1980, v. 2, N 4.
46. *Sibson R. H., McMoore J., Rankin R. H.* Seismic pumping-hydrothermal fluid transport mechanism.— *J. Geol. Soc.*, 1975, v. 131.
47. *Studemeister P. A.* Mercury deposits of western California: an Overview "Miner. deposits", 1984, v. 19, N 3.
48. *Wilcox R. E., Harding T. P., Seely D. R.* Basic Wrench Tectonics.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1973, v. 57, N 1.

ИМГиГ ДВНЦ АН СССР, Новоалександровск

Поступила в редакцию 8 мая 1985 г.

ДИСКУССИЯ

Исходные положения статьи относятся к вероятностному знанию. Их можно принять или заменить иными постулатами, вытекающими из других гипотез. Понятные постулаты определяются общей концепцией автора о сдвиговом характере основных регио-

нальных дизъюнктивных нарушений на Сахалине. В связи с некоторыми из них (при пересечении или ограничении глубоких впадин) месторождений углеводородов и ртути, а также о совместной миграции нефти и сероводорода из осадочных отложений в приразрыв-

пую зону, вызванную сейсмическими процессами, и их смешивания с глубинными эмонациями ртути, сурьмы, мышьяка. Соответственно были приняты дилатансно-диффузионная модель очага землетрясения, осадочно-миграционная гипотеза происхождения нефти и представление о коровом происхождении серы ртутных месторождений.

Как будто бы все логично, но, к сожалению, приятной автором концепции противоречат факты, которые, в отличие от гипотез, являются достоверным знанием. Прежде всего, универсальным фактом является отсутствие сероводорода в подземных водах, нефтях и газах ниже зоны гипергенеза и за пределами современной вулканической деятельности, если разрез осадочных бассейнов представлен терригенными формациями. Не только на Сахалине и в Калифорнии, включая и нефтегазоносное поле Цимрик с высоким содержанием ртути в нефтях и водах, но и в других нефтегазоносных бассейнах, выполненных песчано-глинистыми отложениями, на доступных бурению глубинах сероводорода не встречено. Объясняется это неустойчивостью последнего в условиях высоких содержаний в породах тяжелых металлов, сульфиды которых трудно растворимы. Для зон распространения сероводородсодержащих газов как свободных, так и растворенных в нефтях и подземных водах характерна приуроченность к карбонатно-эвапоритовым формациям. В этих условиях источником серы в месторождениях ртути могли бы быть флюиды осадочных отложений, а для месторождений ртути на Сахалине и в Калифорнии логично искать иной источник серы.

Цитируемая автором работа У. Файфа, Н. Прайса, А. Томпсона имеет методический характер, являясь руководством по применению химической термодинамики, химической кинетики и учения о деформациях горных пород к решению геологических проблем вообще, без учета разнообразия геологических условий. Составу подземных флюидов по данным глубокого бурения в ней уделено крайне ограниченное внимание. Каких-либо указаний на повсеместное формирование «...флюидов..., насыщенных сероводородом...» в «...закрытых системах с очень высоким давлением ... при температурах, превышающих 200°C...» в этой работе не имеется.

Противоречиво в статье и обоснование осадочного источника серы месторождений ртути на Сахалине и в Калифорнии. Предполагается высокотемпературное образование насыщенного сероводородом флюида на глубинах 5—10 км и его расхождение ниже зоны нефтегазоаккумуляции на образование сульфидов при быстром окислении оставшейся части сероводорода, «...о чем свидетельствует примесь серы в нефтях Сахалина и Калифорнии...».

Однако при описании процессов «тектонического пагнетания» иногда речь идет о содержащих сероводород водах газонефтяных месторождений. Указывается также, что «... состав некоторых минеральных источников Сахалина обнаруживает значительное сходство с водами нефтяных месторождений. Это гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды, газированные сероводородом и метаном...». Все это противоречит вышеуказанному положению автора и не соответствует фактам. Как уже отмечалось, в зоне нефтегазоаккумуляции и за ее пределами сероводород в подземных водах не встречен. Небольшое содержание сероводорода в некоторых источниках Дагинских горячих ключей определяется процессами смешивания современных морских вод с восходящими глубокими водами. Многочисленные холодные сероводородные источники на Южном Сахалине связаны с выходами на поверхность вулканогенно-осадочных отложений и обусловлены гипергенными окислительно-восстановительными процессами. Здесь же отметим допущенную автором неточность при характеристике состава газа мышьяко-

вистых минеральных источников. Для них характерен углекислый состав, а не «... метановый, с примесью углекислоты, азота и мышьяковистого водорода...», причем с едва заметными следами арсина.

Несколько упрощенно автор подходит к вопросам осережения нефти. В работах В. А. Успенского, О. А. Радченко, А. А. Карцева доказана связь сернистых нефтей с наличием сульфатных пород (гипс и ангидрит) и с относительно повышенной подвижностью подземных вод в зоне гипергенеза. Имеются представления и о том, что в нефтематеринских свитах органическое вещество подвергалось осережению еще на стадии седиментогенеза и диагенеза.

В противоречии со всем содержанием статьи является признание автором наличия эндогенных предпосылок нефтегазоносности в бассейнах Сахалина и Калифорнии, а также признание наряду с осадочно-миграционной и абиогенной гипотезы генезиса углеводородов.

Таким образом, высказанные автором постулаты, вытекающие из вероятностного знания, логически противоречивы и требуют замены другими гипотезами.

В отношении происхождения серы ртутных месторождений более логично представление о едином глубинном источнике и серы, и металлов. Данные по изотопии серы, являющиеся основным аргументом сторонников корового происхождения, не могут быть использованы для однозначных генетических заключений.

В отношении механизмов очагов землетрясений можно принять модель импульсного газового дыхания Земли, предложенную Д. Г. Осика (1981 г.), и с учетом отмеченных автором эндогенных предпосылок нефтегазоносности в данных районах предположить абиогенное происхождение нефти или ее исходных компонентов.

Из мелких замечаний отметим следующее.

1. Необоснованность положения о второй крупной продуктивной зоне в восточном борту Пильтунского залива вдоль Восточно-Сахалинского глубинного разлома (см. рис. 3). По сейсмическим данным, она не определяется, а поисковое бурение на этом участке не проводилось.

2. Следовало бы остановиться на неоднозначности различных зон сдвигов, пересекающих Сахалин (например, Северо-Сахалинский и Западный) в отношении контроля размещения месторождений нефти и газа. Обе они располагаются в бортовых частях глубоких осадочных прогибов и характеризуются повышенной сейсмичностью, однако с первой связываются большие масштабы нефтегазоаккумуляции, а в пределах второй скопления нефти не обнаружены.

3. Неубедительно без подкрепления количественными расчетами представление об «огромных масштабах боковой миграции нефтяных вод, углеводородов и сероводорода через породы фундамента».

4. Нечеткость в стратиграфической привязке продуктивных отложений Сахалина. В соответствии с современной схемой стратиграфического расчленения к плиоцену (включенному в состав продуктивной толщ) относится помырский горизонт — толща песчаных отложений, лишенная глинистых флюидоупоров и отнесенная к аконсервационной зоне.

Несмотря на спорность и противоречивость основных положений, работа, несомненно, вызывает большой научный интерес и полезна для практики поисков месторождений углеводородов и ртути. В ней подчеркивается и конкретизируется роль землетрясений в миграции глубинных флюидов, расширяется понятие о парагенезисе битумов и ртути, ставится вопрос о создании единой теории происхождения углеводородных и низкотемпературных гидротермальных месторождений.

Э. Ф. Грингаль

О ВЗАИМОСВЯЗЯХ ЭЛЕМЕНТОВ В МЕТАЛЛОНОСНЫХ СТЯЖЕНИЯХ
ОКЕАНСКОГО ДНА

На основании обобщения материалов отечественных и зарубежных исследований, анализа данных по геохимии элементов в экзогенных условиях поля металлогенных стяжений по взаимосвязи отношений кобальт — медь и марганец — железо подразделяются на марганец-медную, железокобальтовую и переходную

По материалам обобщения отечественных и зарубежных работ, выполненного во ВНИИморгео в 1980 г., исследованы геохимические особенности железомарганцевых конкреций из пелагических областей Мирового океана. Основу обобщения составили аналитические определения элементов (марганца, железа, меди, никеля, кобальта, в меньшей мере — свинца, цинка, молибдена и др.), данные полигонного изучения ряда районов Тихого океана [6], карта американских исследователей М. Д. Роусона и Б. Ф. Риана [22], из которой при корректуре по материалам других зарубежных исследователей и советских экспедиций заимствовано положение конкреционных площадей. Для Тихого океана тектонической основой послужила карта Ю. М. Пуцаровского, Г. Б. Удинцева и Р. А. Афремовой м-ба 1:40 000 000, а также геоморфологическая карта расчлененности рельефа дна того же масштаба [1].

Методическим принципом исследования взято положение о сохранении элементами в океанской гидросфере геохимических свойств, присущих им в экзогенных условиях вообще. С указанной позиции отправными служат данные по континентальному блоку, изученному полнее океанского.

Интересны, прежде всего, взаимоотношения кобальта и меди, изменчивость содержания которых в пелагиали ведет к геохимической специализации стяжений, а это немаловажно для геолого-разведочного производства. В поверхностных водах континентов кобальт и медь находятся в едином миграционном ряду подвижных элементов [9]. Но при этом они обнаруживают и различия. По значениям коэффициентов водной миграции в одних и тех же водотоках кобальт (в расчете на кларк

группы. Рассмотрены их геологическая позиция, пространенность, характерные геохимические ассоциации, высказаны соображения о природе конкреционно-го рудообразования в океане, о возможной для ряда полей и элементов металлогенической автономности по отношению к континентальному обрамлению.

0,003%) обычно уступает меди (в расчете на кларк 0,007%). По материалам, приводимым в [14, 15], при близких показателях форм миграции элементов кобальт в большей мере переносится во взвесах и в меньшей мере — в растворах. В речном материале медь заметно тяготеет к тонкой субколлоидной фракции, а кобальт распределен по гранулометрическим классам довольно равномерно [14, 15]. Отношение меди к кобальту с переходом от пелитовой размерности к субколлоидной изменяется от 2,5 до 5 за счет достижения медью кларковых значений при докларковом содержании кобальта во всех фракциях. Кобальт в тонкопелитовой фракции речных взвесей сорбируется окислами железа и марганца активнее, чем в субколлоидной. Это, отличая его несколько от меди, свидетельствует о взаимосвязи кобальта с марганцем, которым пелитовая фракция относительно обогащена. Полнее эта взаимосвязь реализуется с переходом элементов от рассеянного состояния к концентрированному. В зонах окисления сульфидных месторождений, корах выветривания ультраосновных и основных пород она выражена скоплениями кобальта в асбоданах и вадах, что обязано сближению трехвалентного кобальта с марганцем по величине окислительного потенциала. Последнее способствует также отделению этих элементов (в основной массе) от часто сопровождающих кобальт в коренном оруденении никеля и железа [5,7]. Очень низкой растворимостью гидроокислов трехвалентного кобальта [7] во многом, по-видимому, обусловлена тесная приуроченность его гипергенных концентраций к первичным источникам металла.

По многочисленным материалам, систематизированным в работе [10], для соединений

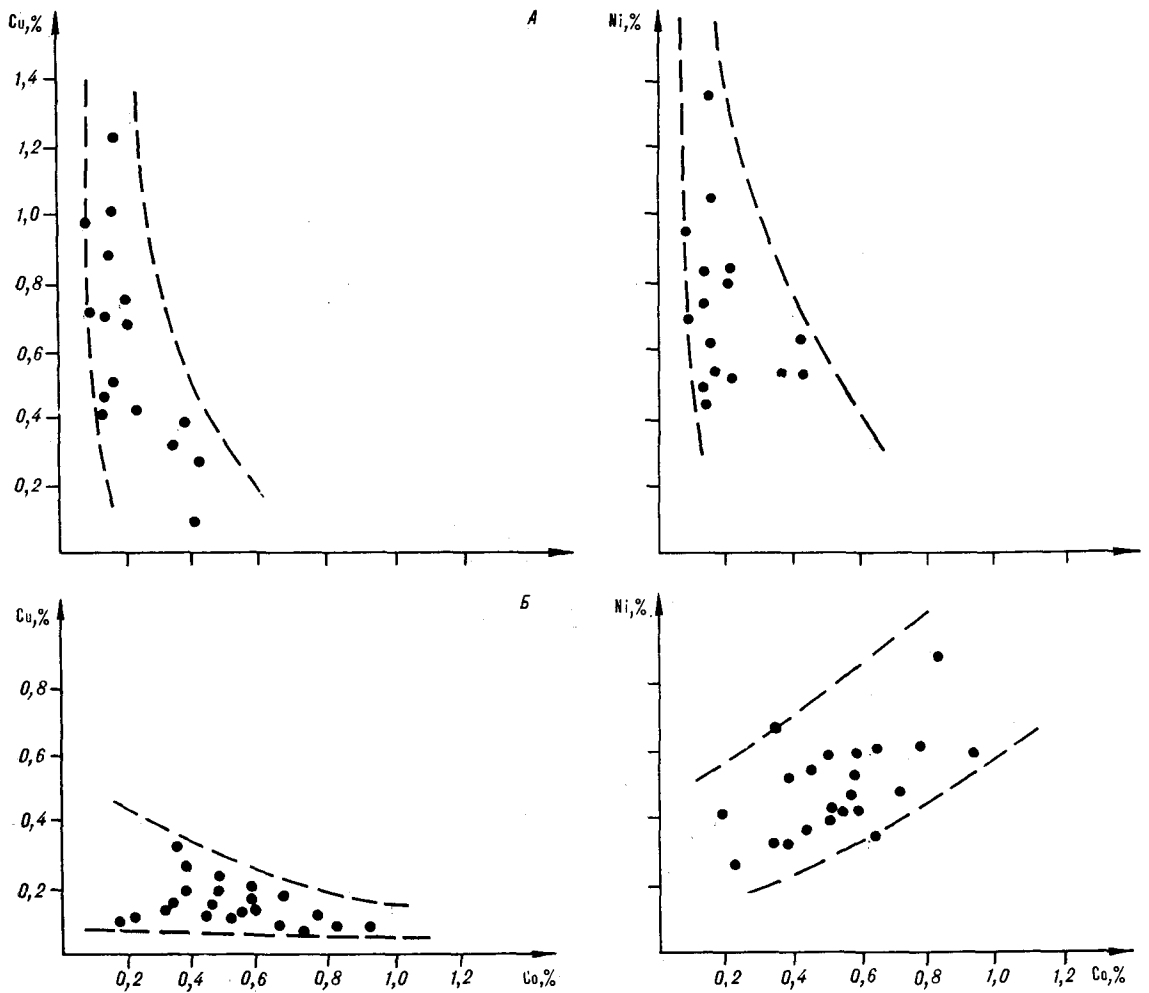


Рис. 1. Взаимосвязь медь — кобальт и никель — кобальт в полях Центральной котловины и гор Маркус-Неккер (Тихий океан).

А — поле Центральной котловины (глубины дна 5100—5300 м; 16 станций); Б — поле гор Маркус-Неккер (глубины дна 1040—4600 м; 22 станций) [6].

двухвалентной меди свойственна высокая миграционная способность в кислых, с рН менее 5,8 (по другим данным 6,3), средах. Для меди как халькофильного элемента отмечается достаточно высокая способность формировать органические и неорганические комплексы, в которых миграционная способность ее повышается, становясь возможной предположительно и при более высоких значениях рН [10]. Характерна преимущественная связь осадочных концентраций меди с восстановительными условиями. Вопрос о местонахождении первичных источников при этом нередко проблематичен.

Отмеченные особенности, в связи с переменной валентностью и изменчивостью условий осадкообразования, не ведут в природе к полному обособлению меди и кобальта. Это показательно на осадочно-метаморфизованных месторождениях Замбии и Катанги, где меди

при содержаниях 1—3% сопутствует кобальт в количестве 0,15—0,2%. Однако и в этом случае наиболее богатые кобальтом руды (при содержаниях его 1—2% и выше) локализованы в зонах окисления среди асболоанов.

Основные черты взаимоотношения малых элементов в пелагиали океана представлены на примере конкреционных полей Центральной котловины и гор Маркус-Неккер (рис. 1). Автор благодарен профессору Б. Х. Егизарову и С. И. Андрееву (Севоеангеология, ныне ВНИИОкеангеология) за советы и помощь в обобщении материала. При различии районов в геоморфологическом отношении, в уровне содержаний и относительной роли отдельных компонентов в оруденении медь и кобальт обнаруживают общую для них тенденцию к обратной взаимосвязи.

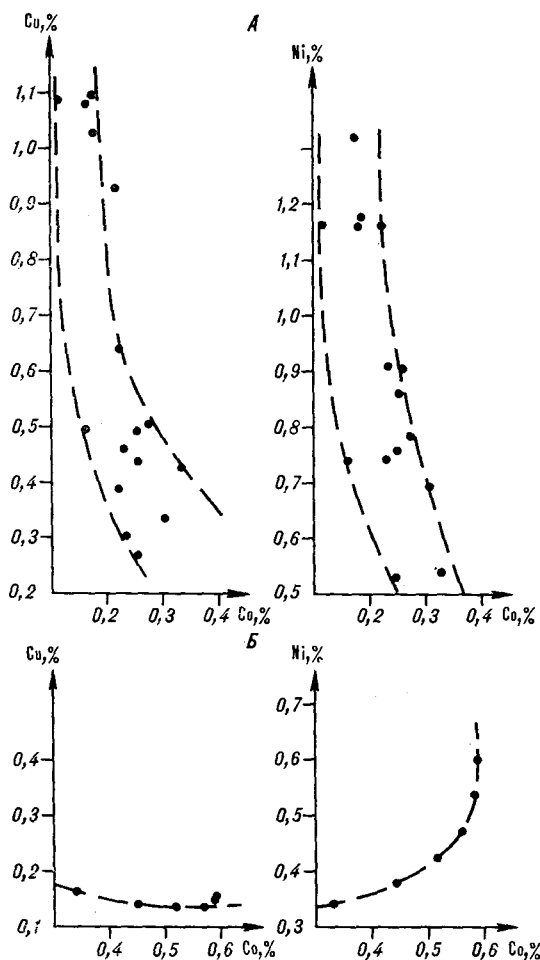


Рис. 2. Взаимосвязь медь — кобальт и никель — кобальт на полигонах (Тихий океан).

А — полигон ст. 5996 ИО АН СССР (западная часть поля разломов Кларин-Клиппертон); Б — полигон ст. 6002 ИО АН СССР (восточная часть поля гор Маркус-Неккер).

Поведение никеля неодинаково: в стяжениях Центральной котловины он находится в прямой взаимосвязи с медью, а в стяжениях гор Маркус-Неккер — с кобальтом. Поля корреляции элементов расплывчаты, что можно объяснить неоднородностью условий конкрециеобразования и накопления металлов на обширных, в 300—1600 км², площадях дна. При более детальном изучении океанского ложа следует ожидать более четкого геохимического обособления конкрециеносных полей одновременно с их локализацией по геоморфологическим, литологическим и иным признакам. Об этом можно судить, в частности, по материалам исследования полигонов экспедициями ИО АН СССР, один из которых находится на востоке района Маркус-Неккер, а второй — в широкой известной зоне разломов Кларин-Клиппертон (рис. 2).

С учетом отмеченного довольно устойчивого характера взаимосвязи кобальта и меди по

осредненным содержаниям определены отношения этих элементов для восьмидесяти полей распространения металлоносных стяжений. Обработка данных показала, что наряду с отношением марганца к железу, часто используемым при генетических построениях, геохимически весьма информативно кобальт-медное отношение. На графиках зависимости этих двух отношений поля группируются следующим образом (рис 3):

— марганец-медная группа (отношение марганец/железо от 2 до 6 при сравнительно постоянном, не превышающем 1, отношении кобальт/медь);

— переходная группа (оба отношения не превышают 2, улавливается их обратная связь);

— железокобальтовая группа (отношение марганец/железо в пределах 0,5—1,5, отношение кобальт/медь от 2 до 7).

В полях первой группы конкреции содержат меди в 4—5 раз больше, а кобальта втрое меньше, чем в полях третьей, железокобальтовой группы (табл. 1). Никель распределен равномерней, и, хотя наиболее высокие концентрации металла свойственны марганец-медной группе, значительные его содержания устанавливаются и в полях других групп. При марганец-медной специализации стяжений он

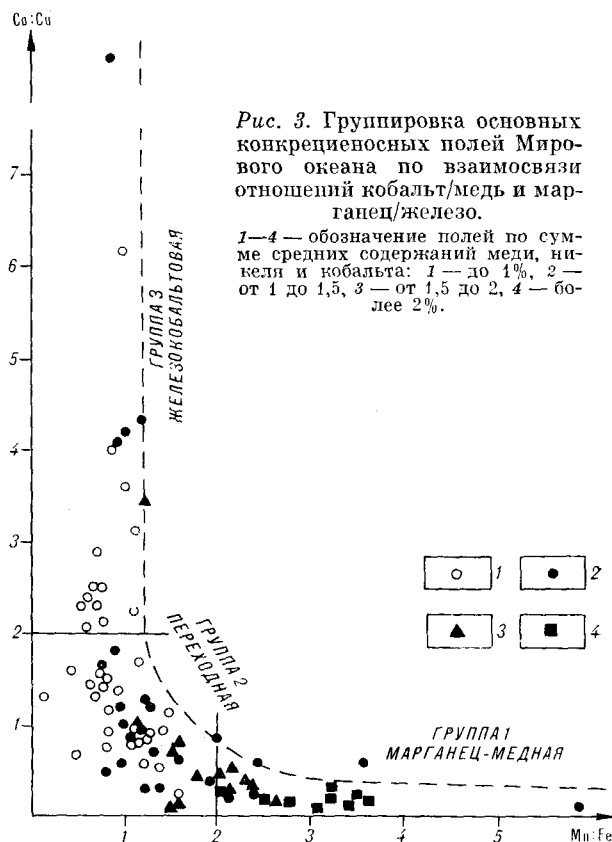


Рис. 3. Группировка основных конкрециеносных полей Мирового океана по взаимосвязи отношений кобальт/медь и марганец/железо.

1—4 — обозначение полей по сумме средних содержаний меди, никеля и кобальта: 1 — до 1%, 2 — от 1 до 1,5, 3 — от 1,5 до 2, 4 — более 2%.

Сравнительная характеристика металлоносных стяжений по океанам и геохимическим группам полей их распространения

Сравниваемые показатели	Океан, геохимическая группа								
	Тихий			Индийский			Атлантический		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Количество полей	17	31	7	—	11	5	—	4	6
Средние содержания, %:									
Марганец	24,0	15,2	16,1	—	15,7	13,2	—	12,0	12,9
Железо	8,7	14,2	15,8	—	13,6	15,4	—	14,3	17,1
Медь	0,71	0,31	0,15	—	0,25	0,11	—	0,20	0,18
Никель	1,03	0,47	0,39	—	0,53	0,30	—	0,52	0,33
Кобальт	0,20	0,26	0,53	—	0,16	0,40	—	0,17	0,39
Количество определенных	652	484	231	—	60	37	—	57	50
Среднее значение удельных запасов стяжений, кг/м ²	9,8	11,3	13,1	—	9,4	8,6	—	9,4	11,0

Примечание. Группы полей: 1 — марганец-медная, 2 — переходная, 3 — железокобальтовая.

проявляет тенденцию к прямой связи с медью, при железокобальтовой — с кобальтом. Эта «геохимическая уживчивость» никеля поясняет, по-видимому, наблюдения Дж. Л. Меро о меньшем разбросе содержания данного металла по сравнению с медью в выделенных им районах «никель — медь» [19].

Избирательное отношение к полям марганец-медной и железокобальтовой специализации обнаруживают свинец и более подвижный в сравнении с ним цинк. Средние содержания этих элементов в наиболее изученных тихоокеанских полях соответственно составляют: по марганец-медной группе — 0,07 и 0,13%, по железокобальтовой — 0,10 и 0,06%.

Удельные запасы стяжений (они определены по относительному покрытию дна из фотонаблюдений [22] для среднего размера конкреций 2—4 см) от полей марганец-медной группы к полям железокобальтовой группы возрастают от 9,8 до 13,1 кг/м² (см. табл. 1). В полях гор Маркус-Неккер и островов Общества с наиболее высоким (более 4) кобальт-медным отношением удельные запасы достигают 20 кг/м² и более (80—100% дна покрыто конкрециями). И напротив, в полях из зоны разломов Клариион-Клипшертон, где отношение тех же элементов минимально (0,2—0,3), удельные запасы часто составляют 5—8 кг/м² (дно покрыто на 25—50%) [17, 18].

Распространение полей марганец-медной группы, во всяком случае при современной изученности металлоносных стяжений, не выходит за пределы Тихого океана (рис. 4), где они по площади и числу полей (19) превосходят развитие полей железокобальтовой группы (7 полей), уступая распространенности полей переходной группы (31 поле). И когда в литературе, желая подчеркнуть промышленную ценность конкреций, говорят о тихоокеанском их типе, последнее справедливо лишь по отно-

шению к полям марганец-медной специализации. По количественному соотношению элементов к ним близки некоторые поля Атлантики (например, в Калской котловине) и Индийского океана (район разлома Дьямантина).

Поля переходной группы по их относительной роли свойственны Индийскому океану, а железокобальтовой — Атлантическому (см. табл. 1).

В Тихом океане, где представлены все три группы, поля марганец-медной специализации пространственно связаны, как правило, с кремнистыми и слабокремнистыми отложениями (глинами, илами), в меньшей мере с глубоководными красными глинами, а также с перечисленными отложениями в сочетании со слабокарбонатными и редко (три поля из семнадцати) — с карбонатными илами и глинами. Поля железокобальтовой специализации по литологическому окружению конкреций занимают иную позицию, залегая в основном на осадках карбонатных и слабокарбонатных, иногда в сочетании с подчиненными им слабокремнистыми или красными глубоководными глинами. Промежуточное положение занимают литологически пестрые поля переходной группы.

В поверхностном слое осадков, подстилающих конкреции, содержания кобальта не выходят за пределы первых сотых, а меди — первых десятых процента. Анализ данных о распределении элементов в осадках [6] показывает в целом согласованность их по кобальт-медному отношению с конкрециями. В полях марганец-медной группы оно составляет 0,15—0,33, а в полях железокобальтовой возрастает до 0,3—0,7. Как правило, однако, это отношение не превышает 1, и в осадках, следовательно, медь накапливается активнее кобальта по сравнению с накоплением элемен-

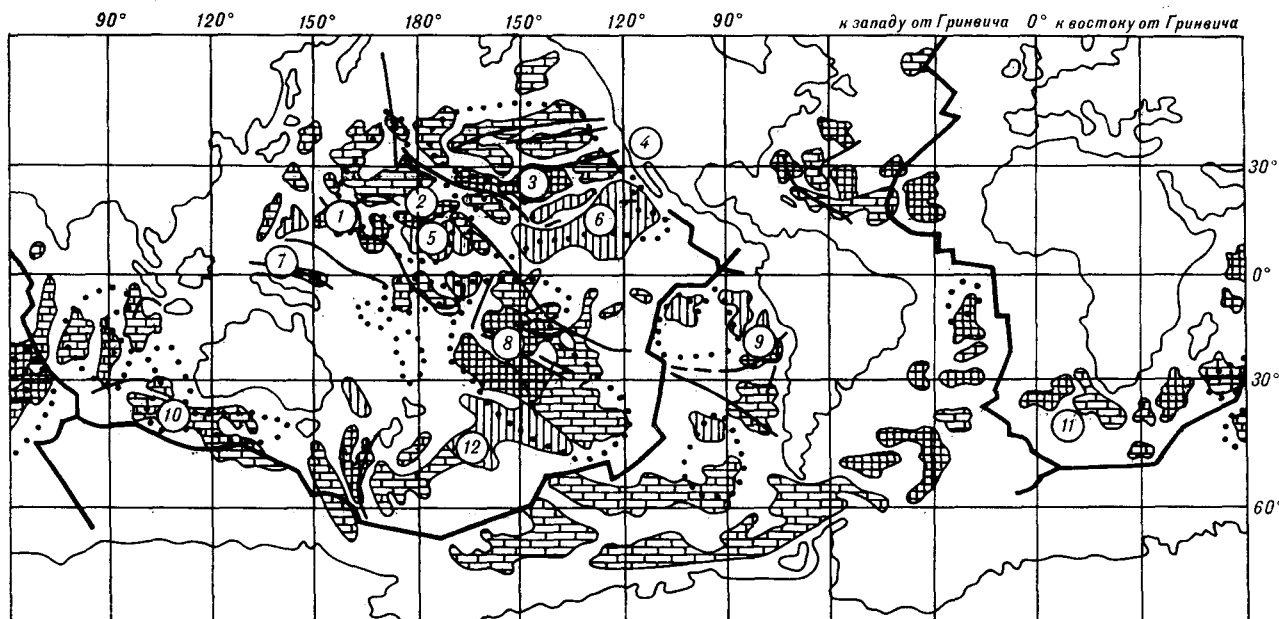


Рис. 4. Схема распространения конкреционных полей и районов различных геохимических групп в Мировом океане.

1 — осевые зоны срединно-океанических поднятий и хребтов (океанических подвижных поясов); 2 — осевые зоны хребтов, цепей подводных гор (сводовых поднятий, поднятий глыбовой структуры, краевых валов, подводных поднятий современных геосинклинальных областей); 3 — области замедленной седиментации со скоростями мезокайнозойского осадконакопления до 3 мм за 1000 лет; 4 — поля марганец-медной группы; 5 — поля переходной группы; 6 — поля железокобальтовой группы; 7 — номера полей и районов: Маршалловых островов (1), гор Маркус-Неккер (2), разломов Мюррей-Молокаи (3), горы Джаспер (4), Центральной котловины (5), зоны разломов Клариион-Клиппертон (6), Восточно-Каролинской котловины (7), северо-запада Южной котловины и островов Общества (8), Причилийского (9), разлома Диамантино (10), Капской котловины (11), центра Южной котловины (12).

тов в стяжениях вообще, а для железокобальтовой группы в особенности. Это указывает на достаточно ощутимое различие геохимических обстановок осадка и наддонной воды.

Поля марганец-медных стяжений приурочены в основном к площадям относительно спокойного и однородного рельефа — равнинам с мелко- и крупноглыбовым расчленением, которые в тектоническом отношении принадлежат обширным океанским плитам древних талассократонов. Наиболее типичны для данной группы поля зоны разломов Клариион-Клиппертон и Центральной котловины. Для полей железокобальтовой специализации характерна приуроченность к горным областям, обычно сильно расчлененным, зонам сложного сочетания этих форм с участками дна более спокойного рельефа, тектонически соответствующим сводовым (или глыбовым) поднятиям, краевым валам, а также подводным поднятиям современных геосинклинальных областей. В пределах же древних талассократонов поля этой группы тяготеют к участкам более широкого развития подводных гор вулканического происхождения. Типичны для группы поля в районах Маршалловых остро-

вов, гор Маркус-Неккер, разломов Мюррей-Молокаи, горы Джаспер близ Калифорнийского побережья, укладывающиеся в трансихо-океанскую широтную систему, а также в окрестностях островов Общества (см. рис. 4).

Основным морфологическим видом стяжений, как известно, являются конкреции. Сравнительно широко развиты также глыбы и рудные корки на базальтоидах и других породах. Распространенность этих образований по группам полей неодинакова. Так, из общего количества станций ИО АН СССР, где они подняты [6], более половины приходится на поля железокобальтовой, примерно четвертая часть — переходной и лишь 5% марганец-медной специализации.

С учетом рассмотренного подразделения полей заслуживает внимания взаимосвязь кобальта с основными конкрециеобразующими элементами (рис. 5). В целом графики кобальт — марганец и кобальт — железо близки к зеркальным отображениям друг друга, что подчеркивает противоположный характер исследуемых связей. В то же время каждый из графиков несет информацию о неясном, даже двойственном поведении элементов. Математи-

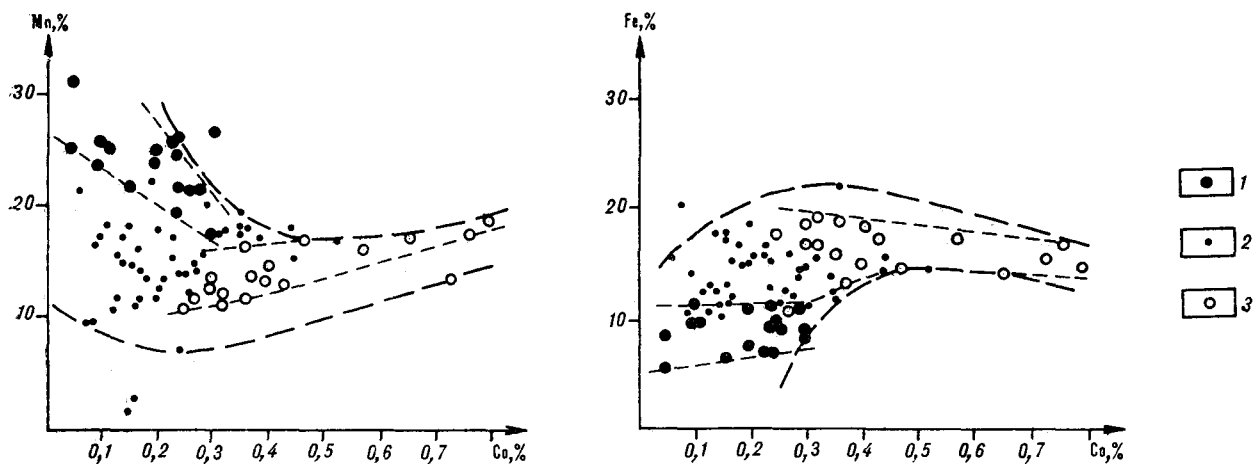


Рис. 5. Характер взаимосвязей марганец — кобальт и железо — кобальт в полях разной геохимической специализации. Группы полей: 1 — марганец-медная; 2 — переходная; 3 — железокобальтовая.

ческая обработка, например, таких данных привела бы к весьма нечетким коэффициентам корреляции. Однако в принятой группировке полей, основанной, с одной стороны, на соотношении миграционно различающихся компонентов, а с другой — на сближении морфоструктурных и литологических условий формирования стяжений, между кобальтом и марганцем проявляются тенденции к обратной связи в марганец-медной группе и к прямой — в железокобальтовой. Противоположны, хотя и менее четко выражены, связи кобальта с железом.

О положительной связи кобальта с марганцем, которая проступала параллельно с уменьшением абсолютных глубин залегания конкреций (от 1500 м и менее), в свое время указывалось по Индийскому океану рядом исследователей [4, 12]. Избирательность малых элементов в их содестве с марганцем в порядке кобальт > никель > медь установлена работами ВНИИморгео в Канарской котловине Атлантики (поле железокобальтовой специализации). В плане рассматриваемых связей интересна положительная корреляция кобальта с марганцем при повышенных концентрациях малого элемента, увязываемая с литолого-фациальной зональностью [8].

Отмеченные взаимоотношения кобальта и марганца сближают металлоносные стяжения железокобальтовой группы с асболанами и вадами кор выветривания и зон окисления рудных месторождений суши. В этом смысле важно подчеркнуть, что, если не принимать во внимание абсолютные содержания основных элементов и рассматривать лишь геохимически закономерные их ассоциации с малыми элементами, данную группу следовало бы именовать как марганец-кобальтовую. Марганец выступает связующим звеном между

выделенными группами. И весьма показательна с этой точки зрения его особенность (отличная от всех других элементов стяжений) сохранять свою массу на океанском дне. Это нетрудно установить (см. табл. 1), отнеся содержания элементов к массе конкреций на 1 м² площади дна. Полученные таким образом удельные запасы марганца составят: в марганец-медной группе — 2350 г, в переходной — 1720, в железокобальтовой — 2110 г. И наоборот, распределение другого конкрециеобразующего элемента — железа — между группами выглядит еще неравномерней, чем по содержаниям (соответственно 840, 1600 и 2070 г).

Геохимически связующая роль марганца на первый взгляд противоречит разделению полей по кобальту и меди. К выяснению этого позволяют подойти экспериментальные данные о более активной по сравнению с медью и никелем сорбции кобальта на окислах марганца по мере повышения валентности последнего в морской воде в интервале $MnO_{1,55} - MnO_{1,96}$ [2]. Возможно, в связи с этим усиленную сорбцию меди в полях марганец-медной группы следует связывать с восстановленным, двухвалентным марганцем. В такой форме, судя по литературным данным, он достаточно широко распространен в конкрециях.

Придерживаясь взглядов о гидрогенной и диагенетической природе конкрециеобразования в целом, скопления малых элементов в стяжениях железокобальтовой группы по сходству их с асболанами суши и позиции на океаническом дне (положительные морфоструктуры, районы вулканотектонической активности) допустимо представить как сформированные среди зон и областей развития первичных эндогенных носителей рудных элементов. Последние могли поступать за счет активного в расчлененных горных областях

Содержания и соотношения элементов в различных геологических средах

Элементы и их соотношения	Кларки, вес. %, по [16], в скобках по [3, 7, 10]				Содержания в тихоокеанских стяжениях			
	Морская вода	Земная кора	Граниты	Базальты	Марганец-медная группа	Переходная группа	Железокобальтовая группа	В целом по группам
Железо	$1 \cdot 10^{-7}$	4,20	2,19	8,65	8,7	14,2	15,8	13,1
Марганец	$1 \cdot 10^{-7}$	0,10	0,0046	0,15	24,0	15,2	16,1	17,2
Медь	$2 \cdot 10^{-7}$	0,01 (0,007)	0,002	0,0087	0,71	0,31	0,15	0,37
Никель	$2 \cdot 10^{-7}$	0,02 (0,008)	0,001	0,013	1,03	0,47	0,39	0,60
Кобальт	$4 \cdot 10^{-8}$	0,002 (0,003)	0,0004	0,0048	0,20	0,26	0,53	0,31
Марганец/железо	1	0,024	0,002	0,2	2,7	1,07	1,02	1,3
Медь/никель/кобальт	1:1:0,2	1:2:0,2 (1:1,1:0,44)	1:0,5:0,2	1:1,5:0,55	1:1,45:0,28	1:1,5:0,8	1:2,6:3,5	1:1,6:0,8

подводного выветривания пород повышенной основности или проявлений сульфидного оруденения. В такой трактовке рассматриваемые концентрации (относительно концентраций в стяжениях из полей двух других групп) занимают положение, близкое к накоплениям остаточного типа.

Концентрации элементов в марганец-медной группе можно рассматривать как наиболее перемещенные от своих исходных источников в результате миграции, прежде всего меди, в значительной части — никеля и в подчиненном количестве — кобальта к глубоким тектонически сравнительно спокойным участкам дна. Явной связи накопления меди с восстановительными условиями в океанской среде (как принято считать, в целом окислительной) ожидать не приходится. И тем не менее картиной распределения органического углерода в донных осадках, которая приводится по Тихому океану в работах [14, 15], выявляется приуроченность полей марганец-медной группы к зонам содержания $C_{орг}$ 0,25—50% (т. е. повышенных для пелагиали) с предположительно слабыми редукционными процессами. В приэкваториальной полосе таких содержаний находятся поля района Клариион-Клиппертон, где стяжения наиболее меденосны.

В стяжениях полей марганец-медной и переходной групп элементы могли концентрироваться за счет источников географически и геологически весьма широкого круга. Это и поставка через гидросеть суши, и привнос из зон сопряжения континентов с океанами за счет, например, вулканогенно-кремнистой марганценозной формации Тихоокеанского пояса [13] или гидротерм этого же пояса [3], из внутриокеанических областей подводного выветривания пород и рудных образований типа установленных в районе разлома Галапагос и т. д.

Коснувшись вопроса об источниках элементов для конкреционного рудообразования, необходимо подчеркнуть качественно иные соотношения меди, никеля, кобальта в пелагических стяжениях (1:1, 6:0,8) по сравнению с их соотношением в земной коре или в морской воде (табл. 2), не говоря уже о балансе их запасов на месторождениях суши, оцениваемых по разным данным как 49:13:1 и 130:40:1. В то же время они наиболее близки соотношению в базальтах — обычных коренных образованиях ложа океана. Для меди, кроме того (если следовать идеям о континентальных источниках), на пути к пелагиали все-таки трудно преодолеть барьер восстановительных условий океанского мелководья. Пример этому — промышленно перспективные скопления металла (0,3—1%) в пелитовых отложениях чилийского шельфа на глубинах 50—200 м [20], образовавшиеся за счет оруденения месторождений Чукикамата на суше.

Мнения о металлогенической автономности недр океана относительно континентального обрамления касаются, прежде всего, кобальта и никеля, в неясной мере — меди и менее всего — марганца. Накопление марганца, распространение которого в металлоносных стяжениях меньше, чем других элементов, зависит от геоморфологического и литологического окружения, обязано, по-видимому, мобилизации рудного вещества на континентах или в зонах сопряжения их с океанами, миграции и осадчению в соответствии с глобальной гидродинамикой океана и рассмотренными в литературе механизмами [11] в областях пониженных скоростей осадконакопления, выступающих при конкрециеобразовании в качестве определяющего экзогенного фактора.

По приведенным данным кобальт-медное отношение рассматривается как показатель

смещенности исследуемого поля конкреций относительно источника малых и сопутствующих им элементов, что следует учитывать при развитии взглядов на океаническую металлогению. Достаточно отличным в полях разной специализации ожидается уровень содержания других, на сегодня еще мало изученных компонентов (например, платиноидов [21]) с повышением в железокобальтовой группе концентрации элементов низкой миграционной способности, элементов, по В. И. Вернадскому, пирогенетических.

Геохимическая специализация стяжений, выражающая различную природу экзогенных концентраций элементов, в тесном сочетании с морфоструктурной обстановкой является определяющим элементом понятия «месторождение» для железомарганцевых конкреций как с точки зрения интереса к тем или иным ме-

таллам, так и относительно особенностей методики их геологического изучения и освоения.

В части методики исследования проблемы конкреционного рудообразования предлагается подход к многокомпонентности стяжений как сочетанию элементов, не обязательно одинаковых по источникам питания, особенностям мобилизации, миграции и осаждения, отношению к варьирующим условиям океанской среды. Проблема эта должна решаться в тесной связи с учением о рудных месторождениях вообще, использованием материалов по континентальным областям. Закономерные же связи в изучаемых объектах — будь то поля стяжений, полигоны или отдельные пробы — выяснимы лишь при их группировании по сходству морфоструктурной позиции, литолого-фациальной обстановки и других условий формирования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас океанов Тихий океан (расчлененность дна, тектоника. М-б 1:40 000 000)/Под ред. В. М. Фалеева и др.—Л.: ВМФ СССР, 1974.
2. Базилевская Е. С., Ильичева Л. В., Степанец М. И. О механизме формирования железомарганцевых конкреций океана.—Литол. и полезн. ископ., 1979, № 4.
3. Басков Е. А., Суриков С. Н. Гидротермы Тихоокеанского сегмента Земли.—М.: Недра, 1975.
4. Безруков П. Л., Андрущенко П. Ф. К геохимии железомарганцевых конкреций Индийского океана.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 9.
5. Глазковский А. А. Никель.—В кн.: Металлы в осадочных толщах (тяжелые цветные металлы). М.: Наука, 1965.
6. Железомарганцевые конкреции Тихого океана.—М.: Наука, 1976 (Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 109).
7. Крутов Г. А. Кобальт.—В кн.: Металлы в осадочных толщах (малые и редкие металлы). М.: Наука, 1965.
8. Левитан М. А., Гордеев В. В. Морфология и химический состав железомарганцевых конкреций центральной части Индийского океана.—Литол. и полезн. ископ., 1981, № 5.
9. Перельман А. И., Батулин С. Г. Миграционные ряды в коре выветривания.—В кн.: Кора выветривания. Вып. 4. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
10. Попов В. М. Медь.—В кн.: Металлы в осадочных толщах (тяжелые цветные металлы). М.: Наука, 1975.
11. Савенко В. С., Батулин Г. Н. Проблемы моделирования осаждения марганца из морской воды в связи с генезисом железомарганцевых конкреций.—Литол. и полезн. ископ., 1981, № 5.
12. Скорнякова Н. С., Безруков П. Л. и др. Железомарганцевые конкреции восточной части Индийского океана (зональная и локальная изменчивость).—Там же, 1979, № 3.
13. Соколова Е. А. Марганценосные формации Тихоокеанского пояса.—В кн.: Труды Тихоокеанского научного конгресса. Хабаровск, 1979.
14. Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза.—М.: Наука, 1976.
15. Страхов Н. М. Гидродинамический механизм распределения Co_{org} , SiO_2 и CaCO_3 в океанском осадкообразовании.—Литол. и полезн. ископ., 1978, № 1.
16. Хорн Р. Морская химия.—М.: Мир, 1972.
17. Frazer J. Z., Fisk M. B. Nickel plus Copper in Ferromanganese Nodules and Crusts from the Northeast Equatorial Pacific.—Compiled from Scripps Institution of Oceanography Sediment Data Bank. September, 1977.
18. Frazer J. Z., Fisk M. B. Occurrence and Abundance of Ferromanganese Nodules in Northeast Equatorial Pacific.—Ibid.
19. Mero J. L. Ocean — Floor Manganese Nodules.—Econ. Geol., 1962, N 57.
20. Metal. Bull., 1975, June 20.
21. Naturwissenschaften, 1978, В 65, N 10.
22. Ocean Floor Sediment and Polymetallic Nodules/Ed. by M. D. Rawson and W. B. F. Ryan. Horizontal scale 1:23230300, Lamont Doherty Geological Observatory of Columbia University.—New York, 1978.

Г. Л. Кириллова, Ю. Д. Марков, И. В. Уткин

ЭВОЛЮЦИЯ МОРФОСТРУКТУРЫ ГАЙОТА ЛАМОНТ ПОДНЯТИЯ МАРКУС-УЭЙК (Тихий океан)

Анализируется состояние проблемы образования и эволюции гайотов западной части Тихого океана, вскрываются наметившиеся противоречия в объяснении их происхождения в рамках гипотезы тектоники литосферных плит.

На основании детального изучения рельефа гайота Ламонт системы поднятий Маркус-Уэйк исследована его структура. Анализ взаимоотношений отдельных элементов структуры позволил восстановить относительную последовательность вулканических, тектонических, седиментационных процессов.

ВВЕДЕНИЕ

Гайоты привлекли к себе внимание исследователей после того, как Г. Хесс в 1946 г. детально проанализировал огромное количество трансокеанских промеров, выполненных во время второй мировой войны в Тихом океане. Единой точки зрения на образование гайотов до сих пор не существует. Согласно мнению большинства исследователей [13], эти структуры возникли под воздействием волновой абразии, разрушившей древние вулканы в предшествующие периоды поднятий, и благодаря этому характеризуют амплитуду их погружения. Некоторые исследователи не разделяют эту точку зрения и высказывают мнение, что, по крайней мере, некоторые плосковерхие гайоты представляют собой вулканические конусы, кальдеры которых заполнены лавой [30]. Существует и другой аспект этой проблемы. Сторонники первой точки зрения, начиная с Е. Гамильтона [15], видели главную причину погружения гайотов в движениях земной коры при сохранении постоянства объема океанической воды. По мнению же других исследователей [12, 26], образование гайотов связано с поднятием уровня моря, вызванного или простым увеличением объема воды, или излиянием огромного объема базальтовых лав на дно океана.

Стройная модель образования и эволюции гайотов предложена сторонниками гипотезы тектоники плит, однако по мере изучения гайотов и подводных гор эта модель все более усложняется [31], а в ряде мест и не подтверж-

дается. Так, Дж. Маммерикс [24] для исследования соотношения между возрастом коры и глубиной ее залегания в той части Тихого океана, которая подстилается мезозойской корой, выбрала три района, где уверенно картированы аномалии серии М: впадина между поднятием Шатского и Срединно-Тихоокеанскими подводными горами, Центрально-Тихоокеанская впадина и бассейн Науру. Для каждого района были построены уточненные батиметрические карты, на которые нанесены изохроны, основанные на магнитных аномалиях. Во всех районах аномалии глубин в сопоставлении с изохронами значительно превышают ± 100 м. Эти аномалии распространены настолько широко, что возникает сомнение, сохранились ли участки дна с достаточно «нормальной» мезозойской корой, на которых могла бы базироваться эмпирическая кривая соотношения глубина — возраст. Выявлены по меньшей мере четыре причины аномалий глубин: сводообразное изгибание коры вокруг вулканических построек (например, Гавайско-Императорский хребет и другие подводные вулканические горы и плато); поднятие, сопровождающее внутриплитный подводный вулканизм (бассейн Науру); поднятия, предшествующие вулканизму срединно-океанических хребтов, как активные в настоящее время, так и отмершие, с «несостоявшимся» вулканизмом; поднятие, соответствующее внешнему валу глубоководного желоба.

Подобный же вывод о несистематическом характере увеличения мощности океанской коры с возрастом сделан после детального пересмот-

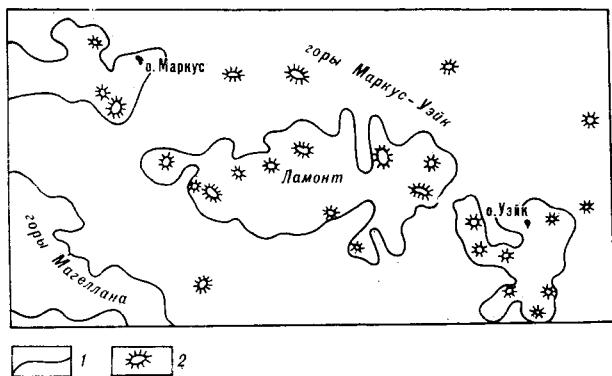


Рис. 1. Схема местоположения гайота Ламонт в системе гор Маркус-Уэйк. 1 — контуры отдельных поднятий, 2 — крупные гайоты.

ра профилей на юге Тихого океана [24].

Если проанализировать собранные А. П. Седовым [9] данные о возрасте девяти гайотов поднятия Маркус-Неккер, то можно увидеть, что значения возраста, полученные палеонтологическим методом, гораздо ниже (на 10—39 млн лет) подсчитанных по магнитным аномалиям.

Вместе с тем следует отметить, что в целом гайоты изучены довольно слабо. По данным Т. Sato на 1969 г. [26], из 100 известных гайотов западной части Тихого океана исследованы только 10.

Все сказанное не оставляет сомнения в необходимости вовлечения новых данных о строении гайотов для разработки концепций их происхождения и развития.

Исследование гайотов имеет и практическую ценность, так как с ними связаны проявления фосфатов [16], железомарганцевых корок с кобальтовой специализацией [22], приуроченных к средней части гайотов.

Изложенные ниже материалы о строении и эволюции гайота Ламонт (рис. 1) собраны во время 8-го рейса НИС «Академик Александр Виноградов» в 1986 г.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ИЗУЧЕННОСТЬ РЕГИОНА

Гайот Ламонт из группы гор Уэйк [16] расположен в пределах возвышенности Маркус-Уэйк, являющейся западной частью системы поднятий Маркус-Неккер, протягивающейся на 5,2 тыс. км в субширотном направлении от Гавайского хребта почти до стыка желобов Идзу-Бонинского и Волкано. Система поднятий Маркус-Неккер ограничивает с юга впадины Исакова, Бейлей и в целом Северо-Западную котловину, а с севера — впадину

Минамитори. Восточную часть системы Маркус-Неккер, отделенную от западной части глубокой (больше 5 км) седловиной, называют поднятием Уэйк-Неккер или Срединно-Тихоокеанскими горами (Мид-Пасифик).

Вал Маркус-Уэйк представляет собой невысокое (300—400 м) сводовое поднятие длиной около 2200, шириной 650 км, увенчанное крупными, обычно обособленными подводными горами с превышением над уровнем дна в 3500—4500 м. Здесь известно не менее 20 гор и гайотов. Две горы образуют поднятые коралловые атоллы. Это о. Маркус на западе, возвышающийся на 23 м над уровнем океана, и более низкий о. Уэйк на востоке.

Со времени открытия гайота Ламонт на нем проводили исследования многие советские и зарубежные экспедиции, которые вели здесь и эхолотную съемку. Наиболее детальными были исследования СахКНИИ ДВНЦ АН СССР на НИС «Пегас» в 1975—1976 гг. [10, 11] и ТОИ ДВНЦ АН СССР на НИС «Каллисто» в 1978—1979 гг. Что касается зарубежных работ, то особенно интересные результаты получены на американском судне «Томас Вашингтон» в мае—июне 1971 г. [16, 17]. Для наших исследований наиболее важное значение имеют данные по станции V23. Используя приведенные в работах [16, 17] данные, удалось определить местонахождение этой станции на приводимых в статье схемах рельефа. Из-за изменчивости скорости звука* положение станции в нашей системе съемки несколько глубже, чем в американской (1215—1275 м), и составляет примерно 1260—1320 м.,

По данным И. К. Туезова и др. [11], поднятие Маркус-Неккер в районе наших исследований представляет собой группу из трех-четырех подводных гор, покоящихся на едином цоколе, между которыми расположены участки выровненного рельефа с отдельными небольшими горами и абиссальными холмами. От соседних котловин с глубинами 5500 м и более возвышенность отделена четкими уступами высотой 150—300 м. Цоколи массивов хорошо оконтуриваются изобатой 5250 м и обращены к котловинам крутыми 50—150-метровыми уступами. Выделяются три морфологические группы гайотов: с вершинами, лежащими в 1000—1400, 1600—2000 и 2900—3500 м от поверхности океана. Высота таких гайотов достигает соответственно 3750—4250,

* Следует отметить, что при составлении приводимой здесь схемы рельефа дна условно предполагалось, что скорость звука в воде составляет 1500 м/с. Реальная же скорость звука иная, причем она, конечно, меняется во времени, поэтому разница в абсолютной глубине у разных исследователей может составлять 50—60 м.

3250—3650 и 2350—2750 м, диаметр их вершин — 14—42, 9—14 и менее 9 км. Размер эллипсоидных оснований гайотов не превышает 100 км.

Гайот Ламонт относится к первой из выделенных групп. На выположенной поверхности вершин гайотов этой группы наблюдаются 10—20-метровые уступы, а также останцы, которые наряду с находками хорошо окатанной базальтовой гальки служат, по мнению И. К. Туезова и др. [11], прямыми признаками абразионного срезания вершин гайотов. У многих гайотов первой группы вершины наклонены в западном направлении под углами $1^{\circ} 12' - 1^{\circ} 18'$ и менее. Крутизна склонов обычно не превышает $8-15^{\circ}$.

На склонах гайотов и цоколей на глубинах 2600, 3000, 4200, 4950 и 5200 м обнаружены от одной до шести террасовидных ступеней

шириной до 6—7 км. Ступени наклонены как по падению склона, так и в обратном направлении под углом $1-5^{\circ}$. Поверхности ступеней и собственно склонов гайотов имеют сложнопереосеченный рельеф с амплитудами 100—300 м. Это подтверждает предположение Е. Гамильтона [15] о происхождении большинства ступеней в результате подводных излияний лав по трещинам на склонах. Лишь для самой нижней ступени глубиной около 5200 м характерен аккумулятивный шлейф вокруг подводных гор.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ ГАЙОТА ЛАМОНТ

В строении гайота четко выделяются вершина, склоны и подножие (рис. 2—4). Вершина гайота представляет собой платообраз-

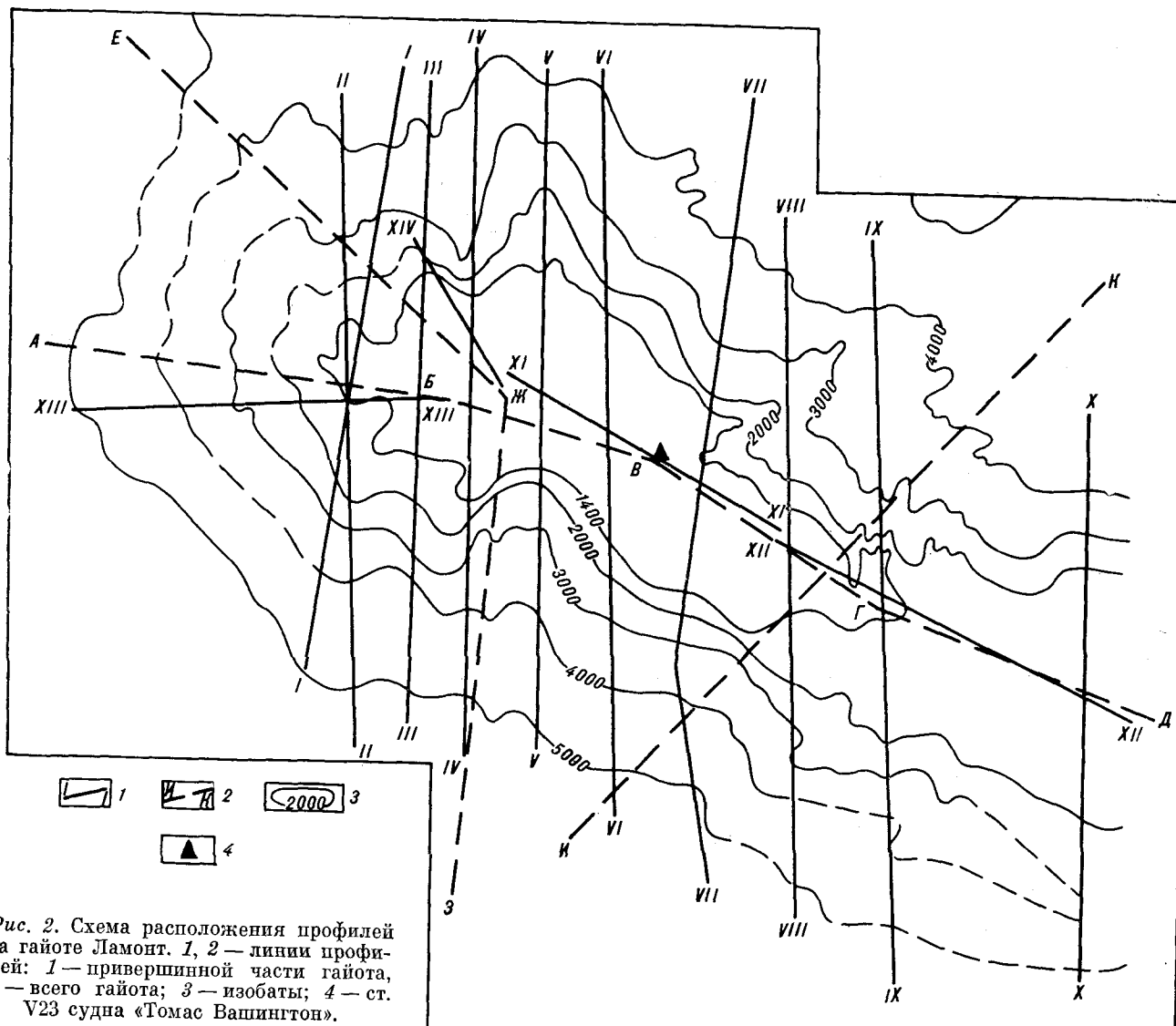


Рис. 2. Схема расположения профилей на гайоте Ламонт. 1, 2 — линии профилей: 1 — привершинной части гайота, 2 — всего гайота; 3 — изобаты; 4 — ст. В23 судна «Томас Вашингтон».

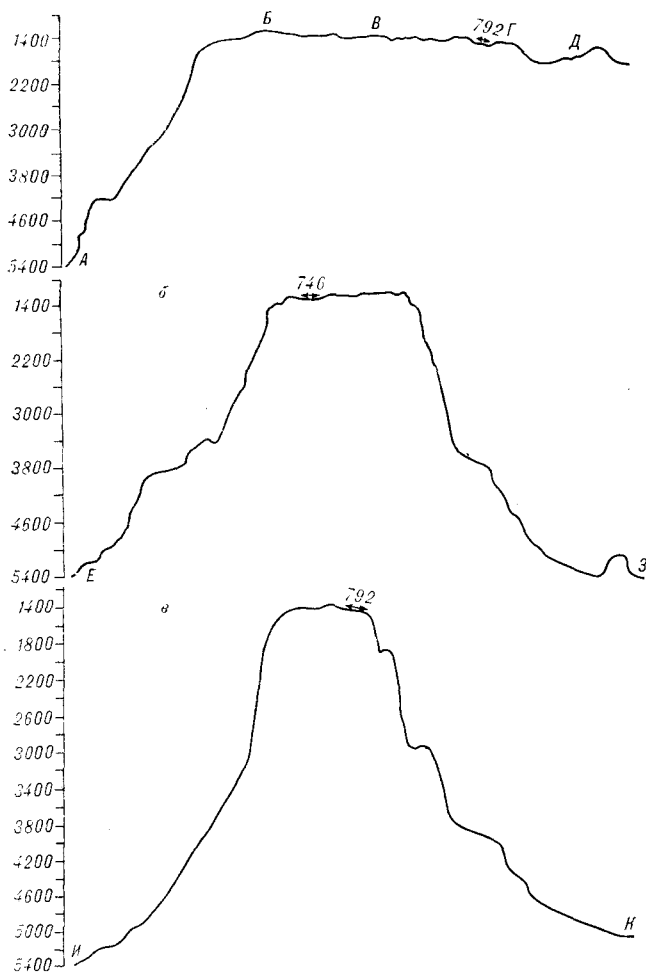


Рис. 3. Профили гайота Ламонт (местоположение см. на рис. 2).

ную всхолмленную поверхность, вытянутую в направлении с северо-запада на юго-восток более чем на 60 миль; ширина ее 8—12 миль. Бровка расположена примерно на изобате 1350—1500 м на западе и довольно резко понижается до изобаты на 1800 м на востоке (см. рис. 3).

Морфологически поверхность делится на три части, различающиеся конфигурацией бровки. Западный сегмент отчленен субмеридиональными долинами и как бы сдвинут на юг относительно оси гайота. Восточный сегмент пространственно более тесно связан с центром, но отделяется уступом и понижением бровки.

В строении поверхности плато, кроме сегментов, выделяются более мелкие формы рельефа. Это изометричные холмы в поперечнике не более мили, отличающиеся друг от друга формой, высотой и взаимным расположением — кольцевым, линейным или одиночным. Группировка холмов в виде колец цели-

ком определяет облик западного сегмента, где можно предположить существование сложной структуры в виде одного кратера или нескольких, наложенных один на другой (возможны различные варианты интерпретации); небольшая кратероподобная структура отмечена также в центральной части вершины. Линейная ориентировка представлена в виде цепочки холмов, протягивающейся без особых смещений через все сегменты, но особенно хорошо выраженной в центре и на востоке. Одиночные формы встречаются по краю плато в центральной и западной частях. По форме холмы бывают в виде куполов или остроконечных конусов. К последним относится вершина внутри предполагаемого западного кратера и все вершины восточного сегмента. По высоте выделяются два типа: для куполов характерна высота 50—100 м, для конусов — 100—400 м.

Склоны гайота довольно однообразны по сравнению с вершиной. Характер склонов примерно одинаков, они имеют крутую привершинную часть (наклон более 20°), среднюю часть (начиная примерно с изобаты 3000 м) с наклоном $10\text{--}20^\circ$ и нижнюю часть (изобаты 4000—5400 м) с наклоном в среднем менее 10° (см. рис. 3). Склоны изрезаны прямолинейными V-образными долинами с врезом глубиной от 400 м и наклоном днища, который меняется от 20° в верховьях долин, до $5\text{--}7^\circ$ в их средней и нижней частях. Борта долин вблизи бровки вершины — наиболее крутые участки склона, при этом самый крутой из них — борт южной долины, отделяющий западный и центральный секторы плато; здесь угол наклона более 40° . На склонах встречаются редкие изометричные купола с относительной высотой около 200 м.

Подножие представляет собой субгоризонтальную или слабонаклонную поверхность с углами наклона менее 5° , расположенную в целом ниже изобат 5200—5400 м. Возможно, на северо-востоке полигона подножие начинается с изобаты 4000 м. В юго-западной части полигона у подножия имеется довольно крупный холм, вытянутый в субширотном направлении, с минимальной отметкой около 5000 м, относительной высотой около 400 м и длиной около 8 миль. По форме он напоминает обычные абиссальные холмы окружающей котловины.

СУБГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ УРОВНИ, ТЕРРАСЫ, СТУПЕНИ

Как в вершинной части, так и на склонах и у подножия гайота отмечен целый ряд субгоризонтальных (с наклоном менее $1,5\text{--}$

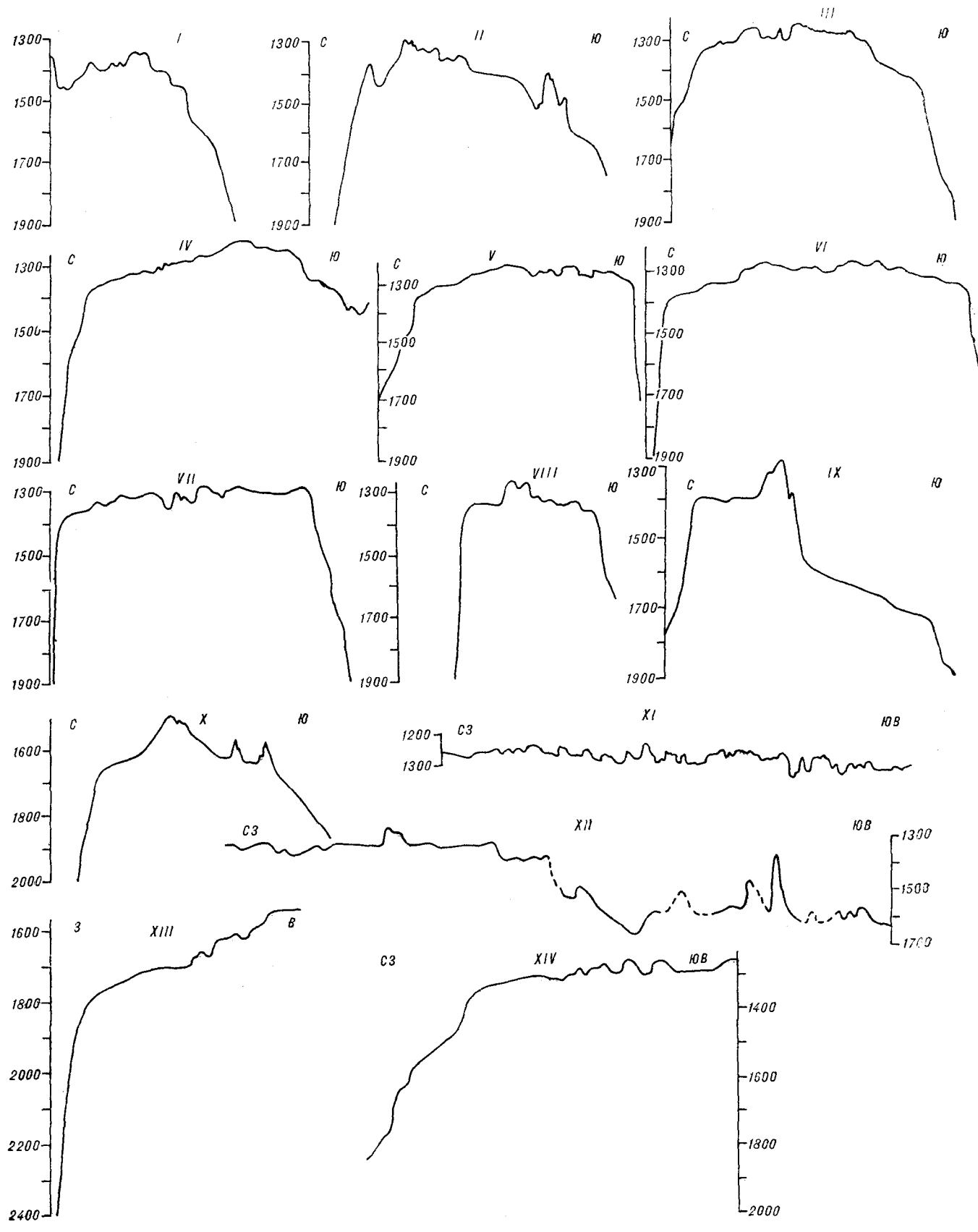


Рис. 4. Профили привершинной части гайота Ламонт.

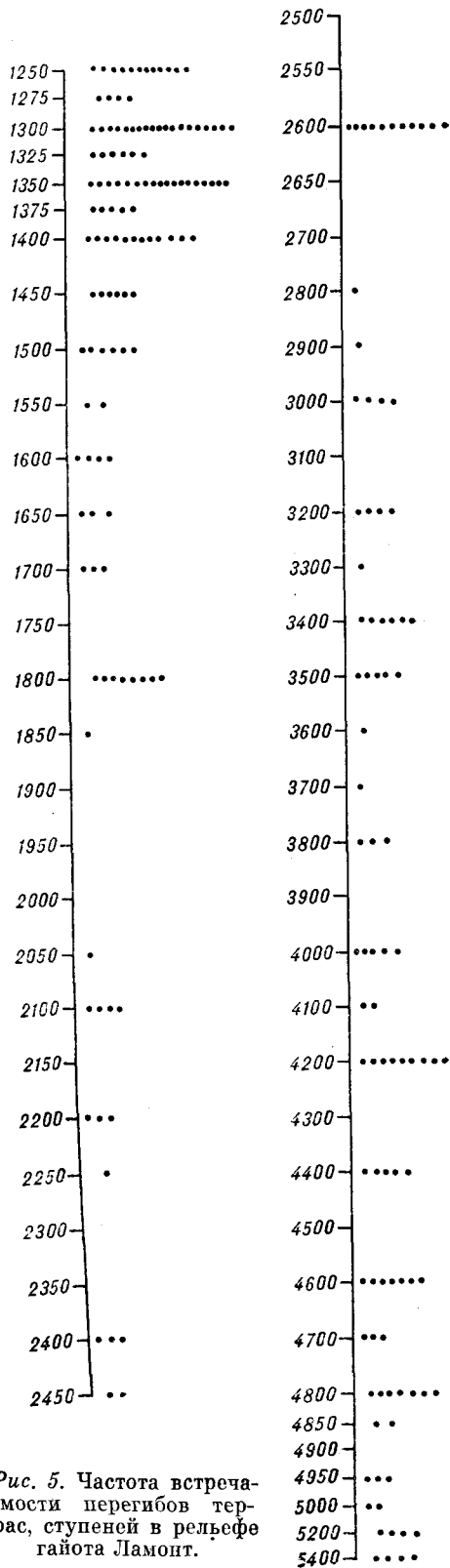


Рис. 5. Частота встречаемости перегибов террас, ступеней в рельефе гайота Ламонт.

2°) поверхностей, расположенных на одном и том же уровне. На рисунках они слабо заметны из-за разреженности изобат. На профилях (см. рис. 4), особенно в более крупном масштабе, они прослеживаются достаточно отчетливо, особенно при статистической обработке последних (рис. 5). Близравновысотные уровни выделяются не только по субгоризонтальным площадкам, но и по приуроченности вершин холмов (в том числе разной генетической принадлежности) к одной изобате.

В привершинной части гайота наблюдаются уровни на 1250, 1275, 1300, 1325, 1350, 1375, 1400, 1500, 1600, 1700 и 1800 м (см. рис. 4, 5; рис. 6). Первый из них — это уровень стенок западного кратера и плоской поверхности на склоне внутрикратерного холма, второй — уровень вершин куполов центрального сегмента. Уровень 1300 м — это площадка вокруг западного кратера и отдельных куполов центра плато. Уровни 1325, 1350 и 1375 м образуют широкие (более мили) террасы в центральной части вершины, в основном по южной ее стороне. Уровни 1400 и 1450 м отмечены в основном вдоль западной бровки. Наиболее глубокие уровни (1500—1800 м) широко представлены на востоке полигона, хотя их реликты отмечены и на остальных участках (например, на северном мысу).

Уровни склона и подножия горы выражены в разных частях гайота по-разному. В средней части склона они отмечаются чаще на изобатах 2100, 2200, 2600 и 3000 м. Обычно это небольшой уступ или уступ с небольшой террасой, или же перегиб в рельефе и осложняющий его холм, или, наконец, просто изменение угла наклона склона (см. рис. 3).

Ниже уровни отмечаются на изобатах 3200, 3400, 3500, 3800, 4000, 4200, 4800, 5200 и 5400 м. Первые два уровня прослежены только на северо-восточном склоне в виде небольших перегибов. Уровень 3600 м наиболее четко выражен также на северо-восточном склоне в виде прямолинейного уступа. Он же отмечен как уступ на северо-западном склоне и как перегиб на южном склоне. Уровень 3800 м выражен в виде уступа на северо-западном склоне. Уровень 4200 м (± 100 м) прослеживается с той или иной четкостью почти по всему периметру, за исключением юго-восточной части, образуя наиболее широкие площадки и террасы в северной и северо-восточной частях (см. рис. 3, 5, 6). В юго-западной части он же представлен прямолинейной террасой. Уровень 4800 м (± 100 м) фиксируется также довольно отчетливо на большей части гайота. На северо-востоке — это плоская равнина, в остальных частях слабонаклонная терраса. Уровень 5200 м отмечается на абиссальном холме в юго-западной части полигона, а также

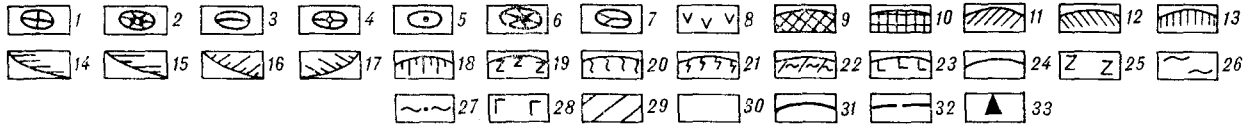
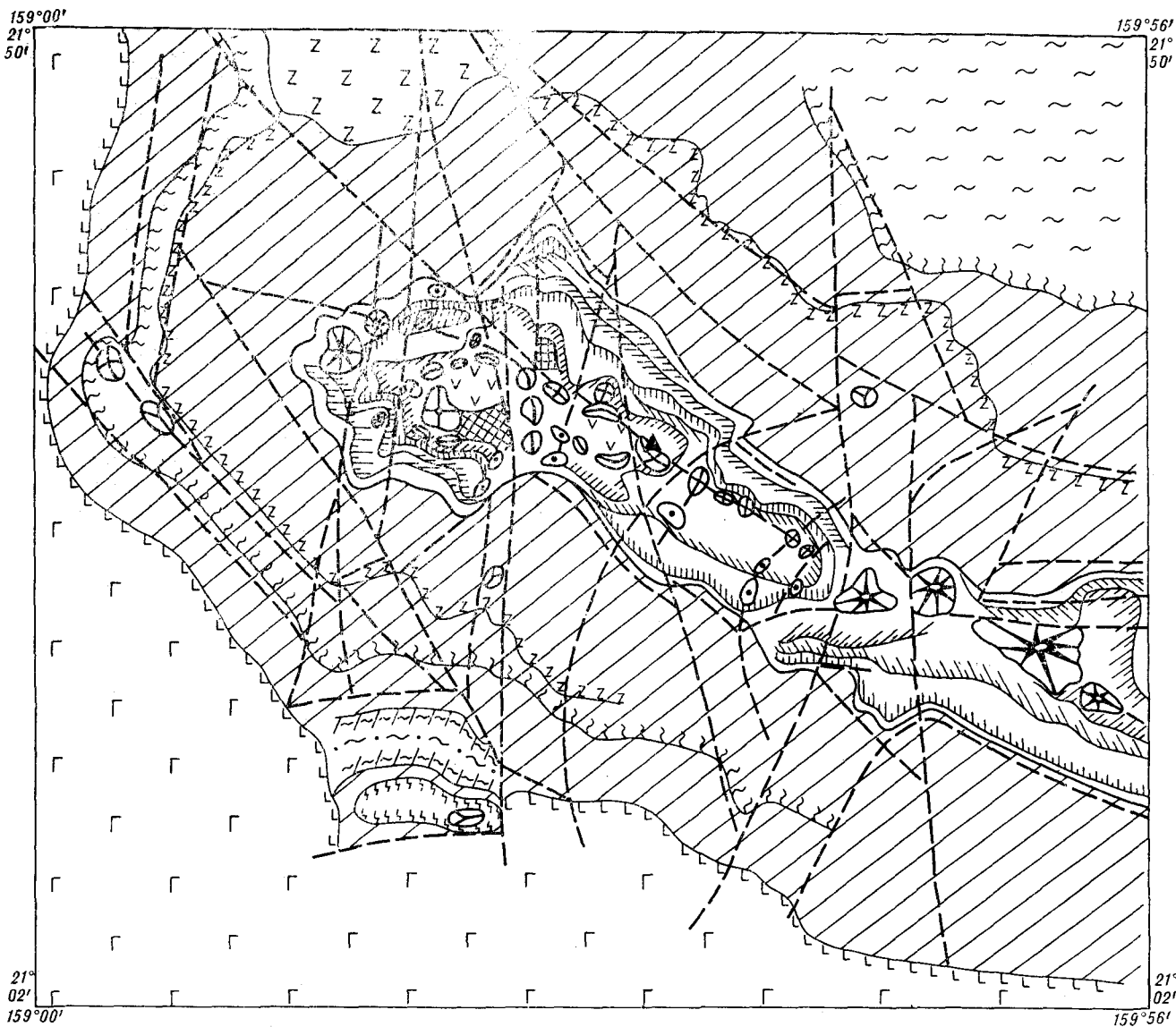


Рис. 6. Морфоструктурная схема гайота Ламонт.

1-7 — вулканические купола и конусы: 1, 2 — с линейным расположением (1 — на изобатах 1275—1300 м, 2 — на изобатах 1350—1500 м), 3 — с кольцевым расположением на изобатах 1250—1275 м, 4 — одиночные, внутри кольцевой структуры (на уровне 1175 м), 5-7 — одиночные на изобатах: 5 — 1275—1300, 6 — 1350—1500, 7 — более 2000 м; 8 — внутрикальдерные понижения на уровне 1275 м; 9-18 — абразионные уровни на изобатах: 9 — 1250 м, 10 — 1275, 11 — 1300, 12 — 1325, 13 — 1350, 14 — 1400, 15 — 1450, 16 — 1600, 17 — 1700, 18 — 1800 м; 19-24 — тектонические уступы и ступени на изобатах: 19 — 4200 м, 20 — 4800, 21 — 5200, 22 — 5400, 23 — 5500 м, 24 — прочих; 25-28 — аккумулятивные площадки на изобатах: 25 — 4200 м, 26 — 4800, 27 — 5200, 28 — 5500 м; 29, 30 — склоны с углами наклона: 29 — более 10°, 30 — менее 10°; 31 — бровка вершинной части гайота; 32 — предполагаемые разломы; 33 — ст. V23 судна «Т. Вашингтон».

в некоторых других частях склона. Уровень 5400 м связан с перемычкой между абиссальным холмом в юго-западной части полигона и гайотом Ламонт. Наконец, уровень 5460—5500 м представляет собой дно окружающей котловины.

**ФОТОИЗОБРАЖЕНИЕ
ОТДЕЛЬНЫХ ДЕТАЛЕЙ РЕЛЬЕФА**

Подводное фотографирование выполнено подводной фотоустановкой ПФ-77, предназначенной для многократного фотографирования поверхности морского дна на глубинах, не пре-

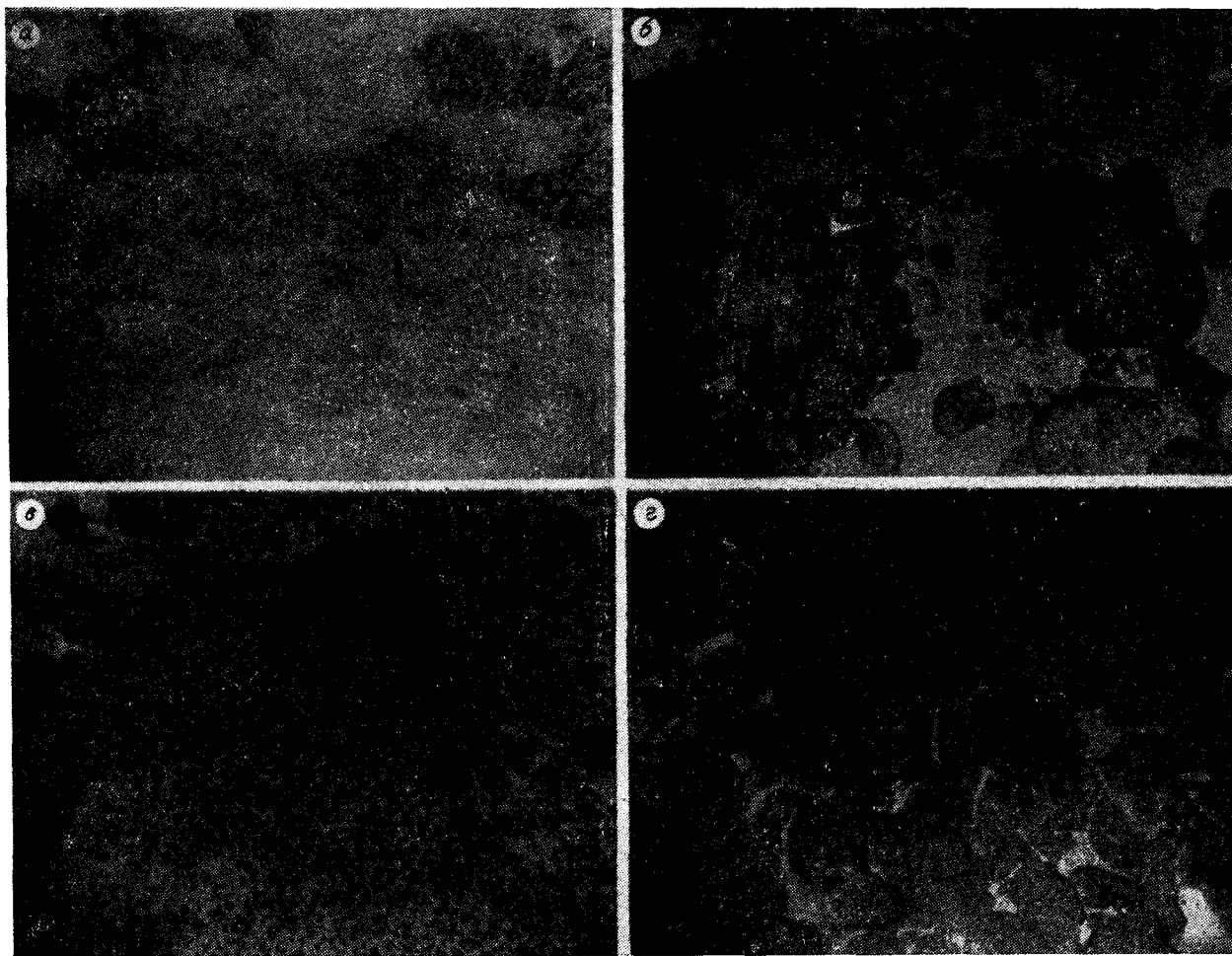


Рис. 7. Северо-западная часть поверхности гайота Ламонт (ст. 746, гл. 1260—1280 м).

а — белый фораминиферовый песок с ходами илоедов, б — глыбовая осыпь, в — фораминиферовый песок с железомарганцевыми конкрециями, г — глыбовые развалы.

вышающих 5500 м. Снимаемая площадь приблизительно равна 6 м². На гайоте Ламонт выполнено пять результативных станций: 746, 771, 778, 785, 792. Четыре из них приходится на уплощенную часть гайота, одна — на верхнюю часть его западного склона.

На северо-западе на слабосхолмленной поверхности гайота (ст. 746) на отметках 1260—1280 м на ровных участках распространены фораминиферовые белые пески со следами ходов илоедов (рис. 7, а), иногда здесь встречаются выходы коренных пород, слегка присыпанные песком. Западнее в 100—150 м, в промоине (гл. 1300 м), возможно, на склоне холма, развита глыбовая осыпь (см. рис. 7, б). Глыбы в ней остроугольные, размером от 20 до 50 см, преобладают 25—30 см, покрыты, по-видимому, железомарганцевой коркой. В промежутках между глыбами фораминиферовый песок со следами илоедов. По ходу дрейфа на запад на слегка всхолмленном

участке (вероятно, на пологом склоне холма) на глубине 1290 м на поверхности фораминиферо-вого песка распространены железомарганцевые конкреции и отдельные округлой формы глыбы 20—80 см (см. рис. 7, в). Железомарганцевые конкреции округлой и неправильной формы, размером 1—3 см занимают 50—60% площади снимка. На вершине холма (отм. 1260 м) видны глыбовые развалы (см. рис. 7, г), размер глыб 30—50 см. Промежутки между глыбами заполнены фораминиферовым песком.

На юге гайота на террасовидной поверхности вблизи перегиба его к склону (гл. 1300—1320 м) в начале ст. 771 на отм. 1320 м — коренной выход базальтов, покрытых железомарганцевой коркой и в углублениях заполненных фораминиферовым песком (рис. 8, а). Нередко в углублениях между скальными породами на песке лежат железомарганцевые конкреции.

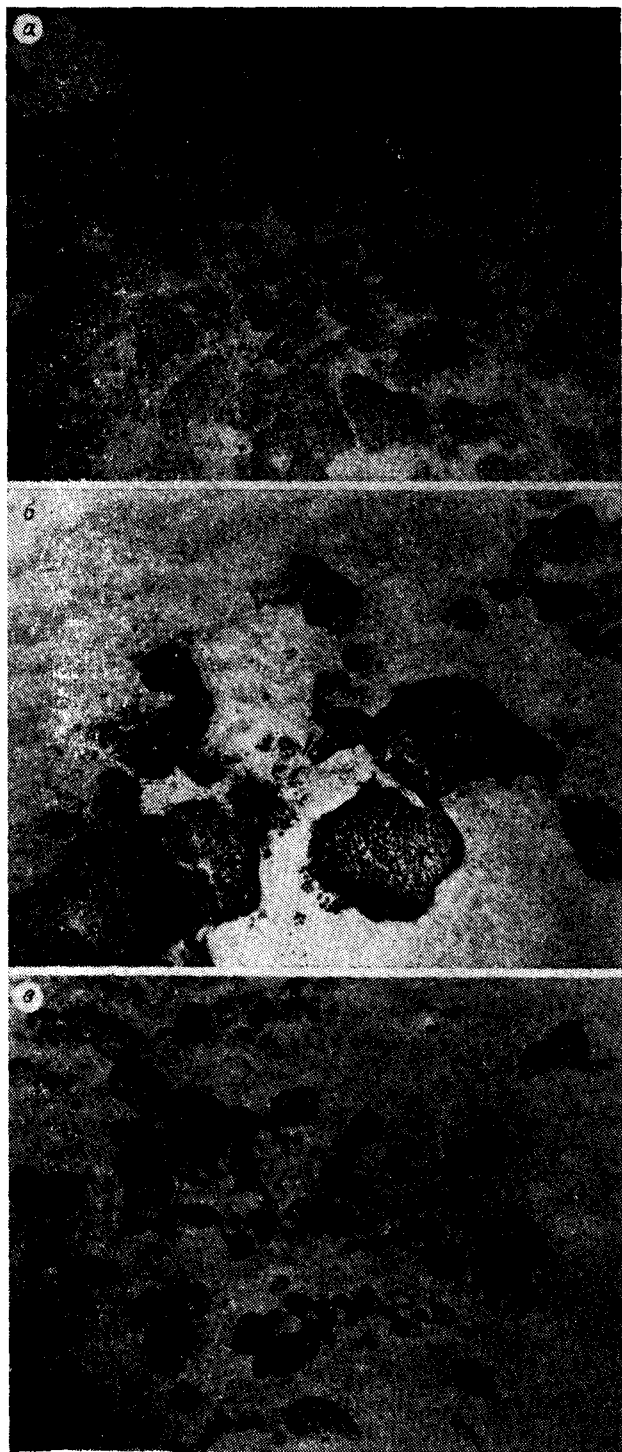


Рис. 8. Террасовидная поверхность в южной части гайота Ламонт (ст. 771, гл. 1300—1320 м).

a — коренной выход базальтов, покрытых железомарганцевой коркой, в промежутках — песок и конкреции; *b, в* — фораминиферовый песок и окатанные обломки базальтов.

Далее через 100—150 м коренные выходы пород сменяются полем железомарганцевых конкреций, которые покрывают сплошным

чехлом террасовидную поверхность и плотно прилегают друг к другу. Здесь же встречаются и отдельные глыбы в виде валунов. Конкреции неправильной и округлой формы, размером 2—3 см занимают 70—80% поля фотографии, в промежутках — фораминиферовый песок. Еще дальше, через 150 м, на террасовидной поверхности — выход коренных пород и отдельные глыбы округлой формы (см. рис. 8, б). Они занимают 50% площади фотографии, остальная часть — песок. Далее опять наблюдается поле железомарганцевых конкреций, фотоизображение аналогично рис. 8, б.

За полем конкреций (через 150 м) на террасовидной поверхности на глубине 1300 м — глыбовые развалы и отдельные глыбы, сильно выступающие над полем песка (см. рис. 8, в). Все глыбы округлой формы, покрыты железомарганцевыми корками, с неровной ячеистой поверхностью. Они нередко значительно (до 1—1,5 м) удалены друг от друга. Размер отдельных глыб 0,3—0,5, реже 1,0—1,5 м. Песок, залегающий между глыбами, имеет слабо выраженные следы ряби.

Станция 785 расположена в восточной части плоской поверхности гайота Ламонт на террасовидной поверхности вблизи перегиба к склону на глубинах 1300—1340 м. Это участок с наиболее активным гидродинамическим режимом. На протяжении около 2 км наблюдается чередование плоских участков, покрытых песком, почти лишенным конкреций, с участками, сильно обогащенными конкрециями, выходами коренных пород и глыбовых развалов.

Станция 792 расположена на глубине 1300—1340 м несколько северо-восточнее ст. 785 и тоже приурочена к выравненной поверхности гайота, где преобладают фораминиферовые пески. На расстоянии около 2 км только в двух местах встречены выходы коренных пород. На этом участке придонные течения, видимо, очень незначительны, так как знаки ряби почти не видны, поверхность песка испещрена следами и холмиками илюэдов и приобретает «оспенный» характер за счет ямочек и холмиков. Железомарганцевые конкреции распределены неравномерно, иногда их очень много. Там, где обнажаются скальные породы, они покрыты железомарганцевыми корками. Поверхность корок неровная, бугристая, ямки на корках выполнены белым фораминиферовым песком.

Станция 778 расположена в верхней западной части склона гайота. Фоторазрез выполнен в интервале глубин 1600—2610 м (вниз по склону). В начале станции на ровной поверхности гайота на глубине 1600 м залегают фораминиферовые пески с неровной бугристой поверхностью (за счет ходов, норок, холмиков

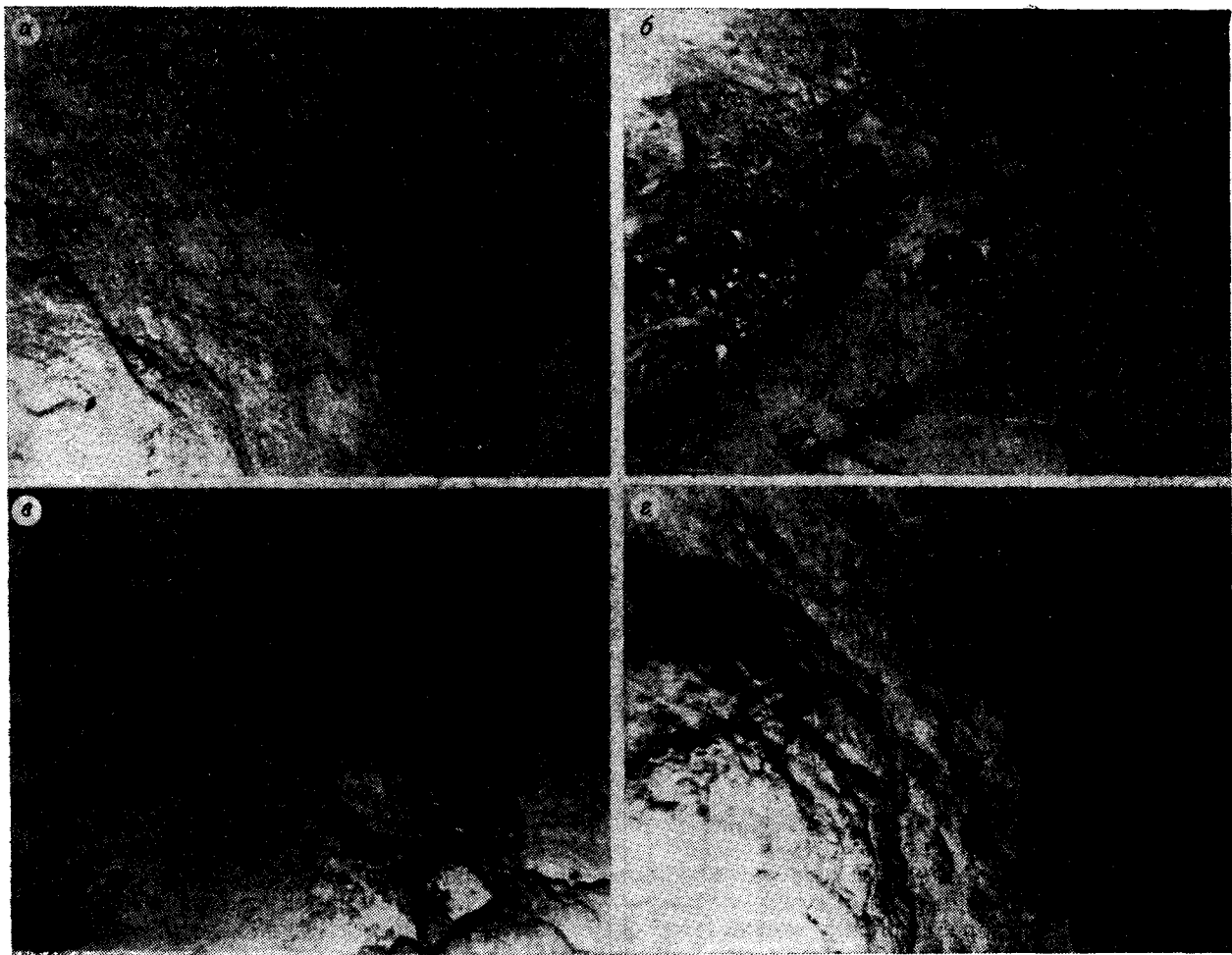


Рис. 9. Верхняя часть западного склона гайота Ламонт (ст. 778, гл. 2100—2380 м).

а — коренные выходы базальтов; б — базальты, рассланцованные в зоне разлома; в — базальты, засыпанные фораминиферным песком; г — базальты с подушечной отдельностью.

илоедов) и слабо выраженными знаками ряби. Ниже (гл. 1650—1700 м) крутизна склона увеличивается и на его поверхности обнажаются коренные породы. Они массивные с глыбовой отдельностью (рис. 9, а). Между обнажениями (на менее крутых частях склона) залегает песок, он же встречается в «карманах» среди глыб. Еще глубже (отм. 1910 м) в коренном обнажении видна линейная текстура, похожая на сланцеватость (см. рис. 9, б), обусловленная, видимо, разломом. Песок залегает на выровненных поверхностях и в углублениях обнажения. На глубине 2020—2100 м склон выполаживается и здесь встречена незакрепленная осыпь, представленная скоплением песка, железомарганцевых конкреций и отдельных глыб. Еще ниже (отм. 2120—2240 м) на крутом склоне — коренные выходы базальтов с глыбовой отдельностью. На глубинах 2290—2380 м склон опять выполаживается и здесь встречаются чередование

выходов коренных пород и скопление песка с отдельными глыбами (см. рис. 9, в): Ниже (отм. 2480—2560 м) склон становится круче и на его поверхности обнажается лавовый поток с подушечной отдельностью базальтов (см. рис. 9, г), на глубине 2580 м базальты разбиты трещинами, еще глубже (отм. 2600 м) склон опять выполаживается и лавовый поток частично присыпан песком. В конце станции (отм. 2610 м) крутизна склона снова возрастает, на его поверхности обнажаются базальты, здесь же развита осыпь песчаного материала.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ОТНОСИТЕЛЬНЫЙ ВОЗРАСТ ОТДЕЛЬНЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА

В океанах формы рельефа, созданные вулканическими и тектоническими процессами, сохраняются довольно долго, претерпевая лишь

сравнительно небольшие морфологические изменения под влиянием осадконакопления. Поскольку средняя мощность осадочного чехла в океанах составляет 400—500 м, под толщей осадков могут, по-видимому, исчезнуть лишь малые и средние формы рельефа амплитудой не более полукилометра. Таким образом, анализ рельефа, созданного некогда вулканотектоническими процессами, позволяет восстановить последовательность образования отдельных его элементов.

Простираание гайотов определено направлением разлома, вдоль которого происходили неоднократные вулканические излияния, образовавшие морфоструктуру гайота. Этот разлом подчинен крупному линеamentу юго-восточного простираания, с которым связана система гор Маркус-Неккер, пересекаемая субмеридиональными разломами. Блоковое строение гайота связано, по-видимому, с неоднократным возобновлением тектонической активности последних. Образование же платообразной вершины связывается с длительной абразией после прекращения вулканической деятельности.

Движения по субмеридиональным разломам, возможно, привели к сдвигу западного сегмента на юг относительно центрального. Центральный блок, по-видимому, приподнят относительно западного, но в уровне платообразной поверхности это не выражается, что может свидетельствовать об относительном возрасте этого поднятия — до абразии гайота. Смещение уровня бровки вниз в восточной части горы (на довольно коротком расстоянии) свидетельствует об опускании восточного блока относительно центрального, причем это опускание (полностью или частично) произошло после периода абразии.

Мелкие выступающие формы рельефа на вершине горы — купола, конусы, кратеры — очевидно, являются вулканическими. Они наложены на абразионную поверхность плато и, следовательно, моложе ее. На простираание вулканических куполов не сказывается сдвиг западного блока гайота и поднятие центрального: все вершины куполов цепочки в пределах западной и центральной частей вершины на одной высоте (последующей денудацией, выраженной в образовании террас и ступеней, они также затронуты одинаково). Что касается восточного блока, то здесь купола и коническая вершина, вероятно, даже опущены вместе с этим блоком (относительное опускание продолжалось и после образования цепочки куполов). Расположение кратеров, как нам кажется, свидетельствует о том, что они как бы наложены на линейную цепочку куполов и, таким образом, моложе последних. Образование их связано, вероятно, как с возобнов-

лением вулканизма по разлому юго-восточного простираания, образовавшего линейную цепочку, так и с новой активизацией субмеридиональных разломов.

После образования цепочки вулканических куполов, а затем кратеров прекратилось или уменьшилось влияние разломов юго-восточного направления, но продолжались небольшие подвижки по субмеридиональным разломам. Эти подвижки привели к смещению восточной стенки западного кратера на север, а также сдвигу отдельных участков линейной системы куполов. На отдельных мелких разломах возникли одиночные купола (например, в центральном блоке).

Для дальнейшего изложения истории образования форм рельефа на вершине гайота необходимо рассмотреть происхождение субгоризонтальных террас на его вершине. Все близвысотные геоморфологические уровни (от 1250 до 1800 м) встречаются, хотя и с разной выраженностью, по всему периметру горы и во всех ее сегментах, т. е. они не затронуты движениями блоков. Образование уровней произошло, по-видимому, за счет абразии на фоне эвстатических колебаний уровня океана и при опускании гайота. Наложение уровней на указанные выше вулканические формы свидетельствует о более древнем возрасте последних, и, следовательно, речь идет об абразии более молодой, чем та, с которой связано образование вершины гайота.

Особняком стоит вулканический конус с минимальной для полигона отметкой 1175 м. Вершина его не сглажена и не соответствует какому-либо уровню. Видно (см. рис. 6), что уплощенные холмы с отметкой 1250 м окружают его со всех сторон, образуя кратероподобную структуру; конус как бы воздвигнут на стенках этой структуры. Поэтому конус должен быть моложе кратера. На склоне кратера расположена терраса на изобате 1250 м. Она, в свою очередь, должна быть моложе конуса. Два расположенных южнее холма пространственно связаны с этой террасой и занимают, с одной стороны, террасу 1300 м, а с другой — бровку плато, формируя самый крутой участок на гайоте. Возможно, они синхронны образованию центрального конуса и являются побочными конусами. В этом случае история образования кратерной структуры представляется в следующей последовательности: кратер — террасы (за исключением уровня 1250 м) — центральный конус (с побочными конусами) — терраса на уровне 1250 м.

Примерно одинаковыми по возрасту с центральным конусом должны быть также вулканические купола на западной бровке плато; они размещаются (с выраженными в рельефе

следами лавовых излияний) на уровнях 1350, 1400 и 1450 м.

Вулканические излияния, таким образом, чередовались, по-видимому, с образованием террас вплоть до наиболее поздних этапов их формирования; вероятно, с этим связано отсутствие на гайоте Ламонт следов коралловых построек.

Дальнейшее опускание гайота до современного положения происходило не по блокам, а в целом, в виде единого массива и без вулканической деятельности. Геологические данные и подводное фотографирование свидетельствуют о происходивших на этом этапе (и происходящих сейчас) процессах эрозии вулканических построек, аккумуляции и перемещения обломочных и биогенных осадков на широких участках террас и в отдельных «карманах» на склонах, однако интенсивность их невелика, о чем свидетельствует хорошая сохранность абразионных уровней.

Помимо абразионного рельефа вышеуказанных уровней, вулканического рельефа, выделяются также тектонические формы рельефа. Прежде всего, это террасовидные уступы линейных простираний. Например, уровень 3600 м на северо-восточном склоне гайота, по-видимому, соответствует предполагаемому субмеридиональному разлому; перегибы в рельефе на 3200 и 3400 м также связаны с этим разломом. Другой пример — прямолинейная терраса юго-западного склона на уровне 4200 м. Возможно, что некоторые уступы связаны с кольцевыми разломами (например, уступы северо-западного склона на 3600 и 3800 м). Перегибы, фиксируемые на единичных профилях, скорее всего, связаны с наплывами лавовых потоков.

По подводному фотографированию и геологическим данным участок склона от бровки до глубин около 3500—4000 м можно считать эрозионной частью склона, ниже этих глубин — аккумулятивной; но процессы эрозии и аккумуляции, как и на вершине, не достигают большой интенсивности и активной рельефообразующей роли не играют.

Происхождение уровней подножия (4200 м и глубже) первоначально связано, вероятно, с наиболее ранними этапами вулканической и тектонической деятельности, часто общими для всего хр. Маркус-Неккер (что отмечается, в частности, для уровня 5200 м, а возможно, относится и ко всем остальным). Эти уровни в большей мере охвачены процессами аккумуляции, чем вышележащий склон и вершина. Местами можно предполагать образование довольно значительных аккумулятивных шлейфов. Такова, в частности, северо-восточная часть гайота.

Образование холмов на склоне и у подножия

связано, как и на вершине, с вулканическими процессами. Происхождение подводных долин на склоне обусловлено тектоническими (разломными) движениями. Подножия многих долин (в частности, на северо-востоке) перекрыты аккумулятивными шлейфами.

Сопоставление между собой расположений уступов на склонах горы подводных долин, отдельных форм рельефа плато, прямолинейных участков изобат позволило проследить отдельные тектонические элементы.

ВЫВОДЫ

Для становления рельефа изученного гайота характерна полигенность. Основным рельефообразующим фактором является вулканический, ответственный за формирование основного тела гайота со склонами и мелких вулканических форм на вершине и склонах (кратеров, конусов, куполов, лавовых потоков). Тектонический фактор проявлен в формировании сети разломов и в конечном итоге определяет местоположение гайота, его погружение, мозаичность строения, формирование подводных долин и тектонических уступов на склонах, расположение мелких вулканических форм рельефа. Процессы абразии (на фоне тектонического погружения, эвстатических колебаний уровня моря и вулканизма) образовали плато на вершине горы и отдельные террасы и ступени на нем. Деятельность процессов аккумуляции выражается в образовании небольших аккумулятивных шлейфов у подножия и вместе с эрозией в формировании микроландшафта на вершине и склонах.

Последовательность образования рельефа гайота Ламонт представляется в следующем виде.

1. Становление массива гайота в процессе неоднократных вулканических излияний произошло на участке сочленения линеамента Маркус-Неккер с субмеридиональными разломами. Основной этап субаэрального вулканизма, создавший вулканическое поднятие Маркус-Неккер, в целом относится к раннему мелу [7, 15, 16, 23]. Однако в западной части поднятия (система Маркус-Уэйк), где развиты более дифференцированные серии вулканитов, предполагается и более позднее завершение этого этапа — лишь в позднем мелу [3]. По представлениям Г. Менарда [4] и более поздним материалам глубоководного бурения [28, 31], вулканизм среднемелового возраста проявился в центральной и западной частях Тихого океана на площади около 10⁷ км², сформировав так называемое поднятие Дарвина [4]. Установлено также, что аптский возраст имеют вулканиты поднятий Онтонг-Джава, Манихики, Хесса [14, 27, 29], платобазальты во впадинах

Науру [19], Марианской [20] и, возможно, Центральной. Такой мощный вулканизм вызвал эвстатический подъем уровня большей части океана. На некоторых гайотах системы Маркус-Неккер и других гайотах Тихого океана после этого этапа вулканизма формируются коралловые рифы «нижнего яруса» [5, 23], широкие карбонатные банки, атоллы [2, 6]. Древнейшие осадки, обнаруженные в керне скв. 463 в Срединно-Тихоокеанских горах, имеют барремский возраст (около 118 млн лет), этим же возрастом датируются известняки «нижнего рифа» гайота Дайити-Касима [5].

2. Прекращение вулканической деятельности, денудация, образование (путем абразии) вершинного плато; вероятно, начал формироваться аккумулятивный шлейф у подножия.

3. Активизация субмеридиональных разломов: сдвиг западного блока к югу, поднятие центрального и опускание восточного блоков; начало погружения гайота в целом и связанное с этим формирование сетки мелких разломов. Возможно, по времени эти события связаны с формированием «верхнего» этажа рифов на японских гайотах в альбе [5], а в восточных районах этот процесс растянулся до сеномана [6, 8].

4. Новый этап вулканической деятельности на фоне общего опускания и активности субмеридиональных разломов состоит из следующей последовательности кратковременных (в геологическом смысле) событий: а) активизация разлома юго-восточного направления; появление цепочки вулканических куполов; б) продолжение относительного опускания восточного блока; в) образование кратеров; г) разломные смещения стенок западного кратера; такие же смещения форм рельефа вулканической цепочки и образование отдельных куполов к югу от последней; д) абразия на фоне опускания гайота и эвстатических колебаний уровня океана; образование большинства субгоризонтальных уровней и террас на платообразной вершине; е) излияние центрального конуса внутри западного кратера и образование отдельных вулканических куполов и конусов вдоль южной и западной бровок плато; ж) образование последнего уровня на 1250 м.

Для характеристики времени этого этапа вниманию читателей предлагаются следующие имеющиеся данные. Для достаточно измененного и окатанного обломка породы щелочного ряда (оливинового тералита), относящегося к наиболее молодому комплексу вулканитов [3], поднятому на гайоте Ламонт на ст. V23, определен калий-аргоновым методом возраст затвердевания. Первоначально указывался возраст 55 [16] или 57 [25] млн лет назад. Однако последующее детальное исследование химического и изотопного состава отдельных зон

образца, связанное с теоретическими и экспериментальными разработками в области диффузии ионов и изотопов калия и аргона, показало, что этот возраст омоложен, а реальной должна считаться цифра $86,6 \pm 3,7$ млн лет [25]. Из схем на рис. 1 и 6 видно, что, вероятнее всего, рассматриваемый обломок получен из стенки одного из вулканических куполов прямой цепочки; впоследствии он был переработан абразией на террасе 1300 м. Образование цепочки куполов — начало рассматриваемого этапа. Следовательно, мы имеем нижнюю возрастную границу его.

Образование кратеров и центрального конуса — более молодые процессы. Прямых возрастных данных для них нет. С других гор поднятия Маркус-Неккер известны цифры абсолютного возраста — 69, 42, 33 и 25 млн лет назад [9], но все эти цифры (за исключением первой) следует считать омоложенными [3]. Для нас более важным является факт, что тот же рассмотренный выше обломок найден в известняках среднего — верхнего эоцена [17]. Судя по описанию, известняки представляли собой первоначально нормальные морские осадки, состоящие из раковин планктонных фораминифер; они не могли быть отложены намного выше их современного положения (относительно уровня моря). Отмечается также, что и литификация их произошла в подводной среде с последующей фосфатизацией [17]. Таким образом, во временном интервале 49—37 млн лет назад гайот Ламонт был опущен. Поскольку последняя абразионная терраса моложе последних вулканических образований, то эти цифры следует признать верхней границей и всего этапа.

Что касается возраста самих террас (с уровня 1450 м и выше; более глубокие уровни, как уже говорилось, скорее всего опущенные), то обращают на себя внимание их весьма небольшие превышения относительно друг друга: 25—50 м. Это свидетельствует, что даже на фоне предполагаемого опускания гайота амплитуда колебаний уровня моря небольшая. Сравнение с кривой Вейла и др. для неогена [1] показывает, что наиболее похожая ситуация была в период с 60 до 49 млн лет (это циклы третьего порядка ТР.2.1, ТР.2.2, ТР.2.3, ТЕ.1.1, ТЕ.1.2, т. е. палеоцен — нижний эоцен), когда уровень моря долгое время колебался около одной отметки (при небольшой общей тенденции к повышению). Общее опускание гайота за это время должно было составить всего лишь примерно 100 м. Зато в конце этого этапа (ближе к 49 млн лет) должно было произойти довольно быстрое опускание (не менее чем на 150 м), так как понижение уровня моря, происшедшее 49 млн лет назад, не уничтожило ранее образованные террасы. Возможно, следом

этого понижения является самая молодая терраса на уровне 1250 м.

5. Продолжение общего опускания гайота и завершение формирования современной сети разломов; образование современного микроландшафта на вершине и склонах подводной возвышенности за счет эрозии вулканических форм рельефа, транзита и неустойчивого накопления эдафогенного, биогенного и глинистого материала; продолжение формирования аккумулятивного чехла у подножия склона, формирование железомарганцевых корок и конкреций. По приведенным выше данным, после 49 млн лет гайот находился в опущенном состоянии; глобальное понижение уровня моря 30 млн лет назад не затронуло гайот (т. е. его положение в то время было более глубоким — почти таким, как современное).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ полученных материалов и литературных источников последних лет приводит к выводу, что история становления гайотов го-

раздо сложнее, чем представлялось ранее. Это не простое скольжение плиты от центра спрединга к зоне субдукции над горячей точкой с последующим утяжелением и погружением, а сложнейшее взаимодействие вулканических, тектонических и седиментационных процессов. Роль вертикальных движений, сложно сочетающихся с эвстатическими колебаниями уровня океана, не учитывать нельзя.

Нередко гайоты служат фундаментом атоллов, покрытых «шапкой» рифов, разбуривание этой шапки дает интересный материал об истории развития атолла на вулканическом основании, позволяющий датировать периоды погружений и поднятий. Так, анализ данных бурения на атолле Мидуэй [18] показал, что погружение острова трижды прерывалось поднятием.

На общие закономерности формирования гайотов накладываются также местный вулканизм и чисто локальные тектонические процессы. В установлении относительной последовательности формирования отдельных элементов гайота большую помощь оказывает детальный анализ рельефа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вейл П. Р., Митчем Р. М. мл., Томпсон С. Ш. Глобальные циклы относительных изменений уровня моря.— В кн.: Сейсмическая стратиграфия. Т. 1. М.: Мир, 1982.
2. Лысенко П. И., Головинова М. А., Свальнов В. Н. О находке поздне меловых неринеид на поднятии Маркус-Неккер в Тихом океане.— Докл. АН СССР, 1982, т. 263, № 5.
3. Матвеевков В. В., Марова П. П. Возраст формирования магматических комплексов и связанных с ними структур поднятия Маркус-Неккер.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 5.
4. Менард Г. У. Геология дна Тихого океана.— М.: Мир, 1966.
5. Немто К. Морская геология подводной горы Дайнти-Касима.— В кн.: Тектоника Восточно-Азиатских окраинных морей. М.: Наука, 1987.
6. Пояркова З. Н., Глибиденко Г. С., Корнев О. С. Геологическое строение и развитие гайота Гуадалупе (северо-западная часть Тихого океана).— Тихоокеанская геол., 1987, № 2.
7. Рудник Г. Б., Матвеевков В. В. Особенности химизма и этапы развития вулканических пород поднятия Маркус-Неккер (Тихий океан).— Океанология, 1978, т. 18, вып. 3.
8. Свальнов В. Н., Ушакова М. Г. и др. Новые данные о геологии подводных гор Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1984, № 1.
9. Седов А. П. Палеогеоморфология подводных гор Тихого океана в позднем мелу.— Океанология, 1981, т. 21, вып. 5.
10. Соловьев С. Л., Туезов И. К. Исследование НИС «Пегас» в западной части Тихого океана зимой 1975—1976 гг.— Океанология, 1977, вып. 17(1).
11. Туезов И. К., Ильев А. Я. и др. Геологическое строение подводной возвышенности Маркус-Уэйк.— Сов. геол., 1979, № 3.
12. Хошино М. Морская геология.— М.: Недра, 1986.
13. Шенард Ф. П. Морская геология.— Л.: Недра, 1976.
14. Andrews J. E. et al. Site 289.— In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: US Govern. Print. Office, 1975, v. 30.
15. Hamilton E. L. Sunken islands of the Mid-Pacific Mountains.— Geol. Soc. Amer. Memoir., 1956, v. 64.
16. Heezen B. C., Matthews J. L. et al. Western Pacific guyots.— In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Leg 20. Washington: US Govern. Print. Office, 1973.
17. Heezen B. C., Tharp M. R/V "Thomas Washington" Cruise Aries V. Reconnaissance seismic reflection profiles of prospective DSDP sites in the Northwest Pacific.— Ibid.
18. Ladd H. S. et al. Deep Drilling on Midway atoll.— U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1970, N 680-A.
19. Larson B. L. et al. Site 462.— Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: US Govern. Print. Office, 1981, v. 61.
20. Leg 89 Scientific Party. Leg 89 drills Cretaceous volcanics.— Geotimes, 1983, v. 28.
21. Mammerickx J. Depth anomalies over Mesozoic crust in the western Pacific.— Geodyn. Dest. Pacif.— Indones. Reg. Washington: D. C., 1983.

22. *Manheim F. T., Ling T. H., Candice L.* A worldwide data base for ferromanganese crusts in the oceans.— 27-й Междунар. геол. конгр. Тезисы. Т. 6. Секц. 12. М., 1984.
23. *Matthews J. L., Heezen B. C. et al.* Cretaceous drowning of reefs on Mid-Pacific and Japanese guyots.— *Science*, 1974, v. 184.
24. *McClain J. S., Atallah C. A.* Thickening of the oceanic crust with age.— *Geology*, 1986, v. 14, N 7.
25. *Ozima M., Saito K., Honda M., Aramaki S.* Sea water weathering effect on K-Ar age of submarine basalts.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1977, v. 41.
26. *Sato T.* Problems about guyots in the western Pacific.— «Уми Мер.», 1969, v. 7, N 3.
27. *Schlanger S. O. et al.* Site 317.— In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: US Govern. Print. Office, 1976, v. 33.
28. *Schlanger S. O., Jenkyns H. C., Premoli-Silva.* Volcanism and vertical tectonics in the Pacific Basin related to global Cretaceous transgressions.— *Earth Planct. Sci. Lett.*, 1981, v. 52.
29. *Thiede et al.* Site 464.— In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: US Govern. Print. Office, 1981, v. 62.
30. *Winterer E. L. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 1971, v. 7.
31. *Winterer E. L., Metzler C. V.* Origin and subsidence of guyots in Mid-Pacific Mountains.— *J. Geophys. Res.*, 1984, v. 89, N B12.

ИТuГ ДВНЦ АН СССР, Хабаровск
ТОИ ДВНЦ АН СССР, Владивосток

Поступила в редакцию
27 марта 1987 г.

Ю. А. Тронов, В. В. Харахинов, В. Э. Кононов, Э. Г. Пудиков

СЕВЕРО-ТАТАРСКИЙ НЕФТЕГАЗОНОСНЫЙ БАССЕЙН

В южной части Северо-Татарского прогиба, занимающего север Татарского пролива и часть территории Северного Сахалина, обнаружено газовое месторождение. Это событие и имеющиеся геолого-геофизические материалы свидетельствуют об открытии нового неф-

В июле 1986 г. в южной части Северо-Татарского прогиба на Изыльметьевской антиклинальной структуре при опробовании нескольких пластов нижней части маруямской свиты (верхний миоцен) получены промышленные притоки газа до 270 тыс. м³/сут на 19-миллиметровом штуцере. Это событие свидетельствует об открытии нового нефтегазоносного бассейна в пределах Сахалинской нефтегазоносной области.

Северо-Татарский нефтегазоносный бассейн контролируется одноименным прогибом, занимающим акваторию северной части Татарского пролива и небольшую территорию Северного Сахалина и представляющим собой крупный (400 × 60—100 км) грабен, сложенный мощной (до 8—10 км) толщей мезозойско-кайнозойских осадочных образований (рис. 1, А). С запада и востока прогиб обрамляют соответственно горстовые сооружения Сихотэ-Алиня и Западно-Сахалинских гор. На юге и на севере он через небольшие седловины сочленяется соответственно с прогибами Татарского пролива (Южно-Татарским и Исикари-Кузнецовским) и Северного Сахалина (Приамурским и Северо-Сахалинским).

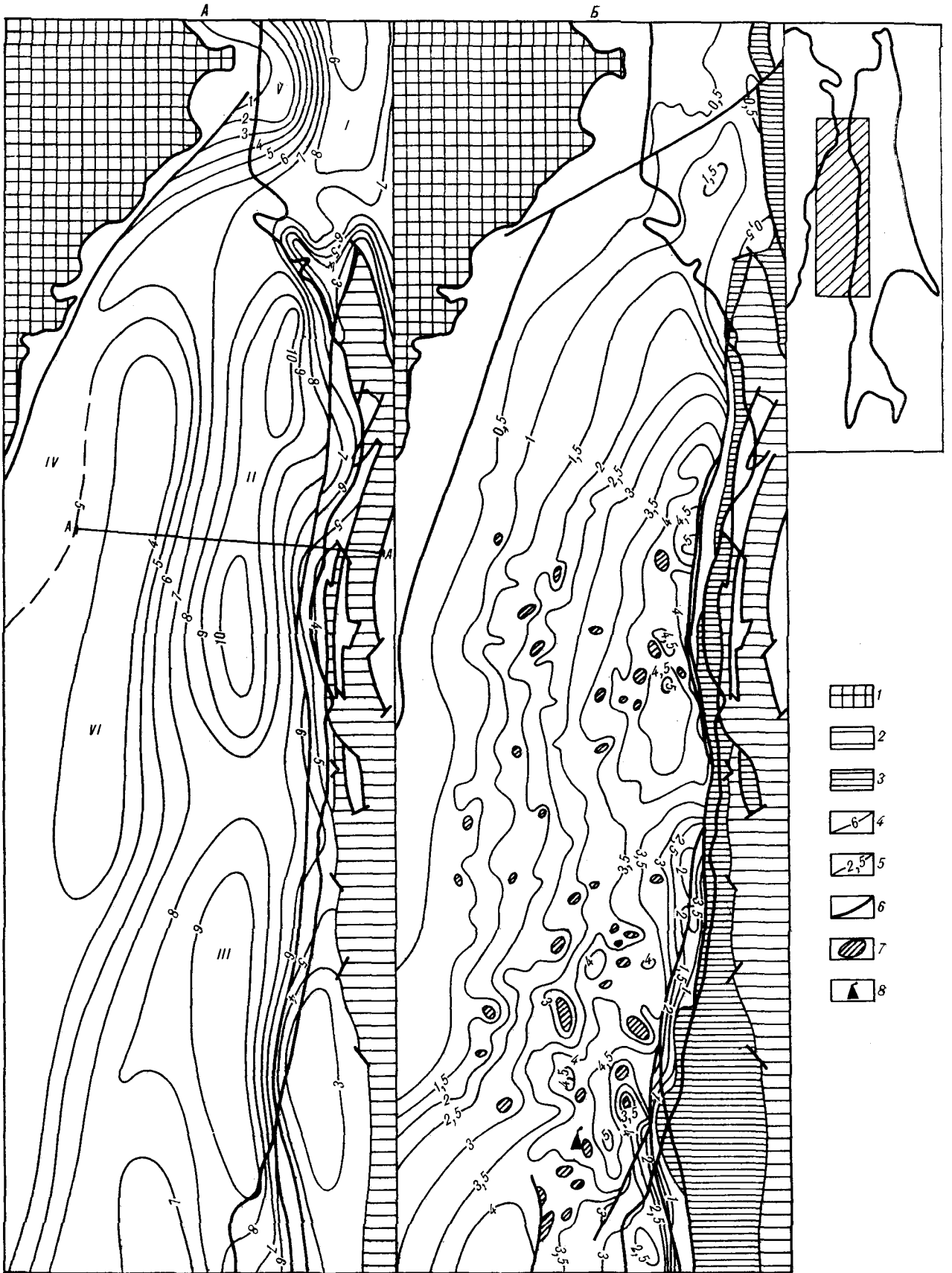
Осадки, выполняющие Северо-Татарский прогиб, по имеющимся данным геолого-геофизических исследований, расчленяются на четыре структурных комплекса, отделенных друг от друга региональными стратиграфическими несогласиями и резко различающихся по структурно-вещественной и физической характеристикам: верхнемеловой, палеогеновый, олигоцен-нижнемиоценовый и средне-миоцен-четвертичный.

Строение двух нижних комплексов изучено слабо. Обособление их произведено в результате совместной интерпретации данных гравиметрии, магниторазведки и сейсморазведки ГСЗ,

тегазоносного бассейна в пределах Сахалинской нефтегазоносной области. Наиболее перспективными нефтегазогеологическими объектами в бассейне являются верхнеудейский и нижнемаруямский структурные подкомплексы.

КМШВ с привлечением материалов МТЗ по сопредельным территориям и северной части прогиба [1]. Верхнемеловой структурный комплекс слагает нижнюю часть осадочной толщи бассейна и образован уплотненными осадочными и вулканогенно-осадочными породами мощностью 2—4 км. Он выполняет почти полностью Сюркумский грабен и занимает значительный объем осадочной толщи Александровской и Бошняковской синклиналиных зон (см. рис. 1, А). Палеогеновый структурный комплекс, сложенный преимущественно континентальными слаболиффицированными осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями мощностью до 1,5 км, выполняет в основном узкие (до 5—10 км) грабены, протягивающиеся вдоль восточной и западной границ бассейна. В палеогеновом комплексе возможно обнаружение скоплений углеводородов на площадях распространения мощной покрывки глинистых олигоцен-нижнемиоценовых отложений (в Вагисской синклиналиной зоне и на отдельных участках Александровской и Бошняковской зон).

Главными региональными нефтегазогеологическими объектами Северо-Татарского прогиба являются олигоцен-нижнемиоценовый и среднемиоцен-четвертичный структурные комплексы, составляющие основной объем слаболиффицированных осадков бассейна. Строение их изучено сейсморазведкой МОВ (Татарский пролив) и магнитотеллурическими зондированиями (Вагисская зона). Сейсмостратиграфический анализ и геологическая интерпретация электрометрических данных, методические основы которых для Сахалинской нефтегазоносной области разработаны на материалах детально и всесторонне изученных районов [2, 3], позволили выявить главные структурно-вещественные особенности комплексов.



СЕВЕРО-ТАТАРСКИЙ ПРОГИБ
Татарский пролив

ЗАПАДНО-САХАЛИНСКИИ ГОРСТ
берг. о. Сахалин

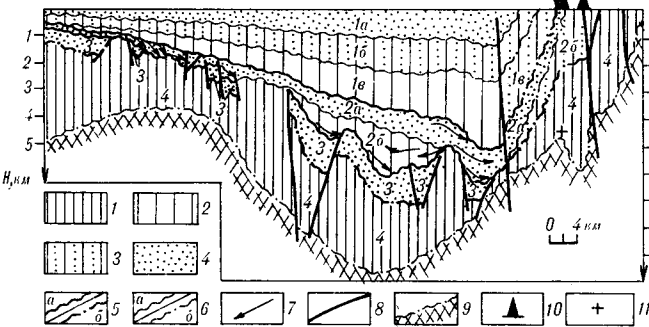


Рис. 2. Северо-Татарский прогиб. Геолого-геофизический разрез по линии А—А (см. рис. 1, А). Составил В. В. Харахинов по материалам треста Дальморнефтегазгеофизразведка, ПГО Сахалингеология и ВПО Сахалинморнефтегазпром, 1986.

1 — уплотненные верхнемеловые отложения; 2—4 — литологические толщи: 2 — преимущественно глинистые и кремнисто-глинистые, 3 — песчано-глинистые, 4 — преимущественно песчаные и глинисто-песчаные; 5—9 — геологические границы: 5 — границы структурных комплексов: а — уверенно прослеживаемые по сейсморазведочным данным, б — установленные по данным комплексной интерпретации геолого-геофизических материалов, 6 — границы подкомплексов, 7 — отдельные отражающие границы (по данным МОВ), 8 — дизъюнктивные границы, 9 — поверхность «фундамента» осадочной толщи; 10 — пункты МТЗ; 11 — отметки границ электрических горизонтов по данным МТЗ. Цифрами на рисунке отмечены: 1 — среднемиоцен-четвертичный структурный комплекс: а — верхнемаруямский, б — нижнемаруямский, в — курасийский подкомплексы; 2 — олигоцен-нижнемиоценовый структурный комплекс: а — верхнедуйский, б — хойнджинский подкомплексы; 3 — палеогеновый структурный; 4 — верхнемеловой комплексы.

Оligоцен-нижнемиоценовый комплекс образован мощной (0,5—4,0 км) осадочной толщей и ограничен слабонарушенной кровельной и сильно изогнутой подошвенной поверхностями, погружающимися в восточном направлении к зоне Западно-Сахалинского разлома (рис. 2). Внутреннее строение комплекса достаточно сложное: при пологом залегании слоев и слабо контрастной локальной складчатости (амплитудой не более 300 м) он расчленен сбросами вертикальных перемещений в 100—800 м на серии горстов и грабенов. Комплекс разделен на два подкомплекса (нижний и верхний), отличающихся по структурно-вещественной характеристике.

Нижний (хойнджинский) подкомплекс сложен глубоководными, преимущественно глинистыми и кремнистыми отложениями мощностью

0,1—2,0 км и выполняет отдельные изолированные грабены, грабен-синклинали и мульды Вагисской, Александровской и Бошняковской синклиналильных зон.

Верхний (верхнедуйский) подкомплекс образован преимущественно песчаными и алевритопесчаными субконтинентальными и прибрежно-морскими отложениями мощностью 0,1—1,5 км. Он сплошным чехлом перекрывает образования нижнего подкомплекса и блоки верхнемеловых и палеогеновых отложений (см. рис. 2).

Среднемиоцен-четвертичный структурный комплекс обладает асимметричной структурой (см. рис. 1, Б) с пологим протяженным западным и крутым коротким восточным крыльями. Мощность образующих его отложений меняется от 0,1 до 5,1 км. Комплекс резко отличается низкой степенью дислоцированности и почти лишен разрывных нарушений; складчатые его формы представлены очень пологими антиклиналями и синклиналими (углы наклона их крыльев не превышают 1,5—2°), а в верхней части комплекса слои залегают почти горизонтально.

Среднемиоцен-четвертичный комплекс разделен скрытыми несогласиями и синхронными им согласными поверхностями разделов на три подкомплекса: нижний, средний и верхний. Нижний (курасийский) подкомплекс, сложенный преимущественно глинистыми и кремнисто-глинистыми отложениями мощностью 0,2—2 км (иногда доходящей до 3 км), постепенно уменьшается в объеме к западу прогиба, налегая все более молодыми слоями на эрозионную поверхность верхнедуйского подкомплекса. Средний (нижнемаруямский) подкомплекс образован песчано-глинистыми и глинисто-песчаными породами. Его мощность снижается также к западу (от 1,7 до 0,1—0,3 км), но за счет сокращения толщины всех слоев и выклинивания отдельных из них. Такой же характер строения присущ и верхнему (верхнемаруямскому) подкомплексу, сложенному в основном песчаными и глинисто-песчаными осадками мощностью 0,5—1,9 км.

Отдельные структурно-фациальные зоны Северо-Татарского прогиба образуют зоны Восточно-Сихота-Алинского и Западно-Сахалинского коромантийных разломов [5], являющихся соответственно западным и восточным ограни-

Рис. 1. А — карта мощностей осадочных отложений Северо-Татарского прогиба. Составили В. В. Харахинов, И. М. Альперович, В. М. Никифоров, А. А. Терещенков, 1984. Б — структурная карта подошвы среднемиоцен-четвертичного структурного комплекса. Составлена по материалам треста Дальморнефтегазгеофизразведка (Г. Ф. Балабко и др., 1983) и Охинской геолого-разведочной экспедиции (И. М. Альперович, В. М. Никифоров, В. В. Харахинов, 1985).

1—3 — области современного размытия отложений: 1 — доверхнемеловых-кайнозойских, 2 — верхнемеловых, 3 — досреднемиоценовых; 4 — изопахиты осадочной толщи прогиба, км; 5 — изопахиты подошвы среднемиоцен-четвертичного комплекса, км; 6 — разрывные нарушения; 7 — контуры локальных антиклинальных структур; 8 — Изильметьевское газовое месторождение. Римскими цифрами отмечены: I—III — синклиналильные зоны: I — Вагисская, II — Александровская, III — Бошняковская; IV — Сюркумский грабен, V, VI — поднятия: V — Погибинское, VI — Средне-Татарское.

чениями бассейна. Первая из них представляет собой узкую (до 5 км) полосу интенсивных сбросовых дислокаций с амплитудой вертикальных перемещений в десятки и первые сотни метров, иногда доходящей до 1,5—2 км. Судя по сейсморазведочным данным, в пределах зоны отложения неогеновых комплексов относятся к мелководным фациям и имеют небольшие мощности (иногда до полного выклинивания). Предполагается небольшая примесь вулканогенного материала. В зоне Западно-Сахалинского разлома кайнозойские отложения по сравнению с остальными районами прогиба приобретают более мелководный характер, степень их дислоцированности резко возрастает. Они круто (50—80°) наклонены на запад, сильно нарушены сбросовыми и взбросовыми дислокациями. Амплитуды дизъюнктивов колеблются в пределах десятков и сотен метров, достигая 3—4 км. К зоне разлома приурочены вулканические центры нижнего и верхнего миоцена и плиоцена. Для разломов характерны повышенная сейсмическая активность и флюидопроницаемость.

Особенности формирования кайнозойских структурных комплексов Северо-Татарского прогиба определялись рифтогенными деструктивными процессами [6]. В раннерифтовую стадию его развития происходило формирование палеогенового комплекса, в позднерифтовую — олигоцен-нижнемиоценового, в стадию пострифтового погружения — среднемиоцено-четвертичного. Палеогеновые отложения накапливались в структурах умеренного растяжения — грабенах. В позднерифтовую стадию образовался глубоководный бассейн, характеризовавшийся высокими скоростями прогибания и заполнения осадками. К концу раннего миоцена бассейн увеличился до размеров, несколько превышающих современные контуры прогиба. Интенсивное растяжение, присущее олигоцен-раннемиоценовому времени, привело к созданию сложного сочетания горстов и грабенов субмеридионального и субширотного простираний. Пострифтовое погружение, сопровождавшееся лавинной седиментацией, охватило огромные площади, соответствующие нынешней территории Сахалина и акватории Татарского пролива. В конце плиоцена восходящие тектонические движения в зоне между Западно-Сахалинским и Централно-Сахалинским разломами сформировали крупное горстовое сооружение, в пределах которого на дневную поверхность оказались выведенными палеогеновые и верхнемеловые отложения. В результате этих процессов произошло обособление Северо-Татарского прогиба в современных границах.

Особенности геологического развития и строения Северо-Татарского прогиба свидетельствуют

о его высоком нефтегазоносном потенциале. Судя по региональным критериям нефтегазоносности, установленным в последние годы для континентальных окраин в целом [4] и для Сахалинской нефтегазоносной области в частности [6], усиленному нефтегазообразованию способствуют динамическое накопление мощной толщи осадков и существование проницаемых зон в литосфере (проводников тепла и флюидных потоков из верхней мантии в осадочный слой). Северо-Татарский прогиб, как видно из рассмотренных особенностей его строения и развития, удовлетворяет этим требованиям. Наличие аномальных проводящих зон в земной коре прогиба [3] и повышенный тепловой поток [4] служат дополнительными признаками существования благоприятных для нефтегазообразования термодинамических условий в осадочной толще бассейна. Флюидопроницаемые зоны, фиксируемые по сейсморазведочным, гравимагнитометрическим материалам, «рассеяны» по всей площади прогиба; максимальная их концентрация приурочена к районам коромантийных разломов.

Северо-Татарский бассейн характеризуется необходимыми условиями для нефтегазонакопления. Наиболее благоприятными свойствами обладают верхнедуьский и нижнемаруямский подкомплексы. Первый из них перекрыт мощной региональной глинистой крышкой курабийских пород. Скопления углеводородов могут контролироваться как локальными антиклинальными структурами, так и моноклинальными блоками.

Основными нефтегазогеологическими объектами в нижнемаруямском подкомплексе являются антиклинальные структуры, преимущественно осложняющие осевую часть прогиба и моноклираль его западного борта. Кроме того, представляют интерес зоны выклинивания песчаных пластов подкомплекса в западной части прогиба.

Благоприятными для нефтегазонакопления могут оказаться зоны Западно-Сахалинского и Восточно-Сихотэ-Алинского разломов, где могут быть обнаружены ловушки нефти и газа, контролируемые разрывными нарушениями и (или) тектоноседиментационными структурами. Последними могут быть линзы песчаных пород в глинистых толщах, приуроченные к конседиментационным грабенам, грабен-синклиналям, горстам и горст-антиклиналям.

Большой интерес вызывает зона выклинивания пород курабийского подкомплекса в западной части прогиба (см. рис. 2). Здесь, судя по сейсмическому изображению, глинистые породы подкомплекса сменяются песчаными, выклинивающимися и срезаемыми стратиграфическими несогласиями.

Таким образом, Северо-Татарский прогиб является высокоперспективным региональным нефтегазгеологическим объектом Дальнего Востока. Развертывание нефтегазопоисковых работ в его пределах становится важной задачей организаций, ведущих эти исследования в регионе. К первоочередным работам относятся следующие: 1) бурение на крупных локальных структурах (Александровской, Гавриловской, Южной и др.), 2) сейсморазведочные

работы для детального изучения выявленных структурных ловушек и дальнейших поисков в пределах островной части прогиба (Вагисская зона) и мелководной акватории Татарского пролива (север Александровской зоны), 3) детальное нефтегазгеологическое изучение зоны Западно-Сахалинского разлома, 4) специализированные работы по исследованию зоны стратиграфических ловушек в западной части прогиба.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабошина В. А., Терещенков А. А., Харахинов В. В. Глубинное строение Охотоморского региона по геофизическим данным.— Обзор ВНИИЭгазпром. Сер. геол. и разв. морских нефт. и газ. мест. М., 1984, вып. 3.
2. Кононов В. Э., Лопатнев Ю. В. и др. Использование сейсмостратиграфии при нефтегазопоисковых исследованиях на Северном Сахалине.— Тихоокеанская геол., 1984, № 5.
3. Никифоров В. М., Альперович И. М. и др. Аномалии электропроводности земной коры на Северном Са-

- халине и связь с ними месторождений нефти и газа.— Докл. АН СССР, 1985, т. 285, № 3.
4. Хаин В. Е., Соколов Б. А. Окраины континентов — главные нефтегазоносные зоны Земли.— Сов. геол., 1984, № 7.
5. Харахинов В. В., Гальцев-Безюк С. Д., Терещенков А. А. Разломы Сахалина.— Тихоокеанская геол., 1984, № 2.
6. Харахинов В. В., Терещенков А. А. и др. Тектоника осадочных бассейнов Охотоморского региона.— Обзор ВНИИЭгазпром. Сер. геол. и разв. морских нефт. и газ. мест. М., 1985, вып. 2.

ВПО Сахалинморнефтегазпром
Оха-на-Сахалине

Поступила в редакцию
29 сентября 1986 г.

О. В. Равдоникас, Г. И. Иванов, Х. А. Туйск

ПРИРОДНЫЕ ГАЗЫ ЮЖНОГО САХАЛИНА

На основе обобщения сведений о составе природных газов и условиях их нахождения представлена генетическая классификация газов и выделены обстоя-

На Сахалине и Хоккайдо известны многочисленные проявления различных по составу газов в виде минеральных газирующих источников, газоносности угольных месторождений, грязевулканической деятельности. Установлена высокая газонасыщенность подземных вод, вскрытых скважинами до глубины 3 км. Тем не менее на Южном Сахалине, в отличие от северной и южной частей Хоккайдо-Сахалинской кайнозойской геосинклиналино-складчатой области, не обнаружено скоплений нефти и значительных по запасам залежей газа, несмотря на большой объем геолого-разведочных геофизических и буровых работ.

Настоящее обобщение выполнено с целью познания особенностей геохимии природного газа этого района, что, в свою очередь, важно для решения практических вопросов нефтегазопроисковых работ.

Геохимия природного газа — наука о формировании состава газообразных в термобарических условиях земной коры веществ (тел), изучающая распределение, процессы миграции и аккумуляции, происхождение индивидуальных газов и их ассоциаций в природных средах. Верхние (атмосфера и гидросфера) и нижние (мантия и внешняя часть ядра) оболочки Земли рассматриваются в качестве внешней среды, а горные породы, подземные воды, нефть — как компоненты внутренней среды.

Преобладающий объем газов земной коры составляют связанные газы: сорбированные осадочными породами, образующие включения в минералах, растворенные в подземных водах. Движение связанных газов ограничено и подчиняется законам диффузии. Существенное влияние на миграцию связанных газов имеют тектонические подвижки и движение подземных вод, а также фазовые переходы флюидов при изменении теплового режима земной коры.

Свободные газы (нефть), занимая трещинно-поровое пространство горных пород, неустойчивы в земной коре. В условиях гравитацион-

повки, различающиеся по особенностям формирования скоплений углеводородов.

ного поля Земли они, как наиболее легкие компоненты, мигрируют к поверхности и лишь кратковременно задерживаются в ловушках, образуя залежи, но имеют постоянный энергетический потенциал для восходящего движения.

Долгое время геохимия природных газов (в связи с проблемами нефтегазоносности) была ограничена изучением процессов формирования газов в пределах осадочных толщ [6, 12, 25]. Специальные исследования, посвященные вопросам накопления гелия [29], показали, что независимо от геологической истории развития регионов вблизи фундамента (метаморфических и магматических образований) концентрация гелия возрастает и нижняя часть осадочной толщи обогащается посторонним для нее гелием, часто совместно с азотом. Исследования, выполненные в пределах шитов и фундамента древних платформ, а также изучение флюидных включений в минералах и газоносности рудных месторождений показали существенную метаносность метаморфических и магматических образований, слагающих земную кору [13, 25].

С помощью изотопного метода были доказаны большие масштабы вертикальной миграции газов при формировании крупных месторождений [18]; обнаружены проявления мантийного облегченного гелия в некоторых сравнительно крупных месторождениях нефти и газа; большие объемы гелия, водорода и метана, не связанные с земной корой, а выносимые гидротермами в пределах срединно-океанических хребтов, в континентальных рифтовых зонах, в областях современного вулканизма; установлен глубинный генезис углеводородов [4]. Рядом исследователей [9, 15, 16] планомерно развиваются представления о существенном влиянии на состав газов и формирование месторождений нефти и газа процессов «холодной» дегазации внутренних сфер Земли, для которых предполагается восстановленный тип газов [17].

В нашей работе при обобщении сведений о составе природных газов Южного Сахалина приняты следующие исходные положения.

1. Зональное изменение состава газа в пределах дискретно распространенного осадочного слоя, соответствующее зональности по условиям водообмена и по степени литификации осадочных пород. Аномально высокие или низкие концентрации сорбированных осадочными породами и особенно растворенных в подземных водах газов обусловлены влиянием внешней среды — атмосферы и гидросферы сверху, нижних слоев земной коры и мантии — снизу. Залежи нефти и газа также можно рассматривать в качестве аномалий концентрации углеводородов, но обусловлены они в основном за счет миграции углеводородов и других газов в пределах осадочного слоя.

2. Изменчивость нефтегазогенерирующих свойств не только осадочного слоя, но и нижних слоев земной коры и мантии в геологическом времени и пространстве.

3. В блоках древней стабилизированной земной коры процессы дегазации происходят на участках последующей активизации (в краевых зонах, рифтах, авлакогенах, зонах интенсивных погружений) и в пределах неизменно поднимающихся щитов.

4. В блоках стабилизированной остывающей земной коры в условиях снижения температуры и соответственно роста упругости происходят выделение газа из подземных вод и восходящая его миграция на фоне нисходящего движения подземных вод при повышении сорбционных свойств осадочных пород.

5. Для блоков активизированной нагревающейся земной коры характерна восходящая миграция воды с растворенным в ней газом при десорбции газов из осадочных пород.

6. Наиболее высокими флюидогенерирующими свойствами обладает истощенная мантия в зонах начальных интенсивных опусканий (начальные этапы развития геосинклиналей, рифтов, авлакогенов). В результате интенсивной «горячей» дегазации при вулканической деятельности мантия истощается, однако в течение геологического времени вновь приобретает эти свойства. В условиях подводного вулканизма повышаются нефтегазогенерирующие свойства земной коры.

7. Разгрузка глубинных флюидов при «холодной» дегазации Земли происходит в ослабленной, наиболее погруженной части зон геосинклинального прогибания, а в пределах блоков консолидированной земной коры — в зонах глубинных разломов [24].

Характеристика геологического строения и гидрогеологических условий района дана с учетом работ [5, 6, 8, 10, 11, 13, 14, 20—22, 26, 27, 30].

Хоккайдо-Сахалинская геосинклинально-складчатая область входит в состав северо-западного звена Тихоокеанского подвижного пояса. Подобно другим кайнозойским геосинклинально-складчатым областям звена она располагается в зоне сочленения крупных блоков, различных по истории развития земной коры и ее современному термогеодинамическому режиму (Амурский — стабилизирующийся остывающий, Охотоморский и Япономорский — активизированные и нагревающиеся). Область развивалась на океанической коре, пройдя полный цикл геосинклинального развития [8], и характеризуется активизированной земной корой, о чем свидетельствуют высокая сейсмичность, дифференцированный тепловой поток и проявления глубинной дегазации в виде грязевых вулканов, многочисленных газифицирующих минеральных источников, аномально высоких пластовых давлений. Очаги землетрясений [22], как и проявления глубинных флюидов, связаны с зонами разрывных нарушений в верхней части земной коры. Наиболее сильные из них происходят на границах поднятий и прогибов. Предполагается, что процессы в очагах землетрясений, представляющие собой комбинацию сдвиговых и объемных деформаций, способствуют разгрузке глубинных флюидов на поверхность.

На Южном Сахалине преобладающее развитие получили геосинклинально-складчатые комплексы. Сусунайские и Тонино-Анивские горы сложены наиболее дислоцированными и метаморфизованными палео- и мезозойскими образованиями, отнесенными к спилит-диабазовой кремнисто-терригенной формации. Менее дислоцированы терригенные и вулканогенно-осадочные верхнемеловые и кайнозойские образования, слагающие Западно-Сахалинские горы. Прибрежные и межгорные низменности выполнены осадочными и вулканогенно-осадочными неметаморфизованными кайнозойскими отложениями. Во впадинах и прогибах мощность палеогеновых и неогеновых толщ достигает 8 км в присахалинской шельфовой зоне Татарского пролива и не превышает 2—3 км в Сусунайском и Тунайчинском прогибах. Во впадинах заливов Терпения и Анива мощность осадочных отложений составляет 3—5 км и менее.

Кайнозойские отложения преимущественно несогласно залегают на верхнемеловых и мезозойско-палеозойских образованиях, и только Татарский прогиб развивался унаследованно с верхнемелового времени.

В гидрогеологическом отношении Южный Сахалин представляет собой систему разнообразных структур: 1) Южно-Сахалинский массив трещинных вод с малым межгорным Тунайчинским артезианским бассейном пластовых

вод; 2) Западно-Сахалинский адмассив трещинных и трещинно-пластовых вод; 3) Татарский латеральный адартезианский бассейн трещинно-пластовых и пластовых вод; 4) Сусунайский межгорный артезианский бассейн пластовых вод.

Границы артезианских и адартезианского бассейнов обычно совпадают с разрывными нарушениями, реже они протягиваются вдоль выходов на поверхность и уступов докайнозойских образований. Субаэральные бассейны Южного Сахалина находятся в тесной связи с субмаринными бассейнами Татарского пролива и заливов Охотского моря.

Палеозойские и мезозойские породы, слагающие фундамент бассейнов, характеризуются наиболее высокой плотностью — 2,5—2,7 г/см³. Значительно уплотнены (2,2—2,5 г/см³) не только верхнемеловые, но и третичные отложения, слагающие водоносные комплексы Татарского адартезианского бассейна. Слабо уплотнены (1,8—2,1 г/см³) миоценовые отложения в пределах Сусунайского и, видимо, Тунайчинского бассейнов.

Вскрытый скважинами разрез в бассейнах слагается следующими типами водоносных комплексов (сверху вниз): 1) преимущественно песчаных отложений, содержащих регионально проводящие пласты-коллекторы и локально развитые водоупоры (отношение суммарной мощности глинистых пластов и песчаных, т. е. глинистость, не превышает единицы); 2) глинисто-песчаных, отличающихся от первого регионального распределения глинистых водоупоров (глинистость составляет 1,3—1,6); 3) песчано-глинистых с локальным развитием пластов-коллекторов и высокой мощностью регионально выдержанных водоупоров (глинистость — более двух).

В Татарском адартезианском бассейне к верхнему комплексу относятся приповерхностные разуплотненные трещиноватые или пористые образования различного возраста. Второй комплекс в разных блоках включает свиты: маруямскую (плиоцен — верхний миоцен), верхнедуйскую и невелискую (средний миоцен), аракайскую (нижний миоцен), краснопольевскую, нижнедуйскую и конгломератную (эоцен — палеоцен), красноярковскую (верхний мел). К третьему комплексу относятся в соответствующих блоках свиты: курасийская (верхний миоцен), холмская (нижний миоцен), такарадойская (олигоцен), быковская (верхний мел).

В Сусунайском бассейне к верхнему комплексу относятся четвертичные отложения и верхняя часть маруямской свиты (плиоцен), ко второму — нижняя часть маруямской свиты (верхний миоцен), к третьему — невелиская, холмская и аракайская свиты (средний и ниж-

ний миоцен). Вскрытые скважинами водоносные верхнемеловые и юрские(?) образования отнесены к фундаменту бассейна.

Во вскрытом скважинами (до глубины 3 км) разрезе осадочных отложений выделяются три ступени, отличающиеся по гидрогеодинамическому режиму. В верхней ступени (слабо уплотненные породы) до глубины 1000—1400 м пластовое давление подземных вод примерно соответствует гидростатическому с небольшими отклонениями, определяющимися артезианским режимом движения подземных вод. В пределах средней ступени (значительно уплотненные трещиноватые породы) на глубинах 1400—2000 м пластовое давление несколько превышает условное гидростатическое и его градиент достигает 1,2—1,3. Нижняя ступень (сильно уплотненные трещиноватые породы) отличается аномально высоким давлением с градиентом 1,3—1,7 и до 2,1.

В вертикальном разрезе почти на каждой площади установлено повышение приведенного напора подземных вод с глубиной, что может свидетельствовать о потенциальной возможности восходящего движения подземных вод (газа). Вертикальный пьезометрический градиент существенно выше горизонтального. Однако анализ геотермических и гидрогеохимических условий свидетельствует о несовместимости реализации этого процесса.

Закономерное увеличение геотермической ступени с глубиной при его независимости от тепловых свойств пород и малая изменчивость минерализации и состава подземных вод с глубиной залегания свидетельствуют о значительных масштабах восходящей миграции флюидов (до поверхности земли) в зоне разлома, отделяющего Татарский бассейн от Сусунайского, а также почти на всех изученных площадях Татарского бассейна независимо от их положения относительно областей метеогенного питания и разгрузки подземных вод. Исключение составляет Невельский район, где, как и в Анивском районе Сусунайского бассейна, судя по геотермическому режиму и составу подземных вод отсутствует явное проявление восходящего движения подземных вод. В этих районах геотермическая ступень изменяется соответственно тепловым свойствам пород, а состав подземных вод зависит от условий метеогенного водообмена и вещественного состава водоносных пород. В северной части Сусунайского бассейна (Долинский район) геотермическая ступень не отвечает тепловым свойствам пород и почти не изменяется с глубиной, а минерализация и состав подземных вод не отражают литолого-фациальные особенности водоносных пород, что может свидетельствовать о существенном проявлении восходящей миграции флюидов в этом районе.

Из типов природных газов по условиям нахождения на Южном Сахалине изучались газовые струи, восходящие вместе с минеральными водами до поверхности, газы грязевых вулканов и спонтанно выделяющиеся на поверхности из подземных вод, вскрытых скважинами, а также залежи газа.

Принятые методы опробования газопроявлений на поверхности и в скважинах, исключая фонтанный приток газа, не позволяют оценить природные условия нахождения газов в осадочных отложениях: являются ли они самостоятельными газовыми струями, поднимающимися совместно с водами на поверхность земли, или же они растворены в подземных водах на определенной глубине и выделяются из вод при подъеме до поверхности.

Изучение состава газов минеральных источников и грязевых вулканов первоначально выполнялось с целью определения бальнеологических свойств минеральных вод (В. В. Иванов, В. А. Аверьев, И. Б. Райхлин, А. А. Сычева и др.), а в дальнейшем — для оценки перспектив нефтегазосности (Н. Д. Цитенко, В. И. Левченко, Ю. А. Андрющенко, Ю. С. Мавринский и др.). Сведения о газосности угольных месторождений приведены в работах Г. А. Бакаева с соавторами [2, 3]. Основной объем данных по составу газов получен под руководством главного геолога нефтегазоразведочной экспедиции Сахалинского геологического управления (ныне ПГО Сахалингеология) Х. А. Туйск. Газогидрогеологические исследования скважин первоначально (1964—1973 гг.) выполнялись Сахалинским отделением ВНИГРИ под руководством О. В. Равдоникас, затем геологической службой экспедиции.

Преобладающая часть анализов газа была выполнена Т. Д. Андрющенко в лаборатории СО ВНИГРИ. Определение концентраций инертных газов выполнялись на аппарате Хлопина — Герлинга, общий состав газов — хроматографически.

Первая наиболее полная сводка о газах и водах минеральных источников, не потерявшая своего значения и до настоящего времени, была выполнена В. В. Ивановым в 1954 г. В этой сводке было выделено пять групп минеральных вод: 1 — углекислые мышьяковистые холодные высокоминерализованные; 2 — углекисло-метановые холодные грязевых сопков; 3 — метановые и азотно-метановые термальные слабо минерализованные щелочные; 4 — метановые холодные высоко минерализованные; 5 — метаново-азотные слабо сероводородные холодные слабо минерализованные. Происхождение различных групп минеральных вод объяснялось различиями условий водообмена в осадочных отложениях и вещественного состава водонос-

ных пород. Влияние глубинных процессов исключалось.

В дальнейшем наиболее полная систематизация проявлений свободного газа и нефти на поверхности и в скважинах была выполнена авторами [1], установившими их связь с очагами разгрузки артезианских вод и с гидродинамическими аномалиями в зоне весьма затрудненного водообмена.

В работах О. В. Равдоникас (1968—1974 гг.) допускалось влияние на формирование состава газа и подземных вод в осадочных толщах глубинных источников, не связанных с осадочными отложениями.

Авторами [3] показана высокая газонасыщенность угольных пластов и дана оценка масштабов генерации углеводородных газов в процессе метаморфизма угольного вещества. Конкретных сведений о составе газа собственно угольных пластов в этой работе не приведено. Балансовые расчеты запасов газов с учетом лишь процессов углефикации недостаточно обоснованы эмпирическими данными об изменчивости сорбционных свойств углей при погружении и воздымании и о степени их газонасыщенности на разных глубинах. Не доказана первичность сорбированных углями газов. Количество метана, растворенного в подземных водах осадочных толщ на Южном Сахалине до глубины лишь 3 км, на порядок превышает определенные Г. А. Бакаевым и Г. Н. Новиковым объемы газов, образовавшихся за счет процессов углефикации и преобразования рассеянного органического вещества.

В целом для Южного Сахалина газогидрохимическая зональность проявилась лишь в вертикальном разрезе и в основном для верхнего водоносного комплекса, который находится в условиях свободного водообмена, а соответственно и в условиях снабжения подземных вод воздушными газами. Пресные и слабо солоноватые воды неглубокой циркуляции обогащены азотом (до 30—62%). Для них характерно высокое содержание аргона (0,8—1,0%), низкое — гелия (0,002%), иногда встречаются примеси углекислоты (до 10%) и сероводорода. Азот преимущественно воздушного происхождения, несколько разбавленный метаном или миграционной природы, или современных биохимических процессов, кислые газы — следствие окислительно-восстановительных процессов при выветривании сульфидоносных пород.

Не установлено влияние метеогенных вод и соответственно воздушных газов на солевой и газовый состав подземных вод для разных областей питания. На высоких гипсометрических отметках на западной границе Сусунайского бассейна в приразломной зоне сочленения верхнемеловых и кайнозойских отложений значительно минерализованные воды (до 24 г/л)

Состав газов по проявлениям на поверхности *

Пункт отбора пробы	Возраст отложений	Содержание, об. %					0,04 Ar	He Ar	Ar×100 N ₂	Организация, выполнявшая анализы, источник сведений
		CO ₂	CH ₄	N ₂	гр. Ar	гр. He				
Матросовские источники (Поронайский район)	K ₂	97,4	0,3	2,3	0,162	0,002	0,2	0,01	7,0	СахГУ, А. И. Бондарев, 1969 г.
Лесогорские источники (Углегорский район)	K ₂	0,0	74,6	25,4	—	—	—	—	—	СахГУ, В. В. Иванов, 1954 г.
Старицкие источники (Томаринский район)	N ₁₋₂	12,5	84,1	3,4	0,022	0,018	1,8	0,82	0,6	СО ВНИГРИ, Ю. Н. Андрущенко, 1968 г.
Антоновские источники (Хоймский район)	N ₁	0,6	95,1	4,3	—	—	—	—	—	То же
Пос. Лопатино (Томаринский район)	P ₂	0,7	96,1	3,3	0,036	0,005	1,1	0,14	1,1	»
Невельские источники ** (Невельский район)	N ₁₋₂	0,8	37,0	62,2	0,768	0,003	0,05	0,004	1,2	»
Низовья р. Амурской (Невельский район)	N ₁	0,5	97,2	2,3	0,084	0,002	0,5	0,02	3,6	»
		95,1	3,3	1,6	0,042	0,001	3,8	0,09	0,7	
Синегорские источники (Анивский район)	K _{2-N₂}	81,2	17,8	1,0	0,006	0,003	6,7	0,50	0,6	СО ВНИГРИ
Южно-Сахалинский грязевой вулкан (Анивский район)	K ₂	63,4	34,5	2,1	0,010	0,004	4,0	0,40	0,5	То же
Южно-Сахалинские источники (Анивский район)	K ₂	12,8	83,8	3,4	0,046	0,007	2,5	0,45	0,5	»
Пугачевский грязевой вулкан (Макаровский район)	K ₂	15,0	81,0	4,0	0,021	0,005	2,0	0,23	0,5	ВНИГРИ, материалы лаборатории, 1969 г.
То же	То же	34,6	61,8	3,6	0,021	0,003	2,0	0,15	0,6	То же
»	»	73,8	22,9	3,3	0,024	0,001	1,7	0,04	0,7	
Низовья р. Макаровка (Макаровский район)	N ₁	0,6	83,8	15,6	—	—	—	—	—	СахКНИИ, И. М. Сирь, 1968 г.
Среднее течение р. Кринка (Макаровский район)	N ₁	0,3	69,9	29,8	—	—	—	—	—	То же
Село Новая Деревня (Анивский район)	Q	4,9	71,9	23,2	—	—	—	—	—	»

* Высшие гомологи метана не обнаружены во всех пробах; черточка обозначает отсутствие сведений.

** В водах невельских источников установлено незначительное содержание сероводорода (до 10 мг/л).

гидрокарбонатно-натриевого типа (по Сулину) источников и грязевых вулканов обогащены углекислыми, метаново-углекислыми и углекисло-метановыми газами (табл. 1). В период эксплозивной деятельности Пугачевского грязевого вулкана в составе газа преобладала углекислота, а в фумарольную стадию главное значение приобретал метан. По мере увеличения концентрации метана возрастало и содержание гелия.

В Татарском бассейне газы минеральных источников имеют преимущественно метановый состав. Лишь для Невельских сероводородных источников характерно повышенное содержание азота и аргона воздушного происхождения, а в Красногорском районе (Старицкие источники) в газах повышено содержание углекислоты при максимальном для минеральных источников

содержании гелия. В некоторых источниках имеется «безазотный» аргон (содержание аргона превышает то, которое могло поступить из воздуха совместно с азотом).

В условиях затрудненного водообмена с латеральной миграцией флюидов распространены воды, несущие с собой метановые газы, обедненные аргоном (его количество меньше, чем в растворенном воздухе, аргоновый коэффициент (0,04/Ar) превышает газовый фактор) и обогащены гелием (относительный возраст, определенный по гелию, больше геологического возраста пород и имеет меньшее значение, чем определенный по отношению гелия к аргону). Эти газы относятся к миграционным (вертикальная миграция с больших глубин и горизонтальная в пределах второго водоносного комплекса). С ними связаны нефтепроявления,

и в этом случае в миграционных газах определяется примесь тяжелых углеводородов, включая бутан. На некоторых площадях Татарского бассейна (Красногорский район) в миграционных газах установлено повышенное содержание углекислоты. В Сусунайском бассейне воды в условиях затрудненного водообмена характеризуются максимальной в разрезе минерализацией, гидрокарбонатно-натриевым (по Сулину) составом и обогащены аммонием (до 200 мг/л и более).

Для южной части Сусунайского бассейна и Лютюгского района Татарского бассейна установлена область питания глубинными водами, приуроченная к разделяющей их приразломной зоне крупного тектонического нарушения. Судя по падению приведенного напора и наклонному положению газоводяных контактов залежей газа, разгрузка подземных вод предполагается в Анивском заливе [28].

В зоне затрудненного водообмена подземные воды предельно насыщены газами и к ней приурочена преобладающая часть проявлений нефти и свободного газа (от непромышленных фонтанных притоков газа до небольших промышленных его залежей).

Месторождения газа сосредоточены в южной части Сусунайского бассейна, где газоносными являются глинисто-песчаные отложения маруямской свиты в пределах глубин 900—1500 м. С этими же отложениями связаны непромышленные фонтанные притоки газа в северной части Сусунайского бассейна в интервале 70—700 м, а ниже — до глубины 1000—2000 м — избыточное содержание газа в подземных водах. В этом районе обнаружено и нефтепроявление на поверхности в области развития четвертичных отложений. В пределах Татарского бассейна в Лютюгской впадине фонтанный приток газа с небольшим количеством сильно парафинистой нефти (содержание парафина до 33%) был получен на Ковровской площади из невельской свиты с глубин 650—1140 м. Небольшой приток газа из отложений нижедуйской свиты получен на Лопатинской площади с глубины 500 м. В районе Лопатинской антиклинали установлены две группы проявления метановых газов и нефти на поверхности.

Состав свободных в пластовых условиях газов непостоянен (табл. 2). В краевой части Татарского бассейна из нижедуйской свиты газы обогащены углекислотой (до 14%) с заметной примесью азота. Причем в выходах на поверхность (см. табл. 1) газы утрачивают углекислоту и обогащаются «безазотным» аргоном. В Лютюгской впадине, где наблюдались проявления нефти, газы из отложений невельской свиты характеризуются примесью тяжелых углеводородов, включая бутан. В Сусунайском

Таблица 2

Состав залежей газа

Площадь	Средняя глубина залегающей свиты, м	Возраст отложения	Номер водонеслого комплекса	Содержание, об. %										He/Ar	Ar × 100 / N ₂	He/Ar × 100 / Ar × 2,5 (млн лет)	Примечание	
				CO ₂	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀	C ₅ H ₁₂	TU	N ₂	гр. Ar	гр. He	He/Ar					
													гр. Ar					гр. He
Татарский бассейн																		
Лопатинская	500	P ₁₋₂	VIII	14,4	81,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	4,1	0,014	0,006	0,50	0,2	13	Непромысл. знач.
Ковровская	650	N ₁₋₂	III	0,5	96,6	0,7	0,0	0,0	0,0	1,0	1,9	0,018	0,002	0,10	4,0	3	То же	
То же	870	N ₁₋₂	III	0,2	96,4	1,1	0,4	0,1	0,0	1,6	1,8	0,020	0,003	0,15	4,0	4	»	
»	1140	N ₁₋₂	III	0,4	94,9	2,0	0,6	0,3	Сл.	2,9	1,8	0,019	0,003	0,15	4,0	4	»	
Сусунайский бассейн																		
Сев. Долинская (Айская)	100	N ₁₋₂	II	0,8	95,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,9	0,009	0,006	0,7	0,2	17	»	
То же	700	N ₁₋₂	II	0,0	95,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	4,0	0,027	0,008	0,3	0,8	8	»	
»	1240	N ₃	III	0,6	93,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	5,6	0,008	0,004	0,5	0,1	13	»	
Восточно-Лутюгская	980	N ₁	I	1,7	95,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,8	0,011	0,003	0,3	0,3	8	Промысл. знач.	
То же	1080	N ₁	III	1,2	95,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,8	0,014	0,004	0,3	0,3	8	То же	
То же	1170	N ₂	III	0,8	89,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	10,1	0,008	0,006	0,7	0,1	17	»	

бассейне для газов продуктивных отложений маруямской свиты более заметна примесь азота (до 3—10%). По содержанию гелия и аргона они не отличаются от газов Лопатинской площади.

В отличие от северо-сахалинских газовых залежей для Южного Сахалина характерна более высокая концентрация свободных газов гелия (преимущественно 0,001—0,003% по объему на севере и 0,002—0,008% на юге) и аргона (преимущественно 0,002—0,008% на севере и 0,01—0,02% на юге), а также более высокая величина отношения гелия к аргону (до 0,3 на севере и 0,7 на юге).

В условиях весьма затрудненного водообмена на глубине 1600—3000 м солевой и газовый состав подземных вод существенно изменяется по площади. В Сусунайском бассейне они отличаются пониженной минерализацией (до 10—12 г/л), обогащены бором, а в составе газа повышена концентрация азота (до 10—20%) и гелия. На Восточно-Луговском месторождении установлены примесь тяжелых углеводородов (1,3%) и предельная газонасыщенность подземных вод. Содержание азота в подземных водах в несколько раз превышает то количество, которое могло поступить в воды из воздуха, а относительный возраст, определенный по гелию и отношению гелия к аргону, больше геологического возраста пород. Содержание аргона примерно соответствует воздушному. Подобную характеристику инертных газов имеют и подземные воды верхнемеловых и юрских образований (фундамента в Сусунайском бассейне), но с более высоким содержанием азота (до 30—80%) и неполным насыщением газом (коэффициент упругости водорастворенного газа 0,8—0,9).

В Татарском бассейне в зоне весьма затрудненного водообмена почти на всех площадях (кроме Лопатинской) были проявления нефти и соответственно примесь тяжелых углеводородов (до 5,0%), включая бутан, в составе газов. Повсеместно газы обогащены гелием, содержат избыточные количества азота и аргона. В Невельском районе отмечается дефицит аргона, а в Красногорском и Лопатинском — повышенное содержание углекислоты. В Невельском районе вместе с водой поступал избыточный газ (выше того количества, которое могут содержать воды в данных термобарических условиях), в остальных районах воды не насыщены газами.

Сведения о составе газов в совокупности с гидрогеохимическими и геологическими показателями были подвергнуты математической обработке на базе ЭВМ «Минск-32» во ВНИГРИ под руководством и с участием М. Д. Белонина. Цель анализа — зональная оценка перспектив нефтегазоносности с при-

менением системного (целостного) подхода. Объект анализа — газы, спонтанно выделяющиеся из воды на поверхности в пределах однородной по вещественному составу и структурным условиям среды. По вещественному составу это водоносный (литофациальный) комплекс, характеризующийся стратиграфической привязкой, степенью литификации и глинистостью пород. По структурно-тектоническим условиям — это локальные поднятия, по вещественному составу подземных вод — однородные по величине минерализации (в соответствии с принятой в гидрогеохимии градацией) и солевому составу воды (что отражено в коэффициентах $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}}$ и $\frac{SO_4 \times 100}{Cl}$), в содержании специфических компонентов (аммоний, бор), в величинах йод-бромного и бром-йодного коэффициентов. В качестве показателя термобарических условий рассматривается глубина залегания подземных вод в совокупности с геотермическим (ступенью) и пьезометрическим градиентами.

Оптимальный набор показателей объекта анализа вытекает из его количественных оценок, компонентного состава и тех соотношений, которые используются для определения природы газов, условий их формирования и миграции. Комплекс выбранных для анализа показателей и их численные значения приведены на рис. 1.

Взаимодействие «среда — природные газы» относится к вероятностному. Математический аппарат, отвечающий задаче изучения согласованного изменения множества параметров по единому закону, — метод главных компонентов.

Прогноз распределения в осадочном чехле природных обстановок, определяющих условия нефтегазоносности, осуществляется в результате идентификации фигуративных полей на факторных диаграммах и пространственных обособлений соответствующих свойств системы. Содержательная интерпретация главных компонентов позволяет выделить в соответствии с заложенной информацией наиболее важные процессы, ответственные за особенности размещения углеводородов, а синтез совместного воздействия этих процессов — интегральную оценку соответствующих природных обстановок.

В результате выполненного анализа выделены три главных фактора, несущие до 80% всей информации, заложенной в массив данных (табл. 3, рис. 2, а).

Положительная связь первого фактора с глубиной залегания, глинистостью, плотностью и абсолютным возрастом пород, минерализацией воды, содержанием в ней бора, количеством растворенного в воде газа и его упругостью, содержанием в газе высших гомологов метана и усложнением их состава, содержанием

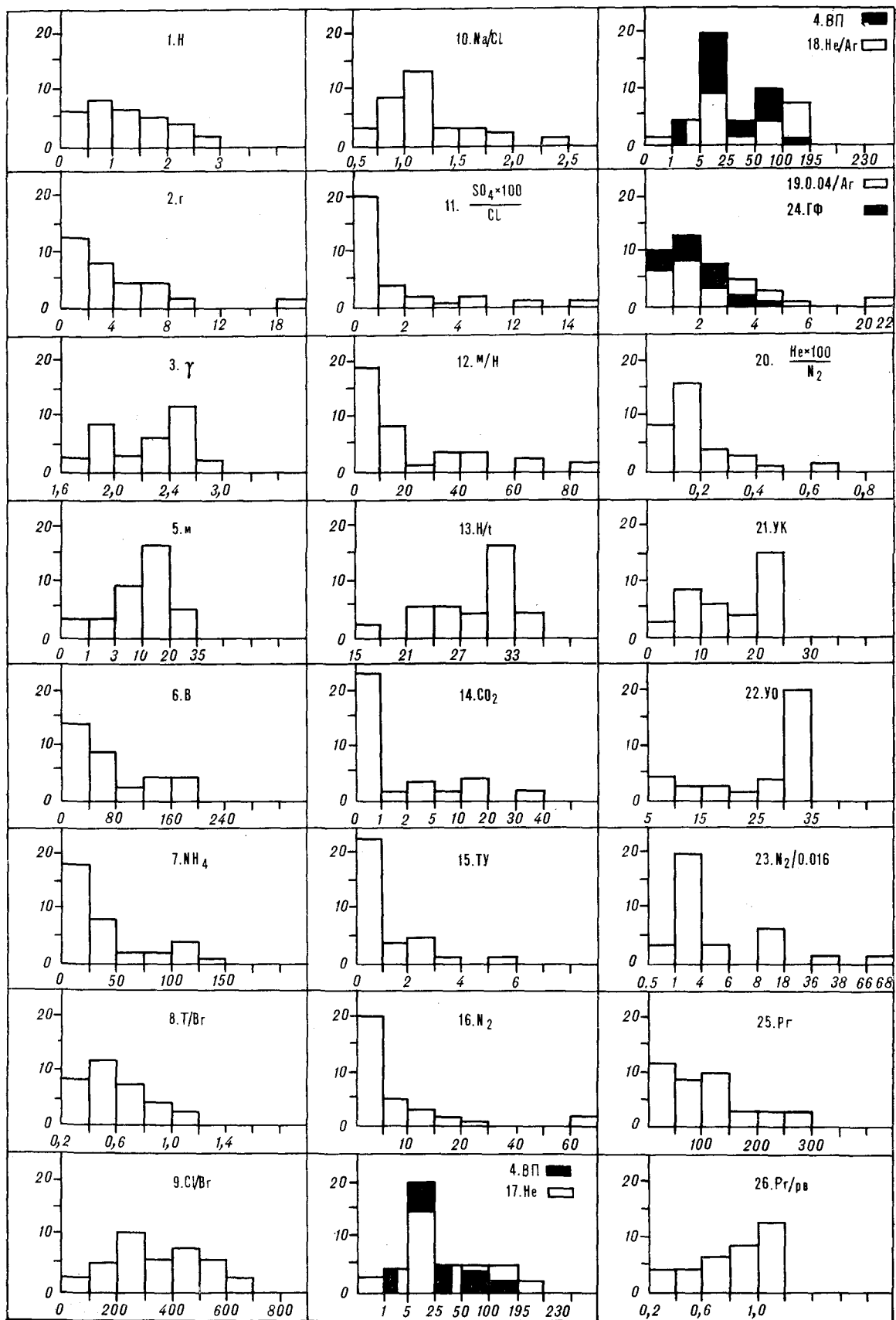


Рис. 1. Численные значения показателей, использованных для анализа. По вертикали — число определений, по горизонтали — интервалы значений. Нумерация и индексы показателей в табл. 3.

Таблица 3

Результаты факторного анализа

№ п/п	Признаки	Факторы		
		1	2	3
		Факторные нагрузки		
1	Глубина, км (H)	0,9	0	0
2	Глинистость (g)	0,6	0	0
3	Плотность глин, г/см ³ (γ)	0,5	0,5	0,3
4	Возраст пород, млн лет (ВП)	0,4	0,5	0
5	Минерализация, г/л (m)	0,5	0	0,5
6	V, мг/л	0,5	0	0
7	NH ₄ , мг/л	0	0,3	0,3
8	$\frac{I}{Bg}$	0	0	0
9	$\frac{Cl}{Bg}$	0,6	0	0,6
10	$\frac{Na}{Cl}$	-0,5	0	0
11	$\frac{SO_4 \times 100}{Cl}$	-0,5	0	-0,3
12	Градиент минерализации ($\frac{m}{H}$)	0	0	0,7
13	Геотермическая ступень, м/град ($\frac{H}{t}$)	0	0	-0,7
14	CO ₂ , об. %	0	0	0,8
15	ТУ, об. %	0,7	0	0
16	N ₂ , об. %	0	0,9	0
17	Возраст по He, млн лет (He)	0,7	0,4	0
18	Возраст по $\frac{He}{Ar}$, млн лет ($\frac{He}{Ar}$)	0,6	0	0
19	$\frac{0,04}{Ar}$	0	-0,6	0
20	$\frac{He \times 100}{N_2}$	0,5	0	0,6
21	$\sqrt{\frac{CH_4}{ТУ}}$ (УК)	-0,8	0	0
22	$\sqrt{\frac{C_1 + C_2}{C_3 + C_4 + C_5}}$ (УО)	-0,5	0	0
23	$\frac{N_2}{0,016}$	0	0,5	-0,3
24	Газовый фактор (ГФ)	0,6	-0,6	-0,3
25	Упругость газа, кгс·см ⁻² (Pг)	0,7	-0,5	-0,3
26	Коэффициент упругости ($\frac{Pг}{Pв}$)	0	-0,7	0
	Факторные веса, %	40	30	10

Примечание. Факторные нагрузки отличаются от нуля с надежностью 0,95 при их абсолютных значениях 0,28. Незначимые величины заменены нулем.

гелия, отношением гелия к аргону и отрицательная — с отношениями $\frac{r Na}{r Cl}$ и $\frac{SO_4 \times 100}{Cl}$ — интерпретируется как парагенез минеральной, органической и газовой составляющей подземных вод и указывает на процесс накопления в

подземных водах (породах) углеводородных газов. На диаграмме в координатах первых двух факторов линия нулевого значения первого фактора разделяет объекты, отнесенные к условиям свободного и затрудненного водообмена, от объектов, характеризующихся весьма затрудненным водообменом.

Второй фактор имеет наиболее сильную положительную связь со всеми параметрами, отражающими содержание в воде азота, менее сильную — гелия и аргона и отрицательную связь с количественными показателями водорастворенных газов. Из показателей среды он имеет положительную связь с плотностью и абсолютным возрастом пород и отрицательную — с минерализацией подземных вод. Он отражает интегральный процесс обогащения водорастворенных газов азотом. На факторной диаграмме нулевая линия второго фактора разделяет газы с содержанием азота до 20% и более.

Третий фактор имеет положительную связь с содержанием в газах углекислоты, гелий-азотным отношением и отрицательную с коэффициентом обогащения газа азотом ($N_2/0,0016$), газовым фактором и упругостью растворенного газа. Из показателей среды положительная связь определяется с плотностью глин (слабая), минерализацией и градиентом минерализации, хлор-бромным коэффициентом и аммонием и отрицательная — с геотермической ступенью и коэффициентом сульфатности (слабая). Он может расщифроваться как фактор обогащения газов углекислотой за счет вертикальной миграции.

В результате факторного анализа рассмотренные выше особенности состава водорастворенных газов Южного Сахалина приобрели большую определенность (табл. 4).

На факторной диаграмме определились четыре зоны, идентифицирующие природные обстановки формирования состава водорастворенных газов и соответственно скоплений углеводородов: 1) аконсервационная (зона свободного водообмена с преобладанием азота в газах и низкой газонасыщенностью подземных вод); 2) обстановка латеральной миграции флюидов и аккумуляции углеводородов в ловушки (зона развития метановых газов первой группы); 3) обстановка ограниченной латеральной миграции и условий для формирования газоконденсатных залежей (зона развития метановых газов второй группы); 4) катагенная обстановка, преимущественно вертикальной миграции, существенной литификации пород и накопления азотных гелиевых газов.

По сочетанию природных обстановок формирования газов (скоплений углеводородов) в изученной части разрезов на Южном Сахалине выделяются четыре типа поясов (см.

Таблица 4

Типизация водорастворенных газов Южного Сахалина

Группа	Азотные		Метановые		Углекислые
	Гипергенные	Катагенные	Гипогенные	Катагенные	
Подгруппа	Гипергенные	Катагенные	Гипогенные	Катагенные	Гипогенные
Показатели*	Значения показателей				
CO ₂	0—10	0	0—34	0—20	63—97
TU	0	0	0—6	0—6	0
N ₂	60—80	60—80	1—10	9—22	1—3
$\frac{N_2}{0,016}$	0,7—1,3	>1,3	<0,7	>1,3	<0,7
Возраст по He : Vп	<0,5	>1	<1	>1	<1
$\frac{0,04}{Ar} : ГФ$	0,7—1,3	<0,7	>1,3	<0,7	1,3
Rг : Rв	<0,5	0,7—1,0	>1,0	0,7—1,0	1,0
Геологический индекс	Не дифференц.	—K ₂	—N ₂	K ₂ — N ₁	K ₂

* Индексацию и размерность см. в табл. 3.

рис. 2, б): 1) полный набор обстановок (аконсервационной, газонефтяной, газоконденсатной и катагенной); 2) при отсутствии (или неизученной) нижней зоны, соответствующей ката-

генной обстановке; 3) при отсутствии в разрезе газонефтяной зоны; 4) представленный только аконсервационной зоной.

Первый тип характерен для Красногорского района в Татарском бассейне и северной части Сусунайского бассейна, второй — для его южной части, третий — для краевой части Поронайского бассейна.

С точки зрения осадочно-миграционной гипотезы наиболее высокие перспективы нефтегазоносности связаны с областями развития поясов первого и второго типов. С учетом возможностей поступления углеводородов из нижних слоев земной коры и мантии более высокими перспективами обладают площади развития пояса третьего типа. Во всех случаях наиболее благоприятные условия для аккумуляции углеводородов характерны для песчано-глинистых отложений маруямской свиты. В более литифицированных нижележащих отложениях важное значение приобретают поиски обширных по площади зон горизонтальной трещиноватости.

Вполне вероятно, что в пределах Татарского адартезианского бассейна на площадях развития АВПД с прямыми проявлениями нефти и свободного газа в нижних горизонтах могут быть встречены крупные скопления углеводородов. В этом случае АВПД являются следствием проникновения газов снизу из залежей [19].

ЛИТЕРАТУРА

1. Андрищенко Ю. Н., Мавринский Ю. С. Гидрогеологические особенности размещения нефтегазопроявлений по площади и в разрезе мезокайнозойских отложений Южного Сахалина.— В кн.: Известия Сахалинского отдела Географического общества СССР. Вып. 4. Вопросы геологии и нефтегазоносности Сахалина. Л.: Недра, 1973.
2. Бакаев Г. А., Таболяков А. Я., Тютрин И. И. Перспективы газоносности о. Сахалин в связи с наличием угленосных отложений.— В кн.: Известия Сахалинского отдела Географического общества СССР. Вып. 3. Геология и полезные ископаемые Сахалинской области. Южно-Сахалинск, 1972.
3. Бакаев Г. А., Новиков Г. Н. Особенности процесса образования и накопления природных газов в кайнозойских угленосных отложениях Южного Сахалина.— В кн.: Геология и разработка нефтяных и газовых месторождений Сахалина: М.: ВНИИЭгазпром, 1980.
4. Валляев Б. М. Изотопное обоснование глубинного генезиса углеводородов.— В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. Тез. докл. II Всесоюз. совещ. М.: Наука, 1985.
5. Гальцев-Безюк С. Д. Разрывные дислокации и их роль в формировании структуры Сахалина.— В кн.: Геология СССР. Т. XXXIII. М.: Недра, 1970.
6. Генезис углеводородных газов и формирование месторождений/Под ред. М. Ф. Мирчинка.— М.: Наука, 1977.
7. Глубинное строение и геодинамика литосферы/Под ред. А. А. Смыслова.— Л.: Недра, 1983 (Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 317).
8. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 8. Восток СССР/Под ред. Л. И. Краснова, М. К. Путищева.— Л.: Недра, 1984.
9. Гольд Т. Вклад в теорию abiогенного происхождения метана и других углеводородов земной коры.— В кн.: Месторождения нефти и газа. 27-й МКГ: Секция С. 13. Доклады. Т. 13. М.: Наука, 1984.
10. Иваньшина Л. П., Уткина А. И., Коблов Э. Г. Влияние катагенных изменений минерального состава неогеновых, палеогеновых и меловых пород Сахалина, их коллекторские свойства.— В кн.: Геология и нефтеносность Сахалина. Л., 1977.
11. Коблов Э. Г., Буценко Р. Л., Бругман В. Ш. Литогенетическая эволюция коллекторских и экраняющих свойств пород и ее значение для прогноза нефтегазоносности (на примере Сахалинской нефтегазоносной области).— В кн.: Геология и разработка нефтяных и газовых месторождений Сахалина. М.: ВНИИЭгазпром, 1980.
12. Карцев А. А. Основы геохимии газа.— М.: Недра, 1969.
13. Мавринский Ю. С., Уткина А. И. О метаморфизме органического вещества верхнемеловых, палеогеновых и неогеновых отложений Южного Сахалина в связи с прогнозом нефтегазоносности.— В кн.: Известия Сахалинского отдела Географического общества СССР. Вып. 2. Южно-Сахалинск, 1974.
14. Новиков Г. Н., Маргулис Л. С., Теплов И. А. Осадочные формации и нефтегазоносность Западно-Сахалинского позднекайнозойского краевого прогиба.— В кн.: Новые данные по нефтегазовой гео-

- логии Сахалина. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981.
15. *Кропоткин П. Н., Валяев В. М.* Развитие теории глубинного (неорганического и смешанного) происхождения углеводородов.— В кн.: Горючие ископаемые. Проблемы геологии и геохимии нефтяных и битуминозных пород. 25-й МКГ. Докл. сов. геол. М., 1976.
 16. *Кропоткин П. Н., Валяев В. М.* Тектонический контроль процессов дегазации Земли и генезис углеводородов.— В кн.: Месторождения нефти и газа. 27-й МКГ. Секция С. 13. Т. 13. М.: Наука, 1984.
 17. *Летников Ф. А.* Глубинная дегазация в геологической истории Земли.— В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. Тез. докл. II Всесоюз. совещ. М.: Наука, 1985.
 18. *Прасолов Э. М., Лобков В. А., Якуцени В. П.* Интенсивность и глубина генерации метана в земной коре (по изотопным данным).— Докл. АН СССР, 1980, т. 252, № 6.
 19. *Прогноз и оценка нефтегазоносности недр на больших глубинах/Под ред. С. Н. Симакова.*— Л.: Недра, 1986.
 20. *Равдоникас О. В., Гальцев-Безюк С. Д., Андрющенко Ю. Н.* К генезису углекислых гидрокарбонатных натриевых вод о. Сахалин.— В кн.: Известия Сахалинского отдела Географического общества СССР. Вопросы геологии и нефтегазоносности Сахалина. Вып. 4. Л.: Недра, 1973.
 21. *Равдоникас О. В.* Нефтепоисковая гидрогеология Сахалина.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986.
 22. *Сейсмическое районирование территории СССР.*— М.: Наука, 1980.
 23. *Сидоренко А. В., Сидоренко С. А.* Об углеводородном дыхании докембрийских графитсодержащих толщ.— Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 1.
 24. *Современные проблемы геодинамики/Под ред. Ч. Дрейка и Л. Шмитта.*— М.: Мир, 1984.
 25. *Соколов В. А.* Геохимия природных газов.— М.: Недра, 1971.
 26. *Теплов И. А., Борисов Ф. Е.* Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности верхнемиловых и палеогеновых отложений Лопатинского антиклинального поднятия (по материалам параметрического бурения).— В кн.: Геология и нефтегазоносность Сахалина. Л.: Географическое общество Сахалинского отдела, 1977.
 27. *Тютрин И. И., Дуничев В. М., Таболяков А. Я.* Основные геологические результаты поисков нефти и газа на Южном Сахалине.— Сов. геол., 1984, № 3.
 28. *Юрочко А. И., Свитенко В. С., Борисов Б. Д.* Влияние гидродинамических условий на размещение скоплений газа в Анивском прогибе Южного Сахалина.— Геол. нефти и газа, 1981, № 12.
 29. *Якуцени В. П.* Интенсивное газонакопление в недрах.— Л.: Наука, 1984.
 30. *Ярошевич М. С., Теплов И. А.* Геохимическая характеристика меловых отложений юго-западного района Сахалина в связи с оценкой перспектив их нефтегазоносности.— В кн.: Геология и нефтегазоносность Сахалина. Л.: Географическое общество Сахалинского отдела, 1977.

*ИТиГ ДВНЦ АН СССР, Хабаровск
ПГО Сахалингеология, Южно-Сахалинск*

*Поступила в редакцию
16 февраля 1987 г.*

С. В. Зябрев, Л. И. Попеко

ПОЛИГЕННЫЕ МИКСТИТЫ ТОНИНО-АНИВСКОГО ПОЛУОСТРОВА

(Сахалин)

В поле развития мезозойских толщ Тонино-Анивского полуострова (Сахалин) выделены различные типы микститов: тектонические (меланж), гравитационные (олиостромы) и полигенные. Основное внимание уделено описанию последних, песущих многие черты сходства с микститами тектоногравитационными, но являющихся на самом деле меланжем, в мат-

риксе которого присутствуют микститы гравитационные наряду со слоистыми толщами. Предложена модель формирования микститов на склоне, сложенном пластинами вулканогенно-кремнистых и терригенных пород в процессе осадконакопления и прогрессирующего надвигообразования.

Вопросы генезиса терригенных и вулканогенно-кремнистых толщ востока Сахалина неоднократно рассматривались различными исследователями, по-разному оценивающими роль тектонических и седиментационных факторов при формировании общего облика мезозойских отложений. Хорошо изученные структурно, вещественно и палеонтологически, мезозойские толщ Тонино-Анивского полуострова получали различную генетическую интерпретацию, в том числе и грубообломочные хаотические образования (микститы), выделенные впервые Д. Ф. Семеновым как позднемезозойские — раннемеловые олиостромы горизонты, сформировавшиеся предположительно на склоне геосинклинального прогиба или на борту древнего глубоководного желоба [5]. Позднее здесь выделялись верхнемеловой олиостром, подстилающий покрывную пластину [2], меловой олиостром с глыбами вулканогенно-кремнистого комплекса и верхнемеловых песчаников, а также меловые алевриты с галькой вулканогенно-кремнистого комплекса [3]. Предпринималась попытка объяснить облик терригенных толщ и генезис микститов (галечниковых аргиллитов и глыбовых брекчий) формированием их в условиях каньонов и каналов среди подводных конусов выноса у подножия континентального склона [1].

Не затрагивая особенностей седиментации терригенных толщ, разберем условия формирования различных типов микститов, исходя из их морфологии, состава и условий локализации. Общее строение западной части Тонино-Анивского полуострова (рис. 1) определяется чередованием круто залегающих тектонических пластин, сложенных вулканогенно-кремнистыми толщами триаса — нижнего ме-

ла до альба — сеномана включительно [4] и разделяющих их выходов врехнемеловых терригенных толщ, в которых известна фауна только альба — сеномана [1, 4]. Ориентировка слоистости в пределах пластин во многих случаях параллельна их тектоническим ограничениям. Терригенные образования залегают либо круто моноклиально, либо образуют серии крупных сопряженных сип- и антиформ. Отмечаются и смятые пакеты пластин, а также крупные складки в кремнистых толщах (см. рис. 1). В целом структуру района можно охарактеризовать как чешуйчато-надвиговоскладчатую с крутым залеганием тектонических пластин.

Среди хаотических образований Тонино-Анивского полуострова авторы различают три типа: 1) тектонические, 2) гравитационные, 3) полигенные микститы.

Микститы первого типа наиболее ярко проявлены у тектонических контактов толщ различного состава и возраста и всегда ассоциируют с зонами повышенной концентрации срывов и расслаивания алевропелитов. В таких зонах наблюдаются как различная степень дезинтеграции пачек нормально переслаивания, так и тектоническое «перемешивание» совмещенных тектонически толщ, что позволяет различать две разновидности микститов этого типа.

Первая в своем крайнем морфологическом выражении представлена телами, состоящими из сильно расслаиванного алевропелитового матрикса, в различной степени насыщенного мелкими (1—15 см) сильно уплощенными линзами песчаников. Наблюдается целая гамма переходов от нормально слоистых пачек к пачкам дезинтегрированным, где слои пережаты и растащены на отдельные таблитчатые

и ромбоэдрические фрагменты, и далее к образованиям, где эти фрагменты имеют линзовидный облик. Реже отмечаются аналогичные тела, где в рассланцованном пелитовом матриксе заключены линзочки зеленых кремнистых пород. Подобный микстит имеет также нетектонизированный аналог среди нормально слоистых образований — переходную пачку тонкого кремнисто-терригенного переслаивания. В более грубом чередовании песчаников и алевропелитов наблюдается разбиение песчаниковых слоев на отдельные блоки ромбоэдрической и линзовидной формы с пластическим затеканием алевропелитов в межблоковое пространство, что создает облик крупноглыбовых брекчий с обломками, «закатанными» в матрикс.

Микститы второй разновидности этого типа представлены телами, где более крупные линзы кремнистых пород запечатаны в рассланцованном алевропелитовом матриксе. Аналогичного грубого переслаивания кремнистых и терригенных пород в разрезе не отмечено, что и позволяет рассматривать эти образования как особую разновидность.

Две описанные разновидности встречаются и совместно, образуя полосовидное чередование. Аналогичное чередование «полос» кремнистых пород и базальтоидов, массивных песчаников и кремнистых пород шириной 5—7 м также наблюдается у контактов пластин, но в подобном чередовании выходы смещенных пород затронуты срывами лишь на их контактах и могут быть рассмотрены как более мелкие пластины, не образующие меланжевой структуры (пет очевидного матрикса).

Второй тип микститов представлен телами, состоящими из редко расположенных в алевропелитовом матриксе мелких (1—40 см, обычно 3—10 см) обломков песчаников, кремнистых и вулканогенных пород, среди которых явно преобладают песчаники, сходные с песчаниками терригенных толщ. Обломки угловатые и полуокатанные изометричной формы, насыщенность матрикса включениями изменяется незначительно и не превышает 10% общего объема, вариации состава также незначительны. Характерной особенностью этого типа микститов является то, что их тела мощностью 0,5—15 м залегают в том числе и в разрезе нормально слоистых терригенных толщ и ассоциируют, как правило, со слоистыми алевропелитами. По этим признакам оп-

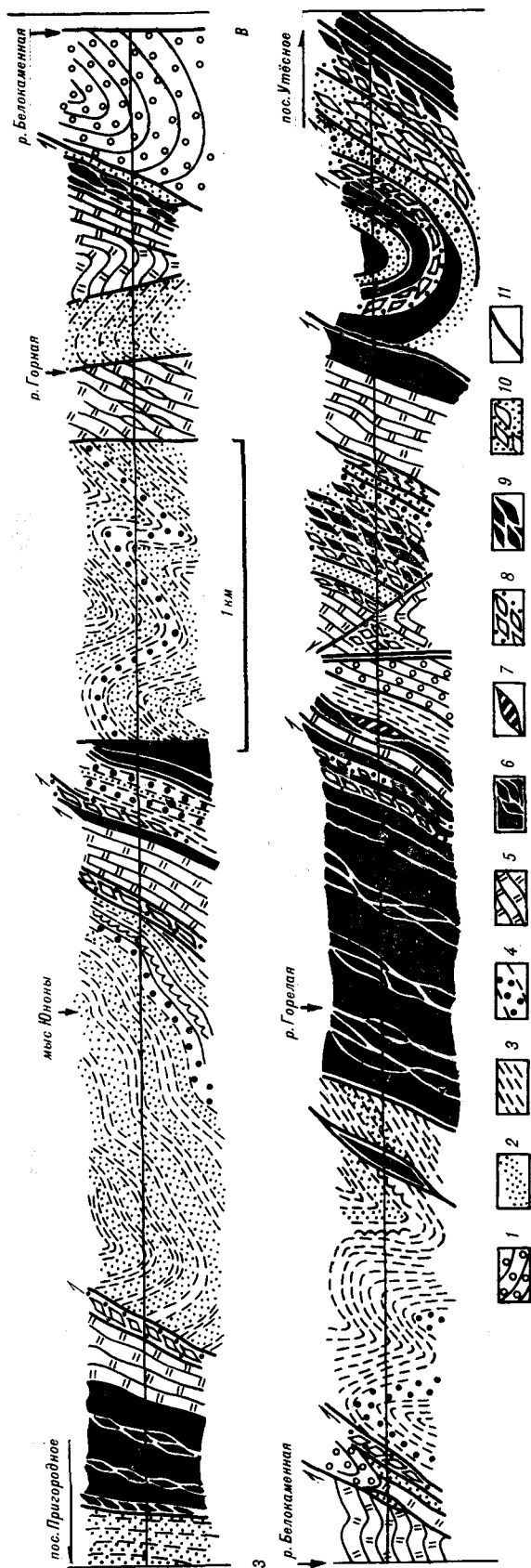


Рис. 1. Структура западной части Тонно-Анивского полуострова (пос. Пригородное — пос. Утёсное).

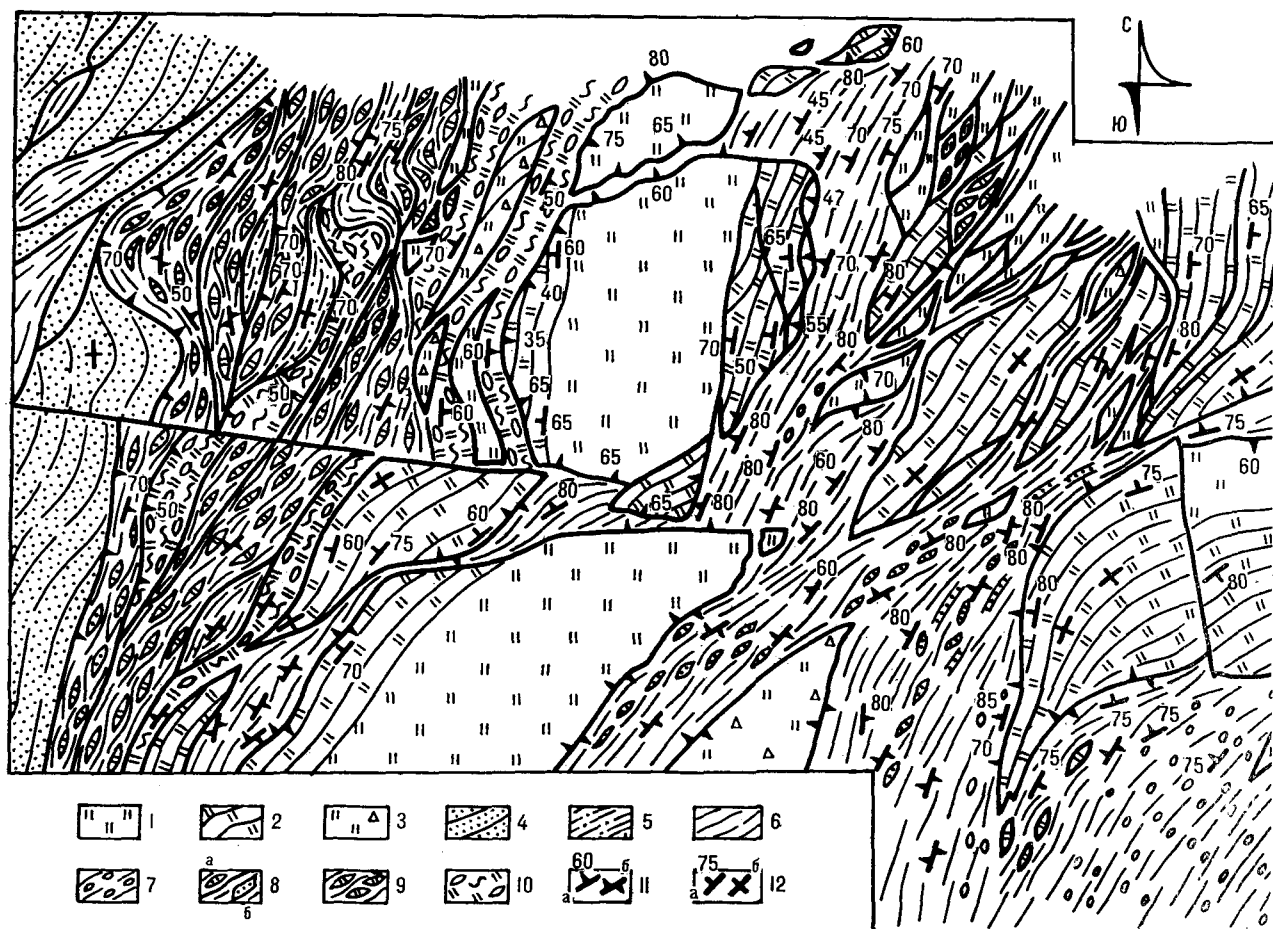
1 — кайновозские (палеогеновые) образования; 2—4 — верхнемеловые терригенные толщи; 5 — пористые песчаники и алевропелиты, 6 — пористые песчаники и алевропелиты, 7 — серпентиниты; 8 — кремнисто-терригенный меланж (в том числе и полигенные микститы); 9 — чередование крупных линз и пластин базальтов и терригенных пород; 10 — чередование крупных линз и пластин кремнистых пород и песчаников; 11 — тектонические контакты, тонизированные верхнемеловых терригенных пород.

ределяется гравитационная природа описанного типа микститов, являющихся олистостромом в узком смысле [2].

Различия указанных типов микститов (сведены в таблицу) отчетливо указывают на различный способ их формирования. В случае микститов тектонических и формирование включений, и их «транспортировка» связаны только с тектоническими причинами. Захоронение тел микститов второго типа происходило в процессе осадконакопления. Образование и транспортировка материала, слагающего их, обусловлены гравитационными процессами, роль тектонического фактора при формировании обломочной компоненты не ясна.

Строение микститов третьего типа наиболее сложно и сочетает в себе многие характерные черты первых двух типов. Рассмотрим его особенности на примере обнажения в 1300 м юго-восточнее р. Горелой, откартированного в масштабе 1 : 200 (рис. 2). Сложная и довольно хаотичная картина, обнаруживаемая при первом рассмотрении обнажения, определяется незакономерным расположением в кажущемся однородным матриксе включений различного состава, размера и морфологии (лин-

зовидных, глыбообразных, изометричных), занимающих около половины общего объема. При этом вокруг крупных включений наблюдаются «шлейфы» более мелких. Видны черты микстита тектоногравитационного (в понимании М. Г. Леонова [2]), хотя и переработанного впоследствии тектонически. При детальном же обследовании обнаруживается гетерогенность матрикса, устанавливается, что отдельные его участки (точнее полосы) являются тектонизированными разностями, развитыми по пачкам тонкого переслаивания алевропелитов и песчаников, алевропелитов и кремнистых пород (микститы первой разновидности первого типа). Присутствие такого матрикса является запрещенным признаком для тектоногравитационных микститов. Включения разных размеров различаются своим составом и морфологией: крупные имеют линзовидную форму, сложены исключительно кремнистыми породами и составляют основной объем включений (т. е. примерно половину общего объема), мелкие же не отличаются от таковых в микститах гравитационных. Первая разновидность обломков оказывается заключенной в гетерогенный матрикс, вто-



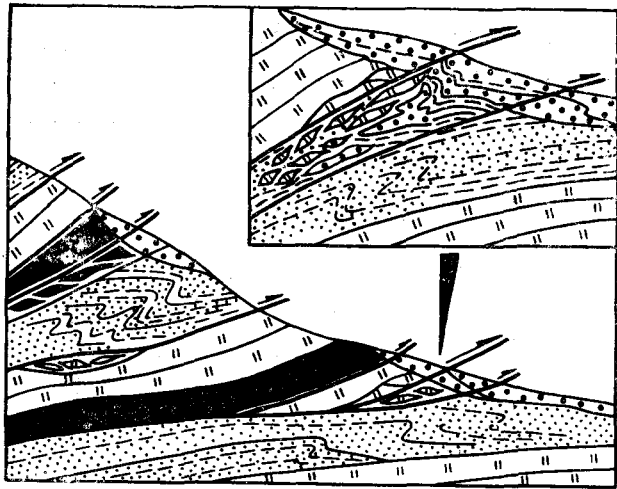


Рис. 3. Модель формирования микститов. Усл. обозн. те же, что и на рис. 1.

тами тектоногравитационными. Их образование можно представить такой последовательностью событий:

— накопление слоистых терригенных толщ и гравитационных микститов;

— тектоническое совмещение толщ различного состава — кремнисто-вулканогенных и терригенных, содержащих гравитационные микститы;

— разобщение крупных тел кремнистых пород на более мелкие и их консервация в матриксе, содержащем гравитационные микститы.

Эти процессы можно представить и как синхронные, в том числе и с накоплением гравитационных микститов и слоистых осадков, предположив прогрессирующее совмещение (надвигообразование), синхронное процессу осадконакопления и оползневым явлениям.

Генезис, особенности состава и условий локализации выделенных разнотипных микститов важны для выяснения общей палеогеографической и палеотектонической обстановки накопления как микститов, так и одновозрастных терригенных толщ, а также времени начала становления тектонической структуры западной части полуострова.

Приведем отдельные соображения по этим вопросам. Для генерации гравитационных микститов необходимо наличие уступа (склона). Модель такого уступа, сложенного выдвиг-

гающей в бассейн седиментации покровной пластиной вулканогенно-кремнистого комплекса, не объясняет преобладание в составе гравитационных микститов обломков песчаного состава, что не позволяет связать выделяемый в основании покровной пластины олистостром [3] с покровообразованием. Попытка объяснить многие особенности облика толщ, а также происхождение галечниковых аргиллитов и «глыбовых брекчий» формированием в условиях долинно-веерных систем у подножия континентального склона [1] не является более удачной. Многие черты облика толщ (линзовидный характер «переслаивания», подобие глыбовым брекчиям) вызваны последующей тектонической переработкой толщ, а не седиментационным процессом. Галечниковые алевропелиты залегают, как правило, среди наиболее тонких алевропелитов и не ассоциируют с грубообломочными образованиями, характерными для серий заполнения каналов. В изученной части района не наблюдались и сколько-нибудь заметные врезы, характерные для области каналов долинно-веерных систем.

Фрагменты же ненарушенного залегания гравитационных микститов на кремнистых образованиях, а также на совмещенных песчаниках и кремнистых породах в пределах одного обнажения наблюдались в поле развития полигенных микститов. Это свидетельствует о том, что пластины кремнистых и терригенных пород были уже совмещены в альбе — сеномане и слагали склон, на котором генерировались гравитационные микститы. На контактах пластин образовывались микститы тектонические и полигенные. Предполагается накопление гравитационных микститов не только у подножия склона, но и на его возможных террасах (рис. 3). О совмещении пластин уже в альбе — сеномане может косвенно свидетельствовать отсутствие более поздних меловых отложений в структуре, т. е. она была законсервирована для доступа более молодых осадков, но не была при этом выведена на поверхность, так как осадки быковской свиты (позднего сеномана — турона и более поздние) присутствуют в нескольких километрах западнее и не содержат продуктов размыва вулканогенно-кремнисто-терригенных толщ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гаврилов В. К., Соловьева Н. А., Скворцов В. М. Мезозойская терригенная формация подножия континентального склона на Сахалине. — Литол. и полезн. ископаемые, 1985, № 6.
2. Леонов М. Г. Олистостромы в структуре складчатых областей. — М.: Наука, 1981. (Тр. ГИН, вып. 344).
3. Пущаровский Ю. М., Зинкевич В. П. и др. Покровные и чешуйчато-надвиговые структуры в северо-

западном обрамлении Тихого океана. — Геотектоника, 1983, № 6.

4. Рихтер А. В., Брагин Н. Ю. Строение и возраст вулканогенно-кремнистых отложений о. Сахалин. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, № 12.

5. Семенов Д. Ф. Позднепалеозойские — раннемеловые олистостромовые горизонты Сахалина. — Докл. АН СССР, 1975, т. 220, № 5.

УДК 550.42(571.66)

*П. К. Кепежинская, Н. И. Гулько, Л. Б. Ефремова***ГЕОХИМИЯ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ ЮГА
КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ**

Изложены первые данные по геохимии (включая редкоземельные элементы) позднекайнозойских вулканитов Пахачинского хребта на юге Корякского нагорья. Показано, что в образовании расплавов, давших при дифференциации южно-корякские серии, приняли участие по крайней мере два источника. Первый может быть сопоставлен с деплетированным ис-

Проявления известково-щелочного вулканизма в складчатых поясах континентов большинством геологов рассматриваются как свидетельство палеоостроводужного развития этих структур. Это предположение широко используется для тектонических реконструкций, несмотря на нередкое отсутствие геологических признаков существования островной дуги. Исследования последних лет показали, что низко- и нормально-калиевые андезитовые серии преимущественно встречаются в юных и развитых островных дугах. Кроме того, они проявлены в зонах действия тройных точек типа трансформный разлом — желоб — трансформный разлом, а также могут формироваться при задуговом и интрадуговом средингах. Таким образом, вопрос о палеотектонической интерпретации андезитовых серий решается сейчас далеко не однозначно.

Учитывая сказанное, особое значение приобретает нахождение петролого-геохимических индикаторов палеотектонической обстановки формирования андезитовых серий. Интересным объектом в этом плане является Пахачинский хребет, являющийся возможным продолжением структур Командорской котловины в ее континентальном обрамлении. В пределах этого региона выделено два неоген-четвертичных комплекса пород: вулканогенно-обломочный (верхний миоцен — плиоцен) и вулканогенный (плиоцен-плейстоцен), представленные известково-щелочной (тип I) и толеитовой (тип II) островодужными вулканическими сериями [2]. Ранее было показано, что по вещественному составу позднекайнозойские эффузивы южной Коряки аналогичны вулканитам островных дуг, развитых на субокеанической коре, в то время как геологические данные указывают на локализацию вулканизма в

точником базальтов срединно-океанических хребтов, второй — с обогащенным источником базальтов океанических островов. Полученные данные находятся в соответствии с «пудинговой» моделью мантии в зонах перехода океан — континент, согласно которой диапирь обогащенного состава располагается в деплетированной океанической мантии.

пределах субмеридиональной зоны растяжения, фиксируемой сериями сближенных даек плагиофировых базальтов [2]. Полученные нами данные по-новому освещают вопросы петрогенезиса и тектонической интерпретации кайнозойских вулканических серий северного обрамления Командорской котловины.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Rb, Cs определялись методом атомно-эмиссионной, Sr, Ni — атомно-абсорбционной спектроскопии пламени на атомно-абсорбционном спектрофотометре «Перкин-Элмер 5000». Эмиссию Rb, Cs измеряли по линиям 780,0 и 852,1 нм соответственно. В растворы проб и эталонов вводился спектроскопический буфер — K, рабочая концентрация 1 мг/мл. Диапазон измеряемых концентраций в растворе 0,001—0,4 мкг/мл, предел обнаружения 1—10⁻⁵ мас. % в твердой пробе. Воспроизводимость определения характеризуется относительным стандартным отклонением 0,10—0,03, правильность контролировалась по стандартным образцам горных пород СГ-1А, СГД-1А, СГ-2, СТ-1А, G-1, JG-1 (табл. 1). Абсорбцию Sr, Ni измеряли по линиям 357,9; 232,0 нм соответственно. Градуировочные функции строились по стандартным растворам, интервал определяемых содержаний 0,5—100 мкг/мл в растворе, что соответствует 0,5—0,002 мас. %, воспроизводимость характеризуется относительным стандартным отклонением 0,02—0,05. Пробы были подготовлены кислотным разложением 1 г образца путем последовательной обработки навески HNO₃, HF, HClO₄ при нагревании. Конечный объем 50 мл, содержание хлористо-водородной кислоты в ра-

Результаты определения редких элементов (г/г) в стандартных образцах горных пород

Стандарт	Ba	Sr	V	Cr	Rb	Cs	La	Ce	Nd	Eu	Gd	Yb	Y
СТ-1А	17	18	4	—	—	—	25	60	12	—	3,3	—	—
Гранит	(19±4)	(20±3)	(5±1)	—	—	—	(32±8)	(62±6)	(18±2)	—	(7*)	—	—
СТД-1А	1100	2050	230	53	73	3,5	84	168	86	4,3	12,7	3,3	30
Габбро эс-секито-все	(1300±200)	(2300±200)	(240±20)	(52±6)	(73±4)	(4,0±0,6)	(80±20)	(150±10)	(70±10)	(5±0,9)	(10±3)	(2,9±0,5)	(30±8)
СТ-1А	250	290	300	150	19	1,1	9,5	30	19	1,7	6,5	2,9	34
Трапп	(290±60)	(270±30)	(320±20)	(140±10)	(16±2)	(0,9±0,1)	(14±2)	(26±7)	(15±5)	(2,3±0,6)	(5*)	(3,8±0,8)	(30*)
JG-1	—	—	—	—	—	—	24	42	21	0,7	4,1	—	—
Гранодиорит	—	—	—	—	—	—	(22)	(42)	(20,6)	(0,69)	(3,9)	—	—
СТ-2	1900	360	—	14	14,0	1,5	—	—	—	—	—	—	—
Аляски-тый гранит	(1900±500)	(370±10)	—	(14±2)	(150±20)	(2,8±1,3)	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Верхняя строка — определенное, нижняя строка (в скобках) — аттестованное содержание. Прочерк — не определено. Звездочкой обозначены ориентировочные содержания элементов в стандартах.

створах проб и эталонов поддерживалось равным 4 мас. %.

Содержание Ba, Sr и V измерялось методом атомно-эмиссионной спектрометрии с индукционной плазмой. Эмиссия Ba, Sr и V определялась по линиям 455,403; 407,771; 290,882 нм соответственно. Градуировочные функции строились по стандартным растворам. Пробы переводились в раствор сплавлением 20 мг вещества со смесью H_3BO_3 и Li_2CO_3 с последующей обработкой пробы 0,6N HCl. Чувствительность определения 10^{-5} мас. %, относительное стандартное отклонение 0,01—0,03.

Содержания La, Ce, Nd, Eu, Gd, Yb, Y определялись методом атомно-эмиссионной спектрометрии с индукционной плазмой после предварительного отделения и концентрирования суммы РЗЭ методом ионообменной хроматографии. Сумма РЗЭ выделялась из 0,5 г образца после растворения его в смеси HF, HNO_3 , $HClO_4$. Использовались ионообменная колонка 1×16 см, катионит «Dowex-HCR-W2» (100—200 меш), насыщенный 2N HCl. Конечный объем пробы 10 мл. Скорость элюирования не более 1 мл/мин. Пробы промывались 2N HCl для удаления мешающих анализу Fe, Al, Ca, Sr и др. Группу РЗЭ и Y элюировали 6N HCl, упаривали досуха и растворяли в 4%-й HCl. Измерялась в плазме эмиссия соответствующих линий: La — 333,749; Ce — 413,765; Nd — 406,109; Eu — 412,93; Gd — 342,247; Yb — 328,937; Y — 371,029 нм. Был использован сканирующий спектрометр МОНОСПЕК 1000 «Hilger Analytical»: $F = 1$ м, голографическая решетка 3600 штр/мм, диапазон длин волн 190—460 нм, теоретическое разрешение 0,015 нм, обратная линейная дисперсия 0,27 нм/мм. Спектрометр управляется микроЭВМ «Compustar» через микропроцессор. Источником возбуждения спектра служит индукционная аргоновая плазма на базе генератора Plasmaterm, частота 27,12 мГц, рабочая мощность 1,25 кВт. Правильность определения контролировалась по стандартам. Воспроизводимость характеризуется относительным стандартным отклонением 0,10—0,15 для интервала содержаний 10^{-3} — 10^{-4} мас. % в твердой пробе.

Определения Co и Nb выполнены в ГЕОХИ АН СССР рентгенофлуоресцентным методом.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ ПАХАЧИНСКОГО ХРЕБТА

Тугоплавкие элементы. Содержания Sr и Ni (табл. 2, рис. 1) в эффузивах I типа близки таковым в вулканических сериях развитых островных дуг, превышая концентрации туго-

Содержания редких элементов (г/т) и некоторые их отношения в позднейайновских вулканитах юга Корякского нагорья

Элемент	Серия																			
	II																			
	Номер образца																			
	76/83	51/83	50/83	97/83	67/83	156/83	11/83	27/83	36/83	40/83	53/83	64/83	34/83	124/83	134/83	120/83	141/83	103/83	142/83	129/83
SiO ₂	50,13	52,78	54,88	55,91	58,23	59,96	61,13	61,26	62,66	63,42	64,96	66,72	67,62	54,51	55,57	55,70	57,82	59,11	62,81	62,91
K ₂ O	4,01	0,73	0,99	0,95	1,22	1,22	1,54	1,51	1,03	1,56	1,55	2,11	0,89	1,14	1,01	1,09	1,15	1,03	1,71	2,05
Cr	190	38	55	30	78	55	55	61	18	65	38	38	13	35	20	25	30	21	18	80
Ni	93	75	75	75	75	85	68	50	43	60	68	35	43	68	68	50	8	32	35	50
Co	3	—	14	—	—	28	14	30	—	30	—	58	—	—	—	—	10	11	—	—
V	200	180	210	160	140	140	120	120	92	100	110	130	78	150	180	180	164	180	92	120
Ni/Co	31	—	5,4	—	—	3,0	4,9	1,7	—	2,0	—	0,6	—	—	—	—	0,8	2,9	—	—
Ti/Cr	57	167	152	240	87	84	83	86	253	58	122	104	378	197	438	415	274	371	440	148
Ba	310	200	210	250	410	430	440	470	580	480	430	510	370	390	240	290	360	280	450	440
Sr	1120	790	430	520	800	620	410	550	470	410	600	340	340	910	570	550	540	490	420	430
Rb	7,2	6,3	9,4	15	13	18	23	24	13	26	21	43	22	19	10	13	29	14	18	24
Cs	4,8	1,9	2,8	2,2	3,2	3,8	2,8	3,1	11	2,9	3,2	6,2	9,1	1,2	1,9	1,4	—	—	1,5	3,2
K/Rb	1164	962	874	526	779	563	484	522	658	498	613	407	336	498	838	696	329	611	789	709
Ba/Sr	0,28	0,25	0,49	0,48	0,51	0,69	1,07	0,86	1,23	1,17	0,72	1,50	1,09	0,43	0,42	0,53	0,67	0,57	1,07	1,02
Rb/Sr	0,006	0,008	0,022	0,029	0,016	0,029	0,056	0,044	0,028	0,063	0,035	0,127	0,065	0,021	0,018	0,024	0,054	0,029	0,043	0,056
Zr	161	80	131	140	110	148	130	166	130	130	130	196	170	150	130	170	160	157	230	270
Y	22	14	25	22	17	17	15	17	14	16	14	16	17	10	23	25	—	26	27	22
Nb	1	—	5	—	—	23	47	39	—	35	—	39	—	—	—	—	12	8	—	—
Ti/Zr	67,1	79,5	63,7	51,4	61,6	31,2	35,1	31,5	35,1	29,1	35,5	20,2	28,9	46,0	67,4	61,1	51,4	49,7	34,4	43,8
Zr/Y	7,32	5,71	5,24	6,36	6,47	8,71	8,67	9,77	9,29	8,13	9,29	12,25	10,0	7,90	5,65	6,80	—	6,04	8,52	12,27
Zr/Nb	161	—	26,2	—	—	6,4	2,8	4,3	—	3,7	—	5,0	—	—	—	—	13,3	19,6	—	—
Ba/Zr	1,9	2,5	1,6	1,9	3,7	2,9	3,4	2,8	4,5	3,7	3,3	2,6	2,2	2,6	1,8	1,7	2,3	1,8	2,0	1,6

Примечание. I, II — типы аффузнов (см. в тексте).

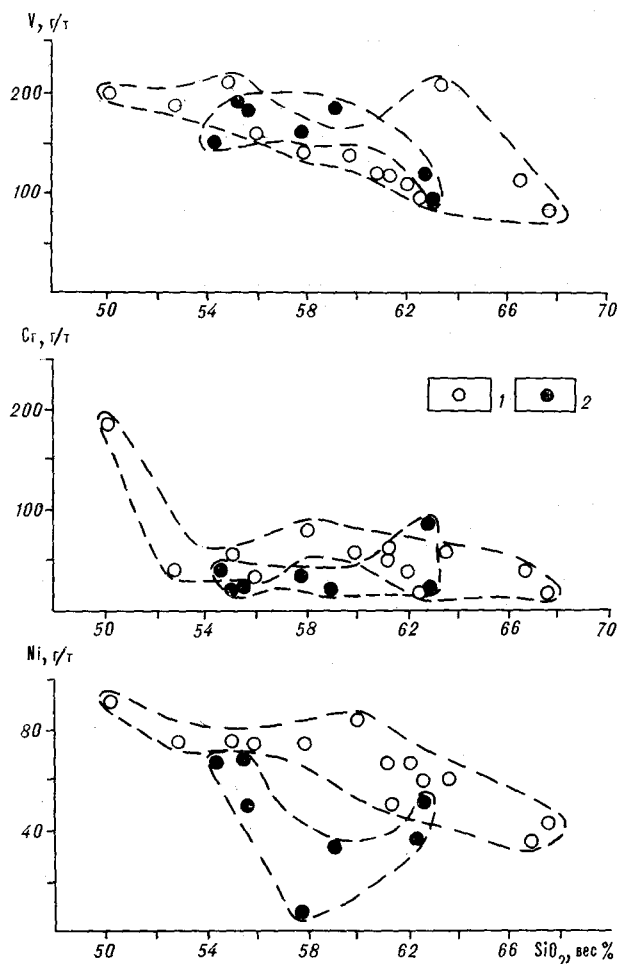


Рис. 1. Зависимость концентраций тугоплавких элементов от содержаний SiO_2 в позднекайнозойских вулканитах юга Корякского нагорья. 1 — известково-щелочная серия; 2 — толеитовая серия.

плавких элементов в лавах активных континентальных окраин. Содержания Ni в андезитобазальтах I типа близки таковым в андезитах, а концентрации Sr в последних часто оказываются выше, что свидетельствует против происхождения пахачинских андезитов в результате фракционирования базальтовой магмы. Довольно четкая отрицательная корреляция между тугоплавкими компонентами и кремнеземом устанавливается только в области 60—68 вес. % SiO_2 (см. рис. 1). Содержания V устойчиво падают с ростом SiO_2 , что, вероятно, связано с фракционированием титаномагнетита, присутствующего в фенокристовой ассоциации лав I типа [2]. Сходное поведение V при практически одинаковых с вулканитами I типа концентрациях этого элемента наблюдается в толеитовых андезитах II типа. Последние характеризуются также несколько пониженными содержаниями Sr и Ni, остающимися довольно постоянными в ряду

андезитобазальт — кремнекислый андезит (за исключением anomalно низкого Ni в андезите 141 83). В целом обогащение Sr и Ni известково-щелочных лав по сравнению с толеитовыми является характерным для островодужных вулканитов [5].

Крупноионные литофильные элементы. Распределение крупноионных литофильных элементов (Ba, Sr, Rb, Cs) в позднекайнозойских эффузивах южной Корякии (см. табл. 2) подчеркивает их сходство с вулканитами развитых островных дуг и выявляет ряд различий между известково-щелочной и толеитовой сериями в пределах юга Корякского нагорья. Лавы I типа несколько обогащены Ba, Sr и Cs по сравнению с толеит-андезитовой серией при сопоставимых концентрациях Rb. Обе серии характеризуются накоплением редких щелочей в процессе дифференциации. Поведение Sr при фракционировании исходных магм обусловлено кристаллизацией близиквидусного плагиоклаза, последующая отсадка которого привела к образованию кумулятивных базальтов (обр. 76/83), аналогичных плагиоклазовым кумулятам Алеутской островной дуги. Отношения K/Rb, Rb/Sr, Ba/Sr (см. табл. 2) в лавах I и II типа практически одинаковы, за исключением резко пониженного рубидий-стронциевого отношения в основных вулканитах (0,006—0,008). Отношение K/Rb в породах известково-щелочной серии изменяется от 1164 в базальтах до 484—779 в андезитах и 336—498 в дацитах, следуя нормальному известково-щелочному тренду с опережающим ростом Rb относительно K на заключительных этапах дифференциации [5]. Повышенные содержания Ba и Sr, пониженные — Rb, Cs сближают лавы I типа с эффузивами развитых островных дуг (прежде всего, с неоген-четвертичными сериями Алеутских островов), что подтверждается также характером распределения крупноионных литофилов, в частности незначительным накоплением Cs при дифференциации. Для лав Пахачинского хребта характерен широкий спектр вариаций отношения Ba/Sr, изменяющегося от 0,2—0,7 в основных и средних эффузивах до 0,7—1,5 в кислых (рис. 2). Базальты I типа обнаруживают пониженные отношения, свойственные валовому составу дна Западной Пацифики [15], в то время как андезиты характеризуются повышенными значениями Ba/Sr, аналогичными таковым в щелочных базальтах океанических островов, что отражает общий обогащенный характер пахачинских вулканитов.

Высокозарядные литофильные элементы. Наибольшие различия между вулканитами I и II типа в пределах юга Корякского нагорья обнаруживаются по элементам группы титана (Ti, Zr, Y, Nb). Лавы II типа обогащены Ti,

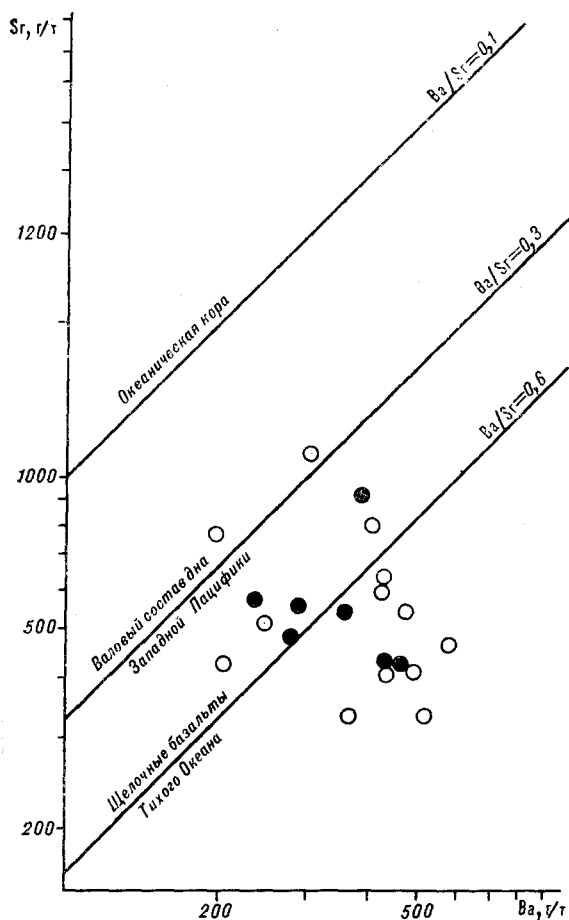


Рис. 2. Распределение Ba и Sr в эффузивах юга Корякского нагорья. Значения отношений Ba/Sr для гипотетической океанической коры (10% измененного и 90% свежего базальта срединно-океанических хребтов), валового состава дна Западной Пацифики и щелочных базальтов океанических островов даны, по [15]. Усл. обозн. те же, что и на рис. 1.

Zr, в меньшей степени Y (см. табл. 2). В них проявлено также резкое накопление Zr при дифференциации, сопровождаемое ростом Y, в то время как известково-щелочная серия обнаруживает более пологий тренд в координатах $\text{SiO}_2 - \text{Zr}$ и отрицательную корреляцию Y с кремнеземом.

Характер совместного распределения Sr и Y (рис. 3) однозначно идентифицирует породы I типа как островодужную серию, причем точки составов лав этого типа группируются вдоль тренда дифференциации магнезиальных расплавов, типичных для бонинитсодержащих островодужных комплексов [14].

Существование двух основных путей эволюции вулканических серий выявляется при анализе распределения Rb и Y в лавах островных дуг (рис. 4). Серии, возникшие при фракционировании высокомагнезиальных андезитовых расплавов (тренд I на рис. 4), характе-

ризуются резким накоплением Rb при практически постоянном Y. Содержание Rb в конечных дифференциатах бонинитовой магмы, например в оливин-пироксеновых андезитах вулканического пояса Сетоучи в юго-западной Японии, может достигать 151 г/т [9], в то время как концентрации Y буферизуются клинопироксеном. Островодужные вулканы, связанные с эволюцией глиноземистых базальтовых и андезитобазальтовых расплавов (тренд II на рис. 4), обнаруживают одновременное накопление Rb и Y, являющееся результатом преимущественного фракционирования кальциевого плагиоклаза. Отсадка близиквидусного плагиоклаза из таких расплавов ведет к резкому обогащению Sr образующихся плагиоклазовых кумулятов, которые могут быть использованы как дополнительные геохимические реперы «нормальных» островодужных серий. На диаграмме Rb — Y известково-щелочные лавы Пахачинского хребта следуют «бонинитовому» тренду, в то время как толеитовые андезиты тяготеют к тренду с плагиоклазовым контролем. Возможность происхождения лав I типа в результате дифференциации магнезиальных кремнекислых расплавов подтверждается наличием в этой серии андезитодаци-

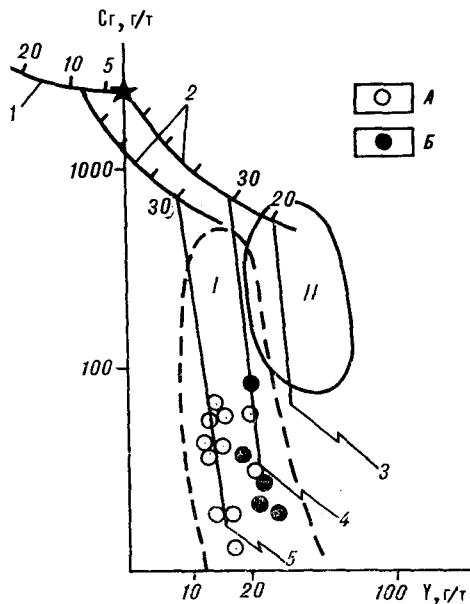


Рис. 3. Распределение Sr и Y в эффузивах юга Корякского нагорья. I, II — поля составов, по [14]: I — островодужных толеитов, II — базальтов срединно-океанических хребтов (СОХ).

Звездочкой обозначен расчетный состав мантийного источника, по Дж. Пирсу и др. [14] — $\text{Ol}_{0,6} + \text{Pl}_{0,2} + \text{Mg}_{0,1} + \text{Pl}_{0,1}$. 1 — тренд относительного истощения источника; 2 — тренды частичного плавления источника; 3 — 5 — тренды дифференциации: 3 — базальтов СОХ, 4 — островодужных толеитов, 5 — бонинитов. Тренды даны, по [14]. А, Б — точки составов: А — известково-щелочной, Б — толеитовой серий юга Корякского нагорья.

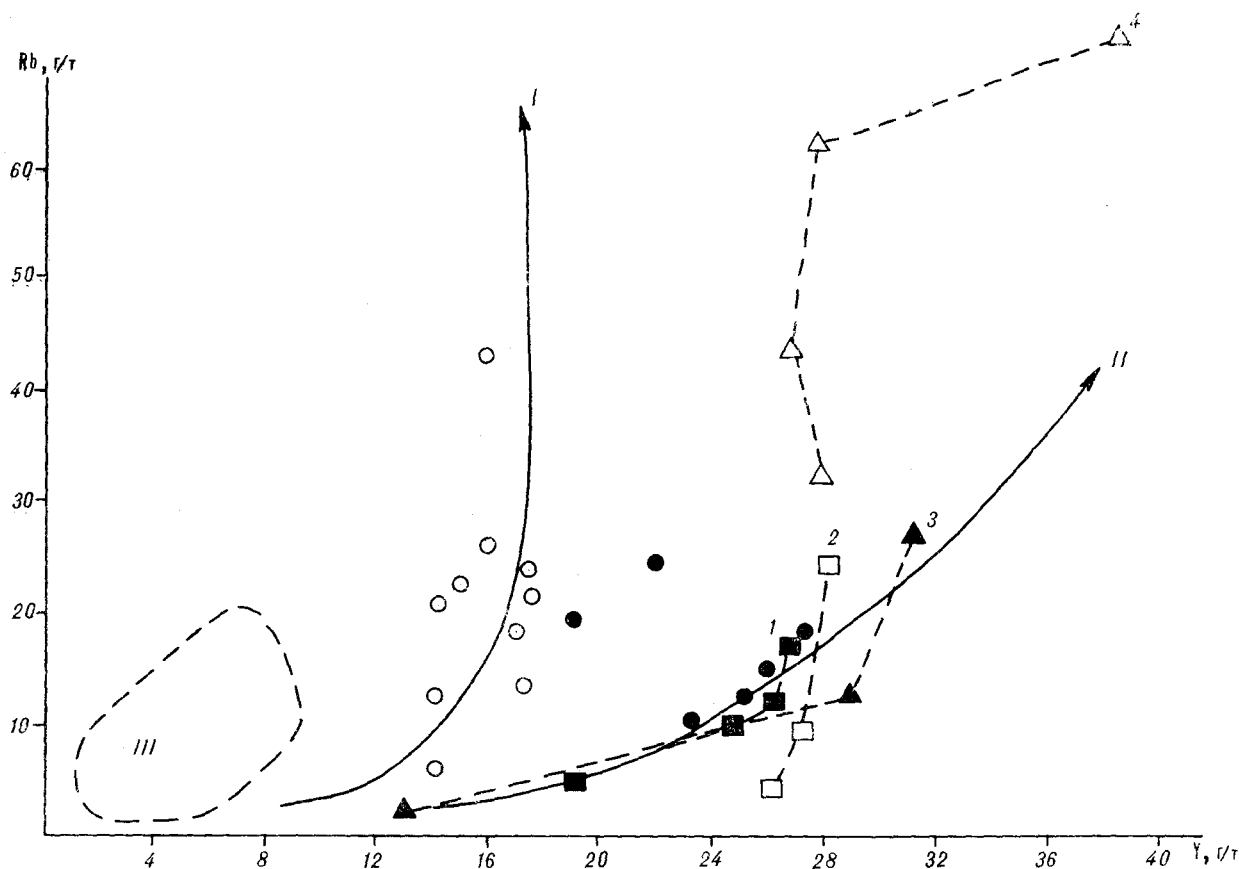


Рис. 4. Распределение Rb и Y в эффузивах юга Корякского нагорья и островодужных вулканических сериях. Объяснение трендов I и II см. в тексте. III — поле составов бонинитов и высокомагнезиальных андезитов, по [8—10]. 1—4 — тренды дифференциации вулканических серий: 1 — о. Сент-Китс, Малоантильская дуга, по [4]; 2 — вулкана Эдзехьюмб, Аляска, по [12]; 3 — вулкана Малый Семачик, Камчатка, по [3]; 4 — о. Ява, Сундская дуга, по [17]. Условные обозначения те же, что и на рис. 1.

тов и дацитов, обогащенных MgO, Sr и Ni по сравнению с обычными концентрациями этих элементов в дацитах.

Для лав Пахачинского хребта характерны значительные вариации концентраций Nb и отношения Ba/Nb (см. табл. 2; рис. 5). Последнее изменяется от типично островодужного ($Ba/Nb = 30-300$) до отношения $Ba/Nb = 9-30$, свойственного выплавкам из обогащенного мантийного источника типа источника базальтов Гавайских островов [16]. Такие отношения Ba/Nb присущи продуктам вулканизма, связанного с деятельностью горячей точки, например базальтам и дацитам пролива св. Андрея в море Бисмарка ($Ba/Nb = 18-39$), причем это сходство подчеркивается и пониженными значениями отношения Zr/Nb [11].

Редкоземельные элементы (РЗЭ). Вулканисты известково-щелочной серии обнаруживают обогащение легкими РЗЭ (табл. 3) и тип распределения, свойственный известково-щелочным эффузивам развитых островных дуг. Отношение La_N/Yb_N изменяется в пределах

2,03—4,19, за исключением некоторых андезитобазальтов, в которых отмечены низкие значения $La_N/Yb_N = 1,23-1,74$. При возрастании кремнекислотности концентрации РЗЭ практически не увеличиваются и медленный рост их содержания начинается только в области андезитодацитовых и дацитовых содержаний SiO_2 . Это обстоятельство резко отличает южнокорякские эффузивы от известково-щелочных серий активных континентальных окраин и зрелых островных дуг, для которых характерно быстрое накопление РЗЭ при дифференциации [5]. Отличие подчеркивается низким уровнем абсолютных концентраций РЗЭ в лавах I типа, свойственным нормально-калиевым сериям развитых островных дуг [5]. Для андезитов и дацитов Пахачинского хребта характерны сильно фракционированные спектры редких земель, нормализованных к хондриту, сохраняющие, однако, четкий, обогащенный легкими РЗЭ, профиль. Сильное фракционирование редких земель, вероятно, отражает интенсивные процессы низкобарической кристаллизационной дифференциации, протекав-

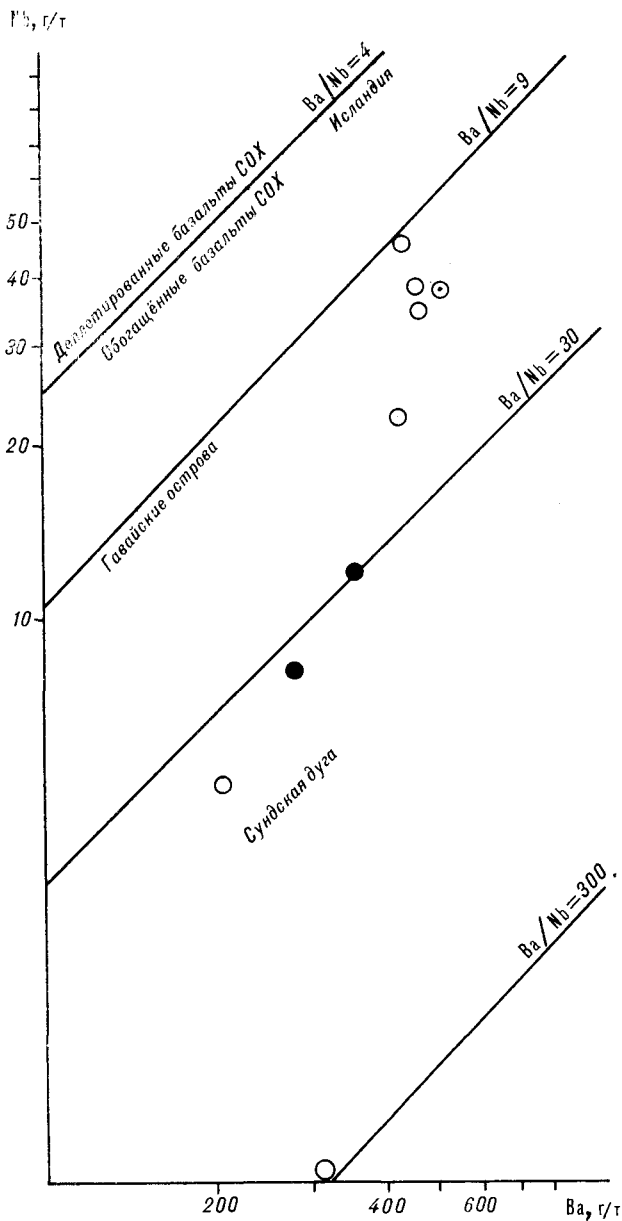


Рис. 5. Распределение Ва и Nb в эффузивах юга Корякского нагорья.

Поля составов различных типов базальтов СОХ, Исландии, Гавайских островов, вулканитов восточной части Сундской дуги, по [16]. Усл. обозн. те же, что и на рис. 1.

шие в близповерхностных промежуточных камерах.

Толейт-андезитовая серия Пахачинского хребта характеризуется несколько меньшим по сравнению с лавами I типа обогащением легкими РЗЭ ($La_N/Yb_N = 1,55-2,57$). Обращает на себя внимание сходство поведения РЗЭ в известково-щелочных и толейтовых вулканитах юга Корякии, выраженное в одинаковой деплетированности тяжелыми лантаноидами и некотором нарастании содержаний La и Ce при дифференциации. В случае толейтовых анде-

зитов хорошо выражен европиевый минимум, свидетельствующий о возрастании роли фракционирования плагиоклаза при формировании остаточных кремнекислых расплавов. Для лав II типа характерно постепенное увеличение отношений Ce_N/Yb_N , отражающее нормальный процесс дифференциации в островодужных толейтовых сериях [5, 17]. Сходный тип распределения и одинаковые абсолютные концентрации РЗЭ в эффузивах I и II типа указывают на единый источник вулканитов юга Корякского нагорья.

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные результаты свидетельствуют об определенной двойственности геохимических характеристик позднекайнозойских вулканитов юга Корякского нагорья. С одной стороны, они аналогичны умеренно-калиевым андезитовым сериям развитых островных дуг, с другой — близки производным магм мантийных плюмажей. Эти вариации могут быть обусловлены вещественной гетерогенностью области генерации исходных расплавов и наложением характеристик различных источников. Предполагается, что в образовании магм, связанных с зонами перехода континент — океан, участвуют два основных компонента: деплетированная океаническая и древняя химически гетерогенная обогащенная субконтинентальная мантия [6, 7]. Например, для островной дуги Фиджи и сопряженного задугового Южно-Фиджийского бассейна смещение деплетированного (типа источника базальтов срединно-океанических хребтов) и обогащенного (типа источника магм океанических островов) субстрата установлено, по крайней мере, для последних 30 млн лет [6]. Такое же происхождение, вероятно, имеют «смешанные» редкоэлементные характеристики некоторых островодужных лав, прежде всего, их обогащенность как крупноионными, так и высокозарядными литофильными элементами [1]. Повышенные концентрации последних свойственны магмам океанических островов, связанных с геохимически обогащенными мантийными диапирами. Полученные нами данные также указывают на участие, по крайней мере, двух источников в петрогенезисе. Первый может быть сопоставлен с метаморфизованными океаническими базальтами, второй — с субконтинентальной мантией типа «горячей точки». Смещение высокотемпературного флюида, обогащенного высокозарядными литофилами, с веществом субдуцированной океанической коры и последующее плавление эклогитового субстрата в маловодных условиях могли привести к образованию андезитовых расплавов

Содержания редкоземельных элементов (г/т) в позднекайнозойских вулканитах юга Корякского нагорья

Элемент	Серия																	
	I									II								
	Номер образца																	
	76/83	51/83	50/83	97/83	67/83	156/83	11/83	27/83	36/83	40/82	53/83	64/83	34/83	124/83	134/83	120/83	129/83	142/83
La	41	4,0	7,5	7,5	41	7,5	8,0	9,5	5,5	13	9,5	9,5	7,5	5,5	8,0	9,5	9,5	41
Ce	36	18	20	25	29	29	25	15	25	29	17	25	32	39	22	17	32	35
Nd	29	16	17	22	17	17	17	21	17	19	25	19	21	25	12	17	18	18
Eu	1,9	1,2	1,2	1,9	1,2	1,2	0,9	1,5	1,9	1,2	1,2	1,2	2,2	1,5	1,9	2,8	1,2	1,9
Gd	5,6	3,7	5,6	4,0	5,0	3,7	2,5	3,1	3,1	3,4	2,8	4,0	3,1	6,1	6,2	5,6	5,6	6,9
Yb	2,7	2,2	2,9	2,5	2,2	2,3	2,2	2,0	1,7	2,1	1,9	1,9	1,9	2,4	2,8	2,8	2,5	2,9
La _N /Yb _N	2,74	1,23	1,74	2,03	3,38	2,24	2,46	3,21	2,19	4,19	3,37	3,37	2,67	2,57	1,93	2,57	2,57	2,56

Примечание. I, II — типы эффузивов (см. в тексте).

со «смешанными» геохимическими характеристиками, давших при дифференциации вулканические серии Пахачинского хребта. Похожий механизм был предложен для четвертичных эффузивов восточной части Алеутской дуги [13], причем авторами подчеркивалась близость этих пород по ряду критериев к базальтам океанических островов. Ими была предложена модель сложнопостроенной мантии, в которой диапиры обогащенного состава находятся в деплетированном мантийном субстрате. В то же время имеющиеся изотопные и редкоземельные данные свидетельствуют против значительной роли ассимиляции осадков первичными магмами [6, 13], что сужает круг возможных компонентов, участвовавших в петрогенезисе. Дальнейшая эволюция высокотемпературных расплавов, исходных для позднекайнозойских вулканитов южной Корьяки, выразилась в их фракционировании в близкоповерхностных очагах, что привело к появлению дифференцированных серий, свойственных начальным этапам растяжения на пери-

ферии океанических впадин, тесно связанного с вещественной гетерогенностью литосферы, вовлеченной в петрогенезис.

Имеющиеся данные [6, 13] позволяют наметить два основных этапа эволюции литосферных магмоподводящих систем в пределах островодужных структур: ранний, характеризующийся наличием локальных (часто мелкокомасштабных) вещественных неоднородностей в литосфере и наложением геохимически разнородных источников, и поздний, для которого свойственно существование устойчивого химического градиента в системе источник — промежуточные магматические камеры — вулкан, определяемого процессами тепло- и массопереноса. Полученные результаты свидетельствуют о геохимической незрелости магмоподводящих систем в пределах юга Корякского нагорья, что указывает на отличие этого региона от сопредельных территорий и специфику процессов магмогенерации, тесно связанных с эволюцией океанической литосферы в западной части Берингоморского региона.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кепежинская В. В. и др. Геохимия вулканогенных пород метаофиолитовых формаций Монголии и условия образования палеоокеанической литосферы.— В кн.: Геохимия редкоземельных элементов в базитах и гипербазитах. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985.
2. Кепежинская П. К. Петрохимия кайнозойских вулканических пород Пахачинского хребта (Корякское нагорье).— Геол. и геофиз., 1985, № 4.
3. Пополитов Э. И., Вольнец О. Н. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса.— Новосибирск: Наука, 1981.
4. Brown G. M. et al. Geochemistry of the Lesser Antilles volcanic island arc.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1977, v. 41, N 6.
5. Gill J. B. Orogenic andesites and plate tectonics. Berlin: Springer-Verlag, 1981.
6. Gill J. B. Sr — Pb — Nb isotopic evidence that both MORB and OIB sources contribute to oceanic island arc magmas in Fiji.— Earth Planet. Sci. Lett., 1984, v. 68, N 4.
7. Hart W. K. Chemical and isotopic evidence for mixing between depleted and enriched mantle, northwestern U. S. A.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1985, v. 49, N 1.
8. Hickey R. L., Frey F. A. Geochemical characteristics of boninite series volcanics implications for their

- source.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1982, v. 46, N 11.
9. *Ishizaka K., Carlson R. W.* Nd—Sr systematics of the Setouchi volcanic rocks, southwest Japan: a clue to the origin of orogenic andesites.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1983, v. 64, N 3.
10. *Jenner G. A.* Geochemistry of high-Mg andesites from Cape Vogel, Papua New Guinea.— *Chem. Geol.*, 1981, v. 33, N 3.
11. *Johnson R. W. et al.* Hot-spot volcanism in St. Andrew, Papua New Guinea: geochemistry of a quaternary bimodal rock suite.— *BMR. J. Austr. Geol. Geophys.*, 1978, v. 3.
12. *Kosco D. G.* The Mt. Edgecumbe volcanic field, Alaska: an example of tholeiitic and calcalkaline volcanism.— *J. Geol.*, 1981, v. 89, N 4.
13. *Morris J. D., Hart S. R.* Isotopic and incompatible element constraints on the genesis of island arc volcanics from Gold Bay and Amak Island, Aleutians, and implications for mantle structure.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1983, v. 47, N 11.
14. *Pearce J. A. et al.* Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites.— In: *Marginal Basin Geology*. Oxford, 1984.
15. *Stern R. J., Ito E.* Trace element and isotopic constraints on the source of magmas in the active Volcano and Mariana island arcs, Western Pacific.— *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1983, v. 18, N 1—4.
16. *Varne R.* Ancient subcontinental mantle: a source for K-rich orogenic volcanics.— *Geology*, 1985, v. 13, N 6.
17. *Whitford D. J. et al.* Spatial variations in the geochemistry of quaternary lavas across the Sunda arc in Java and Bali.— *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1979, v. 70, N 3.

*Институт литосферы АН СССР
Москва*

*Поступила в редакцию
7 апреля 1986 г.*

УДК 552.321.1 (571.65)

А. Т. Хитрунов

МИНЕРАЛОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ
ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧУКОТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Гранитоиды восточной части Чукотской складчатой области по вещественному составу подразделены на три типа: тауреранский, мультигинский и телекайский. На основании изучения состава породобразующих минералов проанализированы условия их формирования. Для всех гранитоидов характерна низкоокислительная обстановка образования. Телекайские граниты, с которыми ассоциируют руды касситерит-силикатного типа, отличаются высокощелочнометаллы-

С гранитоидами восточной части Чукотской складчатой области тесно ассоциируют оловянные и оловянно-вольфрамовые месторождения, что вызывает к ним повышенный интерес со стороны многих исследователей [3, 6, 8, 9, 13—15]. С Иультинским и подобным ему массивами связаны вольфрам-оловянные кварцево-жильные месторождения [10]. Телекайский массив вмещает руды касситерит-турмалинового типа [5], а с тауреранскими гранитоидами (в частности, с Чаантальским массивом) пространственно ассоциирует штокверковое оруденение касситерит-кварцевого и касситерит-хлоритового типов. Единых представлений о последовательности формирования интрузивных образований этого района в настоящее время нет. Одни исследователи [13, 14] все интрузивные образования объединяют в амгуэмо-пегтымельскую серию. Другие [5, 6] выделяют раннемеловые гранитоиды метегын-вешкапского, иультинского и позднемеловые граниты телекайского типов. В. К. Полютов и др. [15] различают синорогенные (тауреранский комплекс) и позднеорогенные (иультинский комплекс) раннемеловые гранитоиды. Расчленение интрузивных образований описываемого района на возрастные группы затруднено из-за отсутствия достаточно обоснованных возрастных реперов. Возраст тауреранских (или метегын-вешкапских) гранитоидов базируется в основном на данных по Янранайскому массиву, который прорывает валанжинские отложения, а галька аналогичных пород содержится в конгломератах апт-альбского возраста [7]. Время формирования гранитоидов иультинского типа основывается на их взаимоотношениях с тауреранским типом. Теле-

кайский массив, согласно последним данным, прорывает умеренно кислые эффузивы предположительно раннемелового возраста и перекрывается апт-альбскими вулканитами. Данные определения абсолютного возраста также не дают оснований для выделения возрастных групп гранитоидов. Главный максимум цифр абсолютного возраста приходится на 100 млн лет [8]. Таким образом, согласно геологическим и радиологическим данным, формирование гранитоидных массивов описываемого района осуществлялось в близком возрастном интервале в конце раннего мела. В связи с этим в настоящем сообщении предпринята попытка подойти к расчленению гранитоидов на основе изучения их минералогическо-геохимических особенностей.

Основными структурными единицами восточной части Чукотской складчатой области являются Амгуэмский синклинорий, Чаун-Иультинский антиклинорий и Охотско-Чукотский вулканогенный пояс [6, 7]. Амгуэмский синклинорий выполнен терригенными образованиями триаса и включает Чаантальскую и Экитыкинскую синклинали, разделенные Чаунанской антиклиналью (рис. 1). Чаун-Иультинский антиклинорий в описываемом районе представлен Тауреранской антиклиналью, сложенной породами нижнего — верхнего триаса и Иультинским складчато-глыбовым поднятием, в сводовых частях которого залегают палеозойские породы.

Особенности геологического строения отдельных интрузивных массивов достаточно детально освещены в ряде работ [3, 5, 6, 9, 13—15], поэтому ниже приводится очень краткая их геолого-структурная характеристика, за

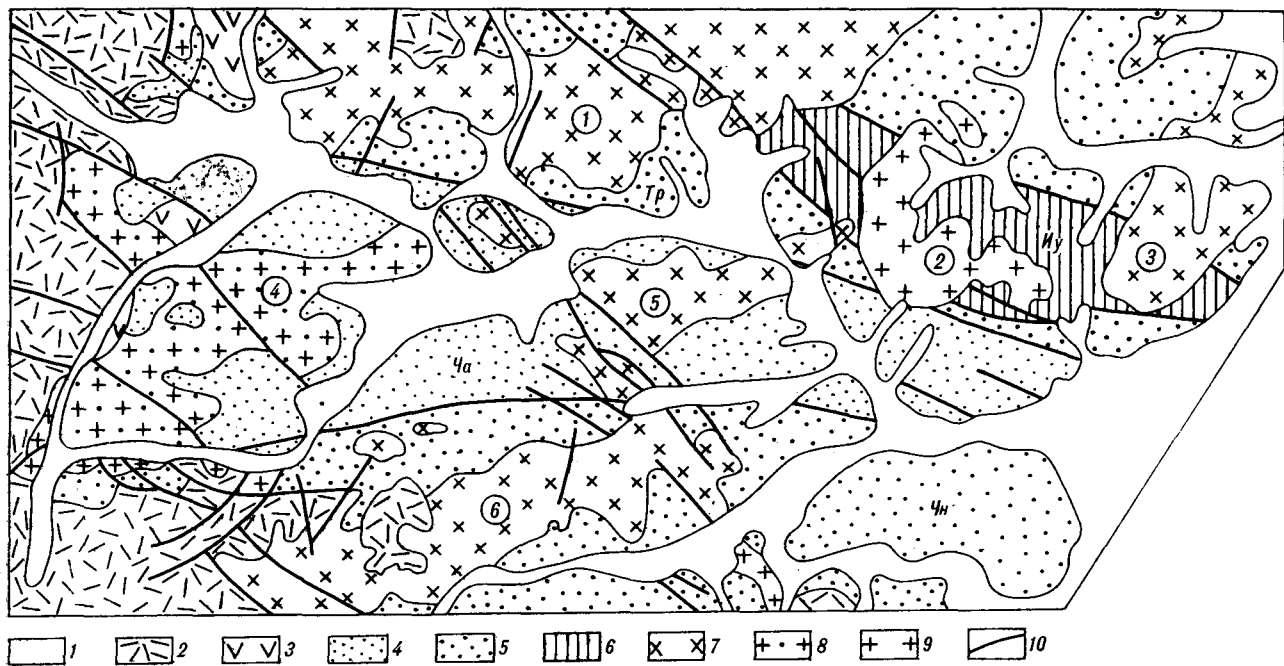


Рис. 1. Схема геологического строения восточной части Чукотской складчатой области (с использованием материалов [6]).

1 — четвертичные отложения; 2 — вулканогенные образования нижнего — верхнего мела нерасчлененные; 3 — вулканогенные образования нижнего мела; 4—6 — терригенные образования Чукотской складчатой области: 4 — синклинали (Чч — Чаантальская), 5 — антиклинали (Чп — Чануанская, Тр — Тауреранская), 6 — Иульгинское складчато-глыбовое поднятие (Иу); 7 — гранитоиды тауреранского типа (1 — Тауреранский, 3 — Вешкапский, 5 — Чаантальский, 6 — Чануанский массивы); 8 — гранитоиды телекайского типа (4 — Телекайский массив); 9 — гранитоиды иульгинского типа; (2 — Иульгинский массив); 10 — тектонические нарушения.

исключением Телекайского массива, для которого имеются противоречивые данные.

Интрузивные массивы тауреранского комплекса локализованы среди терригенных образований Чукотской складчатой области. Тауреранский и Вешкапский массивы приурочены к Чаун-Иульгинскому антиклинорию, а Чаантальский и Чануанский — к Амгуэмскому синклинорию (см. рис. 1). Удлинение массивов грубо согласуется с направлением складчатых структур района. Петрографический состав пород комплекса изменяется от кварцевых диоритов до гранитов с преобладанием гранодиоритов. Широким развитием пользуется фаза дополнительных интрузий мелкозернистых лейкократовых гранитов. В составе пород главной интрузивной фазы можно выделить эндоконтактовую и ядерную фации, между которыми устанавливаются взаимопереходы.

Фаца эндоконтакта сложена мелкозернистыми амфибол-биотитовыми кварцевыми диоритами, реже гранодиоритами с большим количеством мелких ксенолитов вмещающих пород и широким развитием порфиробласт полевых шпатов. Контакты с вмещающими породами часто нерезкие, с признаками ассимиляции. Наиболее развита эндоконтактовая фаца в пределах Чаантальского массива.

Гранитоиды ядерной фации представлены в основном гранодиоритами, реже гранитами или кварцевыми диоритами. От эндоконтактовой фации они отличаются более крупнозернистыми структурами и более лейкократовым обликом. Повышение кремнекислотности гранитоидов сопровождается понижением роли полевых шпатов при сохранении примерно одинаковых соотношений между плагиоклазом (№ 30—45) и калинатовым полевым шпатом. Биотит постоянно преобладает над амфиболом. Из акцессорных минералов в весовых количествах постоянно встречаются циркон, ортит и сульфиды (табл. 1).

Телекайский массив развит только в западной части Амгуэмского синклинория (см. рис. 1). В отличие от данных [6] на описываемой территории к нему отнесен только Телекайский массив, сложенный в основном биотитовыми гранитами. Описанные ранее [7, 13] в его пределах кварцевые диориты и гранодиориты идентичны гранитоидам тауреранского комплекса.

Граниты Телекайского массива прорывают и метаморфизуют отложения карнийского и норрийского ярусов, андезитодациты условно раннемелового возраста и несогласно перекрываются апт-альбскими вулканитами. Форма Телекайского массива сложная, приближаю-

Таблица 1

Средние содержания аксессуарных минералов в гранитоидах главных фаций (г/т)

Минерал	Интрузивные массивы					
	Гранодиориты				Граниты	
	Чаан-тальский	Чануанский	Тауреранский	Вешкапский	Иультинский	Телекайский
Циркон	122	44	31	55	30	49
Апатит	Зн.	Зн.	2	10	Зн.	Зн.
Ортит	7	61	15	62	4	71
Сфен	—	140	Зн.	Зн.	63	Зн.
Монацит	—	—	—	—	—	»
Топаз	—	—	—	—	Зн.	»
Флюорит	—	—	—	1	11	»
Турмалин	Зн.	—	90	21	Зн.	8
Касситерит	6	1	22	Зн.	6	192
Циртолит	—	—	—	—	—	11
Бастнезит	—	Зн.	—	—	—	—
Магнетит	Зн.	»	Зн.	—	Зн.	Зн.
Ильменит	»	—	»	3	270	»
Пирит	85	5	7	23	2	14
Пирротин	64	—	—	—	—	Зн.
Халькопирит	Зн.	Зн.	—	2	Зн.	»
Молибденит	—	»	Зн.	Зн.	—	»
Шеелит	Зн.	—	»	2	Зн.	»
Арсенопирит	»	—	»	2	11	26
Число проб	5	6	5	2	4	12

паяся к «коробчатой», с крутыми боковыми контактами и пологой кровлей, осложненной купольными выступами. Эрозионный срез массива невелик и в различных его участках встречаются полого залегающие останцы кровли, что указывает на глубину формирования около 500 м.

Между восточной и западной частями Телекайского массива устанавливаются некоторые различия в петрографическом составе пород. Восточная часть Телекайского массива сложена биотитовыми лейкогранитами, здесь широко развиты дайки аплитов и мелкозернистых гранитов. Специфической ее особенностью является широкое развитие пологозалегающих останцов кровли. В районе Водораздельнинского рудного поля к ним приурочены магматические брекчии, сложенные обломками мигматизированных алевролитов размером от 10—20 см до 1—2 м, сцементированных мелкозернистыми лейкогранитами. Количество обломков достигает 70—80% объема породы.

В строении западной части Телекайского массива принимают участие крупно- и среднезернистые биотитовые граниты. Широким развитием пользуются аплитовидные и пегматидные граниты, реже биотит-турмалиновые пегматиты. Ксенолиты вмещающих пород редки, часто встречаются шпировые обособления меланократовых гранитов.

Породы Телекайского массива сложены кварцем (25—30%), каликатровым полевым

шпатом (30—40%), плагиоклазом № 12—30 (20—30%) и биотитом (до 10%). Видовой состав аксессуарных минералов по сравнению с тауреранскими гранитоидами отличается большим разнообразием, хотя в весовых количествах по-прежнему встречаются циркон, ортит, сульфиды и касситерит, к которым еще добавляется циртолит (см. рис. 1).

Гранитоидами иультинского комплекса сложен Иультинский массив и ряд мелких слабо эродированных штоков в пределах Иультинского складчато-глыбового поднятия. По данным [3, 9], западная и восточная части массива сложены порфировидными биотитовыми гранитами, а центральная — среднезернистыми гранитами. Широко развиты аплиты и гранит-порфиры фазы дополнительных интрузий. По отношению к складчатости массив занимает дискордантное положение, глубина его формирования по геологическим данным составляет 2000—3000 м.

По минеральному составу гранитоиды Иультинского массива схожи с гранитоидами Телекайского. Они состоят из кварца (25—35%), каликатрового полевого шпата (30—38%), плагиоклаза № 20—40 (20—30%) и биотита (до 10%). Состав аксессуарных минералов по сравнению с гранитоидами телекайского комплекса отличается более высокими содержаниями сфена, флюорита, ильменита (см. табл. 1).

Для выявления особенностей химизма гранитоидов, помимо характеристик А. Н. Заварицкого, были использованы некоторые петрохимические коэффициенты: железистость $X_{Fe} = Fe/(Fe + Mg)$, глиноземистость $X_{Al} = Al/(2Ca + K + Na)$ и отношение K/Na (табл. 2). Глиноземистость в приведенном виде отображает степень насыщения пород кальцием и щелочами относительно алюминия. В кварц-полевощпатовых породах она должна быть равна единице, а при появлении железомagneзиальных минералов, в зависимости от их состава, может отклоняться в ту или иную сторону. По этому принципу было предложено выделять гранитоиды $S = (X_{Al} > 1,1)$ и I -типа ($X_{Al} < 1,1$) [18].

Рассмотрение диаграммы кремнекислотности (S) — щелочности (a) показывает, что главное отличие между тауреранским комплексом, с одной стороны, и иультинским и телекайским — с другой, заключается в их различной кремнекислотности при близкой щелочности. В то же время телекайские граниты, обладая близкой с иультинскими кремнекислотностью, отличаются от них более высокой щелочностью (рис. 2). По величине глиноземистости все гранитоиды района могут быть отнесены к I -типу. Наиболее высок диапазон изменения глиноземистости для гранитоидов

Химический состав гранитоидов (вес. %) и их петрохимические характеристики *

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	NaO	K ₂ O	F	X _{Fe}	X _{Al}	K/Na	a	b	c	s
212	62,16	0,36	15,00	2,10	3,16	3,30	4,10	3,06	4,67	0,06	0,460	0,855	1,000	13,5	12,2	3,3	71,0
216	61,95	0,80	14,89	1,52	3,95	3,12	4,77	2,73	4,38	0,06	0,490	0,832	1,057	12,4	12,5	3,8	71,3
2090	62,28	0,74	14,60	2,20	3,74	3,15	3,26	2,71	5,64	0,06	0,505	0,885	1,379	12,4	12,0	2,6	71,2
2105	64,67	0,66	14,98	2,12	3,99	2,80	2,45	2,62	5,27	0,05	0,500	1,035	1,333	13,3	10,1	3,0	73,6
2116	63,53	0,70	15,33	2,13	3,44	2,74	3,68	2,41	4,18	0,05	0,524	1,007	1,141	12,5	10,1	5,6	73,6
222	66,07	0,56	14,59	2,32	2,73	2,32	3,08	3,20	4,23	0,05	0,540	0,944	0,874	13,0	9,0	3,1	74,9
243	68,72	0,51	14,27	0,90	2,80	0,90	2,84	3,13	4,90	0,04	0,694	0,912	1,030	13,9	5,9	2,5	77,7
248	71,47	0,53	13,23	1,27	2,55	0,88	1,93	3,27	4,08	0,05	0,718	0,996	0,828	12,8	5,0	2,2	80,0
2085	70,14	0,47	14,47	1,05	2,30	1,21	2,10	3,43	3,64	0,04	0,600	1,084	0,694	12,5	6,5	2,5	78,4
2074	69,65	0,42	15,20	0,61	1,81	1,07	2,08	3,68	3,57	0,07	0,559	1,087	0,613	13,5	5,7	2,5	78,3
2075	68,33	0,42	16,12	1,30	1,80	1,16	2,56	2,97	4,36	0,04	0,586	1,137	0,958	12,8	6,3	3,1	77,8
2056	64,25	0,68	15,58	1,31	3,15	1,80	3,42	2,90	4,46	0,25	0,571	0,937	1,021	13,1	7,7	4,0	75,2
2141	65,40	0,68	13,91	2,28	3,31	1,44	4,13	3,20	4,73	0,04	0,676	0,778	0,971	13,7	10,2	2,3	73,8
2133	70,80	0,46	13,91	1,04	2,22	0,50	2,45	2,97	4,45	0,04	0,785	0,982	0,979	12,8	4,6	2,8	79,8
2135	76,36	0,05	12,56	0,52	1,39	0,18	0,63	3,33	4,55	0,03	0,852	1,088	0,906	13,3	3,1	0,7	82,9
2148	74,28	0,20	13,06	0,39	1,58	0,30	1,58	3,06	4,73	0,03	0,797	1,004	1,010	13,2	2,3	1,9	82,6
38	71,54	0,37	13,26	0,82	2,33	0,50	3,09	3,36	4,64	—	0,778	0,823	0,915	13,6	5,5	1,8	79,1
44	71,72	0,28	12,23	0,32	4,68	0,75	2,03	3,12	5,00	0,06	0,784	0,863	1,049	13,6	7,1	1,0	87,4
135	74,44	0,22	12,20	0,78	1,99	0,30	0,65	3,60	5,04	—	0,844	0,975	0,914	14,7	3,1	0,5	81,7
270	73,84	0,28	12,72	0,61	1,70	0,60	1,30	3,67	4,35	0,05	0,681	0,828	0,780	13,9	3,6	1,0	81,5
322	75,41	0,19	11,80	0,58	1,75	0,24	1,33	4,47	4,03	0,03	0,838	0,924	0,888	13,3	3,1	0,9	82,7
1123	72,75	0,32	13,25	0,97	2,01	0,63	1,47	3,33	4,48	0,04	0,714	0,977	0,888	13,4	4,2	1,7	80,7

* Чаанталский массив: 212, 216, 2090, 2105, 2116 — кварцевые диориты; Чануанский массив: 222, 243 — гранодиориты, 248 — гранит; Тауреранский массив: 2085, 2074 — граниты, 2075, 2056 — гранодиориты; Вешкапский массив: 2141 — гранодиорит; Иультинский массив: 2133, 2135, 2148 — граниты; Телекайский массив: 38, 44, 135, 270, 322, 1123 — граниты. Анализы выполнены в лаборатории ДВМСА, аналитики Л. Н. Шокина, В. П. Звонарева. $X_{Fe} = \frac{Fe}{Fe + Mg}$; $X_{Al} = \frac{Al}{2Ca + Na + K}$.

тауреранского типа. Телекайские и иультинские граниты укладываются в этот диапазон, но последние обычно более глиноземисты (см. рис. 2). По соотношению K/Na все рассматриваемые гранитоиды являются высококальциевыми. С ростом кремнекислотности наблюдается тенденция к понижению отношения K/Na.

Биотиты описываемых гранитоидов несколько разнятся друг от друга по химическому составу (табл. 3). Наиболее высокие железистость и глиноземистость свойственны биотитам Иультинского массива. Телекайские граниты содержат менее железистые и менее глиноземистые биотиты. Для гранитоидов тауреранского комплекса характерны наиболее низкожелезистые биотиты. Глиноземистость их в различных массивах неодинакова. Наиболее высокие значения она имеет в Чаанталском и Тауреранском массивах, а наиболее низкие — в Чануанском и Вешкапском. Все проанализированные биотиты отличаются повышенной титанистостью.

Амфиболы широко развиты только в образованиях тауреранского комплекса. Сравнение состава амфибола из гранодиорита Чануанского массива (см. табл. 3) с опубликованными ранее данными из пород Вешкапского и Тауреранского массивов [9, 13] показывает их идентичность. Во всех случаях они низкоглиноземисты, кальциевость их изменяется от

0,770 до 0,818, железистость обычно значительно ниже, чем у ассоциирующих с ними биотитов.

На основании данных о составе породобразующих минералов можно провести сравнительную оценку условий формирования гранитоидов. Известно, что железистость биотитов и амфиболов определяется фугитивностью кислорода и давлением воды при постоянной температуре [19, 20]. Повышение фугитивности кислорода и температуры способствует понижению их железистости за счет образования оксидных минералов железа, а увеличение давления воды ведет к расширению области устойчивости гидроксилсодержащих минералов [16] и росту их железистости. Поэтому в первом приближении можно считать, что в изотермических условиях железистость биотитов и амфиболов отображает величину P_{O_2}/P_{H_2O} магматического расплава.

Величина фугитивности кислорода может служить показателем окислительно-восстановительных условий магматического процесса, так как она отображает соотношение окисленных и восстановленных форм флюида: H_2O/H_2 , CO_2/CO и т. д. [11]. Для оценки отношения P_{O_2}/P_{H_2O} можно воспользоваться соотношением железистостей гранитов и гидроксилсодержащих железомagneзиальных минералов: $K_{Fe} =$

Химический состав биотитов и амфибола (вес. %) и некоторые параметры их состава *

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	F	Сумма	X _{Fe} ^{Bi}	X _{Al} ^{Bi}	K _{Fe}
<i>Чаунтальский массив</i>																
212	36,51	4,80	13,15	10,54	10,91	0,24	5,40	1,68	0,34	8,20	6,69	0,27	98,73	0,679	0,187	1,050
216	36,30	4,55	14,75	7,14	14,04	0,24	6,04	1,12	0,26	9,80	4,74	0,23	99,21	0,654	0,208	0,980
2090	35,70	3,95	14,07	8,29	13,80	0,29	6,04	0,77	0,20	9,90	5,19	0,25	98,45	0,664	0,202	1,092
2105	35,90	4,50	14,52	9,00	12,60	0,24	5,72	0,98	0,24	8,80	6,39	0,25	99,14	0,760	0,208	1,035
2116	37,90	4,95	13,43	5,66	15,06	0,24	5,83	1,12	0,32	9,40	4,12	0,27	98,30	0,660	0,190	1,055
<i>Чануанский массив</i>																
222 ^a	48,82	1,06	4,95	2,20	13,44	0,46	12,60	12,13	1,11	0,55	1,06	—	98,38	0,408	0,697	—
222 ^b	36,40	4,40	12,95	10,31	12,24	0,24	5,50	2,10	0,30	7,80	6,53	0,40	98,99	0,687	0,188	0,975
243	34,00	4,00	12,78	10,47	16,70	0,34	7,18	1,40	0,21	6,78	6,92	0,28	101,06	0,671	0,178	1,034
248	34,35	3,80	13,68	7,03	20,70	0,34	7,20	1,12	0,20	9,20	5,82	0,37	101,81	0,679	0,185	1,057
<i>Тауреранский массив</i>																
2085	35,86	4,20	14,10	9,26	13,20	0,34	5,20	0,98	0,20	8,51	6,33	0,27	98,45	0,698	0,204	0,950
2074	35,50	4,10	15,90	4,58	15,52	0,47	9,25	0,75	0,29	8,00	5,96	0,48	100,08	0,544	0,213	1,027
2075	37,20	4,10	14,32	5,77	17,10	0,29	5,07	0,98	0,32	8,60	4,18	0,50	98,43	0,711	0,202	0,922
2056	35,00	4,65	12,41	10,00	12,12	0,29	9,25	0,80	0,40	8,30	7,00	0,30	100,52	0,562	0,172	1,016
<i>Вешкапский массив</i>																
2141	35,50	5,45	11,96	9,13	13,98	0,29	5,29	0,98	0,28	9,48	6,10	0,30	98,74	0,701	0,176	0,964
<i>Иультинский массив</i>																
2133	34,50	4,00	14,84	10,82	14,76	0,41	3,56	1,12	0,20	8,00	6,22	0,30	98,07	0,794	0,216	0,988
2135	34,00	2,10	18,16	8,52	18,58	0,71	2,45	0,56	0,16	8,00	5,78	0,27	99,21	0,857	0,261	1,006
2148	34,90	3,90	13,23	10,67	17,10	0,77	2,80	0,84	0,28	8,40	5,38	0,40	98,67	0,843	0,194	0,945
<i>Телекайский массив</i>																
38	34,10	3,33	12,71	9,10	19,06	0,48	6,64	2,12	0,42	7,47	3,00	0,69	99,12	0,697	0,176	1,116
44	35,20	2,82	11,88	10,09	19,21	0,25	5,45	2,00	0,42	7,10	3,25	1,45	99,12	0,744	0,168	1,053
135	31,87	3,40	13,80	10,42	20,93	0,48	6,28	1,75	0,48	5,90	3,20	0,60	99,11	0,730	0,190	1,156
270	34,07	4,05	13,07	8,29	18,66	0,47	7,85	0,98	0,21	6,26	6,90	0,63	101,44	0,651	0,178	1,046
322	33,20	3,45	14,71	9,36	22,20	0,29	3,80	0,84	0,21	6,42	5,58	0,36	100,42	0,819	0,205	1,067
1123	34,50	4,10	12,27	17,06	11,34	0,41	2,95	1,12	0,24	5,92	8,95	0,30	99,16	0,836	0,183	0,854

* Анализы выполнены в лаборатории ДВИМСа, аналитик В. П. Звонарева. 222^a — амфибол, 222^b — биотит. Номера проб соответствуют табл. 2. $X_{Fe}^{Bi} = \frac{Fe}{Fe + Mg}$; $X_{Al}^{Bi} = \frac{Al}{Si + Al + Fe + Mg}$.

$= X_{Fe} \frac{aX_{Fe}^{Bi} + bX_{Fe}^{Am}}{a + b}$, где X_{Fe} , X_{Fe}^{Bi} , X_{Fe}^{Am} — отношение Fe/(Fe + Mg) в гранитах, биотитах и амфиболах соответственно, a , b — содержания биотита и амфибола в вес. %. Во всех изученных гранитоидах значение K_{Fe} близко к единице (см. табл. 3), что может свидетельствовать о низкой окислительной обстановке их формирования и о высокой водонасыщенности. Справедливость этого вывода подтверждается ничтожно низкими содержаниями магнетита во всех типах пород (см. табл. 1).

Щелочнометалльные условия формирования гранитоидов могут быть оценены по величине глиноземистости биотитов [12] или по соотношению глиноземистостей сосуществующих биотитов и амфиболов [17].

Сопоставление глиноземистости биотитов и кремнекислотности гранитоидов показывает,

что формирование Иультинского массива осуществлялось в низко-, а Телекайского — в высокощелочнометалльных условиях. Гранитоиды тауреранского комплекса занимают между ними промежуточное положение (рис. 3). Соотношение глиноземистостей биотитов и амфиболов Тауреранского [13], Вешкапского [9] и Чануанского массивов при идентичности составов плагиоклазов близко (2,3—2,8), что может свидетельствовать о близких значениях химических потенциалов калия и натрия при их формировании [17].

Изучение распространенности некоторых микроэлементов показывает, что описываемые гранитоиды обладают как общими геохимическими чертами, так и некоторыми особенностями, свойственными конкретным комплексам. Общим для них является обогащенность оловом, превышающая его кларк в кислых

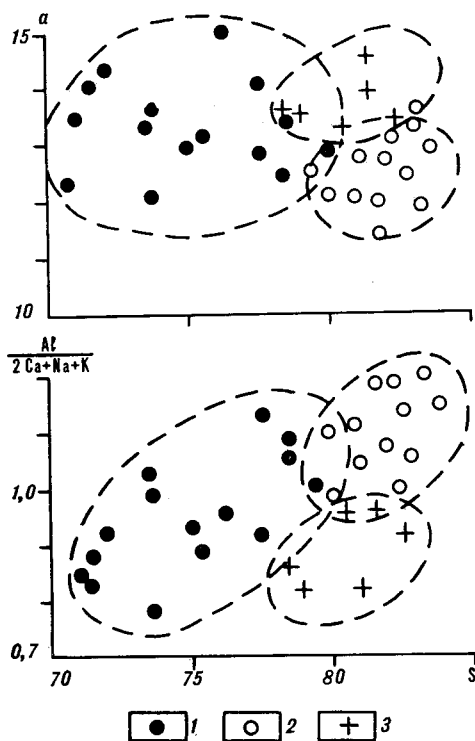
Средние содержания микроэлементов в гранитоидах (г/т)

Элемент	Интрузивные массивы					
	Гранодиориты				Граниты	
	Чаан-тальский	Чану-анский	Тауреранский	Вешкапский	Иультинский	Телекайский
Sn	64,9 17	43,6 55	26,6 12	20,0 10	55,2 10	17,0 119
W	2,0 4	1,8 6	2,9 5	2,0 2	3,5 5	3,2 10
Mo	4,4 28	3,9 55	4,0 26	2,9 5	1,6 10	5,0 136
Ta	0,6 5	0,2 3	1,2 5	0,5 2	3,9 5	2,4 4
Nb	10,8 20	7,2 50	10,7 30	7,0 5	17,0 10	9,7 40
B	12,6 15	11,3 17	26,0 12	13,2 5	3,5 5	9,0 124
Rb	38,7 5	21,8 5	Нет данных	50,3 5	125,7 5	28,7 8
Cu	19,2 20	20,1 55	20,0 35	24,0 5	17,3 10	23,0 120

Отношения атомов ($n \cdot 10^{-4}$)

Sn	3,6	4,5	2,7	1,4	10,1	2,6
Fe + Mg + Ti	4,0	3,8	8,0	4,0	1,2	3,4
B/Al	3,7	2,8	—	6,4	14,7	3,4

Примечание. В числителе среднее арифметическое, в знаменателе число проб.

Рис. 2. Соотношение между кремнекислотностью (S), щелочностью (a) и глиноземистостью $Al/(2Ca + Na + K)$ гранитоидов тауреранского (1), иультинского (2) и телекайского (3) типов (по данным табл. 2 и [3, 9]).

породах в 5—20 раз [4], при близкларковых содержаниях вольфрама. Высокие концентрации образует также молибден. В то же время содержания Ta, Nb, Cu, B, Rb, F превышают кларковые значения только в отдельных случаях (табл. 4, см. также табл. 2).

Накопление таких элементов, как олово, бор, рубидий, в значительной степени зависит от содержания породообразующих элементов, с которыми они находятся в изоморфных отношениях. Благодаря изоморфизму олова с железом, магнием и титаном оно в основном накапливается в составе железомagneзиальных минералов [2]. Чем выше содержание железа и магния в гранитоидах, тем больше возможностей для изоморфного вхождения олова в структуру породообразующих минералов. Поэтому для анализа накопления олова в гранитоидах целесообразно использовать отношение атомов $Sn/(Fe + Mg + Ti)$. Высокими значениями этого отношения выделяется только Иультинский массив. Для остальных массивов оно колеблется в пределах $2,6—4,5 \cdot 10^{-4}$ (см. табл. 4).

Бор по своим кристаллохимическим свойствам близок к алюминию, благодаря чему он может входить в структуру алюмосиликатов [1]. Концентрации бора и отношение B/Al наи-

более высоки в гранитоидах тауреранского комплекса и понижаются в гранитах Телекайского и Иультинского массивов (см. табл. 4). Обращает на себя внимание то, что граниты Телекайского массива, вмещающие руды касситерит-кварц-турмалинового типа [5], характеризуются сравнительно низкими концентрациями бора.

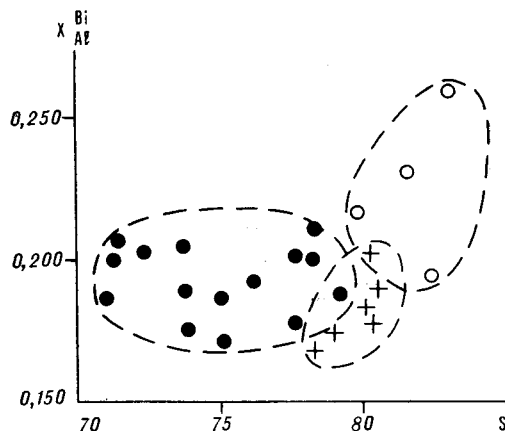


Рис. 3. Соотношения между кремнекислотностью гранитоидов и глиноземистостью биотитов (по данным табл. 2, 3 и [9]). Усл. обозн. см. на рис. 2.

Содержания рублидия в изученных массивах изменяются в значительных пределах. Наиболее высоки они в гранитах Иультинского массива. Гранитоиды тауреранского и телекайского комплексов характеризуются пониженными концентрациями рублидия (см. табл. 4). В связи с тем, что для описываемых гранитоидов характерна низкая дисперсия содержания калия (см. табл. 2), отношение Rb/K определяется в основном концентрациями рублидия.

Предпринятое изучение минералого-геохимических особенностей гранитоидов восточной части Чукотской складчатой области показало, что выделенные комплексы обладают сходными окислительно-восстановительными условиями формирования, близкими значениями некоторых петрохимических коэффициентов и в общем однотипным микроэлементным составом. В то же время они различаются по щелочно-металльности, концентрациям щелочей и некоторым соотношениям микро- и макроэлементов (например, B/Al, Sn/(Fe + Mg + Ti)).

Наиболее ранние интрузии тауреранского комплекса имеют в основном граводиоритовый состав и развиты на всей территории района. Более поздние иультинский и телекайский комплексы имеют гранитный состав и локаль-

ное распространение. Граниты иультинского комплекса распространены в основном в пределах Иультинского складчато-глыбового поднятия, а телекайского — в пределах Амгуэмского синклинория. Достаточно обоснованных данных о разновременности стаповления телекайских и иультинских гранитов в настоящее время нет. Они существенно различаются по условиям формирования, в то же время наследуя некоторые минералого-геохимические особенности более ранних тауреранских гранитоидов. Это позволяет предполагать, что выделенные комплексы выражают отдельные этапы развития единого раннемелового магматического процесса.

Сравнение условий формирования гранитоидов, ассоциирующих с касситерит-кварцевым и касситерит-силикатным типами оруденения, на примере Иультинского и Телекайского массивов показывает, что между ними, несмотря на сходный минеральный состав, наблюдаются некоторые различия в режиме щелочей. Гранитоиды Телекайского массива отличаются более щелочнометалльными условиями формирования по сравнению с Иультинским. Для Иультинского массива, кроме того, характерны более высокие значения отношения Sn/(Fe + Mg + Ti).

ЛИТЕРАТУРА

1. Александров С. М., Барсуков В. Л., Щербина В. В. Геохимия эндогенного бора.— М.: Наука, 1968.
2. Барсуков В. Л. Основные черты геохимии олова.— М.: Наука, 1974.
3. Бордюгов Е. Г., Фрейдлин А. И. Позднемезозойские оловоносные интрузии Иультинского и Северного рудных районов.— В кн.: Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР. М.: Наука, 1969.
4. Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7.
5. Воеводин В. П. Новый тип оловянного оруденения на Центральной Чукотке.— В кн.: Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР. М.: Наука, 1969.
6. Воеводин В. Н., Сухов К. С. Тектоника, магматизм и некоторые черты металлогении мезозойской Чукотки.— Сов. геол., 1976, № 4.
7. Геология СССР. Т. 30. Кн. 2.— М.: Недра, 1970.
8. Загрузина И. А. Геохронология мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР.— М.: Наука, 1977.
9. Иванов В. С. Изменение щелочности при формировании Иультинских гранитоидных массивов.— Геол. и геофиз., 1971, № 11.
10. Лугов С. Ф., Макеев Б. В., Потапова Т. М. Закономерности формирования и размещения оловянных месторождений Северо-Востока СССР.— М.: Недра, 1972.
11. Маракушев А. А. Анализ окислительно-восстановительных условий глубинного минералообразования.— В кн.: Современные методы петрологических исследований. М.: Наука, 1976.
12. Маракушев А. А., Тарарин И. А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 3.
13. Милов А. П. Позднемезозойские гранитоидные формации Центральной Чукотки.— Новосибирск: Наука, 1975.
14. Милов А. П., Соболев А. П. Мезозойский гранитоидный магматизм Северо-Востока Азии.— Тихоокеанская геол., 1982, № 1.
15. Полигов В. К., Столяров И. С. Критерии оловоносности гранитоидов Иультинского рудного района (Восточная Чукотка).— В кн.: Особенности металлогении оловорудных районов Востока СССР. М., 1980.
16. Хитаров Н. И., Нагапетян Л. В., Лебедев Е. Б. Кристаллизация расплава дацитового состава в условиях давления водяного пара от 500 до 3000 кг/см².— Геохимия, 1969, № 1.
17. Хитрунов А. Т. О глиноземистости сосуществующих биотитов и амфиболов из гранитоидов.— Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 2.
18. Chappel B. W., White A. J. K. Two contrasting granite types.— Pacif. Geol., 1974, N 8.
19. Popp R. K., Gilbert M. C., Craig J. R. Stability of Mg—Fe amphiboles with respect to oxygen fugacity.— Amer. Miner., 1977, v. 62, N 1—2.
20. Wones D. R., Eugster H. P. Stability of biotite: experiment, theory and application.— Ibid., 1965, v. 50, N 9.

УДК 553.451/452.061.12(571.6)

Е. А. Радкевич, И. Н. Томсон, В. П. Полохов, О. П. Полякова, П. Г. Коростелев

ВЗАИМОСВЯЗЬ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ В ОЛОВОНОСНЫХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЗОНАХ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

В свете новых данных рассмотрены дискуссионный вопрос о соотношениях разных формационных типов оловорудных месторождений, зависимость их от мощности и состава земной коры, петрохимических особенностей рудоносных интрузивов. Обсуждаются две возможные модели рудообразующего процесса: 1 — единой колонны растворов с закономерным переходом по

восстанию от грейзенов, кварцевых жил к касситерит-сульфидным жилам (И. Н. Томсон, В. П. Полохов, О. П. Полякова) и 2 — независимого проявления двух формационных рядов: кварцевого и силикатно-сульфидного, местами совмещенных при повторном внедрении интрузий (Е. А. Радкевич, П. Г. Коростелев).

Сравнение оловорудных районов юга Дальнего Востока дает материал для выводов о генетической природе месторождений олова и зависимости типов месторождений от геологических условий. Общими особенностями оловоносных территорий юга Дальнего Востока является связь оруденения с гранитами корового происхождения и развитие оловорудных районов в области проявления зрелой сиалической коры, в основном сформировавшейся на древних гранитизированных кристаллических массивах с высоким коэффициентом сиаличности. Этот вывод относится как к Приамурской, так и к Приморской области, где оловоносные районы расположены в структурном ярусе, подстилаемом древними кристаллическими массивами — Буреинским и Ханкайским, видимо, сливающимися воедино. На северном ограничении этих массивов, где протягивается Монголо-Охотская фемическая зона, развившаяся на полициклической геосинклинали, оловянное оруденение сменяется золотым, редкометалльным и ртутным. Источником рудоносных флюидов здесь служили глубинные разломы, уходящие своими корнями в мантию.

При общей приуроченности к сиалической континентальной коре, оловорудные районы имеют и свои различия. Устанавливается генетический ряд оловорудных проявлений от наиболее кислых кварцевых формаций или лейкократовых к мезократовым, богатым сульфидами и силикатами железа. В этой серии можно выделить три группы месторождений: собственно кварцевой формации, представленной грейзенами и кварцевыми жилами, тесно связанными с кислыми гранитами; касситерит-силикатной, богатой силикатами железа

(турмалин, хлорит) и сульфидами железа и цветных металлов; и последней, замыкающей этот ряд — касситерит-сульфидной формации. Месторождения этой серии показывают разную степень связи с сиалическими и фемическими элементами.

Наибольшее развитие собственно касситерит-кварцевые месторождения имеют в удалении от Японского моря, в среднем Приамурье, там, где минерализация развивалась вдоль разломов, секущих Буреинский кристаллический массив. Как отмечалось, Буреинский массив характеризуется высоким коэффициентом сиаличности (2,75), обусловленным интенсивной и многократной гранитизацией древних докембрийских пород, и проявлением разновозрастной оловоносности. Развивающиеся вдоль разломов вулканогенно-интрузивные комплексы уже на исходной стадии своего развития были обогащены оловом за счет ассимиляции оловоносных древних толщ и разновозрастных гранитов — докембрийских, байкальских и палеозойских.

Наряду с особенностями химизма фундамента существенное влияние на характер рудоносных магматических пород и месторождений оказывает мощность земной коры, в данном случае наибольшая в регионе, достигающая 42 км, особенно вдоль зон глубинных разломов, контролирующих размещение кислых гранитных массивов [2]. В этой же зоне, заложенной на раздробленном фундаменте Буреинского массива, встречаются месторождения и переходного типа — грейзены с турмалином, хлоритом, флюоритом, в верхних зонах которых присутствуют сульфиды. Мегасоматические кварцево-турмалиновые зоны в равной степени могут быть отнесены как к

касситерит-кварцевой, так и к касситерит-силикатной формации.

Собственно касситерит-силикатные месторождения, тоже тесно связанные с группой касситерит-сульфидных, характеризуются развитием водных силикатов железа — турмалина и хлоритов, а на поздних стадиях — сульфидов, среди которых также преобладают железистые разности, в основном пирротин.

Если месторождения кварцевой формации связаны в большинстве случаев с кислыми гранитами, то касситерит-силикатные показывают связь с гранитоидами повышенной основности — гранодиоритами или гранитами пониженной кислотности, характерными для районов с несколько повышенной мощностью сиалической коры и особенно для участков воздымания кровли базальтового слоя — базальтовых или метадиоритовых валов, локализованных вдоль зоны глубинных разломов, опускающейся в мантию. Такие касситерит-силикатные месторождения турмалинового типа проявлены в Комсомольском районе. В этом же районе некоторые зоны кварц-турмалиновых пород заключают не оловянную, а висмутозолотую и молибденовую минерализацию, связанную с породами не калиевого, а натриевого ряда (пурильский комплекс Комсомольского района). Молибденоносные зоны встречаются рядом с оловоносными в тех же самых трещинах меридионального направления и, видимо, представляют собой более молодые образования, которые в большей степени связаны с дериватами базальтоидной магмы, чем оловоносные гранодиоритовые массивы калиевого ряда, несущие признаки ассимиляции континентальных образований.

Минерализацию Комсомольского района разнообразит проявление касситерит-кварцевых месторождений, связанных с Чаблинским гранитным массивом, расположенным на западе района, в удалении от базальтового вала. Этот массив, сложенный гранодиоритами и гранитами, сопровождается кварцевыми и пегматоидными жилами, грейзенами, уступающими с удалением от массива место кварц-турмалиновым метасоматическим зонам. Таким образом, на примере Комсомольского района можно заметить влияние состава материнских пород, мощности коры и подстилающих базальтоидов на особенности металлогении с закономерной сменой кислого ряда месторождений кварцевой формации средним касситерит-силикатным и, далее, проявлениями апобазальтовых рудно-магматических ассоциаций, связанных с дифференциатами натриевого ряда.

Еще сложнее обстановка в Сихотэ-Алинском регионе, приуроченном к полизональной геосинклинали. Здесь минерализация меняется от

одной структурно-формационной зоны к другой, носит особые черты в структурных швах, разделяющих структурно-формационные зоны и контролирующих магматические породы.

Наибольшее развитие в Сихотэ-Алине имеют месторождения касситерит-силикатно-сульфидной группы с переходами от малосульфидных до собственно сульфидных жил с касситеритом. Они имеют общие черты с месторождениями Комсомольского и Яно-Адычанского рудных районов и характеризуются однотипными парагенезисами и одинаковой последовательностью образования минералов. Особенности этих оловорудных районов являются многоэтапность минерализации и проявление в одних и тех же рудных узлах и месторождениях рудных жил различного состава, связанных с разными магматическими комплексами. Эти особенности обусловлены различно ориентированными рудоконтролирующими разломами, на пересечении которых и расположены рудные узлы. Наиболее распространенными являются турмалин-сульфидные и хлорит-сульфидные, сравнительно маломощные рудные зоны и жилы, в которых турмалинизация и хлоритизация проявлены главным образом в приальбандовых оторочках и формировались одновременно с сульфидным выполнением осевых частей жил. Однако при общем сходстве рудных зон преобладающего типа устанавливается и их отличие. В некоторых месторождениях на глубине проявляются магматические породы и рудные тела, отличные по составу от вскрывающихся в пределах верхних ярусов. Характерным примером является Дубровское месторождение, где главные турмалино-сульфидные жилы, переходящие по восставанию в хлорит-сульфидные, приурочены к субвулканическим дайкообразным телам дацитовых порфиров и микродиоритов, в то время как на больших глубинах появляются лейкократовые тела плагиоаплитов, сопровождающиеся уже не оловянной, а молибден-висмутовой минерализацией. Эти дополнительные интрузии образованы в результате внедрения поздних дифференциатов гранитоидной магмы. Подобные проявления поздних кислых дифференциатов гранитной магмы, сопровождающиеся минерализацией кварцевой формации, как было показано, выявлены и на многих других месторождениях. Например, на Высокогорском месторождении наблюдаются сложные взаимоотношения между разновозрастными рудными образованиями. Там выявляется самый ранний гранодиоритовый массив, вскрывающийся в своей апикальной части, вмещающей объемную турмалинизацию с касситеритом. Турмалинизированные породы секутся зонами грейзеноподобных пород с висмутовой и мо-

либденовой минерализацией, являющихся как бы аналогами поздних глубинных кислых интрузий Дубровского месторождения. Еще более поздними здесь являются кварцево-сульфидно-хлоритовые жилы большого вертикального протяжения, выходящие непосредственно на поверхность.

Наложение поздних грейзенов на сульфидно-касситеритовые жилы установлено и на Смирновском месторождении. В других случаях отмечается наложение на полиметаллические безоловянные жилы касситерит-сульфидно-хлоритовой минерализации.

Таким образом, здесь нарушаются классическая зональность и закономерная смена высокотемпературных ассоциаций кварцево-грейзеновой формации средне- и низкотемпературными сульфидными и проявляются обратные взаимоотношения. По-видимому, эти парадоксальные соотношения можно интерпретировать как результат последовательной дифференциации глубинных магматических резервуаров от гранитоидов повышенной основности, с которыми связаны растворы, обогащенные серой, железом и основными металлами, до кислых производных, обогащенных летучими, в том числе фтором и редкими элементами. В одних случаях эти поздние ассоциации локализуются в трещинах нового направления, в других — в тех же самых жильных трещинах, приоткрывающихся повторно при новых тектонических подвижках. Сходное наложение минерализации кварцевой формации с грейзенами на среднетемпературные касситерит-сульфидные жилы отмечалось и для Верхоянья.

В описанных случаях многоэтапного развития оруденения устанавливается зависимость формационного типа минерализации от петрохимических особенностей интрузивных пород.

В Сихотэ-Алинской провинции, как и в Среднем Приамурье, выявляется зона собственно касситерит-кварцевой минерализации, приуроченная к Центральному структурному шву. Здесь устанавливаются признаки, сближающие эту зону с Хингано-Баджальской зоной Приамурья — с ее месторождениями, связанными с гранитами. Как и в Хингано-Баджальской зоне, в Центральном структурном шве отмечается увеличение мощности гранитного слоя земной коры, вероятно, в результате проявления гранитизации, распространяющейся на большую глубину. Разломы Центрального структурного шва проникают в мантию и смещают границу М. Особенностью магматизма этой зоны является проявление разновозрастных и разнообразных по составу гранитных интрузивов от адамеллитов юрского возраста, сопровождающихся шеелитоносными скарнами,

до монцитонитов и их кислых дифференциатов — калиевых лейкогранитов. Последние являются источником минерализации касситерит-кварцевой формации — кварцевых жил, грейзенов, штокверков с касситеритом и вольфрамитом. Признаки сходства гранитоидного магматизма Центрального структурного шва и структур, расположенных в сходных тектонических условиях (Батолитовый околоколымский пояс), позволили в свое время определить зону Центрального структурного шва как олово-вольфрам-редкометалльную [3].

Главная оловоносная зона с развитием касситерит-силикатно-сульфидных месторождений протягивается вдоль Восточно-Сихотэ-Алинского прогиба, сложенного терригенными толщами триасово-юрского и раннемелового возраста.

Особенностью крайней восточной зоны Сихотэ-Алинской области является проявление оловоносности в зоне Прибрежного поднятия, отмеченного развитием карбонатных пород. Здесь олово является уже не главным, а второстепенным элементом, уступая свинцу и цинку, что обычно характерно для зон развития известняков. Типы оловянных месторождений здесь уже иные, в частности олово и вольфрам встречаются в железорудных скарновых залежах в качестве примесей, а также в скарново-полиметаллических месторождениях дальнегорского типа, где касситерит находится в грейзеновых околоскарновых оторочках, в глубинных частях рудных залежей.

Другой особенностью оловоносности Сихотэ-Алинской геосинклинали является локализация в прибрежном поясе вулканитов оловянной минерализации и редких месторождений боливийского типа с сульфостаннатами. Как и в среднем Приамурье, источником оловоносных растворов здесь являются кислые лавы. Обогащение их оловом происходило, по всей вероятности, при ассимиляции кислой сиалической коры Ханкайского массива, подстилающего осадочный комплекс Сихотэ-Алинской геосинклинали. В этом отношении представляет интерес рассмотрение вопроса об изменении мощности земной коры, которая по направлению к Япономорской впадине неуклонно сокращается вплоть до полного исчезновения гранитного слоя. Если считать, что источником вулканитов служила континентальная кора, то следует предположить ее распространение и далее к востоку, в область, ныне занятую новообразованной впадиной Японского моря. Высказывались предположения о том, что на месте Японского моря ранее существовал сиалический древний массив, что доказывается присутствием аркозового материала в триасовых и пермских песчаниках. В этом

случае во время погружения этого массива вдоль глубинного разлома произошло заложение вулканического пояса. Гомодромный характер развития вулканитов от базальтоидов и андезитов до преобладающих здесь риолитов обусловлен ассимиляцией континентальной сиалической коры и последующей дифференциацией магмы, возникшей при ее плавлении в процессе поступления базальтоидных мантийных выплавов.

Однотипность вулканических пород в южной части пояса, развившейся на Ханкайском кристаллическом массиве, позволяет предполагать, что магматический бассейн был вытянут в виде столбообразного резервуара на пересечении вертикального разлома с горизонтальной поверхностью нижней части земной коры. Дифференциация происходила и в вышележащих камерах, откуда последовательно поступали расплавы по мере приоткрывания вертикальных разломов, что и приводило к попеременному поступлению в верхний структурный ярус расплавов различного состава. Это привело к сочетанию магматических пород разного петрохимического облика, обусловивших возникновение месторождений различного состава.

Особенностью минерализации Сихотэ-Алинской геосинклинали является тесная парагенетическая связь рудных жил с базальтоидными дайками: до-, межрудными и в основном послерудными, которые использовали те же трещины, по которым проникали рудоносные расплавы и растворы. В некоторых случаях поздние базальтоидные дайки вызывали метаморфизм и регенерацию ранних рудных образований, как это имело место, в частности, на Черемуховском месторождении, где после низко-среднетемпературных руд с сульфосолями возникли скарновые образования по жильным карбонатам.

Таким образом, своеобразие положения Сихотэ-Алинской геосинклинали на сочленении континента с новообразованной Япономорской впадиной, заполненной мощной толщей базальтов, явилось причиной многих генетических особенностей этой оловорудной провинции. Существенное влияние на сложное сочетание различных генетических типов разновозрастных месторождений оказывало повторное приоткрывание разломов и образование новых в зоне сочленения погружающейся впадины Японского моря и воздымающегося Сихотэ-Алинского горного сооружения. На особенности распределения месторождений разных типов оказывали влияние и новейшие вертикальные воздымания. В частности, положение современной оси хр. Сихотэ-Алинь вблизи побережья обусловлено, по-видимому, перемещением зоны воздымания к востоку. Новейшие

движения определили также уровень эрозионного среза в осевой части Сихотэ-Алинского поднятия и на его западной периферии, в зоне Центрального структурного шва, где на Уссурийском склоне Сихотэ-Алинского свода вскрываются глубинные магматические образования.

Отмеченные особенности позволяют выделить Сихотэ-Алинскую рудную провинцию в качестве особого типа, несмотря на сходство развитых здесь месторождений с якутскими, забайкальскими и среднеамурскими. Дальнейшее изучение Сихотэ-Алинской провинции, особенно глубинных горизонтов рудных полей, позволит подойти по-новому к интерпретации проблемы генезиса оловорудных месторождений различных формаций и типов и к вопросам геологии олова.

Сравнительно небольшой эрозионный срез рудных зон, особенно в осевой части поднятия и в вулканическом поясе, позволяет ставить вопрос изучения глубин рудоносных зон и месторождений, что может привести к новым крупным открытиям и в то же время дать материал для выявления вертикальной зональности нового типа.

Такой материал был получен благодаря изучению глубоковскрытых месторождений [2]. На основе этих данных можно говорить о существовании глубинных ярусов оруденения и вертикальной разобщенности разновозрастных генераций рудных тел. При этом было установлено существование двух типов рудно-магматических колонн, в каждом из которых закономерно сочетаются определенные типы оловорудной минерализации. Взаимосвязь различных типов оруденения устанавливается также при сравнении месторождений, находящихся на разных уровнях эрозионного среза.

Большинство оловорудных месторождений залегает в мезозойской терригенной толще и на современном уровне среза сопровождается дайками. Однако в их глубинных частях обнаруживаются «купола» биотитовых метасоматитов, а на еще более глубоком уровне — штоки гранитоидных пород. Каждому из этих глубинных уровней соответствуют свои генерации рудных тел. Необходимо отметить, что над штоками лайкократовых гранитов располагается одна группа типов оловянного оруденения, а над гранодиорит-порфирами монцонитоидного характера — другая.

Сравнительно недавно установлено существование полихронной многоэтапной оловянной минерализации в пределах некоторых важных оловорудных узлов.

Рассмотрим первую глубинную модель ярусного размещения полихронного и разнотипного оруденения над штоками гранодиорит-порфир-монцонитоидов, составленную И. Н. Том-

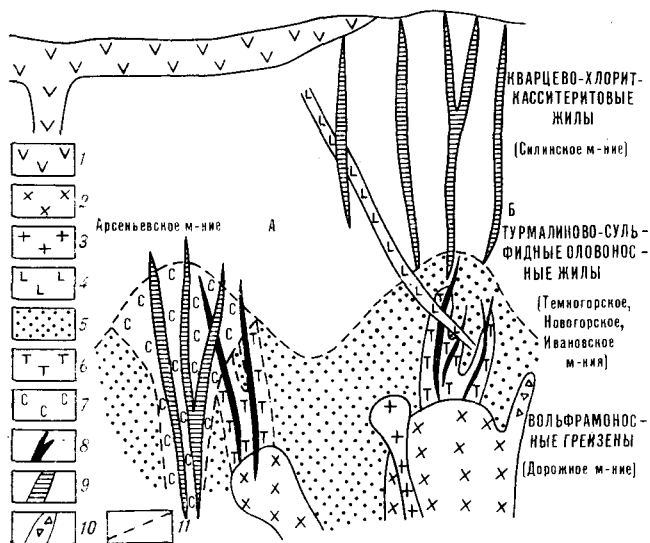


Рис. 1. Полихронная минерализация в месторождениях касситерит-силикатно-сульфидной формации.

А — оруденение связано с вулканитами, Б — оруденение связано с гранодиоритами. 1 — вулканиты К; 2 — монзонитоиды и гранодиориты К₂; 3 — лейкограниты Р; 4 — дайки порфиритов; 5 — роговики; 6 — турмалиниты; 7 — березиты по вулканитам; 8 — касситерит-турмалиновые жилы; 9 — касситерит-хлоритовые жилы; 10 — грейзены; 11 — граница роговиков.

соном, В. П. Полоховым, О. П. Поляковой (рис. 1).

Для того чтобы приблизиться к созданию интегральной картины ярусного размещения оловянной минерализации, приходится опираться на примеры некоторых разобщенных рудных узлов и районов, которые по уровню среза отвечают различным вертикальным диапазонам рудно-магматической колонны.

Достоверные примеры ярусного размещения различных типов оловянного оруденения можно найти в Кавалеровском рудном районе. Здесь вскрываются преимущественно терригенные складчатые толщи мезозоя. Более молодые мел-палеогеновые вулканиты слагают мощные толщи по периферии приподнятого блока рудного района, во внутренней же его части они залегают на ограниченной площади Угловской кальдеры. Именно они относятся к верхнему структурному ярусу и вмещают небольшие кварц-хлорит-полиметаллические жилы.

На более глубинных оловянных месторождениях района известны две «генерации» оловянных жил, отличающихся по типу минерализации. Одна из них приурочена к внутренним частям куполов биотитовых метасоматитов, которые обнажаются в глубокоэродированных блоках района, а также вскрыты скважинами на различной глубине в пределах многих месторождений. Наиболее яркое выражение минерализация нижнего яруса получила на Темногорском месторождении, которое рас-

положено в северной части Кавалеровского рудного района среди биотитизированных осадочных толщ нижнемелового — юрского возраста. Оно приурочено к очаговой структуре, в ядре которой залегает интрузия грейзенизированных гранодиоритов верхнемелового возраста (94 ± 3 ; 83 ± 5 млн лет). Интрузия гранодиоритов сопровождается радиальными апофизами и окружена ореолом биотитизации. На биотитовые роговики и гранодиориты наложены турмалиновые метасоматиты и ассоциирующиеся с ними рудные жилы, контролируемые тектоническими зонами северо-западного и субширотного направления. Это типичные жилы выполнения, сформированные в шесть последовательных стадий минерализации. Ассоциации, соответствующие этим стадиям, следующие: 1 — кварц-турмалин-сульфидная с апатитом, 2 — кварц-арсенопирит-пирротиновая, 3 — пирротин-сфалеритовая, 4 — карбонат-силикат-сульфидная (марганцевая), 5 — кварц-анкерит-арсенопиритовая, 6 — кальцит-адуляровая.

Ранняя кварц-турмалин-сульфидная ассоциация, кроме основных минералов, определяющих ее название, содержит также касситерит, вольфрамит, самородный висмут, шеелит, апатит и серицит.

Кварц-арсенопирит-пирротиновая ассоциация содержит сульфидное олово (за счет станнина) и касситерит, возникший, по-видимому, в результате гипогенного разложения сульфостаннатов.

Характерной особенностью Темногорского месторождения является то, что его рудные тела прослеживаются в пределах ореолов биотитовых метасоматитов, причем при значительном вертикальном размахе рудных тел не наблюдается каких-либо существенных изменений в их составе, тогда как по горизонтали по мере удаления от интрузива наблюдается увеличение количества сульфидов и кварцево-карбонатной минерализации.

На близком по типу к Темногорскому Дорожном месторождении грейзенизированные гранодиориты содержат вольфрамово-молибденовое оруденение.

Аналогом темногорских жил являются генерации многосульфидных оловоносных жил Арсеньевского, Ивановского и Новогорского месторождений, которые также располагаются в биотитизированных толщах, но на Арсеньевском месторождении присутствует и другая генерация более молодых оловянных жил — кварц-хлорит-сульфидно-касситеритовая. По данным [1, 5], в Кавалеровском рудном районе определенно устанавливается различный возраст минерализации верхнего и нижнего ярусов. На Арсеньевском месторождении дайки диоритовых порфиритов пересекают полисуль-

фидные жилы ранней генерации и секутся кварц-хлорит-сульфидно-касситеритовыми жилами поздней генерации. Эти жилы располагаются в «гидротермальной воронке» березитов, заместивших биотититы (см. рис. 1). Молодая генерация жил Арсеньевского месторождения является аналогом жил Силинского, Хрустального и других месторождений Кавалеровского района, которые располагаются в слабоизмененных осадочных толщах над «куполами» биотитов. Таким образом, в районе четко определяется два глубинных яруса оруденения, причем нижний представлен многосульфидными телами, сопровождающимися турмалинизацией, а верхний — кварц-хлорит-сульфидно-касситеритовыми жилами, сопровождающимися березитизацией.

К близким выводам о вертикальной разобщенности разных типов оловянного оруденения ранее пришел Ю. Н. Размахнин на примере Арму-Большеуссурейского района [4]. Он выделил «ядерный» и «надъядерный» типы оловянной минерализации, причем первый представляет собой минерализацию в биотитах, а второй включает рудные тела в пропильтизированных терригенных толщах. Сближение по вертикали рудных тел верхнего и нижнего ярусов возможно в случае образования «гидротермальных воронок» — березитовых метасоматитов по биотитам, как это имеет место на Арсеньевском месторождении.

Другая модель взаимосвязанных типов оловянных месторождений «опирается» на глубине на штоки грейзенизированных лейкократовых гранитов. Последние отличаются рядом особенностей, которые роднят их с рудногорскими гранитами (ГДР), несущими оловоносные «цвиттеры». Характерным для этих интрузивных тел является наличие фельзитовой «корки» в эндоконтакте, которая «подстилается» пегматоидной фацией «штокшайдеров». Далее на глубину следуют минерализованные граниты, превращенные в рудоносные «цвиттеры» с циннвальдитом, флюоритом, топазом, обильными сульфидами (сфалеритом, арсенопиритом, сереброносным станнином, халькопиритом, пирротинном) и касситеритом. Обращает на себя внимание гетерогенность состава рудоносных «цвиттеров», где совмещена недифференцированная минерализация сульфидов и грейзенов. Более поздняя прожилковая минерализация складается кварцем, вольфрамитом, сульфидами и родохрозитом.

В Приморье наиболее ярко этот тип минерализации представлен на месторождении Тигрином, где грейзеновая минерализация проявлена в виде нескольких морфологических типов, образовавшихся в определенной последовательности. Уже давно известна здесь линейная зона параллельных кварцевых жил и

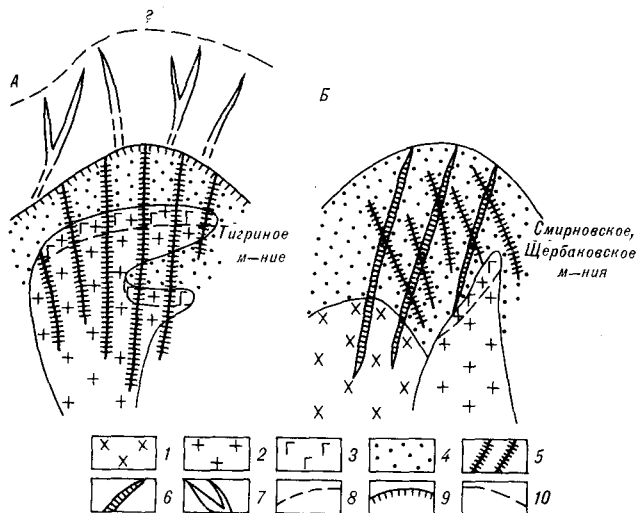


Рис. 2. Связь касситерит-кварцевых жил с лейкогранитами (А) и положение их на касситерит-силикатно-сульфидные жилы (Б).

1 — гранодиориты К; 2 — границы Р; 3 — грейзены; 4 — рогиовики; 5 — касситерит-кварцевые, 6 — касситерит-силикатно-сульфидные, 7 — касситерит-сульфидные жилы; 8 — условная граница грейзенизации; 9 — современная поверхность, по предположению И. Н. Томсона.

прожилков северо-западного простирания. Она прослеживается в основном в биотититах экзоконтакта. Эти прожилки проникают и в грейзенизированные граниты на значительную глубину (рис. 2, А). По составу прожилки в основном кварцевые с топазом, приальбаддовой слюдкой и касситеритом, а также со сфалеритом, станнином и арсенопиритом. По времени образования к ним близки параллельно ориентированные кварц-полевошпатовые прожилки и маломощные жилы с вольфрамитом, иногда касситеритом.

Более ранними образованиями являются сульфидоносные «цвиттеры» замещения в куполе лейкократовых гранитов. Таким образом, «цвиттеры» и грейзенизированные прожилки локализуются на различных уровнях — первые внутри массива, а вторые в экзоконтактовых биотититах. Эти два типа минерализации образовались последовательно, в самостоятельные этапы.

Можно отметить также присутствие на месторождении Тигрином прожилковой кварц-молибденовой минерализации, которая имеет более древний возраст по отношению к оловоносным прожилкам и пересекается ими. Молибденитовые прожилки имеют пологое залегание и располагаются преимущественно во внешних зонах массива.

На более высоком уровне, в основном выше биотититов, в рудной колонне может присутствовать еще один тип оловянной минерализации, проявленный в менее эродированном Щербаковском рудном поле. Здесь, на участке

ключа Маяковского, вскрываются касситерит-сульфидные жилы, которые секутся грейзеновыми жилами слюдисто-флюорит-топазового состава с касситеритом. Эта минерализация се-чет касситерит-сульфидные жилы (см. рис. 2, Б).

Касситерит-сульфидные рудные поля образовались в последовательные этапы процесса, что доказывается пространственным совмещением и повторным появлением одних и тех же парагенезисов. Выделяются следующие ассоциации: кварц-арсенопиритовая с касситеритом; пирротин-галенит-сфалеритовая; карбонатно-анкерит-родохрозитовая с сульфидами и блеклыми рудами; халцедон-кальцит-антимонитовая с пирротином, буланжеритом, джемсонитом. Характерной особенностью сульфидных руд является их значительный динамометаморфизм.

Слюдисто-флюорит-топазовая ассоциация рассекает и цементирует сульфидные руды. Грейзеноподобные образования характеризуются присутствием касситерита в виде розеток, радиально-лучистых выделений и игольчатых кристалликов черного цвета, ассоциирующих со слюдой. Слюда образует псевдоморфозы или реакционные каймы по топазу и другим минеральным образованиям.

На другом касситерит-сульфидном месторождении — Смирновском — на его глубоких горизонтах также известны кварц-слюдистые прожилки с касситеритом, которые рассекают сульфидные жилы, аналогичные по составу щербаковским. Совмещение касситерит-сульфидной и грейзеновой минерализации известно также и на Дальнем месторождении.

Определения абсолютного возраста слюд из грейзенов месторождений Арму-Большеуссурского района и Щербаковского рудного поля показали идентичные результаты — 84 млн лет. Появление грейзенов в условиях слабоэродированного рудного поля Щербаковки может рассматриваться как указание на присутствие на глубине грейзенизированного штока лейкократовых гранитов. Все это позволяет предполагать, что глубинный ярус грейзеновой минерализации может закономерно проявляться по мере приближения к интрузивному телу.

О соотношении оловорудных месторождений кварцевой и силикатно-сульфидной формаций имеются разные точки зрения. И. Н. Томсон, В. П. Полохов, О. П. Полякова предполагают существование единой колонны минерализации с изменением по вертикали от грейзенов, кварцевых жил в приконтактной зоне интрузивов до сульфидных жил во внешней надгранитной зоне, куда поступало олово, мобилизованное из грейзенов. С другой стороны, Е. А. Радкевич, П. Г. Коростелев придерживаются взглядов С. С. Смирнова о существовании самостоятельных групп формаций — касситерит-силикатно-сульфидной и кварцевой, связанных с разными петрохимическими типами гранитоидов. Совмещение этих формационных типов вызвано повторным внедрением интрузий разного состава. Хотя эти авторы и не отрицают существование переходов между двумя группами формаций, однако считают, что в крайних «промышленных» представителях они существенно отличаются друг от друга.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гладков Н. Г., Руб М. Т. и др. Два разновозрастных этапа оловянного оруденения и их соотношения с магматизмом в Кавалеровском рудном районе Приморья.— Докл. АН СССР, 1981, т. 258, № 2.
2. Глубинное строение и условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений.— М.: Наука, 1983.
3. Радкевич Е. А. Металлогения Южного Приморья.— М., 1958 (Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 19).
4. Размахнин Ю. Н. Генетическая систематика метасоматических образований рудных полей Сихотэ-Алиня.— В кн.: Генезис эндогенной минерализации Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1972.
5. Томсон И. Н., Полохов В. П. и др. Новый тип оловорудной минерализации в околоинтрузивных зонах Приморья.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 4.

ДВГИ ДВНЦ АН СССР, Владивосток
ИГЕМ, Москва

Поступила в редакцию
10 марта 1986 г.

М. В. Горошко

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ХАНКАЙСКОГО СРЕДИННОГО МАССИВА

Обосновывается выделение нескольких металлогенических эпох архей-протерозойского, палеозойского и позднемезозойского возраста, в течение которых сформировалась эндогенная рудная минерализация Ханкайского срединного массива. Показана связь металлогенического облика различных блоков массива

Вопросы металлогении Ханкайского массива неоднократно рассматривались в работах [4—9, 11—14 и др.]. Составленные авторами этих работ схемы металлогенического районирования массива отражают представления о его стратиграфии, магматизме и тектонике, сложившиеся в процессе геологических исследований 50-х, 60-х гг., и некоторое время способствовали успешному развитию поисковых и поисково-разведочных работ, в результате которых выявлены Вознесенский рудный район и целый ряд рудопроявлений, месторождений олова и полиметаллов в северной части массива.

Согласно представлениям большинства вышеупомянутых исследователей, эндогенные проявления Ханкайского массива сформировались преимущественно в позднепалеозойскую и позднемезозойскую металлогенические эпохи, частично — в докембрии и среднем палеозое. Ю. Н. Размахнин [12, 13], кроме того, дополнительно выделял юрскую металлогеническую эпоху с редкометалльной специализацией. Основная металлогеническая роль этими исследователями придавалась глубинным разломам, разграничивающим структурно-формационные зоны Ханкайского массива и контролирующим как магматическую деятельность, так и эндогенную минерализацию.

В последние годы геологами ПГО Приморгеология и других организаций [2, 10] получены новые данные по геологии Ханкайского массива, развиваются иные представления о его тектонике и магматизме, существенно уточнены его границы, история геологического развития, получены дополнительные поисковые результаты. Особенно важными для пересмотра представлений о перспективах массива на эндогенное оруденение являются сведения о широком развитии в его пределах девонско-

с особенностями их глубинного строения. Построены эволюционные ряды метасоматических процессов различного возраста и связанного с ними эндогенного оруденения. Выделяются металлогенические единицы различного ранга, и даются рекомендации по дальнейшему направлению металлогенических исследований.

го магматизма, относящегося к орогенному этапу развития. Последний является наиболее продуктивным в отношении промышленной рудоносности в различных палеозойских складчатых областях, а следовательно, может представлять интерес для расширения перспектив Ханкайского массива. Появились новые данные и о рудоносности позднемезозойских вулканоплутонических формаций.

Все это требует пересмотра старых металлогенических схем, которые уже не могут служить практическим целям поисков рудных месторождений на Ханкайском массиве, и выдвижения новых, отражающих в какой-то мере современный фактический материал.

Главной особенностью магматизма Ханкайского массива является исключительно широкое развитие кислых интрузивных и вулканоплутонических формаций, проявившихся в докембрийскую, девонскую, позднепермскую и меловую тектономагматические эпохи его развития. Породы этих формаций характеризуются сквозной геохимической специализацией на олово, свинец, мышьяк, тантал, ниобий, молибден и висмут, в меньшей мере — на вольфрам и флюорит. Эта геохимическая специализация находит отражение и в металлогеническом облике массива, носящем хальколитофильный характер. В рассматриваемом районе известны крупные и уникальные месторождения флюорита, месторождения тантала, ниобия, олова, вольфрама, полиметаллов, золота, рудопроявления молибдена, серебра, висмута, сурьмы, ртути и мышьяка, сформированные в различные металлогенические эпохи. Характер металлогении различных блоков массива неоднороден, что объясняется как проявленностью тех или иных магматических формаций, так и особенностями глубинного строения, опреде-

ляющими чертами которого, влияющими на металлогению, является состав докембрийского фундамента, обогащенного разными микроэлементами.

По составу докембрийского фундамента выделяется два типа блоков: с меланократовым (габбро-диоритовым) и лейкократовым (гранит-гранодиоритовым) фундаментом. Первый тип фундамента свойствен Дунайско-Партизанскому, Барабашскому и Алчанскому блокам [2, 3], второй — остальным блокам Ханкайского массива. Для блоков с меланократовым фундаментом свойственны преимущественно золоторудная, вольфрамовая, железотитановая, никель-кобальтовая и ртутная минерализации; для блоков с лейкократовым фундаментом — оловянная, тантал-ниобиевая, полиметаллическая, молибденовая и флюоритовая минерализации.

Проявления разновозрастного кислого магматизма имеют неодинаковую интенсивность в различных частях массива. Наиболее интенсивное проявление докембрийского, палеозойского и мезозойского гранитоидного магматизма наблюдается в восточной, краевой части Ханкайского массива, в полосе шириной 20—80 км, характеризующейся пониженными значениями поля силы тяжести за счет разуплотнения (гранитизации) верхней части земной коры. Мощность гранитного слоя в этой полосе достигает 12—15 км на фоне 7—10 км в остальных частях массива. Отдельные отрицательные аномалии отвечают каналам разуплотнения на более значительную глубину. Полоса гранитизации характеризуется значительной плотностью разновозрастных эндогенных рудных проявлений халькопифильного типа и выделяется автором как Восточно-Ханкайская металлогеническая область (см. рисунок).

В пределах Восточно-Ханкайской металлогенической области широко проявлена рудная минерализация различного возраста и генезиса.

Экзоконтактовые и надинтрузивные зоны среднепалеозойских батолитоидных интрузий гранодиорит-гранитовой формации контролируют развитие скарнов с месторождениями железа (Ипполитовское). Незначительное развитие имеет скарновое касситерит-магнетитовое и касситерит-шеелитовое оруденение. Руды убогие, редко — бедные.

В апикальных частях батолитов в зонах грейзенизации встречаются высокотемпературные кварц-молибденитовые, кварц-молибденит-арсенипиритовые и кварц-касситеритовые жилы. В зонах березитизации в южной части массива (Анучинский батолит) слабое развитие получило золотосульфидное, олово-полиметаллическое и полиметаллическое оруденение. Рудная минерализация образует мелкую вкрашенность и гнездовые скопления в кварцевых жилах и

минерализованных зонах дробления. Для трахитоидных кварцевых сиенитов Михайловского и Кедрового массивов северной части Ханкайского массива характерна редкоземельная минерализация, связанная с телами микроклиноритовых пегматитов с содержанием суммы редких земель от 0,4 до 2,6 %.

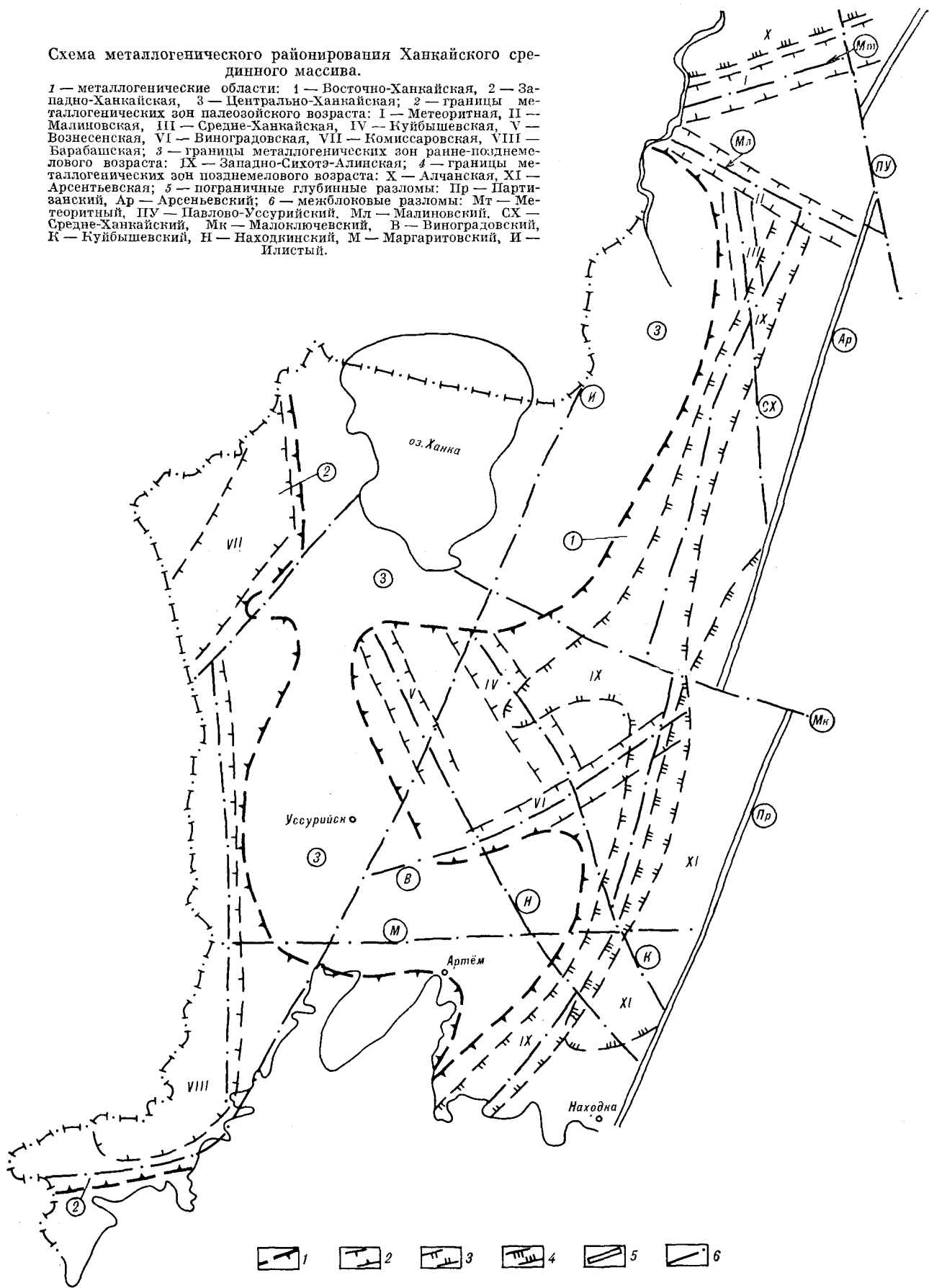
С трещинными телами «вознесенских» гранитов связана тантал-ниобиевая минерализация в апогранитах, грейзеновые и контактово-метасоматические месторождения флюорита и олова, высоко- и среднетемпературные гидротермальные кварцевые, флюоритовые, флюорит-кальцитовые жилы с сульфидной минерализацией. Ю. Г. Ивановым [5] они объединены в Вознесенскую металлогеническую зону субмеридионального простирания, отвечающую северо-западному продолжению Находкинского глубинного разлома [1].

Эндогенное оруденение, связанное с девонскими вулканоплутоническими формациями, широко распространено в восточной части Ханкайского массива. Оно связано с деятельностью мощных магматогенно-рудных систем 1-го порядка, в качестве которых выделяются Южно-Синегорская вулканогенная впадина и Кабаргинский вулканогенный прогиб. Длительное их развитие завершилось внедрением интрузий лейкогранитовой формации. Интрузии специализированы на тантал, ниобий, свинец, олово, вольфрам, фтор и молибден. Внедрение интрузивных тел контролировалось зонами глубинных разломов: Кабаргинского, Средне-Ханкайского, Малиновского, Куйбышевского, Потеринского, Виноградовского и др. Этими же структурами, как показывает анализ условий локализации эндогенного оруденения, контролируется и положение рудных объектов. В их пределах располагаются не только наиболее поздние субвулканические и интрузивные тела, но и рудные поля, минерализованные участки и зоны гидротермально измененных пород.

Южно-Синегорская вулканогенная впадина находится в юго-восточной части Ханкайского массива. В центре впадины расположено поднятие фундамента, интенсивно насыщенное субвулканическими и интрузивными телами гранитоидного ряда. По периферии размещается ряд вулканотектонических депрессий различной формы и размеров. Рудные поля зональны по отношению к центрам интрузивной деятельности. Для интрузий и субвулканов характерна танталониобиевая минерализация, связанная с формацией апогранитных альбититов. В магнезиальных скарнах локализуются шеелитовая и молибденит-шеелит-сереброполиметаллическая минерализация. С грейзенами в эндо-экзоконтактах интрузий связаны кварц-висмутовая, кварц-вольфрамитовая,

Схема металлогенического районирования Ханкайского среднего массива.

1 — металлогенические области: 1 — Восточно-Ханкайская, 2 — Западно-Ханкайская, 3 — Центрально-Ханкайская; 2 — границы металлогенических зон палеозойского возраста: I — Метеоритная, II — Малиновская, III — Средне-Ханкайская, IV — Куйбышевская, V — Вознесенская, VI — Виноградовская, VII — Комиссаровская, VIII — Барабашская; 3 — границы металлогенических зон ранне-поздне-мелового возраста: IX — Западно-Сихотэ-Алиньская; 4 — границы металлогенических зон поздне-мелового возраста: X — Алчанская, XI — Арсентьевская; 5 — пограничные глубинные разломы: Пр — Партизанский, Ар — Арсеньевский; 6 — межблоковые разломы: Мт — Метеоритный, ПУ — Павлово-Уссурийский, Мл — Малиновский, СХ — Средне-Ханкайский, Мк — Малоключевский, В — Виноградовский, К — Куйбышевский, Н — Находкинский, М — Маргаритовский, И — Илийский.



вая, кварц-полиметаллическая, кварц-золоторудная, золото-олово-полиметаллическая минерализации. В мощных зонах пропилитизации выявлена медная минерализация. На удалении, в березитах и аргиллизитах, формировались проявления молибдена, полиметаллов, серебра и олова. Комплексные олово-серебро-молибден-полиметаллические проявления встречаются не только во вмещающих толщах, но и в апикальных частях слабо вскрытых эрозией гранитных штоков (верховья р. Снегуровки).

Кабаргинский вулканогенный прогиб расположен в северной части Ханкайского срединного массива. Прогиб имеет сложное блоковое строение. В блоке, заключенном между Западным Сихотэ-Алинским, Средне-Ханкайским и Малиновским разломами, девонские вулканы сильно эродированы и представлены только своими субвулканическими и гипабиссальными фациями. С магнезиальными скарнами, особенно в экзоконтактах Кедровской гранитной интрузии, связаны шеелитовая и людвигитовая минерализации, а в бассейне р. Кабарги — полиметаллические проявления (Курханское и Кабаргинское месторождения). В бассейне р. Мал. Кабарги кварц-турмалиновые грейзены вмещают вольфрамовое оруденение кварц-вольфрамитовой рудной формации, а в верховьях р. Кедровки — кварц-арсенопиритовые жилы с золотом. В Троицкой гранитной интрузии известны кварцевые жилы с висмутовой минерализацией.

В экзоконтактах Троицкой интрузии в зонах березитизации развиваются молибденовое оруденение, ореолы рассеяния золота, серебра и свинца. В березитах зоны Метеоритного глубинного разлома наблюдаются сульфидно-кварцевые жилы с серебряно-полиметаллической минерализацией.

В Восточно-Ханкайской металлогенической области намечается пять металлогенических зон, контролирующих оруденение девонского возраста: Средне-Ханкайская, Метеоритная, Малиновская, Куйбышевская и Виноградовская.

Средне-Ханкайская металлогеническая зона приурочена к Средне-Ханкайскому глубинному разлому, контролирующему линейную трещинную гранитную интрузию. Для зоны характерны проявления свинцово-цинковой, вольфрамовой и золоторудной минерализации. Отмечается некоторая зональность в распределении генетических типов месторождений.

В полосе, непосредственно примыкающей к гранитному массиву, сосредоточены скарновая полиметаллическая и вольфрамовая, реже — людвигитовая минерализация. Грейзены кварц-турмалиновой и кварц-мусковит-турмалиновой фаций несут вольфрамовое оруденение кварц-вольфрамитовой рудной формации и кварц-

арсенопиритовые жилы. На некотором удалении от контактов интрузии формировались гидротермальные проявления висмута, золота, сурьмы и полиметаллов. Для Средне-Ханкайской металлогенической зоны характерна комплексность руд, совместное нахождение в рудных зонах свинцово-цинковой, оловянной, сурьмяной и других минерализаций.

Малиновская металлогеническая зона контролируется одноименным разломом северо-западного простирания, вдоль которого сосредоточены гидротермальные проявления молибдена, висмута, свинца, серебра и золота. Зона изучена крайне слабо, но даже в результате небольшого объема работ в ее пределах обнаружено значительное число различных проявлений рудной минерализации. Особенно продуктивными являются отложения тамгинской серии, носящей черты черносланцевой формации.

Куйбышевская металлогеническая зона тяготеет к Куйбышевскому глубинному разлому, расположенному в центральной части Южно-Синегорской вулканогенной впадины. Для нее характерны танталониобиевая минерализация в апогранитах, вольфрамовая в грейзенах, гидротермальная серебро-олово-полиметаллическая и медная минерализации, реже — молибденовые проявления. Не исключено выявление флюоритовых месторождений грейзенового и гидротермального генезисов.

Виноградовская металлогеническая зона контролируется Виноградовским глубинным разломом. В зоне известны танталониобиевые проявления в апогранитах с абсолютным возрастом оруденения 380—320 млн лет, грейзеновые проявления кварц-галенит-молибденитовой и кварц-арсенопиритовой рудных формаций, гидротермальные золотосульфидные, олово-полиметаллические и галенит-сфалеритовые проявления. Рудная минерализация образует мелкую вкрапленность и гнездовые скопления золота, сульфидов и касситерита в кварцевых жилах и минерализованных зонах дробления.

Метеоритная металлогеническая зона, приуроченная к одноименному глубинному разлому изучена крайне слабо. В ней выявлены отдельные проявления серебра, висмута и полиметаллов кварцево-жильной рудной формации.

В позднем мезозое в Восточно-Ханкайской металлогенической области вдоль Западно-Сихотэ-Алинского глубинного разлома проявились интрузивный гранитоидный магматизм и связанная с ним эндогенная минерализация.

Зона Западно-Сихотэ-Алинского глубинного разлома представляет собой область развития тектонических швов регионального характера, заложенных в позднем палеозое. На границе раннего — позднего мела вдоль зоны разлома

внедрились интрузивные тела гранит-гранодиоритовой формации, занимающие ядерные части в цепочке куполовидных поднятий, хорошо выделяемых морфоструктурным анализом. В поле силы тяжести им соответствуют локальные изометричные, реже линейные гравиметрические минимумы.

Следует отметить, что в ряде куполовидных поднятий меловые граниты на современном эрозионном срезе не выведены на поверхность (бассейны среднего течения рек Пятигорки, Полюных и др.). Наиболее крупными интрузивами формации являются Крыловский, Шибановский, Яковлевский, Синегорский, Дачный, горы Дикой и Ливадийский.

Интрузивы сопровождаются мощными ореолами биотитизированных пород, грейзенами, магнезиальными метасоматитами (скарнами) и зонами гидротермальных изменений. В скарнах и грейзенах встречено вольфрамовое (шеелитовое) оруденение (Евсеевское рудопроявление и др.), иногда — касситеритовая минерализация (Дачная интрузия). В окварцованных апикальных частях слабо эродированных интрузий наблюдаются гидротермальная жильная и прожилково-вкрапленная медно-молибденовая минерализация (Синегорская интрузия).

Зона Западно-Сихотэ-Алинского разлома, контролирующая интрузии гранит-гранодиоритовой формации, выделяется как металлогеническая зона с медно-вольфрам-молибденовой специализацией. Кроме того, на ее юго-западном окончании выявлены высокотемпературная кварц-золоторудная и среднетемпературная золотосульфидная минерализации. Вмещающей средой являются как интрузии мезозойских гранитоидов, так и триас-юрские осадочные отложения. Золотоносность юго-западного фланга зоны прямо связана с особенностями глубинного строения этой части Ханкайского массива, где интенсивный мезозойский магматизм проявился в блоках с габбро-диоритовым составом земной коры [1, 3]. Золото, вероятно, извлекалось сквозьмагматическими растворами из обогащенных им мафических пород и концентрировалось в магматических камерах с последующим отщеплением золотоносных гидротермальных растворов, заканчивающих эволюцию магматических очагов.

В позднем мелу на границе Ханкайского массива с Сихотэ-Алинской складчатой системой вдоль Партизанского и Арсеньевского глубинных разломов [2] проявились интенсивные вулканические процессы и были сформированы Южно-Приморский и Алчанский вулканогенные прогибы. К прогибам тяготеют эпitherмальная золотосеребряная, молибденовая и сурьмяно-ртутная минерализации.

Алчанскому вулканогенному прогибу отвечает *Алчанская металлогеническая зона*. Она ог-

раничена с запада Алчанским, с востока — Арсеньевским, а с юга — Метеоритным глубинными разломами. Золоторудная минерализация зоны золотосеребряного геохимического типа на уровне ореолов и проявлений минерализации локализуется в умеренно кислых вулканитах алчанской свиты, измененных до вторичных кварцитов.

Ртутные проявления контролируются выходами палеогеновых и неогеновых базальтоидов. Структурный контроль оруденения определяется разломами северо-восточного и северо-западного простирания.

Южно-Приморскому вулканогенному прогибу отвечает *Арсеньевская молибден-сурьмяно-ртутная металлогеническая зона*, имеющая северо-восточное простирание, согласное с простиранием контролирующих ее Партизанского и Арсеньевского глубинных разломов. Оруденение представлено низкотермальной молибденовой или сурьмяно-ртутной минерализациями в аргиллизитах. Месторождения и рудопроявления локализуются в зонах дробления и брекчирования среди эффузивных образований или на контактах субвулканических тел кислого состава с осадочными отложениями.

В западной части Ханкайского массива широко и интенсивно проявился магматизм позднепалеозойского (пермского) возраста. Пермские вулканоплутонические формации (андезит-липаритовая и гранодиорит-гранитная) выполняют Комиссаровский и Барабашский вулканогенные прогибы [2]. В них выявлены проявления редких земель, полиметаллов, молибдена, олова и золота.

Область распространения пермских вулканоплутонических формаций и связанного с ними эндогенного оруденения выделяется в Западно-Ханкайскую металлогеническую область, а Комиссаровский и Барабашский вулканогенные прогибы соответственно отвечают металлогеническим зонам.

Для *Комиссаровской металлогенической зоны* характерны грейзеновые кварц-халькопирит-молибденитовые, кварц-галенит-молибденитовые, галенит-сфалеритовые, кварц-золоторудные и кварц-касситеритовые проявления, генетически связанные с позднепермскими гранитоидами. Они локализуются в зонах дробления как среди гранитов, так и во вмещающих породах.

Кроме того, в Комиссаровском прогибе широко распространены молибденовые и полиметаллические проявления во вторичных кварцитах кварц-серицитовой фации среди кислых вулканогенных образований. Оценка их масштабов может привести к выявлению в этой структуре месторождений молибдена и полиметаллов «порфирового» типа.

В Барабашской металлогенической зоне выявлены грейзеновые олово-полиметаллические, кварц-золоторудные и кварц-халькопирит-молибденитовые проявления. В гранат-пироксеновых скарнах локализуются халькопирит-молибденитовая и магнетитовая минерализации. Промышленно значимых объектов в Западно-Ханкайской металлогенической зоне не выявлено, что, вероятно, связано с ее слабой геологической изученностью.

К западу от Восточно-Ханкайской металлогенической области на севере Ханкайского массива и между Западно-Ханкайской и Восточно-Ханкайской металлогеническими областями на юге выделяется Центрально-Ханкайская металлогеническая область. Это область преимущественного развития «амагматичных» терригенных впадин мезозойского и кайнозойского возраста, в фундаменте которых залегают архей-раннепротерозойские метаморфические образования и (реже) среднепалеозойские гранитоиды. В участках выхода фундамента на поверхность (северная часть Центрально-Ханкайской металлогенической области), среди древних образований распространены редкоземельные проявления в пегматитах, калиевых метасоматитах, скарноидах и высокотемпературных альбититах на уровне рудопроявлений и проявлений минерализации.

Таким образом, эндогенная рудная минерализация Ханкайского массива сформировалась в течение нескольких металлогенических эпох: архей-протерозойской, среднепалеозойской, позднепалеозойской и позднемезозойской.

Для всех эпох, кроме архей-протерозойской, характерна сквозная металлогеническая специализация на молибден, олово, свинец, цинк, вольфрам, золото и другие элементы, которая в какой-то мере отвечает геохимической спе-

циализации магматических образований. Вместе с тем имеются отличия различных металлогенических эпох в масштабах накопления того или иного элемента. Так, для среднего палеозоя характерны масштабные проявления танталониобатов, флюорита, олова и полиметаллов, для позднего палеозоя — молибдена, полиметаллов и золота, для позднего мезозоя — молибдена, вольфрама, золота, сурьмы и ртути.

Намечается определенная тенденция смены рудолокализирующих метасоматических образований во времени от высокотемпературных (анограниты, скарны, грейзены) в среднем палеозое до низкотемпературных (аргиллизиты) в позднем мезозое.

Несмотря на значительный объем поисковых работ, проведенных ПГО Приморгеология на Ханкайском массиве, его перспективы на обнаружение эндогенных рудных месторождений далеко не исчерпаны. Значительными перспективами на выявление месторождений полиметаллов, вольфрама, молибдена, золота и висмута девонского возраста обладают Средне-Ханкайская и Малиновская металлогенические зоны. Особенно слабо изучена в них рудоносность низкотемпературных метасоматитов (березитов). Западно-Сихотэ-Алинская металлогеническая зона перспективна на выявление вольфрамовых, медно-молибденовых и золоторудных (на юго-западном фланге) месторождений. Необходимо привлечь внимание исследователей к массиву в связи с проблемой поисков месторождений так называемой «порфировой» формации. Вероятность обнаружения комплексных молибден-серебро-полиметаллических месторождений порфирирового типа велика в Куйбышевской металлогенической зоне, а медно-молибденовых — в Западно-Сихотэ-Алинской и Комиссаровской.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Аргентов В. Г., Гнибиденко Г. С.* Глубинное строение Приморья по данным ГСЗ.— М.: Наука, 1976.
2. *Горошко М. В.* Структурные ограничения, история развития и тектоническое районирование Ханкайского массива.— Тихоокеанская геол., 1983, № 1.
3. *Горошко М. В., Носырев М. Ю.* О классификации кристаллического фундамента по составу и учете поверхностных неоднородностей при интерпретации гравиметрических аномалий (на примере Южно-Приморской зоны Ханкайского массива).— В кн.: Глубинное строение Востока СССР и прилегающих акваторий по гравитационным и магнитным данным. Тез. докл.— Хабаровск: Кн. изд-во, 1983.
4. *Евстрахин В. А.* Эпохи образования месторождений полезных ископаемых на Дальнем Востоке и Забайкалье.— Сов. геол., 1971, № 11.
5. *Иванов Ю. Г., Томашунас Э. В.* Минералогия Ханкайского рудного района Приморского края.— В кн.: Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1958.
6. *Иванов Ю. Г.* Металлогения олова Приморья.— М.: Недра, 1971.
7. *Материки М. П.* Структурно-металлогенические зоны и некоторые геологические особенности оловянных месторождений Приморья.— Минеральное сырье, 1960, вып. 1.
8. *Материки М. П.* О некоторых различиях в формах связи касситерито-сульфидных месторождений с интрузиями (на примере Приморья).— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых.— М.: Госгеоиздат, 1960.
9. *Материки М. П.* Особенности месторождений олова в районах развития карбонатных пород.— Сов. геол., 1961, № 9.
10. *Недашковский П. Г.* Петрохимические типы и рудоносность гранитоидов Дальнего Востока.— М.: Наука, 1980.
11. *Радкевич Е. А.* Металлогения Южного Приморья.— М.: Изд-во АН СССР, 1958.
12. *Размахнин Ю. Н.* О герцинской и киммерийской гранитизации в северной части Ханкайского массива.— Сообщение Дальневосточного филиала СО АН СССР, 1963, вып. 17.
13. *Размахнин Ю. Н.* К вопросу о выделении сино-кембрийского интрузивного комплекса в северной части Ханкайского массива.— Информационный сборник ПГУ, 1964, № 5.
14. *Руб М. Г.* Гранитоиды Приханкайского района и основные черты их металлоносности.— Тр. ИГЕМ, 1960, вып. 33.

Поступила в редакцию 21 января 1986 г.

М. Ш. Магид, И. Ф. Зотова, Е. М. Заблоцкий

ГЛУБИННЫЕ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ БАЙКАЛО-АМУРСКОГО РЕГИОНА

На основании петрофизических и геолого-геофизических данных построены глубинные петрофизические разрезы земной коры региона БАМ вдоль сейсмических профилей оз. Байкал — р. Чаруодакан, г. Алдан — р. Амур, Свободный — Комсомольск-на-Амуре, Литовко — Иннокентьевский. Глубинные петрофизические разрезы характеризуют глубинное строение, состав и

физические свойства земной коры, геоструктур различного ранга и типа, каждая из которых обладает индивидуальными физической характеристикой, составом и строением. Это проявляется как при сравнении древнего Алдано-Станового и более молодых Байкальского и особенно Амурского геоблоков, так и при сравнении геоструктур меньшего ранга.

Одной из актуальных проблем современной петрофизики является построение глубинных петрофизических разрезов, отражающих характер изменения физических параметров, состава и структуры геологических образований с глубиной в различных геологических системах [9 и др.]. Разрезы составляются на основании сейсмических данных, региональных и скважинных петрофизических и геолого-геофизических материалов и детальных лабораторных петрофизических исследований. При построении разрезов особое значение имеют данные о характере латеральных и вертикальных (по скважинам) изменений физических параметров и состава геологических образований и о возможности распространения результатов поверхностных исследований на большие глубины [5, 6, 17 и др.]. Основные из этих данных, полученных в значительной степени при изучении глубоких и сверхглубоких скважин, заключаются в следующем.

1. Разрез гранитно-метаморфического слоя, по крайней мере его верхней части до глубины 12 км, имеет преимущественно слабоградиентно-дифференцированную структуру. Дифференцированная структура разреза, обусловленная чередованием пород разных состава и трещиноватости, аналогична дифференцированной характеристике геологических образований, выходящих на поверхность. Наличие слабоградиентных изменений физической характеристики в разрезе связано с влиянием высоких термодинамических параметров. Поэтому в пределах развития однотипной ассоциации пород результаты изучения физической характеристики геологических образований, выходящих на поверхность, могут быть распространены на большие глубины с введением поправок за влияние вы-

соких P — T -параметров. Лишь в интрузивных образованиях основного состава, кроме влияния высоких термодинамических условий, необходимо учитывать увеличение плотности и скорости упругих волн с глубиной в связи с увеличением основности пород [5].

2. Материалы, полученные по скважинам, а также площадные исследования, свидетельствуют о том, что сейсмические методы обеспечивают достаточно объективные данные о составе и структуре геологических образований. Полученные материалы позволили проанализировать и выбрать оптимальные величины поправок за влияние высоких P — T -параметров и оптимальный вид связи между скоростью продольных волн, плотностью и составом пород. Это дает возможность более достоверно оценивать плотность и предположительный состав глубинных образований всей земной коры и верхней мантии по сейсмическим скоростям.

Учитывая вышеизложенное, при построении глубинных петрофизических разрезов принималась следующая методика.

Глубинные петрофизические разрезы Байкало-Амурского региона строились на основании разрезов ГСЗ: оз. Байкал — р. Чаруодакан [8, 13 и др.], Свободный — Комсомольск-на-Амуре [12] и Литовко — Иннокентьевский [12 и др.] — и разреза МОВЗ г. Алдан — р. Амур [2].

В пределах каждого сейсмического профиля на основании геологических, петрофизических и геофизических материалов выделялись блоки (зоны) с близкой геолого-геофизической характеристикой.

В пределах выделенных блоков по петрофизической карте региона м-ба 1:1 500 000 (ред. И. Ф. Зотова, Н. П. Романовский) с учетом

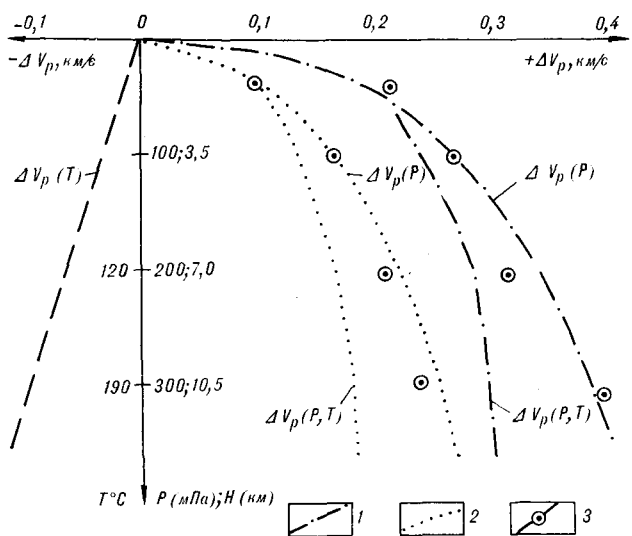


Рис. 1. Зависимость величины поправки в скорость продольных волн от термодинамических условий залегания пород [16, 19].

1 — породы среднего состава $V_{p\text{ср}} = 5,9$ км/с; 2 — породы основного и ультраосновного состава $V_{p\text{ср}} = 6,84$ км/с; 3 — средние величины $\Delta V_p(P)$ для определенных давлений.

геологических и геофизических данных строился разрез верхней части земной коры. Данные, полученные по карте, распространялись на глубинные геологические образования с учетом поправок за влияние высоких термодинамических параметров [7] по формуле

$$\Delta V_{pH} = \Delta V_{pP} + (-\Delta V_{pT}) = \left(\frac{\partial V_p}{\partial P}\right) P + \left(-\frac{\partial V_p}{\partial T}\right) T,$$

где ΔV_{pH} , ΔV_{pP} и ΔV_{pT} — поправки соответственно за влияние глубины залегания, давления и температуры; $\partial V_p/\partial P$ и $\partial V_p/\partial T$ — градиенты изменения скорости продольных волн (рис. 1, таблица).

Упругие характеристики с поправкой за влияние P — T -условий сравнивались с сейсмическими данными с целью определения возможности распространения характеристик поверхностных образований на большие глубины.

Поправки за влияние высоких P — T -параметров в значения плотности обычно не вво-

дились в связи с ее незначительной величиной [15, 17].

Для плотностной характеристики на больших глубинах сейсмические скорости приводились к нормальным термодинамическим условиям, $V_p(P,T)_{\text{норм}} = V_p \text{ сейс} - \Delta V_{pH}$. Затем по графику зависимости $\sigma = f(V_p)$ или из выражения $V_p = 5,45 \exp [0,5(\sigma - 2,6) \pm 0,5]$ км/с [4] определялись плотность и возможный состав глубинных образований.

Совместный анализ геологического строения, петрофизических и геофизических данных позволяет с достаточной уверенностью судить о составе верхней части земной коры. Менее достоверна экстраполяция состава коры на глубину свыше 10—20 км. В работе принято подразделение гранитно-метаморфического слоя на ярусы (рис. 2). Дифференцированность этого слоя обусловлена процессами гранитообразования, связанными как с древнейшими эпохами гранитизации — базификации коры, так и с режимом орогенной активизации. В самом общем виде намечаются относительное уплотнение нижележащего яруса и разуплотнение вышележащего, насыщенного гранитоидным материалом. Уплотнение предлагается связывать с двумя причинами: 1) базификация в результате внедрения базальтоидных магм, 2) «дегранитизация», под которой понимается обеднение горизонта гранитным материалом в результате отжимания последнего из зоны магмогенерации вверх при блоковых движениях (механизм глубинной кальдеры) или в процессе мобилизации и перемещения вещества при палингено-метасоматическом гранитообразовании. «Базификация» в указанном понимании должна захватывать и базальтовый слой. Процессы дифференциации вещества по вертикали сопряжены с перемещениями блоков земной коры, что приводит к разнообразию сочетания разновозрастных проявлений гранитоидного магматизма, «базификации» и «дегранитизации» и соответственно появлению некоторых сейсмических границ внутри гранитно-метаморфического и гранулит-базальтового слоев.

Особое место занимает интерпретация вещественного состава плутонометаморфического

Скорость продольных волн в породах основного и ультраосновного состава [15, 17, 19]

Состав пород и их плотность	Глубина H (км)	Давление P (мПа)	Скорость продольных волн $V_{p\text{ср}}$ (км/с)	$\frac{\partial V_p}{\partial P}$ $P=1$ мПа	Температура T , °C	$\frac{\partial V_p}{\partial T}$ $T=1^\circ\text{C}$	$\frac{\partial V_p}{\partial H}$ $H=1$ км
Интрузивные и метаморфические породы основного состава (2,8—3,0 г/см ³)	17	500	7,0	0,17	300—600	0,4—0,6	—
	35	1000	7,085				0
Гипербазиты и эклогиты (3,25—3,40 г/см ³)	35	1000	8,2	0,19	600—1000	0,5—0,6	0
	53	1500	8,295				—

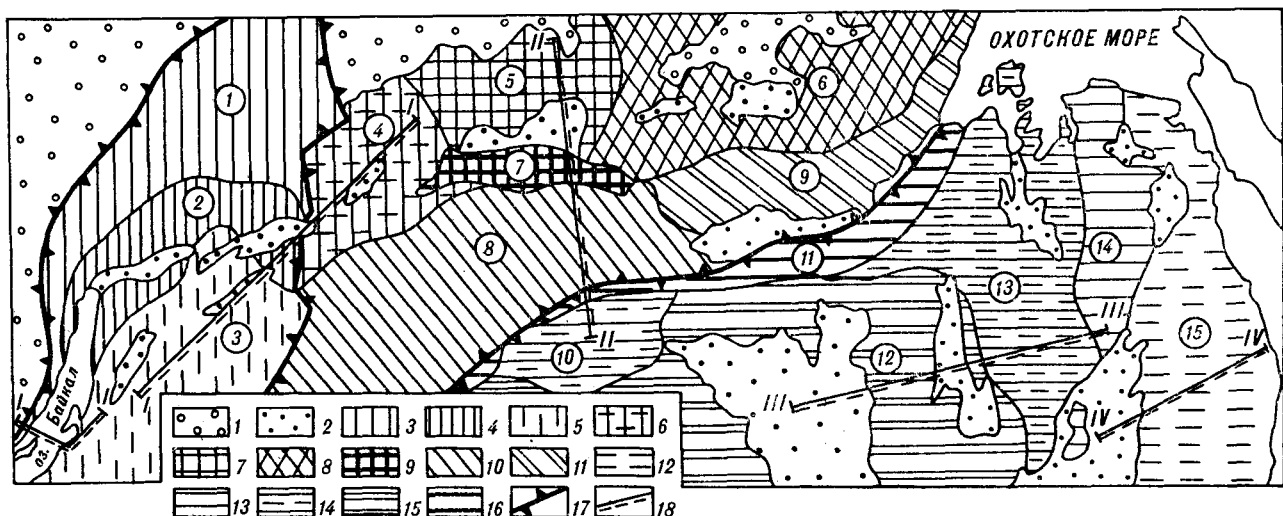


Рис. 3. Схема петроплотностей зональности поверхности земной коры Байкало-Амурского региона.

1 — чехол Сибирской платформы; 2 — наложенные впадины. Байкальский геоблок (плотность в $г/см^3$). Зоны: 3 — контрастной (2,55—2,85), 4 — высокой (2,75), 5 — умеренной (2,62) плотности. Алдано-Становой геоблок, алданская часть. Зоны: 6 — пониженной (2,70), 7 — умеренной (2,75), 8 — повышенной (2,80) плотности; 9 — сильно повышенной (2,90) плотности. Становая часть. Зоны: 10 — контрастной (2,55—2,95), 11 — умеренной (2,65) плотности. Амурский геоблок. Зоны: 12 — сильно пониженной (2,50), 13 — пониженной (2,55), 14 — повышенной (2,65), 15 — умеренной (2,60), 16 — контрастной (2,60—2,85) плотности; 17 — границы главных структурных подразделений (геоблоков); 18 — линии петрофизических разрывов. Наименование петроплотностных зон (цифры в кружках): 1 — Бодайбино-Патомская; 2 — Байкало-Витимская; 3 — Баргузино-Витимская; 4 — Чаро-Олекминская; 5 — Алданская; 6 — Тимптоно-Учурская; 7 — Зверевско-Курультинская; 8 — Центрально-Становая; 9 — Восточно-Становая; 10 — Верхнеамурская; 11 — Амуро-Охотская; 12 — Бурейнская; 13 — Амгунская; 14 — Западно-Сихота-Алинская; 15 — Восточно-Сихота-Алинская.

детельствует, по-видимому, о значительной общей переработке субстрата и его повышенной трещиноватости. Сам субстрат до глубины 10—15 км, по-видимому, сложен породами гнейсогранулитового комплекса, выходящими на поверхность на восточном берегу оз. Байкал и имеющими плотность 2,75—2,80 $г/см^3$. Базальтовый слой, вероятно, в определенной степени регенерирован в результате внедрения пород основного и ультраосновного состава.

В пределах Баргузино-Витимской зоны верхний ярус представлен геосинклинально-складчатými образованиями плутоногенных структурно-вещественных комплексов, включающими батолитовые интрузивы PR_2 — PZ_1 плотностью 2,62 $г/см^3$, с фрагментами пород раннеархейского гнейсогранулитового комплекса основания байкалит ($\sigma \sim 2,7$ $г/см^3$), развитого, по-видимому, повсеместно на глубинах свыше 5—10 км. На глубине 8 км при $P_1 \sim 200$ —300 МПа и $T \sim 300^\circ C$ плотность комплекса составляет 2,65—2,85 $г/см^3$, а скорость продольных волн — 6,0—6,1 км/с. Судя по сейсмическим данным, на больших глубинах (8—12 км) породы характеризуются скоростью 6,2—6,3 км/с. Рост скорости на 0,1—0,2 км/с не может быть объяснен влиянием давления, так как на этих глубинах при $P \sim 300$ —400 МПа и $T \sim 400$ —500 $^\circ C$ влияние давления и температуры практически компенсируется. Следовательно, увеличение скорости связано с ростом плотности пород (возможно, в связи с дегранитизацией гнейсогранулитового комплекса).

Участки пониженных скоростей, выявленные по сейсмическим данным на глубинах 10—20 км в пределах нижнего яруса, можно объяснить изменением степени архейской гранитизации по латерали либо увеличением трещиноватости пород, либо совместным влиянием обоих факторов.

Базальтовый слой слабо дифференцирован по вертикали. Его плотность 2,85—3,00 $г/см^3$.

Байкало-Витимская зона, имеющая внутриблоковый шовный характер, пересекается линией профиля в восточной части, где она ограничена глубокими расколами и быстро выклинивается (в плане). Отмечается интенсивная раздробленность блока. Верхний ярус представлен терригенно-вулканогенными ($\sigma \sim 2,55$ —2,80 $г/см^3$) и магматическими образованиями кислого и основного состава ($\sigma \sim 2,60$ —2,90 $г/см^3$) эвгеосинклинального зеленосланцевого комплекса. Предполагается, что на глубине свыше 15 км он подстилается нижнеархейским гнейсогранулитовым комплексом, выходящим на поверхность в Муйской глыбе. Глыба интенсивно раздроблена современными тектоническими процессами. В связи с этим слагающие ее образования характеризуются повышенной трещиноватостью и относительно низкой скоростью. Плотность поверхностных образований 2,68—2,70 $г/см^3$. По сейсмическим данным, на больших глубинах скорость и плотность пород гнейсогранулитового комплекса возрастают, вероятно, в связи с увеличением содержания амфиболитов в разрезе. На глуби-

нах свыше 15 и 20—25 км, т. е. в низах гранитно-метаморфического и верхах базальтового слоев, отмечается зона пониженных скоростей.

Сам базальтовый слой Байкало-Витимской зоны регенерирован в позднем протерозое, не дифференцирован по вертикали и имеет расчетную плотность 2,95—3,00 г/см³.

Граница Байкальского геоблока с Чаро-Олекминской зоной проходит в пределах профиля по глубинному разлому. Гранитно-метаморфический слой зоны представлен в основном плутонометаморфическими комплексами. Для ее западной части характерно развитие плутонических гранитоидных образований с плотностью 2,60—2,70 г/см³. Скоростные границы этой части профиля интерпретируются как нижние кромки гранитоидных плутонов, граница зоны «дегранитизации».

В восточной части зоны отмечается совместное развитие базит-гранулитового и гнейсоамфиболитового комплексов, интенсивно гранитизированных. По-видимому, с глубиной ассоциация комплексов с $\sigma \sim 2,6—2,95$ г/см³ и $V_p \sim 5,8—6,4$ км/с (при $P \sim 200—300$ мПа и $T \sim 200^\circ\text{C}$) сменяется базит-гранулитовым комплексом с $\sigma \sim 2,80—2,95$ г/см³ и $V_p \sim 6,2—6,4$ км/с (при $P \sim 300$ мПа и $T \sim 300^\circ\text{C}$). Это косвенно подтверждается увеличением сейсмических скоростей от 6,0 км/с на глубине 5 км до 6,4 км/с на глубине 15 км. Геофизическая граница на глубине 10—12 км, по-видимому, маркирует нижнюю кромку распространения базит-гранулитовой и гнейсоамфиболитовой ассоциации пород, глубже которой развит лишь базит-гранулитовый комплекс. В пределах зоны по линии профиля в базальтовом слое отсутствуют промежуточные границы; однако, судя по сейсмическим скоростям в пределах всего профиля [8], плотность слоя с глубиной постепенно увеличивается и составляет в среднем 2,9—3,0 г/см³.

Участок земной коры, характеризующийся профилем (от оз. Байкал на северо-восток до р. Олекмы), располагается в целом по простиранию Байкальского рифта над областью пониженных до 7,6—7,8 км/с скоростей верхнего мантийного слоя [3 и др.]. Высокая температура, характерная для этой зоны, подтверждается данными У. И. Моисеенко [41], согласно которым в пределах Байкало-Витимской зоны и Удоканского прогиба температура 1000°C отмечается уже на глубине около 30 км. При таких температурах шпинелевые лерцолиты, по-видимому, распространенные в верхней мантии рассматриваемого региона [3], имеют скорость 7,4—7,8 км/с [20]. Эта скорость близка граничной скорости 7,6—7,8, по данным ГСЗ. Она соответствует плотности 3,25—3,30 г/см³ [15, 17, 20]. Отмечаемая в Байкало-Витимской зоне скорость продольных волн 8,2 км/с, по-

видимому, соответствует шпинелевому лерцолиту, находящемуся при температуре около 600°C либо обогащенному шпинелью или форстеритовой составляющей. Плотность таких пород может варьировать в пределах 3,30—3,35 г/см³.

ПРОФИЛЬ II (г. Алдан — р. Амур)

Профиль пересекает с севера на юг Алдано-Становой и Амурский геоблоки.

В пределах Алдано-Станового геоблока гранитно-метаморфический слой представлен плутонометаморфическими архейскими комплексами, включающими гнейсогранулитовый ($\sigma \sim 2,6—2,85$ г/см³; Алданская зона), базит-гранулитовый ($\sigma \sim 2,85—2,95$ г/см³; Зверевско-Курультинская зона), преимущественно гнейсоамфиболитовый ($\sigma \sim 2,6—2,65$ г/см³; Центрально-Становая, Южно-Становая зоны) комплексы пород (см. рис. 2, 3). Роль архейских гранитоидов в составе этих образований существенно возрастает (до преобладания) в центральной части Алданской и на северной окраине Центрально-Становой зон. В пределах Алданской зоны верхняя граница, по-видимому, отделяет более гранитизированную верхнюю часть гранитно-метаморфического слоя. Подъем границ в разрезе центральной части зоны может быть связан как с формированием здесь полей гранитизации и архейского «складчатого овала» (по Л. И. Салопу), так и с существенной тектономагматической активизацией этого района в мезозое.

В пределах Зверевско-Курультинской зоны, которая может рассматриваться в качестве внутригеоблоковой шовной зоны, отмечаются резкое повышение основности и плотности пород (до 2,86 г/см³), развитых на поверхности, и резкий подъем границы К. В то же время имеются данные о дефиците плотности литосферы в пределах Зверевско-Курультинского и сопряженного с ним Алданского блоков, где отмечается минимум силы тяжести [41]. Отмеченный дефицит плотности может быть связан с повышенной трещиноватостью зоны сочленения. Глубина этой зоны точно не определена.

Центрально-Становая зона до глубины 10 км представлена гнейсоамфиболитовым комплексом (AR₂) ($\sigma \sim 2,65$ г/см³) и разновозрастными гранитоидами (PR₁, MZ) ($\sigma \sim 2,60$ г/см³). Широко развиты интрузии гранитоидов, связанные с процессами орогенной активизации. Вдоль разломов сохранились зеленосланцевые вулканогенно-терригенные образования раннего протерозоя ($\sigma \sim 2,65—2,75$ г/см³). Южная часть зоны характеризуется интенсивной раздробленностью, крутыми углами наклона сейсмических границ. На глубине 10 км предпола-

гаются обогащение разреза коры материалом основного состава. В пределах Центрально-Становой зоны (вне профиля) отмечаются выходы базит-гранулитового комплекса пород, который может иметь повсеместное развитие в основной гнейсоамфиболитового комплекса.

Геофизические границы в разрезе Становой структурной области связываются с нижними кромками гранитоидных плутонов и кровлей базит-гранулитового слоя, а также с зонами дегранитизации (в нижней части гранитно-метаморфического слоя) и базификации (в верхней части базальтового слоя), маркирующими палеозоны раннепротерозойской и мезозойской магмагенерации.

Гранитно-метаморфический слой Амурского геоблока в пределах профиля представлен филлит-зеленосланцевыми комплексами позднего протерозоя и фанерозоя, выходящими на поверхность в Амуру-Охотской зоне ($\sigma \sim 2,70-2,85$ г/см³) и предположительно развитыми на глубинах 8—10 км в пределах Верхнеамурской зоны. Ограниченные по площади выходы гнейсоамфиболитового комплекса верхнего архея ($\sigma \sim 2,60-2,70$ г/см³) отмечаются в пределах Верхнеамурского блока, что указывает на вероятное двухъярусное строение гранитно-метаморфического слоя этого блока. Соответствующая граница фиксируется на глубине 10 км.

В северной части Верхнеамурской зоны существенно возрастает роль позднепалеозойских магматических образований, особенно габброидов ($\sigma \sim 2,90-3,00$ г/см³). Амуру-Охотская шовная зона представлена с поверхности эвгеосинклинальным, интенсивно дислоцированным зеленосланцевым комплексом PR₂—PZ. По геологическим данным, формирование современной структуры Амуру-Охотской зоны происходило в условиях сжатия при сближении системы Верхнеамурского, Буреинского, Амгунского блоков с Алдано-Становым геоблоком [8 и др.]. Судя по данным профиля, эвгеосинклинальный комплекс ($\sigma \sim 2,65-2,85$ г/см³) развит в западной части зоны до глубины 10—15 км, где подстилается плутонометаморфическими образованиями архея пониженной (до 5 км) мощности. Предполагается, что в пределах базальтового слоя эти образования изменены настолько интенсивно, что можно говорить о существенной регенерации слоя («новообразованный», регенерированный базальтовый слой).

ПРОФИЛЬ III (Свободный — Комсомольск-на-Амуре)

Профиль пересекает в субширотном направлении структуры Буреинского массива и Сихотэ-Алинской складчатой системы Амурского геоблока. По особенностям глубинного строе-

ния отчетливо выделяются: Буреинский массив и западная часть Сихотэ-Алинской складчатой системы (Буреинская, Амгунская и Западно-Сихотэ-Алинская зоны, см. рис. 2, 3).

Наиболее характерным элементом строения верхнего яруса Буреинской зоны являются батолитовые тела позднепалеозойских — раннемезозойских гранитоидов с плотностью 2,60—2,65 г/см³. С их становлением следует, по-видимому, связывать контрастную скоростную и плотностную структуры разреза земной коры. Хорошо выражена (на глубине 2—7 км) граница нижних кромок гранитоидного батолита. Промежуточная граница в пределах нижнего яруса гранитно-метаморфического слоя в интервале глубин 12—15 км отделяет верхнюю часть яруса, представленную слабоизмененными породами гнейсоамфиболитового и гнейсозеленокаменного комплексов с плотностью 2,65—2,85 г/см³ и скоростью продольных волн 6,1 км/с, от нижележащих более плотных дегранитизированных образований, характеризующихся по сейсмическим данным $V_p \sim 6,2-6,5$ км/с. Нижней границей зоны «дегранитизации» и верхней границей зоны «базификации» является, вероятно, выделяемая по сейсмическим данным на глубине 17—25 км поверхность К.

Базальтовый слой Буреинской зоны подразделяется на два яруса: нижний, гранулит-базальтовый, с $\sigma \sim 3,14-3,20$ г/см³ и верхний, переходный, с $\sigma \sim 2,80-2,90$ г/см³. Базальтовый слой характеризуется повышенной плотностью в основном за счет интенсивно базифицированного в средне-верхнепалеозойское время нижнего яруса. Эти данные соответствуют результатам, полученным на основании гравитационного моделирования [4].

Амгунская зона характеризуется двухъярусным строением гранитно-метаморфического слоя. Верхний ярус геосинклинально-складчатый и представлен терригенными и терригеновулканогенными отложениями эвгеосинклинали, полициклически развивавшейся с позднего протерозоя — палеозоя до мезозоя включительно. Степень метаморфизма и соответственно плотность отложений возрастают от филлитовой до зеленосланцевой в восточном направлении, где вскрыты наиболее глубокие части разреза.

Сейсмические границы в пределах геосинклинально-складчатого яруса восточной части зоны разделяют, по-видимому, средневерхнемезозойский ($\sigma \sim 2,4-2,65$ г/см³, $V_p \sim 4,5-5,5$ км/с), позднепалеозойский ($\sigma \sim 2,55-2,70$ г/см³, $V_p \sim 5,7-5,8$ км/с) и протерозойско-палеозойской ($\sigma \sim 2,65-2,80$ г/см³, $V_p \sim 6,0-6,5$ км/с) комплексы пород.

Нижний ярус гранитно-метаморфического слоя, расположенный на глубине 5—14 км, предположительно представлен, судя по геоло-

го-сейсмическим данным, позднеархейским плутонометаморфическим комплексом, развитым также и в фундаменте Буреинского массива. В соответствии с эвгеосинклинальным режимом развития блока и данными о скоростях предполагается существенная переработка, базификация архейского субстрата с образованием «регенерированного» базальтового слоя.

В западной части Амгунской зоны расположен блок, в пределах которого отмечается подъем кровли мантии. Характерной чертой блока являются низкие скорости сейсмических волн в верхних частях базальтового слоя и резко пониженные скорости до 7,2—8,0 км/с на границе Мохо. Наличие таких скоростей при незначительных температурах (около 600°C) [11] свидетельствует, возможно, о том, что в пределах блока ниже границы Мохо породы характеризуются повышенной трещиноватостью, что согласуется с представлениями других исследователей [14 и др.]. Однако возможно, что эта граница является не границей Мохо, а верхней границей коромантийной смеси, что в большей степени согласуется со структурой земной коры соседних блоков.

Восточная часть профиля характеризует глубинное строение Сихотэ-Алинской зоны, где по петрофизическим, геологическим и сейсмическим данным предполагается резкое смещение вниз границ структурных подэтажей геосинклинально-складчатого яруса и исчезновение из разреза плутонометаморфического яруса раннего докембрия. Структурные подэтажи связаны с разновозрастными комплексами, обладающими различным составом, плотностью и скоростью продольных волн.

ПРОФИЛЬ IV (Литовко — Иннокентьевский)

Профиль пересекает структуры Сихотэ-Алинской зоны, наращая на восток глубинный разрез по профилю III. Как отмечалось выше, для зоны в целом характерен геосинклинально-складчатый тип гранитно-метаморфического слоя, представленного эвгеосинклинальным филлит-зеленосланцевым структурно-вещественным комплексом позднего протерозоя — палеозоя ($\sigma \sim 2,65—2,85$ г/см³) и филлитовым комплексом среднего — позднего палеозоя — мезозоя ($\sigma \sim 2,50—2,70$ г/см³). Границы в пределах слоя связаны как со структурными несогласиями между этими комплексами, так и с нижними кромками гранитоидных плутонов. Часть границ, возможно, разделяет мезозойский и палеозойский структурные подэтажи (на глубине ~ 5 км).

Отмечается ступенчатый подъем границ M и K под структурами Восточно- и Западно-Сихотэ-Алинского вулканогенных поясов. Базальто-

вый слой по профилям III и IV в основном двухъярусный; внутренняя граница могла появиться либо в связи с наложенными орогенно-активизационными процессами («базификация»), либо как отражение двухслойного строения «океанического» базальтового слоя, образующегося в пределах эвгеосинклиналей. Плотность базальтового слоя достигает в отдельных частях нижнего яруса величины 3,20 г/см³.

По профилям III и IV отмечается латеральная зональность распределения сейсмических скоростей и соответственно плотности и состава пород во всех слоях земной коры и верхней мантии. Так, при переходе от Буреинской к Амгунской зоне происходит увеличение скорости в гранитно-метаморфическом слое на 0,15 км/с и ее уменьшение в базальтовом слое и верхней мантии на 0,2—0,3 км/с. Возможно, это связано либо с более интенсивным воздействием в Буреинской зоне взаимосвязанных процессов — базификации нижних слоев земной коры и гранитизации верхнего слоя с соответствующим изменением плотностного параметра, либо с усиленным влиянием геодинамических процессов, приводимых к дезинтеграции пород в пограничной Амгунской зоне. Латеральная изменчивость скорости наблюдается и в пределах литосферы Сихотэ-Алинской зоны. Отмечается уменьшение упругих и соответственно плотностных характеристик в меридиональном направлении (западнее р. Амур) от профиля III к профилю IV. Уменьшение скорости в пределах земной коры составляет в среднем 0,2—0,3 км/с, в верхней мантии разница увеличивается на 0,5 км/с. В то же время в широтном направлении изменение скорости не наблюдается.

Глубинные петрофизические разрезы Байкало-Амурского региона характеризуют глубинное строение, состав и физические свойства земной коры геоструктур различного ранга и типа.

Наибольшей мощностью земной коры (34—45 км) отмечаются древние Алдано-Становой и Байкальский геоблоки, наименьшая мощность (30—40 км) характерна для более молодого Амурского геоблока. Расслоенность земной коры в пределах первых двух геоблоков меньшая, чем в Амурском, а в Байкальском меньше, чем в Алдано-Становом. Минимальная расслоенность Байкальского геоблока и сопредельной части Алданского щита (Чаро-Олекминская зона) обусловлена отсутствием в пределах базальтового слоя промежуточных границ, что, возможно, связано с влиянием тепловой аномалии Байкальской рифтогенной структуры. Каждая из рассмотренных на разрезах геоструктур обладает не только характерной особенностью строения, но и индивидуальной физической характеристикой.

Для глубокоэродированных структур нижнего архея Алдано-Станового геоблока характерны широкие вариации значений физических параметров, охватывающие практически все возможные величины плотности и упругости геологических образований консолидированной коры. Плотность варьирует от 2,6—2,7 г/см³ в интенсивно гранитизированных образованиях Центрально-Алданской зоны до 2,85—3,0 г/см³ в гранулитовом комплексе Зверевско-Курультинской зоны, который может являться частью архейской базальтовой коры.

В более молодых структурах Байкальского и особенно Амурского геоблоков поверхностные образования обычно характеризуют лишь гранитно-метаморфический слой, а основной диапазон изменения плотности связан главным образом с развитием гранитоидных ($\sigma \sim 2,6—2,7$ г/см³) и геосинклинально-складчатых (2,5—2,9 г/см³) образований.

В пределах Байкальского и Амурского геоблоков наиболее характерными являются структуры срединных массивов и геосинклинально-складчатых систем. Баргузинский и Буреинский массивы обладают сопоставимыми особенностями строения и петрофизической характеристики гранитно-метаморфического слоя, представленного преимущественно низкоплотным геосинклинально-складчатым (гранитоидным) ярусом в верхней части и плутонометаморфическим в нижней части. Вертикальная расслоенность последнего связана с процессами дегранитизации и базификации при становлении гранитоидных интрузий. Различия в массивах устанавливаются по строению и физической характеристике базальтового слоя и всей коры в целом. В Баргузино-Витимском массиве базальтовый слой одноярусный средней плотности, в Буреинском — двухъярусный относительно более высокой плотности. Буреинский

массив отличается также меньшей мощностью базальтового слоя и всей коры в целом.

Сравнительный анализ разновозрастных эвгеосинклинальных структур: Байкало-Витимской, Амуро-Охотской и Сихотэ-Алинской систем — указывает на уменьшение плотности и скорости упругих волн от древних к более молодым эвгеосинклиналям. Отмеченная разница обусловлена меньшей степенью метаморфизма и меньшим объемом основного магматизма, наблюдаемого и в палеозой-мезозойских эвгеосинклинальных толщах. Она прослеживается и в более глубоких горизонтах гранитно-метаморфического слоя. Например, в Байкало-Витимской зоне на глубинах 5—15 км пластовая скорость 6,0—6,5 км/с, а в Сихотэ-Алинской зоне величина V_p обычно составляет 5,7—6,2 км/с. В то же время базальтовый слой и особенно его нижний ярус в пределах молодой Сихотэ-Алинской геосинклинали характеризуется большей плотностью и скоростью по сравнению с базальтовым слоем более древней Байкало-Витимской зоны. Однако в целом для всей земной коры более молодые образования являются и менее плотными.

В пределах эвгеосинклинальных зон на разрезах базальтовый слой показан регенерированным (древние зоны) или вновь образованным (молодые зоны). Прямых геологических и геофизических данных об этом нет. Однако мощные осадочно-вулканогенные образования свидетельствуют или о значительном прогибе, или о раздвиге литосферы. В этом случае будет происходить переработка базальтового слоя, а при достаточно большом раздвиге — образование новой земной коры, характеризующейся отсутствием архейского плутонометаморфического комплекса и наличием нового океанического базальтового слоя.

ЛИТЕРАТУРА

1. Брянский Л. И. Гравитационные модели Сихотэ-Алинской складчатой области.— Тихоокеанская геол., 1984, № 2.
2. Булин Н. К., Ицкисон М. И. Некоторые особенности и металлогения областей активизации Алданского щита и Монголо-Охотской складчатой системы и их отражение в глубинном геологическом строении.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 11. М.: Наука, 1979.
3. Волянюк Н. Я., Владимиров Б. М., Зорин Ю. А. О возможном составе земной коры и верхней мантии в зоне Байкальского рифта по данным изучения включений в базальтах.— В кн.: Проблемы рифтогенеза. Иркутск, 1975.
4. Дортман Н. Б., Магид М. Ш. Зависимость скорости упругих волн и плотности горных пород от кристаллохимических особенностей минералов.— Геол. и геофиз., 1969, № 5.
5. Духовский А. А., Магид М. Ш. Вертикальная петрофизическая зональность интрузивных и метаморфических пород.— Сов. геол., 1978, № 9.
6. Кольская сверхглубокая/Под ред. Е. А. Козловского.— М.: Недра, 1985.
7. Красный Л. И. Геология региона Байкало-Амурской магистрали.— М.: Недра, 1980.
8. Крылов С. В., Мишенькин Б. П. Глубинные сейсмические зондирования земной коры и верхней мантии в Байкальской рифтовой зоне.— В кн.: Методика и результаты сейсмических исследований в Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1976.
9. Магид М. Ш., Спрыгина Т. В. Схематический петрофизический разрез земной коры по профилю Крым — Кольский полуостров.— В кн.: Структура земной коры континентов и океанов. Т. 77. Вып. 2. Л.: Изд-во ЛГУ, 1983.
10. Миловицкая Н. Л., Ромашкин А. И. Глубинное строение зоны сочленения Алданского щита и Становой области.— Тихоокеанская геол., 1985, № 6.
11. Моисеенко У. И. Температурные поля территории СССР.— Докл. АН СССР, 1983, т. 270, № 6.
12. Потапов С. В. Соотношение поверхностной и глубинной структуры земной коры Приамурья и При-

морья.— В кн.: Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.

13. Пузырев П. П., Мандельбаум М. М. и др. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры и верхов мантии в Байкальском регионе.— В кн.: Байкальский рифт. Новосибирск: Наука, 1975.
14. Романовский Н. П. Рудно-магматические системы и палеозоны Бенъофа.— В кн.: Древние сейсмофокальные зоны. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981.
15. Справочник по физическим свойствам минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах/Под ред. М. П. Воларовича.— М.: Недра, 1978.
16. Томашевская И. С., Толстых А. И., Магид М. Ш. Влияние высокого давления на скорость продольных волн кристаллических горных пород, насыщенных различными флюидами.— В кн.: Тез. док-

лада III Всесоюзного совещания по физ. свойствам горных пород при высоких термодинамических параметрах. Киев: Наукова думка, 1972.

17. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых/Под ред. Н. Б. Дортмана.— М.: Недра, 1984.
18. Щукин Ю. К. Волноводы, расслоенности литосферы и горизонтальные сейсмофокальные зоны.— В кн.: Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Наука, 1982.
19. Kern H., Richer A. Temperature derivative of compressional and shear wave velocities in crustal and mantle rocks at 6 kbar confining pressure.— J. Geophys., Baren, 1981, N 49.
20. Murase T., Funuyata H. Shear wave velocity in partially molten peridotite at high pressure. Annual report of the director geophysical laboratory, 1979—1980.

ВСЕГЕИ
Ленинград

Поступила в редакцию
25 июня 1986 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.834(265.53)

А. В. Горохов, Э. Я. Кропп

АНИЗОТРОПИЯ СКОРОСТЕЙ РАСПРОСТРАНЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН
НА ШЕЛЬФЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО САХАЛИНА

Рассматриваются некоторые аспекты результатов скоростного анализа, проведенного на шельфе северо-восточного Сахалина. Сделаны выводы о возможных

Рассмотрение результатов скоростного анализа, проведенного в пределах шельфа северо-восточного Сахалина с привлечением большого объема данных, позволяет сделать вывод о различии эффективных скоростей ОГТ, полученных по системам профилей субширотной и субмеридиональной ориентации. Значения скоростей распространения упругих колебаний заметно выше по профилям субширотной ориентации. Эта закономерность носит устойчивый характер в пределах изученного района. Величина расхождения значений скоростей как минимум в 3—4 раза превосходит погрешность определения собственно значений скорости. Полученные данные свидетельствуют о присутствии эффекта анизотропии скоростей в горизонтальной плоскости.

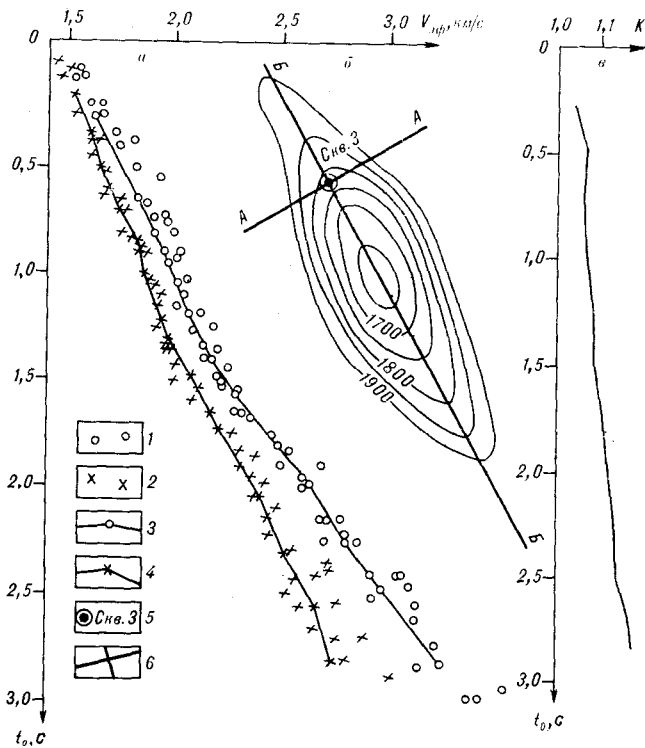
Для оценки величины отмеченных несоответствий скоростных характеристик использованы результаты сейсмических исследований МОГТ и данные скважинных измерений по методике обращенного годографа (МОГ). Оба метода [3, 5] могут быть привлечены для получения объективных данных в оценке коэффициента анизотропии. В нашем случае результаты расчетов скоростей распространения упругих колебаний, выполненные по материалам МОГ, показали, что величины коэффициентов анизотропии в целом соответствуют тем значениям, которые были получены по данным МОГТ. Величина коэффициентов анизотропии изменяется в пределах 1,02—1,18. Для иллюстрации отмеченной закономерности на рисунке представлены скоростные зависимости по одной из антиклинальных структур шельфа северо-восточного Сахалина, фрагмент структурной схемы по ней и график коэффициента анизотропии. Значения коэффициента анизотропии были рассчитаны по материалам скоростного анализа МОГТ в точке пересечения профилей А—А и Б—Б, вынесенных на структурную схему. Контроль полученных результатов вы-

причинах возникновения анизотропии скоростей распространения упругих колебаний в горизонтальной плоскости.

полнялся по данным скважинных измерений МОГ по сети профилей, радиально расходящихся от расположенной в точке пересечения сейсмических профилей скважины. Из приведенного графика (см. рисунок, в) видно, что величина коэффициента анизотропии имеет тенденцию к монотонному возрастанию его абсолютной величины с глубиной без явных отклонений и инверсий знака.

К чему приводит наличие эффекта анизотропии при интерпретации сейсмических данных? Если при получении временных сейсмических разрезов анизотропия учитывается, с вводом кинематических поправок и расхождения времен регистрации отраженных одноименных волн либо нет, либо они минимальны в точках пересечения профилей, то при глубинных преобразованиях временных разрезов использование скоростных зависимостей с некомпенсированным эффектом анизотропии приводит к заметным ошибкам. Так, в представленном в качестве иллюстрации случае погрешность определения глубин на временах 2—2,5 с может достигнуть величины 250—300 м, что недопустимо на любой стадии геолого-геофизических исследований. С другой стороны, при использовании данных кинематического анализа для целей прогнозирования литологического разреза, особенно в условиях слабо дифференцированного песчано-глинистого разреза шельфа Сахалина, может привести к принципиально неверной трактовке полученной информации, так как дифференциация скоростных характеристик, например песчаников и глин, становится соизмеримой с погрешностью определения значений скоростей по сейсмическим данным.

В связи с этим представляет значительный интерес изучение природы возникновения анизотропии, ее площадного распространения и характера изменения, возможных путей учета и компенсации.



Результаты скоростного анализа на Чайвинской структуре.

а — сопоставление эффективных скоростей ОГТ. Скорости: 1 — по широтным, 2 — по меридиональным профилям, 3 — по профилю А—А в точке пересечения с профилем Б—Б, 4 — по профилю Б—Б в точке пересечения с профилем А—А; 5 — скважина; б — структурная схема по сейсмическому горизонту, б — линии профилей; в — график коэффициентов анизотропии скоростей в точке скважины.

Природа анизотропии скоростей различными исследователями [1—4] сводится к трем основным моментам: напряженное состояние горных пород в результате влияния тектонических факторов; регулярная неоднородность внутренней структуры горных пород, иначе говоря, определенная ориентировка анизотропных минеральных зерен (применительно к терригенному разрезу); трещиноватость горных пород.

В тектоническом строении шельфа северо-восточного Сахалина однозначно фиксируется субмеридиональная ориентировка антиклинальных и синклиналиных зон и структур более высокого порядка. Аналогичным образом характеризуется геологическое строение сопредельной суши — северного Сахалина, что обусловлено преобладанием тангенциальных сил сжатия широтного направления. В работе [4], посвященной изучению анизотропии скоростей распространения сейсмических волн на Сахалине, напряженное состояние пород, обусловленное повышенным давлением в широтном направлении, выдвигается в качестве первопричины возникновения анизотропии. При этом авторы отмечают, что отсутствие систе-

матизированных данных по микроструктурным свойствам горных пород, ориентации зерен, слагающих эти породы, не позволяет сделать вывод о влиянии этого фактора на порядок изменения скоростей, хотя и предполагается, что нахождение источников сноса обломочного материала неогенового разреза Сахалина к западу от острова могло обусловить определенную упорядоченность внутренней структуры пород разреза. Вопрос о влиянии трещиноватости на изменение значений скоростей также требует более тщательного изучения.

Однако если более детально проанализировать имеющуюся информацию, то можно уточнить влияние структурно-тектонических факторов на изменение коэффициентов анизотропии. Предполагая преобладающую роль тектонических факторов, следует ожидать увеличения значений скорости в направлении действия деформирующих сил, что и наблюдается как на Сахалине, так и на его шельфе. Если же рассматривать какой-то локальный объект, то можно предположить, что аномальным эффектом изменения скоростей должны отмечаться те элементы структур, где радиус кривизны границ минимален, что равнозначно наибольшим деформациям пород. В этом смысле обращает на себя внимание характер изменения коэффициентов анизотропии по площади. На Чайвинской структуре (см. рисунок, б) можно выделить две основные закономерности в их распределении — увеличение коэффициентов анизотропии от свода к крыльям и периклиналям и рост значений коэффициентов с глубиной. Та и другая тенденции могут быть объяснены следующим образом. Как любые физические тела, горные породы деформируются при нагрузке. При этом существует некоторое критическое состояние пород, после которого процесс деформаций становится необратимым, т. е. происходит неупругие деформации. В результате последней нарушается внутренняя структура горной породы, возникает система трещин, ориентированных перпендикулярно действию сил. И в представленном случае можно предположить именно такой характер изменения в своде антиклинали, в то время как отложения, слагающие крылья структуры, могут находиться в состоянии упругой деформации, что обуславливает повышение значений скорости распространения упругих колебаний в широтном направлении. Увеличение коэффициентов анизотропии с глубиной также может быть объяснено с этих позиций, поскольку известно, что с глубиной углы падения крыльев в пределах показанной структуры увеличиваются, а радиус кривизны границ уменьшается, хотя и не достигает критических состояний, при которых возможен переход к неупругим деформациям горных пород (за

исключением свода структуры). Какие-либо данные по изучению трещиноватости горных пород в пределах шельфа отсутствуют. Но косвенным признаком присутствия зон трещиноватости может служить тот факт, что на Чайвинской структуре и на ряде структур шельфа северо-восточного Сахалина со сходным строением в верхней части разреза отмечается наличие газовых залежей. Экраном для них служит мощная толща глинистых отложений, менее подверженная структурным перестройкам, а по физическим свойствам являющаяся более пластичной, чем более уплотненные песчано-глинистые отложения, залегающие вниз по разрезу.

На основании сказанного можно сделать ряд выводов, отдельные из которых носят, скорее, характер предположений. Основным фактором, обуславливающим анизотропию скоростей, является напряженное состояние горных пород, что, в свою очередь, находится в причинно-следственной связи со структурно-тектониче-

скими особенностями изучаемых площадей. Характер распределения анизотропии можно рассматривать в функциональной зависимости от радиуса кривизны отражающих горизонтов, литологического состава геологического разреза и соответствующих ему характеристик упругости. Анизотропия скоростей должна учитываться на стадии кинематической интерпретации во избежание существенных ошибок при решении вопросов структурной сейсморазведки. Особенно возрастают требования к корректности учета подобных факторов при построении геологического разреза. Это позволит более квалифицированно подходить к интерпретации сейсмических данных, их геологической трактовке. Для учета эффекта анизотропии при кинематической интерпретации только совместный анализ данных по ортогональной системе наблюдений может гарантировать от ошибок в оценке распределения скоростей распространения волн путем приведения результатов измерений одной системы наблюдений к другой.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авербух А. Г. Изучение состава и свойств горных пород при сейсморазведке.— М.: Недра, 1982.
2. Егоркина Г. В. Природа анизотропии скоростей распространения упругих волн в Армении.— Прикладная геофизика. Вып. 78. М.: Недра, 1975.
3. Невский М. В. Квазианизотропия скоростей сейсмических волн.— М.: Наука, 1974.

4. Телегин А. Н., Шмаин М. М. и др. Анизотропия скоростей распространения сейсмических волн на Сахалине.— Разведочная геофизика. Вып. 96. М.: Недра, 1983.
5. Теплицкий В. А. Применение скважинной сейсморазведки для изучения структур в нефтегазоносных районах.— М.: Недра, 1973.

ВМНПО Союзморгео
Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию
6 мая 1986 г.

УДК 550.837(571.5/6)

А. В. Поснеев

ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ И МАНТИИ ПО ПРОФИЛЮ ЧАРА — ВАНИНО

Рассматриваются методика и результаты глубинных магнитотеллурических исследований, проведенных ПГО Иркутскгеофизика в восточной части региона БАМ. В глубинном геоэлектрическом разрезе выделены два проводящих слоя, имеющих региональное распространение, а также локализованные геоэлектрические неоднородности в верхней части земной коры. Кривая первого от поверхности проводящего слоя фиксируется на глубинах от 10 до 25—30 км, его сопротивление составляет единицы — десятки омметров, что

связано с наличием небольшой доли свободных ювенильных водных флюидов. Второй проводящий слой, предполагаемый в мантии на глубинах более 100 км в восточной части профиля и 250 км в западной, вероятнее всего, обусловлен частичным плавлением в пределах астеносферного слоя. Наличие зон повышенной проводимости верхней части земной коры можно объяснить графитизацией и сульфидной проработкой этой части разреза.

Изучение глубинного строения зоны БАМ комплексом электромагнитных методов проводилось ПГО Иркутскгеофизика с 1976 по 1985 г. Магнитотеллурические зондирования регистрировались цифровыми станциями ЦЭС-1 и

ЦЭС-2; полевые магнитogramмы обрабатывались на ЭВМ по программам узкополосной математической фильтрации. Для получения информации о строении верхней части разреза проводились измерения методом ВЭЗ с разно-

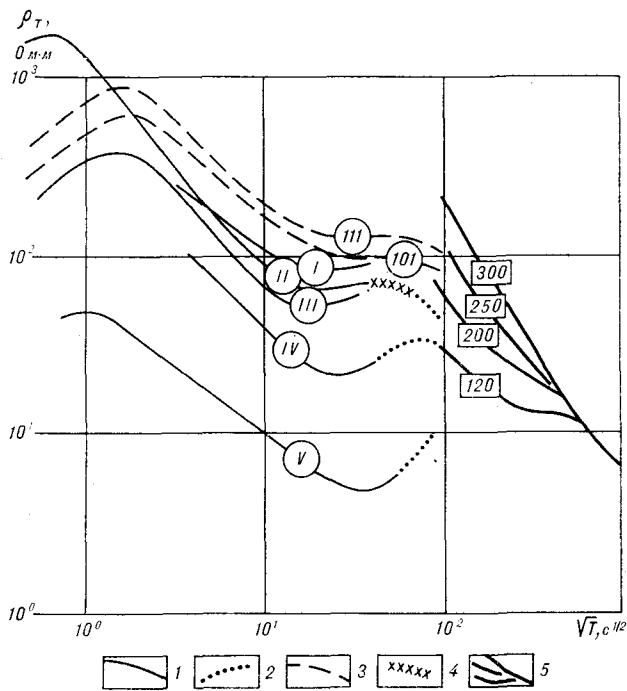


Рис. 1. Кривые МТЗ по профилю Чара — Ванино.

1 — средние эффективные кривые МТЗ по зонам: I — западная часть Становой складчатой области (Олекма — Тынды), II — район Тынды (средняя продольная кривая), III — восток Становой складчатой области (Тынды — Зейя), IV — северо-восток Байкальской рифтовой зоны, V — зоны повышенной проводимости верхней части земной коры; 2 — вероятное сочленение средних кривых с кривой глобального МВЗ; 3 — кривые ГМТЗ (ЦЭС-2), приведенные к среднему уровню соседних продольных кривых. Положение кривых показано на рис. 2; 4 — кривая ГМТЗ-2 (ИЗМИРАН-4); 5 — модельные кривые глобального МВЗ, рассчитанные В. И. Поспеевым для различной мощности литосферы. Шифр кривых — глубина кровли астеносферного слоя, км.

сами АВ до 4 км. Отфильтрованные и взаимно согласованные кривые МТЗ, а также кривые ВЭЗ использовались для оценки электропроводности земной коры и мантии.

Высокоомный, дифференцированный приповерхностный геоэлектрический разрез изученного региона вызывает существенное перераспределение компонент магнитотеллурического поля, что обуславливает необходимость применения ряда методических приемов для ослабления приповерхностных влияний. В пределах Айданского щита, Джугджуро-Становой складчатой области и Буреинского массива неоднородности верхней части разреза связаны с изменением мощности и сопротивления зоны экзогенной проработки кристаллических пород и с наличием линз кайнозойских осадков. В Верхнеамурской, Верхнезейской впадинах, Буреинском палеозойском прогибе и Сихотэ-Алинской складчатой системе верхний проводящий слой включает также терригенные осадочные породы кайно- и мезозойского возраста. Основная сложность при интерпретации магнитотеллурических данных состоит в крайней ограниченности дополнительной информации

о структуре верхней части разреза. Последнее делает практически невозможным моделирование МТ-поля для оценки влияния приповерхностных неоднородностей на каждой точке МТЗ.

В этих условиях для получения глубинной информации была применена методика, использующая отбор наименее осложненных кривых и применение статистических приемов, направленных на подавление приповерхностных эффектов.

Общее представление о характере глубинного геоэлектрического разреза крупных геологических областей получено путем составления сводных кривых МТЗ, состоящих из средних эффективных кривых, кривых ГМТЗ и глобального МВЗ (рис. 1). Их анализ позволил оценить параметры проводящих слоев в земной коре и мантии и создать основу для интерпретации рядовых кривых МТЗ.

На втором этапе производился отбор наименее осложненных кривых, для чего использовался ряд методических критериев: соотношение между рядовыми и сводными кривыми, анализ импедансных полярных диаграмм, результаты интерпретации ВЭЗ, геологические и другие данные. Поскольку на этапе отбора экранирующее влияние верхней части разреза не может быть полностью устранено, выделенные кривые были осреднены вдоль профиля.

Количественная интерпретация проводилась на ЭВМ путем уточнения предварительных моделей, полученных в результате дифференциальной трансформации осредненных кривых. Для учета градиентного характера геоэлектрического разреза модели задавались состоящими из пяти комплексов, сопротивление в пределах каждого из которых менялось ступенчато. За глубину кровли проводящего слоя принималась зона максимального отрицательного градиента сопротивлений.

В результате интерпретации электромагнитных данных по восточному и центральному участкам зоны БАМ построен глубинный геоэлектрический разрез Чара — Ванино, дающий представление об изменениях электропроводности земной коры и мантии (рис. 2). Региональным распространением в изученном регионе пользуются два проводящих слоя — верхний, расположенный внутри литосферы на глубинах более 10—30 км, и нижний, выделяемый на глубинах 100—250 км в верхней мантии. Наиболее высокое положение литосферного проводящего слоя (ЛПС) отмечается в западной части профиля, которая пересекает северо-восток Байкальской рифтовой зоны. Здесь проводимость составляет около $2-4 \cdot 10^3$ См, кровля отмечается на глубине 10—12 км. Далее на восток проводящий слой погружается до 20—25 км, одновременно до 500—1000 См

уменьшается его проводимость. В районе Тынды ЛПС вновь воздымается до 14—16 км, затем погружается до 20—22 км в районе Буринского массива и до 25—30 км в Западно-Сихотэ-Алинском синклиории. Мощность проводящего слоя определяется приближенно и составляет 20—40 км. Сопротивление увеличивается от 5—10 Ом·м на западе до 90—100 Ом·м на востоке.

Второй проводящий слой выделяется по данным интерпретации кривых ГМТЗ, зарегистрированных и обработанных до периодов $5-10 \cdot 10^3$ с. В пределах изученного профиля имеются три кривые ГМТЗ: № 2, полученная со станции ИЗМИРАН-4 А. П. Шиловским, и № 101, 111, зарегистрированные на ЦЭС-2 и обработанные со шивкой записей. Для ослабления возможного экранирования приповерхностными неоднородностями эффективные кривые на этих точках были приведены к уровню осредненных продольных кривых, расположенных в радиусе около 100 км (см. рис. 1). В результате количественной интерпретации скорректированных кривых получены оценки глубины кровли второго проводящего слоя, равные для ГМТЗ № 2, 101, 111 соответственно 150, 240 и 280 км.

На фоне нормальной модели глубинной электропроводности, включающей два регионально распространенных проводящих слоя, в отдельных зонах фиксируется резкое приближение кровли проводящих пород к дневной поверхности и уменьшение их сопротивления до единиц омметров. Всего на изученном профиле выделяется пять аномально проводящих зон, различающихся по мощности и сопротивлению.

Выделенные в разрезе земной коры и мантии изученной части зоны БАМ проводящие слои и локализованные геоэлектрические неоднородности не являются уникальными геологическими объектами. Они отмечаются во многих регионах, изученных глубинными электромагнитными зондированиями. Нижний проводящий слой в большинстве случаев совпадает с мантийным волноводом Гутенберга, в связи с чем его формирование объясняется частичным плавлением пород в астеносфере. По различным оценкам содержание парциального расплава в умеренно развитой астеносфере составляет 1—5% [1, 2]. Существенным фактором, регулирующим тектоническую и магматическую активность астеносферы, является ее водонасыщенность. Вариации количества H_2O влияют на уровень и наклон линии солидуса мантийных пород, а также на количественную долю и состав парциального расплава в зависимости от степени перегрева относительно температуры солидуса [2, 4, 8].

Верхний проводящий слой фиксируется внутри литосферы и широко распространен. В слу-

чае его неглубокого залегания в этом же диапазоне глубин отмечается коровый сейсмический волновод [3]. Моделирование геотерм по известным значениям мощности литосферы позволяет оценить температуру на границах ЛПС соответственно в 350 и 700°C. Одновременное понижение скорости и сопротивления в пределах литосферного проводящего слоя, развитого в толще кристаллических пород, проще всего объяснить наличием определенного количества свободного надкритического флюида. Его объем в наиболее активных зонах составляет 0,5—2% [6]. Образование слоя, содержащего свободные водные растворы, по всей видимости, является следствием существования в разрезе двух термодинамических зон, различающихся по характеру протекающих физико-химических процессов. В первой зоне, расположенной в *PT*-условиях, не превышающих термодинамического порога метаморфизма ($T < 300^\circ$), происходит поглощение воды в ходе гидратации минералов. Поскольку гидратация приводит к увеличению объема твердой фазы, пористость гидратированного слоя резко сокращена, и он является практически непроницаемым для восходящего движения флюидов. Нижележащая зона, приуроченная к *PT*-области зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма, характеризуется протеканием процессов образования и накопления воды в первую очередь за счет окисления мантийного водорода и в меньшей степени за счет дегидратации водосодержащих минералов. Для вновь образованной водной фазы литосферный проводящий слой является наиболее благоприятным коллектором как из-за наличия в нем определенной пористости, сформированной метаморфическими процессами, так и ввиду присутствия вышележащего непроницаемого гидратированного слоя. Таким образом, проводимость ЛПС, пропорциональная суммарному количеству воды, заключенному в его пределах, может рассматриваться как показатель интенсивности глубинного флюидопотока.

Сопоставление глубинной геоэлектрической модели центральной и восточной частей региона БАМ с разрезами Сибирской платформы и Байкальской рифтовой зоны показывает, что ЛПС расположен здесь на умеренных глубинах; в этом отношении изученный регион соответствует краевым частям крупных синеклиз платформ [7]. Однако мощность и проводимость ЛПС в дальневосточной части профиля больше, чем в аналогичных по глубине ЛПС районах Сибирской платформы, что следует интерпретировать как следствие большей флюидной активности земной коры и мантии.

Природа аномально проводящих зон, в отличие от литосферного и астеносферного проводящих слоев, не укладывается в рамки гипо-

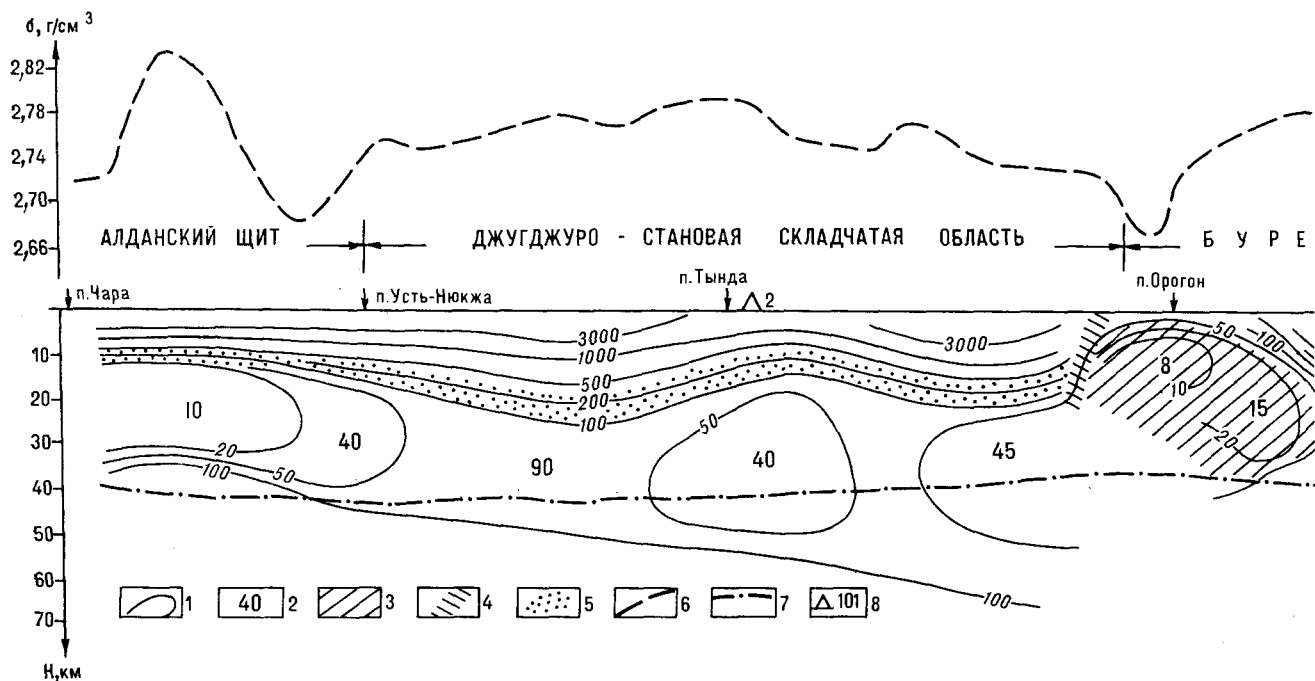


Рис. 2. Глубинный геоэлектрический разрез.

1 — изолинии удельного электрического сопротивления горных пород, Ом·м; 2 — значения сопротивления в осевой части литосферного проводящего слоя, Ом·м; 3 — зоны повышенной проводимости верхней части земной коры; 4 — латеральные границы зон повышенной проводимости; 5 — приближенное положение кровли литосферного (гидротермального) проводящего слоя; 6 — график средней плотности верхней части земной коры, г/см³; 7 — положение раздела «кора — мантия» (6, 7 — по Б. М. Письменному, А. М. Алакшику, 1984); 8 — расположение точек GMT3, их номер (см. также рис. 1).

тезы об ионном характере проводимости среды. Так, например, сопротивление кристаллических горных пород, расположенных на глубинах более 4—5 км в Кодаро-Удоканском прогибе, снижается до десятых долей омметров [6]. Такой порядок сопротивлений может быть объяснен наличием водных растворов максимальной минерализации в количестве, превышающем десятки процентов, что с геологической точки зрения не реально.

Совместный анализ геологических и геофизических материалов по аномально проводящим зонам показывает, что все они характеризуются закономерным сочетанием геолого-геофизических признаков — линейными аномалиями повышенной плотности верхней части коры [5], в плане совпадающими с зонами развития осадочных, либо осадочно-метаморфических пород. В их пределах нередки сульфидные рудопроявления и месторождения; широким распространением пользуются рудоконтролирующие черносланцевые толщи. Это позволяет

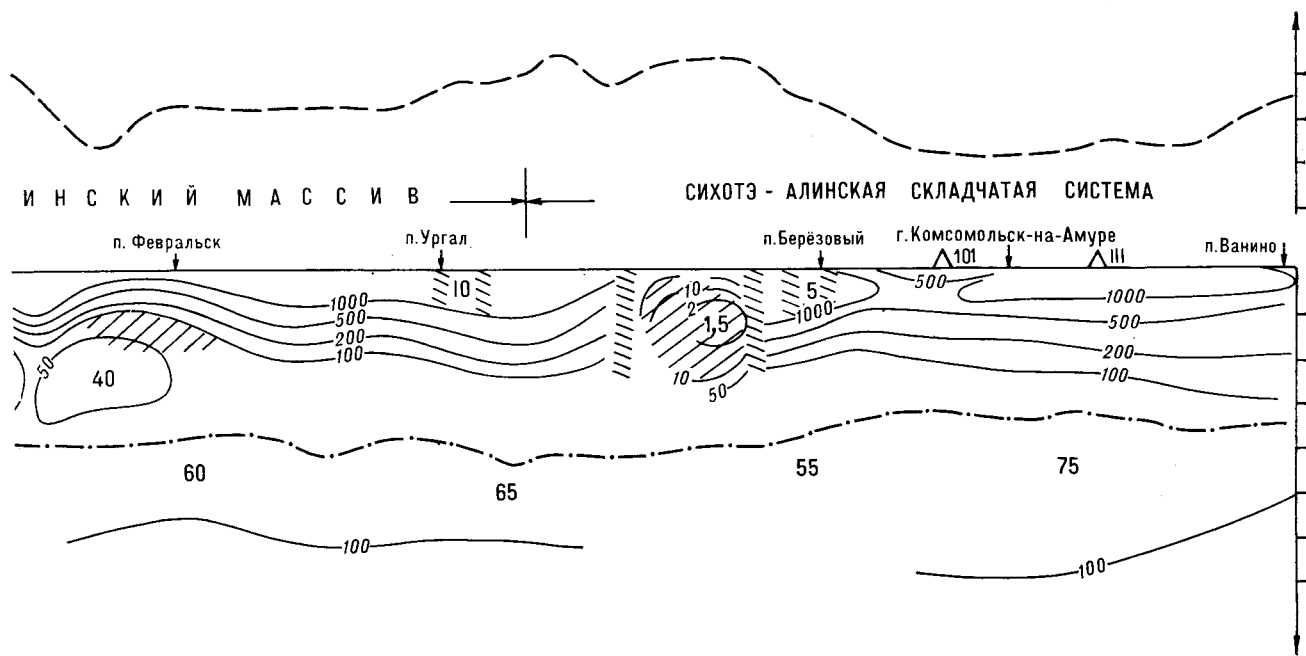
связать существование повышенной проводимости выделенных неоднородностей с сульфидной минерализацией и графитизацией пород в верхней части земной коры. В целом аномально проводящие зоны восточной части зоны БАМ характеризуются меньшей интенсивностью, чем наиболее выраженные аномалии, например, в районе Кодаро-Удоканского прогиба либо Бодайбинского синклинория. Однако сходство геологической и геофизической ситуаций позволяет считать выделенные проводящие неоднородности перспективными геологическими объектами, заслуживающими дальнейшего изучения.

Таким образом, проведение глубинных электромагнитных исследований позволило получить большой объем информации по электропроводности земной коры и мантии региона БАМ, оценить положение и проводимость слоев пониженного сопротивления в верхней части литосферы и астеносфере, наметить положение аномально проводящих зон в земной коре.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ваньян Л. Л. О модели глубинной электропроводности. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1981, № 8.
2. Добрецов Н. Л. Введение в глобальную петрологию. — Новосибирск: Наука, 1980.

3. Крылов С. В., Мандельбаум М. М. и др. Недр Байкала по сейсмическим данным. — Новосибирск: Наука, 1981.
4. Логачев Н. А., Зорин Ю. А., Шерман С. И. Геоэди-



найма континентальных рифтов.— Геол. и геофиз., 1982, № 12.

5. Письменный Б. М., Алашкин А. М. Строение земной коры западных частей Алданского щита и Становой складчатой области.— Тихоокеанская геол., 1984, № 5.
6. Поспеев А. В. Глубинное строение западной части

ПГО Иркутскгеофизика
Иркутск

Байкало-Амурского региона по электромагнитным данным.— Автореф. канд. дис. Иркутск, 1984.

7. Поспеев В. Н., Михалевский В. П. Электромагнитные данные об астеносфере в районах Сибирской платформы.— Геол. и геофиз., 1981, № 1.
8. Рингвуд А. Е. Состав и петрология верхней мантии Земли.— М.: Мир, 1981.

Поступила в редакцию
20 октября 1986 г.

УДК 552.5 : 552.313 : 551.77

И. Ф. Мороз

О ВОЗРАСТЕ И ВЗАИМООТНОШЕНИЯХ ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНОГЕННЫХ ТОЛЩ ЭЛЕКАЙСКИХ ГОР

(Корякское нагорье)

Показывается ошибочность представлений о взаимоотношениях и возрасте осадочной и вулканогенной толщ Элекайских гор Корякского нагорья. Установле-

Элекайские горы расположены на левобережье р. Великой в ее среднем течении. Впервые геологическое строение этого горного массива изучено в 1957 г. геологами НИИГА Г. А. Закржевским и Ю. П. Дегтерянко. По их наблюдениям, горный массив имеет двухъярусное строение: нижний ярус (цоколь) сложен слаблитифицированными осадочными отложениями морского и континентального происхож-

ны кайнозойский возраст этих образований и более высокое стратиграфическое положение вулканогенной толщи по отношению к осадочной.

дения с фауной раннемиоценового возраста; верхний ярус сложен вулканогенными образованиями, выделенными геологами НИИГА в апукскую свиту, наиболее широко распространенную в южной части Корякского нагорья [1].

В 1967—1969 гг. район Элекайских гор изучался геологами Анадырской экспедиции Н. В. Козловым и В. П. Зинкевичем, которые

показывают совершенно иное геологическое строение этого района. Осадочная толща разделена ими на две разновозрастные свиты: рарыткинскую позднемелового возраста (угленосные континентальные отложения) и каменистую раннемиоценового возраста (прибрежно-морские отложения). Вулканогенным образованием придано новое наименование — элекайская свита, которая, по представлениям Н. В. Козлова и В. П. Зицкевича, перекрывает рарыткинскую свиту и подстилает каменистую; возраст элекайской свиты принимается как позднеолигоценый. Основанием для таких построений послужили наблюдения Н. В. Козлова в двух пунктах: по р. Каменистой и руч. Темному в бассейне р. Инквуливеем.

В 1984 г. автор проводил работы в этом районе с целью выяснения взаимоотношений вулканогенных и осадочных отложений Элекайских гор. На основе наблюдений в обоих пунктах Н. В. Козловым была изменена прежняя стратиграфическая схема Г. А. Закржевского. Ниже излагаются результаты наших работ.

В геологическом строении Элекайских гор принимают участие две толщи — осадочная и вулканогенная.

Осадочная толща обнажается у северо-западного подножия Элекайского горного массива в бассейнах двух небольших речек — Инквуливеем и Каменистой. Обнаженность в этом районе плохая, но тектоника простая (слои падают на юго-восток под углом 30°), и по разрозненным обнажениям можно составить схематический, но достаточно достоверный разрез.

Нижняя часть толщи мощностью 800 м сложена преимущественно континентальными угленосными отложениями с редкими прослоями песчаников и песков прибрежно-морского происхождения с остатками фауны. В ее состав входят пестрые по составу и окраске породы: песчаники, пески, глины, конгломераты, гравелиты, углисто-глинистые сланцы, угли. Очень характерны для этой части разреза бело-синие глины, которые образуют при выветривании мощные грязевые потоки, а также ярко-желтые пески, чередующиеся с пачками черных угленосных пород. Пестрота литологического состава пород и их окраски, обилие растительного детрита и стволов окаменевших деревьев, частые железистые конкреции и слабая степень литификации пород — все это характерные признаки континентальных слоев рассматриваемой толщи. Пласты морского происхождения представлены песчаниками, песками, гравелитами и конгломератами; встречаются маломощные (0,2—0,4 м) прослои ракушняка.

Собранные нами остатки фауны из нижней части осадочной толщи определены в ЦКТЭ СВПО В. М. Волобуевой. Это *Mastra polynyma* Stimps; *Solen* (?) sp. indet; *Callista*? sp. indet;

Callista (*Macrocallista*?) aff. *dvalii* (Plyina); *Polinices* sp. indet. Возраст комплекса фауны определен как олигоценый, но В. И. Волобуева отмечает, что до 1974 г. этот комплекс считался раннемиоценовым.

Верхняя часть осадочной толщи сложена прибрежно-морскими рыхлыми отложениями мощностью около 200 м. Это рыхлые пески, супеси и редко встречающиеся легкие (плотность 1,7—1,8 г/см³) опоковидные песчаники. Для отложений характерна косая слоистость; они почти всегда содержат растительный детрит. Если бы не присутствие раковин морских организмов, их можно было бы принять за озерные осадки. В самой верхней части разреза встречен пласт рыхлых песчаников, переполненный отпечатками раковин, а прослой мощностью 5 см целиком сложен раковинами моллюсков рода *Cardium*. Эта фауна определена В. И. Волобуевой как *Clino-cardium* aff. *sachalinense* Kham., широко распространенные в миоценовых отложениях на Сахалине. В песках верхней части осадочной толщи часто встречаются рассеянные мелкие гальки, сложенные зелеными яшмовидными породами мелового облика.

Вулканогенная толща слагает верхнюю часть горного массива Элекай. Она изучалась нами в бассейнах речек Каменистой и Инквуливеем. Строение толщи здесь простое. Нижняя ее часть мощностью 100 м сложена лаво- и туфобрекчиями кислого состава; эти породы окрашены в сургучно-красный и светло-желтый цвет. Они перекрыты пластом черных базальтов мощностью 20 м. Остальная часть (480 м) толщи сложена мощными (50—80 м) пластами порфировых андезитов и пористых лав среднего состава; поры достигают в длину 2 см и всегда не заполнены. Потоки пористых лав и андезитов наклонены на север или северо-запад под углами 5—15°.

Касаясь вопроса взаимоотношений осадочной и вулканогенной толщ, мы должны изложить свои наблюдения в упомянутых выше пунктах, где, по Н. В. Козлову, осадочные слои миоценового возраста налегают на вулканогенные породы.

1. Левый берег руч. Темного (левого притока р. Инквуливеем) представляет собою обрыв высотой 10—12 м, в котором на протяжении 120 м имеются частые небольшие обнажения, а также оплывины и задернованные участки. Здесь слои осадочных пород прорваны тремя дайками андезитацитов. Простирание даек 15—25°, падают они на восток под углами 30—80°, мощность даек 4—6 м. Особенно четко видна нижняя по течению ручья дайка (западная). В обрыве это скальный утес высотой 8 м, на поверхности террасы — гривка, которая простирается в субмеридиональном направлении

на 70 м. Дайка сложена коричневатыми андезитодацитами, мощность ее 4 м, контакты четкие, термальные; угленосные отложения у контакта слабо ороговикованы. Коренные выходы этой дайки имеются и в русле ручья в виде порога. Вторая дайка, выходящая в 15 м восточнее первой, прослежена на поверхности террасы в виде гривки, ее простираение 20° , до обрыва она выклинивается; сложена эта дайка андезитодацитами. Третья дайка обнажается в виде останца в 60 м к востоку от первой; западный ее контакт закрыт оползнями из рыхлых угленосных пород, простираение 25° , восточный контакт пологий ($25-30^\circ$). В небольшом обнажении наблюдается контакт дайки с аргиллитами осадочной толщи, вдоль контакта аргиллиты слабо ороговикованы. Аргиллиты переслаиваются с песчаниками и песками, здесь же залегает маломощный прослой ракушняка с раковинами прекрасной сохранности. Таким образом, здесь вместо налегания осадочных пород на вулканогенную толщу, как утверждают Н. В. Козлов и В. П. Зинкевич, мы наблюдаем три дайки, которые прорывают осадочную толщу, а место пологого контакта дайки было зарисовано ими как налегание осадочной толщи на вулканогенные образования.

2. Верховья безымянного правого притока р. Каменистой. Здесь в обширной троговой долине возвышается над общим рельефом отдельный останец смешанной террасы (холм). На западном склоне холма имеются небольшое коренное обнажение (1—5 м) и большие оплывины, которые сложены желто-белыми глинистыми рыхлыми песками с редкими толстостенными раковинами моллюсков рода *Ostrea*. Вершина холма сложена маломощным (1—2 м) слоем галечников водно-ледникового происхождения, где весь обломочный материал представлен элекайскими эффузивами. Холм обрамлен со всех сторон невысокой (3—5 м) аккумулятивной террасой с высыпками полуокатанных и угловатых обломков элекайских эффузивов, которые были приняты Н. В. Козловым, судя по его записям в полевом дневнике, за делювий. Однако на зарисовке в окончательном отчете эффузивы уже показаны как обнажающиеся в коренных выходах. Наши наблюдения убеждают в полном отсутствии коренных эффузивных пород на этом участке.

Таким образом, изучение обеих опорных точек Н. В. Козлова показало, что нет никаких данных, свидетельствующих о налегании осадочных отложений на вулканогенные образования.

Многочисленное пересечение нами контакта осадочной и вулканогенной толщ у северо-западного подножия Элекайских гор показало, что этот контакт везде завален мощными делювиальными шлейфами из вулканогенных по-

род. Однако имеется целый ряд косвенных признаков, свидетельствующих о более молодом возрасте вулканогенной толщи. Перечень их приводится ниже:

1. Отсутствие галек элекайских эффузивов в конгломератах осадочной толщи. По руч. Темному в угленосных отложениях встречены пласты конгломератов, но их гальки сложены исключительно осадочными породами — песчаниками и алевролитами; в рыхлых песках и песчаниках с морской фауной часто встречаются рассеянные гальки, но они сложены зелеными полосчатыми яшмовидными породами предположительно мелового возраста.

2. Дайки андезитов и дацитов элекайского облика (корни покрова) прорывают осадочную толщу.

3. Элекайские вулканогенные образования залегают всегда гипсометрически выше отложений осадочной толщи.

4. При дешифрировании аэрофотоснимков хорошо видно, что осадочная толща подстилает вулканогенные образования.

5. Облик эффузивных пород Элекайских гор очень молодой. Часто встречаются лавы с незаполненными порами — ноздреватые разности. Эта особенность очень характерна для лав апукской свиты южной части Корякского нагорья [1]. Геоморфологические особенности выходов элекайских и апукских эффузивных толщ также одинаковы; они выражены в виде платообразных вершин со ступенчатыми склонами, с круглыми обрывами и карнизами.

6. Стерильность элекайских эффузивов в отношении гидротермальных проявлений; на протяжении около 18 км по хребту не встречено никаких гидротермально измененных пород или жил в отличие от рыхлой толщи, где часто встречаются прожилки кварца и кальцита.

7. Геофизические исследования также подтверждают более молодой возраст элекайских вулканогенных образований, чем отложений осадочной толщи. Так, в районе Элекайских гор установлена отрицательная гравиметрическая аномалия, природу которой легко объяснить наличием рыхлой толщи, подстилающей вулканогенные образования. В пользу более молодого возраста вулканогенной толщи Элекайских гор (миоцен — плиоцен, а не олигоцен) свидетельствуют данные палеомагнитных исследований вулканитов рек Ламутской, Вилюнейвеем и Березовой [3].

Нерешенным остается вопрос о датировке возраста вулканогенных пород Элекайских гор К—Аг-методом. В. П. Зинкевич в отчете по работам 1967—1969 гг. пишет, что «...абсолютный возраст дацитовых лав элекайской толщи (Басов И. А., 1968 г., обр. 211/э — междуречье Озерная — Холодная) на исследуемой территории равен 34 млн лет...». Указанный возраст

находится в противоречии со всеми данными, имеющимися по данному вопросу в настоящее время. Мы находим последнему только два объяснения: или образец 211/э взят из более древней вулканогенной толщи, или же допущена аналитическая ошибка.

Выводы.

1. Нашими работами подтверждены данные Г. А. Закржевского. Элекайские горы имеют двухъярусное строение. Нижний ярус (цоколь) горного массива сложен рыхлыми осадочными отложениями морского и континентального происхождения с фауной олигоцен-миоценового возраста. Выше абсолютных отметок 250—300 м горный массив сложен более молодыми вулканогенными образованиями.

2. Посещение двух обнажений, где, по данным Н. В. Козлова и В. П. Зинкевича, якобы осадочная толща налегает на вулканогенные образования, показало, что в одном случае (руч. Темный) за вулканогенную толщу приняты три маломощные дайки, а в другом (бассейн р. Каменистой) — вообще нет коренных выходов вулканогенных пород. Оба пункта находятся в 1—2 км от основного поля развития вулканогенной толщи Элекайских гор. В связи с этим целесообразно понятие «элекайская сви-

та» упразднить и сохранить для толщи вулканогенных пород Элекайских гор первоначальное название, предложенное Г. А. Закржевским, — апукская свита (ее стратотипический разрез находится в бассейне р. Апука в южной части Корякского нагорья).

3. Угленосные отложения, развитые в бассейнах речек Каменистой и Инквуливеем, ошибочно отнесены Н. В. Козловым и В. П. Зинкевичем к рарыттинской свите позднемиоценового возраста. Угленосные отложения этого района перемежаются со слоями морского происхождения, которые содержат остатки фауны олигоцен-миоценового возраста. Возрастные аналоги олигоцен-миоценовых угленосных отложений установлены бурением в нижнем течении р. Великой, а также в районе Тамватнейского массива ультрабазитов. Эти же возрастные аналоги известны на западной Камчатке в районе речек Подкагерной и Иргирниваем [2] и в других местах Корякского нагорья.

4. Возраст осадочной толщи Элекайских гор, по последним определением фауны В. И. Волобуевой, определяется как олигоцен-миоценовый. Вулканогенные образования лишены палеонтологической характеристики, их возраст нами принимается как постмиоценовый на том основании, что они залегают стратиграфически выше осадочной толщи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическая карта Северо-Востока СССР. М-б 1:1 500 000/Под ред. Е. М. Городинского.— Магадан: СВНТО, 1980.
2. Мороз И. Ф. Стратиграфия третичных отложений района бухты Подкагерной.— Тр. совещания по

- стратиграфии Северо-Востока СССР. Магадан, 1959.
3. Старников Ю. Г., Фаинберг Ф. С. Палеомагнитная характеристика некоторых вулканогенных толщ Северной Камчатки (Тр. СВКНИИ, вып. 37).— Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1970.

ИТыГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
10 февраля 1986 г.

УДК 552.321.1(571.645)

И. П. Аверьянов, В. М. Чайка

ГРАНИТОИДНЫЕ ПОРОДЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ о. КУНАШИР

Статья посвящена описанию обнаруженных в северо-восточной части о. Кунашир необычных для островодужной серии Большой Курильской гряды биотит-роговообманковых гранодиоритов нормального ряда, весьма сходных с гранитоидами, поднятыми при дра-

Рассматриваемый район представлен зоной сочленения полуострова Ловцова с островной сушией (рис. 1). В его геологическом строении широкое участие принимают метаморфизованные толщи отчетливо слоистых отложений среднего миоцена, объединяемые в ловцовскую свиту [3]. Они характеризуются моноклиналь-

гировании склонов Охотоморской котловины. Сделанные предположения о форме залегания этих пород хорошо согласуются с результатами сейсмических построений.

ным залеганием с падением пластов на северо-запад под углами 15—20°. В наиболее приподнятой части моноклинали на океанском побережье полуострова видно несогласное залегание их на более древних вулканогенно-осадочных отложениях кунаширской свиты раннего миоцена [4]. Последние в нескольких местах

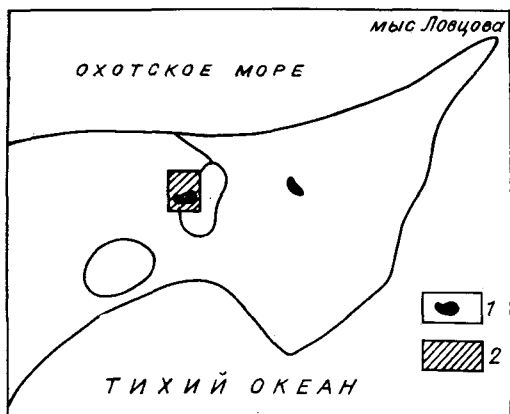


Рис. 1. Места находок гранитоидных пород в районе п-ова Ловцова. 1 — реликты 20-метровой морской террасы; 2 — участок распространения крупноглыбового материала гранитоидных пород.

прорваны небольшими штокообразными телами дацитового состава.

Зона сочленения п-ова Ловцова с островной сушей представлена труднопроходимой из-за сильной заболоченности долиной, в центральной части которой размещены два крупных озера — Круглое и Длинное. Последнее из них можно классифицировать как периодически отпуровывающуюся морскую лагуну. При геологическом картировании эта зона относилась к ядру крупной синклинальной складки субмеридионального простирания с максимальными значениями величин погружения третичных отложений.

Дополнительные наблюдения позволили обратить внимание на то, что в центральной части долины имеется несколько хорошо выраженных в рельефе возвышенностей с плоской поверхностью, которые представляют собой реликты 20-метровой морской террасы. Сохранение в этих условиях участков древнего рельефа обусловлено скорее всего наличием в цокольной части возвышенностей останцов устойчивых к физическому разрушению пород. В результате обследования одной из таких возвышенностей, расположенной на западном берегу оз. Длинного, у юго-восточного ее подножия, было обнаружено скопление угловато-окатанных и совершенно неокатанных глыб полнокристаллических пород гранитоидного состава. Их большие размеры (около $0,5 \times 1,0 \times 1,5$ м) и локальное распространение на сравнительно небольшой (около $300-400$ м²) площади участка, а также практическое отсутствие подобных гранитоидных глыб в близлежащих пляжевых отложениях охотоморского и тихоокеанского побережий п-ова Ловцова свидетельствуют в пользу местного источника их происхождения. В таком случае вполне правомерным может оказаться заключение о принад-

лежности их к крупноглыбовым развалам элювиального типа одной из близлежащих гранитоидных интрузий.

Дешифрирование аэрофотоснимков подтвердило это заключение и показало, что участок скопления крупноглыбового материала достаточно четко выделяется на местности в качестве изолированного тела в отложениях цокольной части второй надпойменной террасы оз. Длинного. Форма же самой долины унаследована от очертаний береговой линии существовавшего здесь морского пролива, разделявшего п-ов Ловцова и о. Кунашир. Остатки 20-метровой морской террасы на западном берегу оз. Длинного приурочены к небольшому участку островной суши в древнем проливе, сложенному устойчивыми к разрушению монолитными породами (рис. 2). Залегают они в цокольной части второй надпойменной террасы оз. Длинного, в составе отложений которой встречается хорошо окатанная галька эффузивов и слоистых вулканомиктовых пород.

Обращает на себя внимание необычный для островов Большой Курильской гряды вещественный состав гранитоидных пород п-ова Ловцова. В отличие от широко распространенных здесь и пространственно сопряженных с зонами развития «зеленотуфовых» комплексов плагиогранитов и кварцевых диоритов [2, 7] в тем-

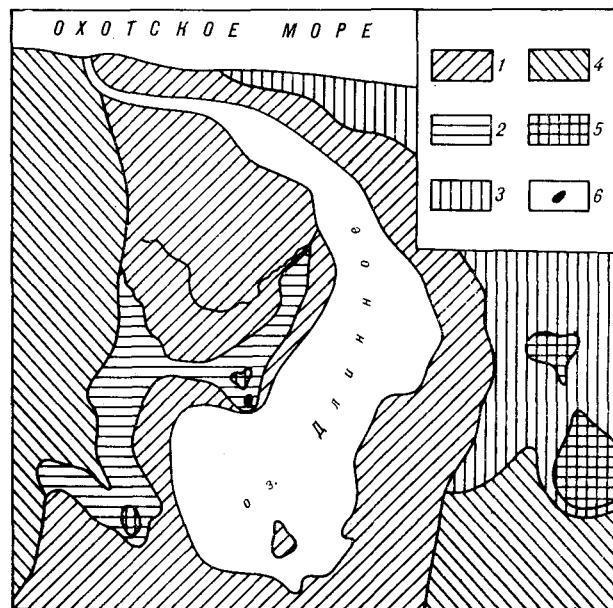


Рис. 2. Схема геологического строения участка распространности гранитоидных пород в районе оз. Длинного.

1 — заболоченные отложения первой надпойменной террасы; 2 — мелкогалечные и песчаные отложения второй надпойменной террасы; 3 — современные песчано-дюнные отложения; 4 — выходы третичных отложений; 5 — реликты 20-метровой морской террасы («плоские сонки»); 6 — участок локального скопления крупноглыбового материала биотит-роговообманковых гранодиоритов.

ноцветной части данных пород присутствуют совершенно неизменные крупночешуйчатый биотит и роговая обманка. Количество их различно и в отдельных разновидностях пород колеблется от единиц до десяти и более процентов.

Наряду с этим характерной для рассматриваемых пород является крупнокристаллическая гишидиоморфно-зернистая гранитная структура, образованная взаимоотношениями зерен плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца, биотита, роговой обманки и акцессорными — рудным (преимущественно магнетитом), апатитом и цирконом, типичными для гранитов нормального ряда. Вторичные минералы развиты в них слабо и представлены спорадическими образованиями мелкочешуйчатого серицита в центральных частях отдельных зерен плагиоклаза, а также волокнистого хлорита по некоторым зернам биотита. Плагиоклаз в породе преобладает (около 35—50%), образует призматические зерна с полисинтетическими двойниками и отвечает по составу андезину № 35—40. Калиевый полевой шпат (8—25%) выделяется низкими значениями показателя преломления (ниже канадского бальзама) и частым образованием на контакте с плагиоклазом перитовых вростков и мирмекитовых структур, характерных для ортоклаза. Биотит (10—15%) встречается в форме крупнопластинчатых агрегатов с хорошо выраженными плеохроизмом в буровато-желтых тонах и прямым погасанием. Отдельные его зерна с периферии бывают замещены хлоритом, однако в ряде случаев можно наблюдать развитие биотита по зернам роговой обманки. Количество последней достигает 10%, представлена она идиоморфными зернами с прекрасно выраженной амфиболовой спайностью и двойниковыми структурами. В больших количествах (25—30%) присутствует кварц, отдельные зерна которого достигают 0,5 см в поперечнике. Результаты химического анализа породы (вес. %): SiO_2 —70,98; TiO_2 —0,01; Al_2O_3 —15,40; Fe_2O_3 —0,80; FeO —1,78; MnO —0,13; MgO —0,01; CaO —4,13; Na_2O —4,46; K_2O —1,95; P_2O_5 —0,11; S —0,01; н.п.п.—0,69; сумма—100,43 (ИМГиГ ДВНЦ АН СССР, аналитик Л. Г. Воронова). Они подтверждают вывод о принадлежности рассматриваемых пород к биотит-роговообманковым гранодиоритам нормального ряда.

Приведенное выше заключение о возможном коренном выходе гранитоидных пород в районе оз. Длинного хорошо согласуется и с результатами выполненных здесь сейсмических исследований. Так, глубинный разрез литосферы, построенный вдоль о. Кунашир методом обменных волн землетрясений, показывает, что в

сложнослойной структуре развитой здесь земной коры отчетливо фиксируется целый ряд границ обмена, имеющих субгоризонтальное залегание [4, 5]. Все они воздымаются к северо-восточному флангу профиля с весьма заметным в рассматриваемом участке возрастанием (на 7—10 км) мощности слоя K_0 — M_0 . Из выделенных на этом профиле границ обмена наибольший интерес в нашем случае может представлять поверхность K_0 , характеризующаяся значением граничной скорости прохождения сейсмических волн 6,1 км/с [5]. Без специально выполненных исследований эта граница предположительно рассматривалась ранее в качестве границы распространения метаморфизованных толщ «зеленотуфового» комплекса.

Следует обратить внимание на то, что при обработке профиля одна из станций (пикет 13) была установлена вблизи оз. Длинного, в районе названного выше останца террасы. В результате выполненных исследований именно здесь был зафиксирован резкий подъем границы K_0 со скоростными характеристиками прохождения сейсмических волн, близкими для гранитных пород [4]. Полученные результаты позволяют предложить новый вариант интерпретации глубинного разреза земной коры о. Кунашир и высказать предположение о возможном выходе в рассматриваемом районе пород дотретичного фундамента. Общеизвестны факты находок аналогичных гранитоидов нормального ряда при драгировании склонов глубоководной впадины Охотского моря [6], а также в качестве галек «экзотических» пород в современных и более древних пляжевых отложениях других островов Курильской гряды [8]. Фиксируемый в районе пос. Оградное (пикет 1) другой участок резкого подъема границы K_0 проверен колонковым бурением. Одна из скважин была остановлена здесь в плагиогранитной интрузии, пройдя по ней более 80 м. Этот факт позволяет с большей уверенностью полагать, что аналогичный подъем границы K_0 в районе п-ова Ловцова связан с неглубоко залегающими гранитоидными породами.

Изложенный материал показывает, что находка гранитоидных пород нормального ряда в северо-восточной части о. Кунашир может иметь весьма важный геологический смысл и послужить основой для возможного пересмотра некоторых представлений не только о глубинном строении и истории геологического развития Курильской дуги как структуры в целом, но и связанной с этим металлогенической специализации отдельных ее районов. Изучение выходов подобных гранитоидов на поверхность в любой части островной дуги заслуживает в связи с этим самого пристального внимания и всестороннего исследования.

1. Аверьянов И. П., Соловьева Н. А. Новые данные о породах купаширской свиты п-ова Ловцова на о. Кунашир (Курильские острова).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 12.
2. Вергунов Г. П., Власов Г. М. Интрузивные породы.— В кн.: Геология СССР. Т. 31, ч. 1. М.: Недра, 1964.
3. Желубовский Ю. С., Прялухина А. Ф. Стратиграфия.— Там же.
4. Злобин Т. К., Петров А. В. Сопоставление и анализ физических неоднородностей различной природы, выделенных по данным МОВЗ и ГСЗ в земной коре о. Кунашир (Курильские острова).— Тихоокеанская геол., 1983, № 5.
5. Злобин Т. К., Федорченко В. И. и др. Структура литосферы о. Кунашир (Курильские острова) по сейсмическим данным.— Там же, 1982, № 1.
6. Красный М. Л., Неверов Ю. Л. и др. Геологическое строение фундамента обрамления Охотоморской котловины по результатам 21-го рейса НИС «Пегас».— Новоалександровск, 1981.
7. Неверов Ю. Л. Интрузивные породы острова Кунашир (Курильские острова).— В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Дальнего Востока СССР. Хабаровск, 1967.
8. Неверов Ю. Л., Сергеев К. Ф., Сергеева В. В. Об «экзотических» породах Большой Курильской гряды.— Геол. и геофиз., 1964, № 12.

*Институт литосферы АН СССР, Москва,
ИМГиГ ДВНЦ АН СССР, Новоалександровск*

*Поступила в редакцию
16 декабря 1985 г.*

ДИСКУССИЯ

В первой части рассматриваемой статьи приводится описание выявленных в исследуемом районе скопленных обломков биотит-роговообманковых гранитоидов, вторая посвящена обоснованию наличия коренного выступа интрузии, служащего источником обломочного материала. Наше отношение к этим частям различное.

Находка скопленных обломков «экзотических» гранитоидов повторяет уже ранее известные в других районах Курильских островов, по тем не менее представляет определенный интерес во многих отношениях. В коренном залегании подобные породы на островной дуге до сих пор не известны (исключая близкую по составу субвулканическую интрузию кварц-роговообманково-биотитовых дацитов на о. Симушир). Присутствие «экзотических» пород такого состава на современных пляжах и в составе фиксированных в разрезе конгломератов — свидетельство существовавших ранее массивов суши, активности процессов разрушения и переноса. Эта часть работы замечаний не вызывает. Обращают на себя внимание лишь относительно низкое содержание K_2O в породе, богатой ортоклазом, роговой обманкой и биотитом, а также предельно низкие, на грани чувствительности метода, содержания окиси магния и двуокиси титана.

Вторая часть работы, связанная с обоснованием элювиального происхождения развалов и наличия коренного выхода гранитоидов, носит в основном спекулятивный характер и не подкрепляется реальными геологическими фактами. Рецензенты, благодаря усложнению И. П. Аверьянова, имели возможность в разные сроки посетить данный район и дополнить имеющиеся наблюдения. По нашим данным, развалы сложены в основном обломками негранитного состава. Примерное содержание гранитоидов составляет 30%, остальной материал представлен порфиридами, туфами, кварцитами, андезитами. Все обломки и глыбы имеют следы окатанности, вплоть до округлой гальки, гранитоиды представлены пестрым составом

(до пяти разновидностей, включая гранит-пегматиты). Описываемый развал пород сконцентрирован у острого угла останца морской террасы треугольной формы; у остальных двух клиновидных углов также имеются скопления окатанного материала, но без гранитоидов. Все эти данные не оставляют сомнения в происхождении материала за счет размыва аккумулятивного чехла останца 20—40-метровой морской террасы. Мы не усмотрели никаких фактов, подтверждающих принадлежность данных скопленных к элювиальным развалам над коренным выступом.

Сейсмический материал, привлекаемый в статье для дополнительного обоснования коренного происхождения гранитоидов, вызывает лишь недоумение у читателя. По данным авторов статьи, полученные ими результаты «...позволяют предложить новый вариант интерпретации глубинного разреза (разрядка авторов) земной коры о. Кунашир и высказать предположение о возможном выходе в рассматриваемом районе пород дочетвертичного фундамента». Однако на обсуждаемой ими схеме из работы исследователей глубинного строения Кунашира данный район (пикеты 13—15) показан как область распространения осадочно-вулканогенного комплекса, относимого к дочетвертичным отложениям. Возможно, данное недоразумение объясняется невнимательностью авторов, но подобный пример в настоящей статье не единственный.

Подводя итог, отметим, что ценность статьи заключается лишь в фиксации еще одной интересной находки «экзотических» пород, требующей для своего объяснения комплексного анализа геоморфологических, палеогеографических и геологических данных. Высказанные же в ней предположения о их элювиальном происхождении и мнение о необходимости пересмотра представлений о глубинном строении, истории геологического развития Курильской дуги как структуры в целом и ее металлогения успешны и лишены оснований.

*Пискунов Б. Н., Рыбин А. В.
ИМГиГ ДВНЦ АН СССР*

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.24.01

Г. М. Власов

О ПЛИТНОЙ ТЕКТОНИКЕ С НЕПОДВИЖНЫМИ КОНТИНЕНТАМИ

Дается содержание новой гипотезы глобальной тектоники П. Д. Лоумана. Высказываются критические замечания и сомнения в реальности отдельных поло-

В «Journal of Petroleum Geology» за 1985 и 1986 гг. опубликованы две статьи П. Д. Лоумана [10, 11] под общим наименованием «Плитная тектоника с фиксированными континентами: гипотеза, которую можно проверить». Статьи вызвали дискуссии в последующих номерах того же журнала [12, 13]. Важность затронутой проблемы и оригинальность постановки вопроса определяют большой интерес к указанным статьям.

П. Д. Лоуман подчеркивает неравнозначность имеющихся доказательств существования, с одной стороны, спрединга, субдукции, трансформных разломов, с другой — дрейфа континентов. Срединг можно непосредственно наблюдать и сейсмически изучать в срединно-океанических хребтах. Субдукция устанавливается по распределению фокусов землетрясений и поддается расчетам. Трансформные разломы — также реально наблюдаемые явления. Характерным примером их является сбросовая система Сан-Андреас, скорость движения вдоль которой точно рассчитана. В противоположность этому объективные доказательства дрейфа континентов отсутствуют. Указания на его проявления неоднократно опровергались или подвергались сомнению. Автор приводит доводы за неподвижность континентов. Точных измерений смещений континентов не было. Под континентами отсутствует выдержанная зона с пониженной скоростью сейсмических волн, по которой они могли бы перемещаться. Некоторые исследователи предполагают, что сейсмическое несогласие на примерной глубине 400 км, предположительно отвечающее оливин-шпиннелевому переходу, представляет зону низкосдвиговых напряжений, по которой могут двигаться мощные континентальные плиты. Но большое несоответствие глубин залегания этой зоны под континентами (400—500 км) и астеносферных зон под океанами (около 100—150 км) должно препятствовать движению по ним. Дрейфу континентов противоречит их глубинная структура, распро-

жений гипотезы. Отмечено как положительный факт появление статьи, ревизирующей ортодоксальные утверждения тектоники плит.

страняющаяся вниз на несколько сот километров. Это должно сдерживать, если не прекращать, движение континентов.

На фиксированное состояние континентов указывает отсутствие на них следов горячих точек, которых следовало бы ожидать при движении континентов над неподвижными мантийными магматическими очагами. Получение новых данных по «абсолютному» возрасту пород позволило П. Д. Лоуману проверить более ранние заключения о следах горячих точек. Полученные результаты показывают, скорее, стационарное, нежели подвижное состояние континентов по отношению к мантийным магматическим очагам. Распределение неогенового вулканизма на Африканской платформе показало её неподвижное положение в течение последних 25 млн лет. Мантийные магматические породы щелочных кольцевых комплексов Египта образовывались периодически с кембрия до мела. Вопреки заключениям предыдущих авторов о следах горячих точек в Центрально-Европейской вулканической провинции, П. Д. Лоуман, суммировавший все имеющиеся данные, выяснил отсутствие там какой-либо системы в расположении вулканических центров. То же обнаружилось в вулканических районах Северной Америки и на востоке Австралии. Интересно, что при отсутствии убедительных следов горячих точек на континентах, несколько хорошо документированных примеров таких следов имеется в океанических бассейнах.

П. Д. Лоуманом указывается пример ошибочного представления о дрифтовом происхождении моря Лабрадор и Баффинова залива, которое связывалось раньше (ещё со времен А. Вегенера) со сдвигом вдоль пролива Нарис и со значительным движением Гренландии относительно Канады. Детальное геологическое картирование выяснило отсутствие каких-либо перемещений вдоль пролива, через который прослежено непрерывное простираение шести надежных маркирующих горизонтов. Этот пример укрепляет

представления о неподвижных континентах и, по мнению П. Д. Лоумана и Д. У. Керра [9], имеет огромное значение для тектоники. Происхождение обширного района теперь уже нельзя объяснять ортодоксальными механизмами тектоники плит, и, возможно, будет необходимость присмотреться ближе к теории базификации В. В. Белоусова.

Следующая серия доводов П. Д. Лоумана за неподвижность континентов связана с палеомагнитными исследованиями, во многом противоречивыми и в какой-то мере подтверждающими отсутствие дрейфа. В частности, исследования Б. Д. Д. Эмбетона и П. У. Шмидта [8] показали одинаковые положения магнитных полюсов сейчас и в докембрии, что указывает на то, что континенты имели то же по отношению друг к другу положение, какое они имеют теперь.

Отсутствуют, продолжает П. Д. Лоуман, движущие силы, способные перемещать континенты. Континентальная кора физически не может быть субдукцирована из-за её низкой плотности и, конечно, она не способна переходить в эклогит или другую сравнительно плотную фазу.

Исходя из всех перечисленных доводов П. Д. Лоуман предполагает, что континенты (во всяком случае крупные, величиной более Австралии) теперь не двигаются. Его гипотезой признаются лишь существование спрединга океанической коры в срединно-океанических хребтах, образование трансформных сбросов и медленная субдукция океанической коры. Субдукция происходит и у «пассивных» берегов, например у атлантического берега Америки. Она проявляется постепенным наращиванием берега и проявлением на краю континента напряжений сжатия. Происходят там и землетрясения, но редкие и несильные. Судя по прилагаемому автором картам распределения фокусов землетрясений и замеренных стрессов, атлантические берега Северной Америки не такие уж «пассивные». Таким образом, по П. Д. Лоуману, края крупных континентов, вопреки существующим концепциям тектоники плит, также являются границами плит.

Возможность решения некоторых противоречий тектоники плит за счет привлечения гипотезы расширения Земли П. Д. Лоуман не рассматривает. Он убежденный сторонник постоянного объема Земли.

Такова вкратце сущность гипотезы П. Д. Лоумана «Плитная тектоника с фиксированными континентами». Автор её подчеркивает, что гипотеза приложима лишь к океанам и к их непосредственным берегам. Континентов она не касается. По мнению П. Д. Лоумана, континенты и океаны представляют различные в геологическом отношении области.

Дискуссия по поводу этой гипотезы, освещенная в статье П. У. Шмидта и Б. Д. Д. Эмбетона

на [13] и в ответной реплике П. Д. Лоумана [12], касается в основном вопросов палеомагнитных исследований, палеогеографических реконструкций и их достоверности. Оппоненты упрекают П. Д. Лоумана в недооценке палеомагнитных данных для мезозоя и кайнозоя, по их мнению, достаточно определенных. В своем ответе П. Д. Лоуман отметил, что магнетизм Земли — явление, видимо, связанное с циркуляцией внешнего жидкого ядра Земли, где, вероятно, формируются главное магнитное поле и, возможно, тот «истинный блуждающий магнитный полюс», о котором писал недавно Д. А. Андриус [7]. П. Д. Лоуман в общем оптимистически смотрит на возможности успешного исследования палеомагнетизма. Это позволит выяснить причины «бродяжничанья» магнитных полюсов, даст представление о происхождении короткопериодических изменений магнитного поля, определит положение палеополюсов. Последнее, а также рекомендуемые П. Д. Лоуманом непосредственные точные измерения расстояний между континентами, будут способствовать решению вопроса о существовании или отсутствии дрейфа континентов.

Критический подход П. Д. Лоумана к проблеме дрейфа континентов представляется полезным. До сих пор усилия исследователей сторонников тектоники плит направлялись преимущественно на смягчение, объяснение противоречий, с которыми сталкиваются концепции тектоники плит. Это лишь усложняет гипотезу, не давая четких ответов на основные возникающие вопросы.

Думается, что заслуживают серьезного обсуждения два вопроса: 1) о допустимости столь резкого противопоставления континентов и океанов, которое делает П. Д. Лоуман; 2) о степени реальности его представлений о плитной тектонике без горизонтальных движений континентов.

Несомненно, имеющиеся различия континентов и океанов все-таки скорее количественные, чем качественные. Вариации в химических составах и изотопных соотношениях континентальных и океанических базитов и ультрабазитов отражают лишь меньшую степень дифференциации вещества мантии под океанами, а также меньшую истощенность ее наиболее подвижными компонентами [2, 4]. Не подтверждаются взгляды о дискретности составов океанических и континентальных базальтовых ассоциаций. Как устанавливается Ю. И. Дмитриевым и А. А. Цветковым [1], среди базальтов глубоководных желобов имеются породы, переходные по составу между толеитовыми базальтами океанического ложа и базальтами островных дуг.

Рудный спектр океанов более узкий, чем таковой континентов (в силу тех же, указанных

выше, причин); тем не менее имеются и общие черты. Например, медно-цинковые колчеданные руды срединно-океанических рифтов подобны колчеданным рудам эвгеосинклинальных зон окраин континентов [3].

Чередование напряжений растяжения и сжатия (как во времени, так и в пространстве), присущее континентальным структурам, проявлено и в океанах [5]. Изучение разрезов океанических скважин установило относительную синхронность тектонических движений мезозоя и кайнозоя на континентах и в океанах [6].

Эволюция тектономагматических процессов и геологических структур в общих чертах одинакова для континентов и океанов. В пределах океанов наблюдаются ранние звенья эволюционной цепи структур, присущих континентам [3]. По формационному составу срединно-океанические хребты существенно не отличаются от эвгеосинклиналей. На островных поднятиях в периферических частях срединно-океанических хребтов проявляется известково-щелочной магматизм, типичный для островных дуг.

Все это позволяет повторить вывод, сделанный автором настоящего отзыва в более ранней работе [3, с. 21]: «...резкой границы между геологией континентов и океанов не существует, и нет необходимости разрабатывать для океанов какую-то особую геотектоническую теорию».

Перейдем ко второму вопросу: можно ли представить себе плитную тектонику (с ее концепциями о спрединге, субдукции, трансформных разломах и др.) без горизонтальных смещений континентов?

Парадоксально, но явления, оцениваемые П. Д. Лоуманом как бесспорные (спрединг, субдукция и др.), как раз и вызывают наибольшие сомнения в их реальности у многих исследователей. А категорически отрицаемые автором горизонтальные перемещения континентов в той или иной мере признаются большинством геологов, в том числе и многими противниками тектоники плит. Во всяком случае, сдвиговые движения весьма крупных континентальных блоков на расстоянии в сотни (по мнению некоторых авторов, до первых тысяч) километров — это, по-видимому, реальность. В данном случае П. Д. Лоуман явно недооценивает ротационные (и инерционные) силы планеты Земля, способные вызвать кроме горизонтальных блоковых перемещений и межслоевые, и межоболочечные срывы.

Несмотря на существование срединно-океанических рифтов, явление постоянного спрединга

океанической коры оспаривается многими авторами. Базальтовые излияния из срединно-океанических рифтов могут происходить эпизодически без сопровождения этого процесса движениями океанических плит. Еще менее обоснована субдукция вместе с конвекционным механизмом движения плит. Сам же П. Д. Лоуман в первой своей статье отмечает, что трудности объяснения конвекционного механизма обусловили переход многих геологов в лагерь сторонников гипотезы расширяющейся Земли. Хотя и «медленная», субдукция П. Д. Лоумана все равно требует мощного механизма для перемещения океанической литосферы.

Вызываемый медленной субдукцией постепенный рост континента, по-видимому, подразумевает аккрецию — явление также весьма спорное. Состав обломочного материала на океанической стороне глубоководных желобов и в толщах внешних дуг, признаваемых сторонниками тектоники плит за аккреционные образования, никак не согласуется с привнесением пелагического материала со стороны океана. Материал явно местный. Структурные особенности пассивных берегов также противоречат аккреции.

Весьма условна принимаемая П. Д. Лоуманом граница между неперемещающимися континентами (больше Австралии) и меньшего размера сиалическими массивами, для которых возможность горизонтальных перемещений, по-видимому, допускается. Среди сторонников тектоники плит обычно проявляется обратная тенденция исключать из области проявления тектоники плит малые океанические бассейны и связанные с ними небольшие сиалические массивы.

Выводя континенты из сферы влияния тектоники плит, П. Д. Лоуман не развивает и не улучшает эту гипотезу, а ставит новые вопросы. В его интерпретации от тектоники плит, по существу, мало что и остается.

Появление оригинальных представлений П. Д. Лоумана симптоматично. Оно отражает спад увлечения тектоникой плит в её ортодоксальной форме, попытку компромиссного решения трудных проблем, связанных с утверждением и защитой этой гипотезы.

Критические статьи, подобные написанным П. Д. Лоуманом, следует приветствовать. Гипотеза тектоники плит нуждается в объективном деловом рассмотрении. Статья пробивает брешь в защитных рядах сторонников гипотезы, дает пример серьезного беспристрастного анализа фактов, отводит исследователей от ставших трафаретом построений тектоники плит. Это уже прогресс.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дмитриев Ю. И., Цветков А. А. Магматизм активных окраин океанов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 3.

2. Зимин С. С. Парагенезы офиолитов и верхняя мантия.— М.: Наука, 1973.

3. Магмагенно-рудные системы.— М.: Наука, 1986.

4. *Нестеренко Г. В., Тихоненков П. И. и др.* Сравнительная характеристика платобазальтов Сибирской платформы и базальтов океана.— В кн.: Семинар по геохимии магматических пород. Тез. докл. М., 1983.
5. *Пейве А. В.* Тектоника Срединно-Атлантического хребта.— Геотектоника, 1975, № 5.
6. *Пронин А. А.* Синхронность проявления тектонических движений мезозоя и кайнозоя в океанах и на континентах.— Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 6.
7. *Andrews J. A.* True polar wander analysis of cenozoic and mesozoic paleomagnetic poles.— J. Geophys. Res., 1985, v. 90.
8. *Embleton B. J. J., Schmidt P. W.* Recognition of common PreCambrian polar wandering reveals a conflict with plate tectonics.— Nature, 1979, N 282.
9. *Kerr J. W.* History and implications of the Nares Strait conflict.— In: Dawes P. R., Kerr J. W. (eds), Nares Strait and drift of Grenland: a conflict in plate tectonics, 1982, v. 8.
10. *Lowman P. D.* Plate tectonics with fixed continents: a testable hypothesis — I.— J. Petrol. Geol., 1985, v. 8, N 4.
11. *Lowman P. D.* Plate tectonics with fixed continents: a testable hypothesis — II.— Ibid., 1986, v. 9, N 1.
12. *Lowman P. D.* Reply on comments of Schmidt P. W. and Embleton B. J. J.— Ibid., N 3.
13. *Schmidt P. W., Embleton B. J. J.* Comments on "Plate tectonics with fixed continents: a testable hypothesis-II".— Ibid.

*ИТГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск*

*Поступила в редакцию
26 февраля 1987 г.*

ХРОНИКА

7-й РЕЙС НИС «АКАДЕМИК АЛЕКСАНДР ВИНОГРАДОВ»
В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

С 23 января по 20 апреля 1986 г. в западной части Тихого океана проводились геолого-геофизические исследования на НИС «Академик Александр Виноградов». В этой экспедиции, организованной Тихоокеанским океанологическим институтом ДВНЦ АН СССР, выполнявшейся в рамках международного проекта ВЕСТПАК, основной задачей являлось изучение коренных пород и геофизических полей плато Огасавара, глубоководных желобов Идзу-Бонинского, Волкано и внутриокеанического желоба Муссау. Кроме того, было выполнено два профиля через вал Эаурипик и два профиля в Филиппинском море (см. рисунок).

В экспедиции принимало участие 65 научных сотрудников, в том числе 5 докторов и 18 кандидатов наук, работавших в составе 12 отрядов.

За время рейса выполнены: драгирование — 80 станций, отбор колонок осадков трубками — 28 станций, промерные работы — 10 576 миль, магнитометрия — 7300 миль, гравиметрия — 6798 миль, непрерывное сейсмопрофилирование — 3020 миль. Попутно проводились измерение содержания инертных газов в атмосфере (100 анализов) и биофизические исследования планктона и водорослей (65 станций). На борту судна выполнялись анализы: палеомагнитные — 5000 измерений, палеонтологические — 1228, рентгеноспектральные — 3000 элементно-определений, рентгенодифрактометрические — 330 анализов, изготовление и просмотр петрографических шлифов — 540.

Основные геологические результаты экспедиции заключаются в следующем.

1. Впервые проведена геолого-геофизическая съемка плато Огасавара, состоящего из трех массивов — восточного, центрального и западного (полигон I).

Фундамент восточного и центрального массива и расположенной к северу от них банки Рамапо сложен ввиду подушечными лавами субщелочных оливин-плагноклазовых и оливин-клинопироксен-плагноклазовых базальтов, переходящими выше в щелочные эффузивы — нефелиновые фополиты и щелочные трахиты. Осадочная толща, перекрывающая вулканогенные образования, представлена преимущественно карбонатными отложениями двух фаций — рифогенной и пелагической. Органогенные известняки рифогенной фации мощностью до 1,2 км залегают на поверхности подводных плато, пелагические кремнисто-карбонатные отложения (500—700 м) — на их склонах и на абиссальных равнинах. Возраст большей части осадочной толщи по палеонтологическим данным — поздний мел, самых верхов (50—100 м) — миоцен — ранний плиоцен. На поверхности центрального массива обнаружена красноцветная кора выветривания.

2. На западном массиве, отделенном от центрального перемычкой между желобами Идзу-Бонинским и Волкано и на островных склонах этих желобов установлен следующий разрез (снизу):

а) метаморфические породы эпидот-амфиболитовой фации: эпидотовые амфиболиты, хлорит-амфиболовые сланцы, гранатосодержащие кварциты (предположительно палеозой или докембрий);

б) катаклазированные серпентиниты, апогарцбургитовые и аподунитовые серпентиниты;

в) комплекс расслоенных интрузий — ультрамафиты, габброиды, кварцевые диориты (включая крупнозернистые разновидности);

г) базальты, диабазы и габбро-диабазы с проявлением прожилковой окисно-сульфидной минерализации (предположительно юра);

д) кремнисто-карбонатные и карбонатные рифогенные отложения (валажин — маастрихт);

е) андезиты, бониниты, реже базальты и их пирокластические продукты (палеоген);

ж) туфогенно-осадочные отложения (палеоген).

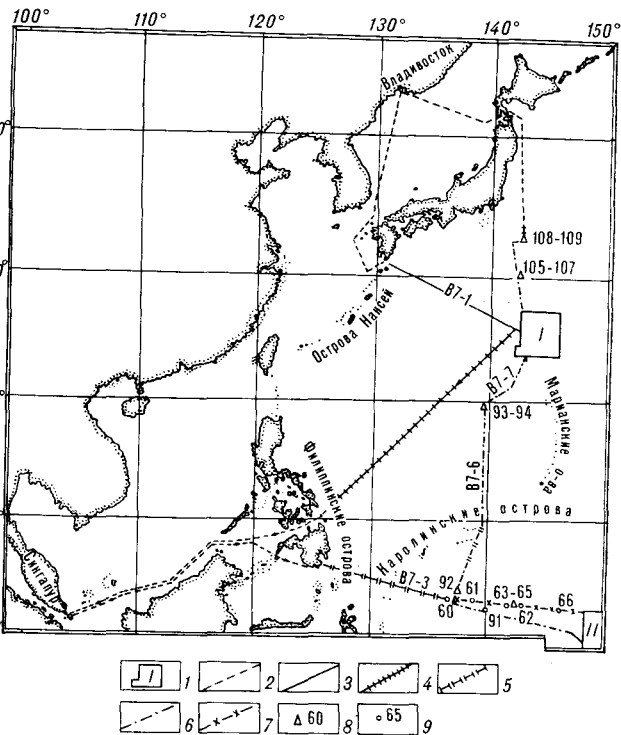


Схема маршрута 7-го рейса НИС «Академик Александр Виноградов».

1 — район детальных работ (полигоны); 2 — переходы; 3 — промер; 4 — промер и магнитометрия; 5 — промер и гравиметрия; 6 — промер, магнитометрия и гравиметрия; 7 — промер, магнитометрия, гравиметрия и НСП; 8 — станции драгирования на профилях; 9 — станции отбора колонок грунта на профилях.

3. Таким образом, устанавливается существование различия в геологическом строении океанических и островных склонов желобов, что объясняется приуроченностью их к разным геотектоническим структурам. Океанические склоны принадлежат жесткой структуре типа плиты (талассократон), а островные относятся к геосинклинально-складчатому поясу, испытывавшему длительное полициклическое развитие. Разделяющие эти структуры желоба являются позднекайнозойскими перикратонными прогибами.

4. Изучена зона сочленения желобов Идзу-Бонинского и Волкапо, представляющая собой перемычку длиной около 50 км, шириной 5—10 и глубиной около 4 км. Эта перемычка является опущенным блоком центрального массива плато Огасавара, сложенным меловыми пелагическими кремнисто-карбонатными отложениями мощностью около 1000 м, перекрывающими субщелочные базальтоиды. Блок отделен разломом от поднятого западного массива, разрез которого приведен выше. К северу от перемычки граница между океаническим и островным блоками смещена на 5—10 км к западу от оси желоба, что фиксируется выходами подушечных лав субщелочных базальтов в нижней части островного склона.

5. Изучено строение внутриокеанического желоба Муссау и сопряженного с ним подводного хребта, а также зоны сочленения этих субмеридиональных структур с субширотным Западно-Меланезийским желобом (полигон II). Здесь установлены следующие комплексы пород:

а) метаморфические породы зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций: амфиболитовые и эпидот-амфиболитовые кристаллосланцы, эпидотовые амфиболиты и хлорит-талльковые породы;

б) апогарцбургитовые серпентиниты;

в) расслоенные интрузии основных и ультраосновных пород, включающие:

— кумулятивные образования (вебстериты, плагиоклазосодержащие дуциты и верлиты),

— интрузивные и субвулканические тела метаморфизованных габбро, диабазов, габбро-диабазов и опдиабазовых эпидотовых амфиболитов;

г) зеленокаменно измененные толентовые (?) базальты и их туфы, долерито-базальты и долериты, автомагматические брекчии базальтов и гнапнокластиков;

д) субщелочные базальты, гавайиты, муджиериты, трахиты, субщелочные долерито-базальты, долериты и габбро-долериты;

е) андезиты, дациты и их туфы и туфолоавы.

6. Формационное и петрографическое сходство разреза желоба Муссау с разрезами островных склонов желобов Идзу-Бонинского, Волкапо и Марианского позволяет считать, что соответственно геосинклинальный фундаменты островных дуг и северо-западной котловины сходны и имеют древний (палеозойско-мезозойский) возраст.

Приведенные данные носят предварительный характер и после детальной обработки материалов могут быть существенно уточнены.

ТОИ ДВНЦ АН СССР

Б. И. Васильев

ТРАНСТИХООКЕАНСКИЙ 8-й РЕЙС НИС «АКАДЕМИК АЛЕКСАНДР ВИНОГРАДОВ»

(июнь — октябрь 1986 г.)

С 18 июня по 15 октября 1986 г. выполнялся 8-й рейс НИС «Академик А. Виноградов». Экспедиция была организована Тихоокеанским океанологическим институтом и Институтом химии Дальневосточного научного центра для решения широкого круга геохимических вопросов, связанных с аутигенным минералообразованием. Комплексность экспедиции предусматривала привлечение широкого круга специалистов различных отраслей знаний. Дальневосточный научный центр был представлен следующими учреждениями: Тихоокеанский океанологический институт — 23 чел., Институт химии — 8, Дальневосточный геологический институт — 2, Северо-Восточный научно-исследовательский институт — 2, Институт тектоники и геофизики — 1 чел. Были приглашены также специалисты из других учреждений страны: Института геологии и геофизики СО АН СССР — 11 чел., Института микробиологии АН СССР — 1, Института геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР — 1, ВНИИОкеанологии Мингео СССР — 2, Ленинградского госуниверситета — 4, ТИПРО — 1 чел.

В экспедиции участвовали иностранные специалисты: Сорем Рональд Кейс, профессор университета штата Вашингтон, старший геолог проекта ДОМЕС («Разведка и изучение глубоководных отложений марганца»). Спашно Вильям Девис — консультант по морским наукам и морской технологии, редактор журнала «Морская технология». Деятельность экспедиции освещалась американскими средствами массовой информации (телевидение Гавайи, газета «Сан Франциско Кроникл», журнал «Саинс»).

Основная задача предпринятых исследований — всестороннее изучение гидрологических и физико-химических особенностей водной толщи, определяющих формирование и устойчивое существование на дне аутигенных минералов, влияния на этот процесс био-

химических факторов. Именно широта поставленных задач обусловила участие специалистов различных профилей.

Поскольку в рейсе основное внимание уделялось минеральным ресурсам, с ними связан был большой объем каменного материала, поднимаемого на борт в процессе выполнения экспедиционных работ. Это явилось аргументом для удачного симбиоза с сотрудниками Института химии, которые разрабатывали в рейсе свою программу по созданию и испытанию бортового аналитического комплекса инструментального ядерно-физического анализа твердых полезных ископаемых, залегающих на современном океаническом дне.

Помимо ядерно-физических методов анализа на борту судна осуществлялись классические анализы на целый ряд химических элементов, проводились специальные физико-химические и микробиологические исследования, осуществлялись рентгеноструктурный анализ и минералогические определения с помощью поляризационных микроскопов. Две группы специалистов занимались определением возраста поднятого каменного материала, испытывалось новое оборудование и производилась подводная фотосъемка. Каждая группа исследователей располагала своими собственными методами и приспособлявала их к решению общей задачи. Общая же стратегия экспедиционных работ была разработана Лабораторией процессов минералообразования в океане ТОИ ДВНЦ АН СССР.

Маршрут экспедиции и исследованные полигоны приведены на рисунке. Каждый из полигонов выбирался для решения конкретной задачи. Так, полигон 1 был выбран для изучения благодаря контрастному характеру физико-химических процессов. Он представляет собой гайот с основанием, расположенным на глубине 4500 м и вершиной, близкой к 1000 м от поверхности. Здесь, на сравнительно небольшом участке,

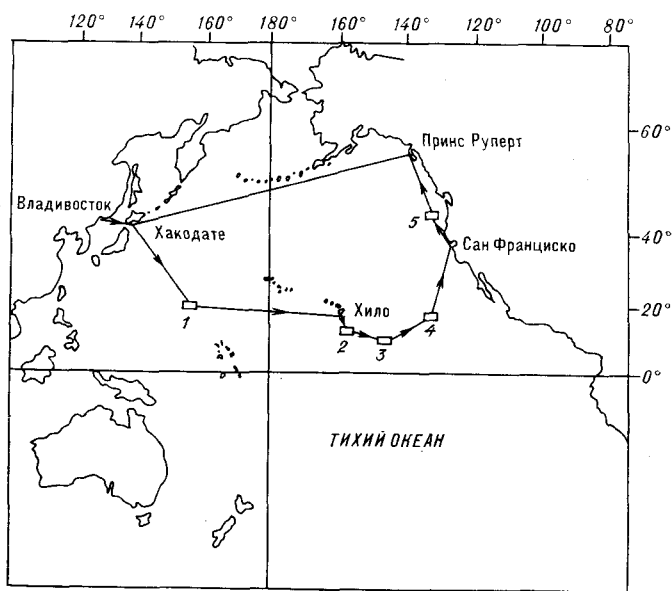


Схема маршрута и районов работ НИС «Академик Александр Виноградов». 1 — полигоны.

можно было проследить специфику минералообразования как функцию давления и температуры.

Полигон 2 представлял собой район, в котором экспедицией ФРГ у дна были обнаружены выходы теплых вод. Здесь могли быть интересные минералогические ассоциации.

Полигоны 3 и 4 — область распространения хорошо изученных советскими и зарубежными коллегами железомарганцевых конкреций. Здесь главная задача состояла в сравнительном анализе — сопоставлении физико-химических свойств водной толщи с особенностями железомарганцевых образований, выделенных другими исследователями.

Наконец, полигон 5 расположен в области одного из гидротермальных проявлений, связанных со срединно-океаническим хребтом.

Как следует из поставленных задач, большой объем исследований приходился на изучение химических и физико-химических характеристик непосредственно водной толщи. По названному объекту выполнено особенно большое количество различных анализов. При этом вода поднималась батометрами различного типа и производилось сопоставление полученных данных. Лучшие результаты показали пластиковые батометры, изготовленные для рейса специалистами из Института геологии и геофизики СО АН СССР.

Можно высказать уверенность, что полученные в процессе выполнения рейса материалы позволят осветить важные вопросы минералообразования в океане и тем самым способствовать развитию правильных генетических построений относительно образования месторождений хемогенных полезных ископаемых, расположенных в осадочных породах. Уже на основе материалов, накопленных к концу рейса, удалось получить ряд интересных выводов. Так, изучение химических и физико-химических особенностей океанической воды позволило рассчитывать высокоточные значения pH *in situ*, что важно для выяснения условий равновесия раствор — твердая фаза в системе железа, марганца и фосфора. Выявлены корреляционные зависимости между стандартными гидрохимическими (адиабатическая температура — θ , соленость, растворенный кисло-

род) и карбонатными параметрами. В результате, является возможность разделить водную толщу океана по гидрохимическим признакам ($pH - \theta$, $O_2 - \theta$, $At - \theta$, $[CO_3] - \theta$, $CO_2 - \theta$ и т. д.). Это, в свою очередь, позволит проследить особенности химических превращений, протекающих не вообще в водной толще, а в отдельных водных массах, оценить роль дыхательных и окислительных процессов, выяснить химические особенности смещения вод. Получили поддержку химические методы расчета трех батиметрических уровней карбонатности: глубины насыщения, лизоклина и компенсационной глубины. Это особенно четко прослежено на полигоне 1, где осадки проходят через все зоны.

Давно известно, что в осадках шельфовой зоны потенциалоопределяющую систему задает реакция сероводород — сера. Это позволяет рассчитать реальные парагенезисы аутигенных минералов, существующие в области шельфа. Что же касается красных глубоководных глин, то здесь до настоящего времени вообще не ясно, что измеряется: стационарный потенциал или какая-то реальная окислительно-восстановительная система. Благодаря применению специально подобранных медиаторов, в рейсе впервые удалось установить, что потенциалоопределяющей системой в красных глинах является система марганца. Было выяснено также, что степень окисленности марганцевых корок, равновесных современному состоянию океанической воды, падает с глубины 1000 до 4500 м и, следовательно, не подчиняется возрастающему содержанию кислорода в этом направлении.

В рейсе большое внимание уделялось изучению аутигенных минералов, сопутствующих процессам рудообразования. Описаны минералы группы слоистых и каркасных силикатов. Впервые в отложениях открытого океана обнаружен гизенгерит и каолинит, развивающийся по базальтовому стеклу. Детально охарактеризованы железомарганцевые корки и конкреции. Поставлены опыты по оценке влияния биохимических процессов на их образование. Изучен вещественный состав разновидностей фосфоритов и установлено новое фосфато-баритовое оруденение.

В районе Хуан-де-Фука (полигон 5) установлено широкое развитие сульфидной минерализации, характеризующееся рассеянной вкрапленностью. Специальный метод определения марганца в воде, примененный на борту, позволил достаточно надежно оценить аномальные зоны водной толщи, связанные с гидротермальными проявлениями на дне. Показано также, что иловые воды в прилегающих районах имеют значительные вариации ион-хлорного отношения, достигающие 20% для калия и кальция при практически постоянном отношении Na/Cl . Ряд интересных данных был получен геологами, изучавшими коренные породы. К сожалению, пеллеван направленность экспедиции не позволила детально исследовать магматический комплекс.

Экспедиция показала, что НИС типа «Академик А. Виноградов» с его большим числом лабораторий, вмещающих значительное количество научных работников, целесообразно использовать только для работ, которые предусматривают комплексное изучение объектов. Используя НИС как оснащенную научную базу, а не только как средство добычи материала, можно накопить высокий научный потенциал. Но комплексное изучение требует применения разнородных работ в одном и том же районе и соответствующих затрат времени. К этому нужно добавить, что анализ материала на борту тоже требует определенного времени, по прошествии которого можно со знанием дела намечать следующую серию работ на полигоне. Поэтому подобного типа экспедиции должны ограничиваться двумя, максимум тремя полигонами при сохранении общей длительности рейса.

УКАЗАТЕЛЬ СТАТЕЙ,
ОПУБЛИКОВАННЫХ В ЖУРНАЛЕ ЗА 1987 г.

Агапитов Д. И., <u>Иванов В. В.</u> , Соинская С. М., Щербань О. В. Литолого-битуминологическая характеристика отложений внутренней части Пенжинского прогиба (по данным бурения параметрической скважины)	№ 3	та дайковых золоторудных месторождений Северо-Востока СССР	№ 2
Алексеев В. С. К вопросу о границах Охотского массива	№ 3	Горбаренко С. А. Изотопно-кислородная стратификация позднеплейстоцен-голоценовых осадков Японского моря и его палеоокеанологические особенности	№ 2
Алмаев Е. И., Корчагин Ф. Г., Криницын Ю. М., Талтыкин Ю. В., Халаян Ю. Н. Современные автоматизированные системы проведения геофизических исследований в связи с изучением глубинного строения рудных районов юга Востока СССР	№ 4	Горошко М. В. Металлогенетическое районирование Хапхайского срединного массива	№ 6
Альперович И. М., Никифоров В. М., Харахинов В. В. Электропроводность верхней мантии о. Сахалин	№ 1	Гринталь Э. Ф. О взаимосвязях элементов в металлоносных стяжениях океанского дна	№ 6
Апрелков С. Е., Иванов Г. И., Ольшанский А. М., Попруженко С. В. Структура основания Центрально-Камчатского вулканического пояса	№ 5	Гурьева З. И., Шарков В. В. Изучение грязевых вулканов о. Сахалин по материалам аэрофотосъемки	№ 4
Афицкий А. И., Лычагин П. П. Норийский андезитовый вулканизм Олойской зоны	№ 3	Дмитренко Г. Г., Мочалов А. Г., Паланджян С. А., Акинин В. В. Акцессорные минералы платиновых элементов в альцино-типных ультрафалитах Корякского нагорья	№ 4
Белый В. Ф., Самылина В. А. О заключительном этапе развития Охотско-Чукотского вулканического пояса по наблюдениям в бассейнах рек Армани, Олы и Малтана	№ 5	Жуланова И. Л., Перцев А. Н. Базиты северной части хребта Пекульней: геология, петрологические особенности, проблемы происхождения	№ 3
Блинов В. Ф. О дрейфе континентов и расширении Земли на основании инструментальных измерений	№ 5	Зябрев С. В., Попеко Л. И. Полигенные микститы Тонино-Анивского полуострова (Сахалин)	№ 6
Боголюбов А. Н., Корпяков О. П., Бенкевич Л. Г. Газовая съемка при поисках оловорудных месторождений в условиях Дальнего Востока	№ 5	Карсаков Л. П., Махинин А. В., Михалевский А. Н., Остапчук В. И. Баладекский выступ, его магматические комплексы и структурное положение (Западное Приохотье)	№ 1
Брагин Н. Ю., Григорьев В. Н., Крылов К. А., Соколов С. Д. Триасовые отложения в западной части Корякского хребта	№ 2	Кашинцев Г. Л., Матвеевков В. В. Новые данные о составе коренных пород и характере магматизма островного атолла Хермит (Тихий океан)	№ 5
Брянский Л. И. Построение региональной гравитационной модели юга Дальнего Востока	№ 5	Кеппежинская П. К., Гулько Н. И., Ефремова Л. Б. Геохимия позднекайнозойских вулканитов юга Корякского нагорья	№ 6
Буров А. И., Власов В. В., Митропольская Л. Г., Михайлов А. С., Аблямитов П. О. О цеолитовых породах Чугуевского месторождения (Южное Приморье)	№ 2	Кириллова Г. Л., Марков Ю. Д., Уткин И. В. Эволюция морфоструктуры гайота Ламонт поднятия Маркус-Уэйк (Тихий океан)	№ 6
Вагина Н. К. Палинологическая характеристика радиолариевых слоев неогена Южного Сахалина (р. Малый Такой)	№ 2	Коновалов Ю. И., Васильев Б. И., Говоров И. Н., Тарарин И. А., Безверхний В. Л. Магматические комплексы хребта Оки-Дайто (Филиппинское море)	№ 5
Врублевский А. А. Тектоническое районирование Сихотэ-Алинской складчатой системы	№ 3	Косыгин В. Ю., Исаев В. И. Многовариантный анализ плотностной структуры земной коры и верхней мантии вдоль геотранверса Япония — возвышенность Шатского — Императорские горы — Гавайи	№ 1
Гагиев М. Х. Расчленение и корреляция франско-фаменских пограничных отложений Северо-Востока СССР по конодонтам	№ 3	Косыгин В. Ю., Лютая Л. М., Сеначин В. Н. Гравитационное поле и плотностное строение тектоносферы центрального звена Северо-Западной котловины Тихого океана	№ 6
Гололобов Ю. Н. Соотношение некоторых дизъюнктивных и пликативных дислокаций кайнозойских отложений Северного Сахалина	№ 1	Крапивенцева В. В., Сайфутдинов С. З. Голыгинский прогиб Камчатки и перспективы его нефтегазоносности	№ 1
Голубева Э. Д. Петрохимические типы толеитов восточной части Тихого океана	№ 5	<u>Кучай В. К.</u> Современная орогенная структура южной части о. Сахалин	№ 1
Гончаров В. И., Альшевский А. В., Ворцнев В. В. Типоморфизм самородного золота		<u>Кучай В. К.</u> Остров Симушир в плейстоцене	№ 3

Логвенев П. И. Геолого-структурные особенности Яканской колчеданоносной зоны Монголо-Охотского складчатого пояса (Верхнее Приамурье)	№ 4	Рождественский В. С. О происхождении ассоциации углеводородов и ртутного оруденения в зонах глубинных сдвигов Тихоокеанского подвижного пояса	№ 6
Ляпишев А. М., Сычев П. М., Семенов В. Ю. Электропроводность верхней мантии Курильской котловины Охотского моря	№ 4	Рождественский В. С. Тектоническое развитие о. Сахалин	№ 3
Магид М. Ш., Зотова И. Ф., Заблочкин Е. М. Глубинные петрофизические разрезы земной коры Байкало-Амурского региона	№ 6	Ромашкин А. И. Геохимическая эволюция гранитоиднейсового комплекса Буреинского массива	№ 4
Маргулис Е. А., Бугаева Н. И. Миоценовые кремнистые отложения Восточного Сахалина и условия их образования	№ 2	Салин Ю. С. «Вернеровская эра» и «героический период» в истории геологии	№ 2
Митрофанов Н. П. Субвулканические образования Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса	№ 2	Шевелев Е. К. К вопросу о возрасте вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений фундамента Средне-Амурской впадины	№ 3
Михайлов В. А., Врублевский А. А., Юшманов Ю. П. Строение и условия становления покровных структур Прибрежной зоны (Приморье)	№ 1	Свальнов В. Н., Казарина Г. Х., Шевченко А. Я. Золотой материал плиоцен-плейстоценовых отложений возвышенности Шатского	№ 5
Мороз Ю. Ф., Шиленко Р. И. Геологическое строение Юго-Западной Камчатки по геофизическим данным	№ 3	Сидоров А. А., Томсон И. К. Базовые рудные формации	№ 5
Мороз Ю. Ф., Шиленко Р. И. Физические свойства горных пород кайнозойского осадочного чехла Юго-Западной Камчатки	№ 1	Соловьев С. Л. Сведения о строении сейсмофокальных слоев типа Курило-Камчатского, полученные с помощью данных сейсмических станций	№ 5
Мотовилов Ю. В., Козьянин В. К., Косыгин Ю. А., Тютрин И. И. Новые данные о нефтегазопосности Колпаковского прогиба Западной Камчатки	№ 1	Соляник А. Н., Авченко О. В., Октябрьский Р. А. Метаморфизованные базиты Чогарского блока — представители глубинных горизонтов протокоры	№ 5
Неменман И. С., Парада Г. С., Бердников Н. В. Термобарогеохимия зонального метаморфизма и жильного оруденения Правобуреинского сланцевого купола	№ 5	Степанов О. А., Нгуен Суан Ан, Нгуен Нгием Минь. Молибденовые месторождения южной части Вьетнама и особенности их формирования	№ 4
Никифоров В. М., Альперович И. М., Гаврилов А. И., Кононов В. Э., Харахинов В. В., Слуднев Ю. Г. Строение осадочной толщи Северного Сахалина (по данным МТЗ)	№ 3	Сухин М. В., Шапочка И. И. Ортогональная система линейментов восточной части региона БАМ	№ 4
Никонова Р. И. Депрессионные морфоструктуры восточной окраины Евразии	№ 5	Сычев П. М., Воробьев В. М., Лютая Л. М., Патрикеев В. Н., Попов А. А., Ревердатто В. В., Соинов В. В. Складчатые деформации осадочного чехла юго-запада Бенгальского залива (Индийский океан)	№ 1
Овчинников Д. И. Тектонические особенности размещения оловянного оруденения формационных типов в мезозоидах Северо-Востока СССР	№ 4	Ткаченко В. И., Максимова Г. А., Гагнев М. Х. Средне-верхнекембрийские отложения на Северо-Востоке СССР	№ 1
Осипенко А. Б. О влиянии низкотемпературного метаморфизма на химический состав метабазитов о. Сахалин	№ 1	Томсон И. Н., Полякова О. П., Полохов В. П. Графит-ильменитовая минерализация в оловорудных узлах Приморья как индикатор мантийных газовых струй	№ 3
Панченко И. В. Особенности состава минералов метаморфизованных даек бассейна р. Нюкжи (северо-запад Становой области)	№ 2	Третьяков А. В. Рудоносные морфоструктуры Пенжинского прогиба	№ 2
Пейве А. А. Гипербазиты полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка)	№ 2	Тронов Ю. А., Харахинов В. В., Кононов В. Э., Пудиков Э. Г. Северо-Татарский нефтегазоносный бассейн	№ 6
Пименов Г. М. Об объеме приханкайского горизонта в Приморье	№ 3	Туезов И. К. Астеносфера Охотского моря и его обрамления	№ 5
Пояркова З. Н., Гнибиденко Г. С., Корнев О. С. Геологическое строение и развитие гайота Гуадалупе (северо-восточная часть Тихого океана)	№ 2	Туезов И. К., Золотарская С. Б. Особенности современных движений земной коры на юге Восточной Сибири и Дальнего Востока по данным повторного нивелирования	№ 3
Равдоникас О. В., Иванов Г. И., Туйск Х. А. Природные газы Южного Сахалина	№ 6	Хведчук И. И., Шилкин С. Г. Литологическое расчленение разреза на основе обработки данных геофизических исследований скважин на ЭВМ	№ 4
Радкевич Е. А., Томсон И. Н., Полохов В. П., Полякова О. П., Коростелев П. Г. Взаимосвязь рудных формаций в оловоносных металлогенических зонах юга Дальнего Востока	№ 6	Хитрунов А. Т. Минералого-геохимические особенности гранитоидов восточной части Чукотской складчатой области	№ 6
Ревердатто В. В. Дацитовые пемзы из района сочленения желобов Тонга и Кермадек в Тихом океане	№ 2	Чехов А. Д. К вопросу о становлении земной коры на Северо-Востоке СССР	№ 4
Рейнлиб Э. Л. Тектоника Буреинского прогиба	№ 2	Чехов А. Д., Левашова С. В. Некоторые тектонические аспекты дешифрирования космо снимков территории Северо-Востока СССР	№ 2
Роганов Г. В. Петрохимические особенности вулканогенных пород Ванданской зоны и их тектоническая интерпретация	№ 1	Черкасов Р. Ф. Проблемы структурно-вещественного картирования архея Алданского щита	№ 5
Роганов Г. В., Пак К. Л., Нагорный В. А., Горбачева Г. Ф. О находках невландиевой проблематики в древних отложениях Малого Хингана	№ 5	Чудаев О. В., Свальнов В. Н., Шевченко А. Я. Состав и происхождение глинистых минералов северной приэкваториальной зоны Тихого океана	№ 2

Шевалдин Ю. В., Балабашии В. И., Зимиц П. С. Новые данные о геотермике Татарского пролива	№ 3
Шило Н. А., Латкин А. С. Математическая ин- терпретация вихревой структуры прото- планетного облака Солнечной системы	№ 4
Шило Н. А. Расслоенные плутоны и некоторые вопросы рудообразования. Статья 3. Исто- чник базальтоидных магм	№ 1
Школьник Э. Л., Батуриц Г. Н. О фосфатизации базальтов подводных гор Тихого океана	№ 5
Цветков А. А. Островодужный магматизм по дан- ным анализа <i>Sb</i> -диаграмм	№ 5
Щеглов А. Д. Скарновые месторождения Тихо- океанского рудного пояса	№ 5
Эпштейн О. Г. Химический состав и генезис си- цилитов палеозойского и верхнемелового эвгеосинклинальных комплексов района р. Хатырки (Корякское нагорье)	№ 2

Краткие сообщения

Аверьянов И. П., Чайка В. М. Гранитоидные по- роды северо-восточной части о. Кунашир	№ 6
Гоневчук В. Г., Гоневчук Г. А., Игнатьев А. В., Коростелев П. Г. Новые данные о возрасте редкометалльных гранитов Центрального Сихотэ-Алиня	№ 4
Горохов А. В., Кропц Э. Я. Анизотропия скоро- стей распространения сейсмических волн на шельфе северо-восточного Сахалина	№ 6
Кепежинская П. К., Федорчук А. В., Усова Л. В. Орбитулярные габброиды Олюторского хребта (Корякское нагорье)	№ 1
Мороз И. Ф. О возрасте и взаимоотношениях осадочных вулканогенных толщ Элекай- ских гор (Корякское нагорье)	№ 6
Пивменов Г. М. Об объеме приханкайского гори- зонта в Приморье	№ 3
Поспелов А. В. Электропроводность земной коры и мантии по профилю Чара — Вашино	№ 6

Туезов И. К. Геоэлектрическая модель по профи- лю оз. Байкал — Тихий океан	№ 2
Тузов В. П. Новые данные по биостратиграфии кайнозоя Нышского прогиба (о. Сахалин)	№ 3
Шило Н. А., Савва Н. Е., Плешкевич А. А., Пав- лов Г. Ф. Парагенезисы минералов зоны окисления железного метеорита Вилибино	№ 3

Критика и дискуссии

Власов Г. М. Можно ли резко противопоставлять процессы геосинклинально-орогенного раз- вития и тектономагматической активиза- ции	№ 3
Власов Г. М. О плитной тектонике с неподвиж- ными континентами	№ 6
Ежов Б. В. О существовании на Камчатке кайно- зойских островодужных систем	№ 4
Синица С. М. К вопросу о гнейсово-купольной Тектонике Приамурья	№ 5

Хроника

Морфоструктуры центрального типа Сибири и Дальнего Востока (Второе региональное совещание по морфотектонике)	№ 5
7-й рейс НИС «Академик Александр Виноградов» в западной части Тихого океана	№ 6
Транстихоокеанский 8-й рейс НИС «Академик Александр Виноградов» (июнь — октябрь 1986 г.)	№ 6

Юбилейные даты

Владимир Владимирович Белоусов (к 80-летию со дня рождения)	№ 5
Георгий Михайлович Власов (к 75-летию со дня рождения)	№ 2

Некролог

Валерий Владимирович Иванов	№ 3
--	-----

ОБРАЩЕНИЕ К РЕЦЕНЗЕНТАМ

Редакция журнала «Тихоокеанская геология» просит рецензентов давать на статьи отзывы с таким расчетом, чтобы их можно было бы (даже при отрицательной оценке) с согласия рецензента публиковать (не анонимно) по решению редколлегии в журнале непосредственно вслед за рецензируемой статьей как дискуссионное выступление к ней. Редакция будет благодарна за такие отзывы, так как они могут способствовать более многогранному подходу к публикуемым материалам и творческой (а не только информативной) заинтересованности читателей журнала. Редакция просит рецензентов вместе с представлением отзывов сообщать о согласии на их публикацию.

Редколлегия