

Том 26, номер 3
ISSN 0207 - 4028

Май-Июнь 2007

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
АКАДЕМИК А.И. ХАНЧУК



<http://itig.as.khb.ru/POG>

СОДЕРЖАНИЕ

<i>А.Н. Деркачев, Н.А. Николаева, А.В. Можеровский, Т.Н. Григорьева, Е.Д. Иванова, С.П. Плетнев, Н.Н. Баринев, В.М. Чубаров.</i> Минералого-геохимические признаки существования аноксидных условий осадконакопления в локальных котловинах Охотского моря в позднем плейстоцене–голоцене	3
<i>Г.З. Гильманова, В.Я. Подгорный.</i> Гравитационная модель литосферы о. Тайвань (по профилю Тайваньский пролив – о. Тайвань – Западно-Филиппинская котловина)	34
<i>Т.К. Злобин, Д.А. Сафонов, Л.М. Злобина.</i> Очаги землетрясений и глубинное строение земной коры и верхней мантии по профилю южный Сахалин–Охотское море–Камчатка	46
<i>Б.А. Казанский.</i> Батиметрия морей Западно-Тихоокеанской переходной зоны по цифровым данным ETOPO 2'	56
<i>М.Е. Мельников, С.П. Плетнев, И.А. Басов, Т.А. Пунина, Т.Е. Седышева, В.Д. Худик, Ю. Д. Захаров.</i> Новые геологические и палеонтологические данные по гайоту Альба (Магеллановы горы, Тихий океан)	65
<i>В.П. Симаненко, С.В. Рассказов, Т.А. Ясныгина, А.И. Малиновский, А.А. Чащин.</i> Раннемеловые вулканиты и раннекайнозойские экструзии м. Марии на п-ове Шмидта (Северный Сахалин): геохимические исследования	75
<i>Н.С. Остапенко, О.Н. Нерода.</i> Флюидное давление и гидроразрыв пород при гидротермальном рудообразовании (на примере золоторудных месторождений)	89
<i>В. О. Худоложкин.</i> К проблеме количественной оценки состава флюида в условиях метаморфизма (верификация результатов физико-химического моделирования реакций вода–минерал–порода)	106

Юбилей

К 70-летию со дня рождения Владимира Николаевича Воеводина	118
К 70-летию со дня рождения Валентина Павловича Уткина	119

Потери науки

Родионов Сергей Михайлович (1948–2007)	122
Сваричевский Александр Степанович (1943–2006)	124

CONTENTS

<i>A.N. Derkachev, N.A. Nikolayeva, A.V. Mozherovsky, T.N. Grigoryeva, Ye.D. Ivanova, S.P. Pletnev, N.N. Barinov, V.M. Chubarov.</i> The mineralogical-geochemical indications of existence of anoxide sedimentary environments in the local basins within the Sea of Okhotsk in the Late Pleistocene-Holocene	3
<i>G.Z. Gilmanova, V.Ya. Podgorny.</i> The gravity model of the lithosphere of Taiwan Island (based on the profile Taiwan Strait – Taiwan Island – West Philippine Basin)	34
<i>T.K. Zlobin, D.A. Safonov, L.M. Zlobina.</i> Earthquake foci, and crustal and upper mantle deep structure along the South Sakhalin - Okhotsk Sea - Kamchatka profile	46
<i>B.A. Kazansky.</i> Bathymetry of the seas of the West Pacific transition zone based on the ETOPO 2' digital data	56
<i>M.Ye. Melnikov, S.P. Pletnev, I.A. Basov, T.A. Punina, T.Ye. Sedysheva, V.D. Khudik, Yu.D. Zakharov.</i> New geological and paleontological data on the Alba Guyot (Magellan Seamounts, Pacific Ocean)	65
<i>V.P. Simanenko, S.V. Rasskazov, T.A. Yasnygina, A. I. Malinovsky, A.A. Chashchin.</i> Early Cretaceous volcanics and Early Cenozoic extrusions in the area of the Cape of Mary (Shmidt Peninsula, North Sakhalin): geochemical studies	75
<i>N.S. Ostapenko, O.N. Neroda.</i> Fluid pressure and hydrofracture of rocks in hydrothermal mineralization (as exemplified by gold deposits)	89
<i>V. O. Khudolozhkin.</i> The problem of quantitative evaluation of fluid composition under metamorphism (verification of physical-chemical modeling of water – mineral – rock reactions)	106
 Jubilees	
70th birth anniversary of Vladimir N. Voevodin	118
70th birth anniversary of Valentin P. Utkin	119
 Obituaries	
Rodionov Sergey Mikhaylovich (1948–2007)	122
Alexandr S. Svarichevsky (1943–2006)	124

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ СУЩЕСТВОВАНИЯ АНОКСИДНЫХ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ЛОКАЛЬНЫХ КОТЛОВИНАХ ОХОТСКОГО МОРЯ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ–ГОЛОЦЕНЕ

*А.Н. Деркачев¹, Н.А. Николаева¹, А.В. Можеровский¹, Т.Н. Григорьева²,
Е.Д. Иванова³, С.П. Плетнев¹, Н.Н. Баринев⁴, В.М. Чубаров⁵*

¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток

²Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

³Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток

⁴Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

⁵Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

Поступила в редакцию 18 мая 2006 г.

Выявлена минералого-геохимическая специализация отложений локальных котловин во впадине Дерюгина. Их формирование происходило в обстановке периодического изменения условий от оксидных до аноксидных с признаками сероводородного заражения придонных вод. Отложения этого типа можно представить как современную модель древних рудоносных черносланцевых формаций. По сравнению с типичными рудоносными черносланцевыми толщами, характеризующимися высокими концентрациями органического вещества, изученные отложения обеднены органофильной ассоциацией химических элементов (Mo, Ni, Cu, Zn, V, U), но отличаются более высокими содержаниями Mn.

Ключевые слова: *аноксидные обстановки, геохимия и минералогия осадков, гидротроилитовые осадки, манганокальцит, родохрозит, грейгит, алабандин, плейстоцен–голоцен, впадина Дерюгина, Охотское море.*

ВВЕДЕНИЕ

Научный и практический интерес к проблеме минерации осадочных бассейнов, формирующихся в аноксидных обстановках с постоянным или периодическим сероводородным заражением, не ослабевает в течение многих десятилетий, о чем свидетельствуют многочисленные публикации как у нас в стране, так и за рубежом [17, 18, 35–37, 54, 58, 59, 65, 89, 101–103]. Традиционно бассейны этого типа рассматриваются в качестве модели формирования нефтематеринских, горючсланцевых и металлоносных черносланцевых толщ, с которыми ассоциируют многочисленные месторождения полезных ископаемых [18–21, 26, 43, 53].

Одним из признаков черносланцевых толщ, кроме тонкозернистой пелитоморфной структуры и темной окраски, является повышенное содержание органического вещества. Формирование этих отло-

жений обычно связывают с застойными аноксидными обстановками осадконакопления с признаками сероводородного заражения придонных вод. Они характеризуются специфическими особенностями восстановительного диагенеза, который находит отражение в парагенетических ассоциациях химических элементов и аутигенных минералов. Геохимическая роль этих процессов, условия образования подобных отложений в морских бассейнах разных геодинамических обстановок и их роль в осадочном рудогенезе окончательно не раскрыты, несмотря на длительный интерес к исследованию бассейнов этого типа.

Исследование современных аноксидных бассейнов позволяет глубже понять процессы, приводящие к формированию высоких концентраций ряда химических элементов. Интерес к изучению таких бассейнов как к одной из моделей осадочного рудогенеза вызван способностью вмещающих водных толщ аккумулировать огромные количества раство-

ренных форм химических элементов (Mn, Fe, P и др.), которые впоследствии могут являться потенциальным источником при формировании месторождений ряда полезных ископаемых [26, 37, 44].

В настоящее время наиболее известны и относительно хорошо изучены современные бассейны с сероводородным заражением, распространенные в основном в пределах пассивных континентальных окраин. Типичными их представителями являются Черное море и ряд впадин Балтийского и Средиземного морей, впадина Кариоко в Карибском море, некоторые фиорды Норвегии, Швеции [1, 55, 58, 82, 96, 98]. Среди них выделяются бассейны с устойчивым, неустойчивым и периодически возникающим сероводородным заражением вод [1, 90].

Осадочные бассейны с признаками аноксии придонных вод в пределах активной континентальной окраины зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану до настоящего времени практически не были известны или не изучены. Исследования, выполненные в Охотском море в 2002 г. по программе КОМЕХ, позволили обнаружить признаки подобных обстановок в пределах глубоководных котловин центральной части впадины Дерюгина [69]. Здесь были отобраны две колонки длиной до 10 м (LV29-103 и LV29-104), которые вскрыли разрез отложений позднеплейстоцен-голоценового возраста (рис. 1а). В нижней части обеих колонок были вскрыты мощные горизонты необычных для Охотского моря гомогенных пелитовых отложений черного цвета, обогащенных гидротроилитом. Кроме того, при более детальном исследовании минерального состава этих отложений в них были обнаружены аутигенные минералы (пирит, мельниковит-грейгит, маккинавит, вивинит, Mn-кальцит), часть из которых весьма характерна для бассейнов с аноксидными обстановками осадконакопления [8, 10, 21, 36, 65, 79, 80, 82, 86, 92, 96]. Находки этих аутигенных минералов, наряду с особенностями литологического разреза, дали нам основание сделать предположение о существовании в наиболее глубоких котловинах впадины Дерюгина в отдельные периоды позднего плейстоцена–голоцена обстановок стагнации с периодическим сероводородным заражением придонных вод [34, 87]. С целью подтверждения этого предположения и определения масштабов распространения данного события в 2004 г. в северо-восточной части впадины Дерюгина, в пределах другой относительно изолированной котловины (рис. 1б), расположенной к северу от Баритовых гор, была отобрана колонка So178-78, которая вскрыла пачку черных гидротроилитовых отложений мощностью более 4 м [70].

В данной работе авторами на основе комплексных литологических, минералого-геохимических и изотопных исследований аутигенных минералов раскрывается возможность существования аноксидных обстановок в локальных котловинах Охотского моря, устанавливается тип аноксидного бассейна и его геохимическая специализация в осадочном рудогенезе.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В основу данной работы положены результаты комплексных исследований колонок донных осадков, которые были отобраны с помощью ударных гравитационных и поршневых пробоотборников. Поршневой пробоотборник конструкции Х. Каволя (ФРГ) позволил впервые опробовать во впадине Дерюгина разрез отложений мощностью около 20 м. Работы выполнялись по российско-германскому проекту КОМЕХ в 29-ом рейсе научно-исследовательского судна “Академик М.А. Лаврентьев” (2002 г.) и в 178-ом рейсе немецкого исследовательского судна “Sonne” (2004 г.) [69, 70]. Для сравнения привлекались также данные по колонкам, отобранным и изученным нами ранее на сопредельных возвышенностях (Баритовые горы) в пределах впадины [67, 68].

Литологическое описание колонок, измерение влажности, магнитной восприимчивости и цвета выполнялись на борту судна непосредственно после извлечения керна из пробоотборника. С целью оперативной оценки вещественного состава отложений на предметных стеклах изготавливались прозрачные препараты-мазки. Для изучения аутигенных минералов пробы осадков отмывались от глинистой составляющей и разделялись с помощью бромформа на легкую и тяжелую подфракции. Выделение различных типов сульфидных минералов проводилось из фракций размером более 0.05 мм разделением электромагнитом и ручным магнитом. Диагностика аутигенных минералов выполнялась на рентгеновском дифрактометре “ДРОН-3М” с монохроматизированным Cu K α излучением, напряжением 35 kV и током 20 mA. Дополнительно в Институте морских исследований им. Лейбница (г. Киль, Германия), в ИБМ ДВО РАН и ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток) авторы исследовали тонкую структуру аутигенных минералов с помощью сканирующего электронного микроскопа, частично с применением энергодисперсионной приставки EDAX.

Основная часть химических анализов осадков выполнена атомно-эмиссионным методом в лаборатории аналитической химии ДВГИ ДВО РАН (Киселев В.И.), частично – атомно-абсорбционным методом в ТОИ ДВО РАН (Слинько Е. и Шульга Ю.М.).

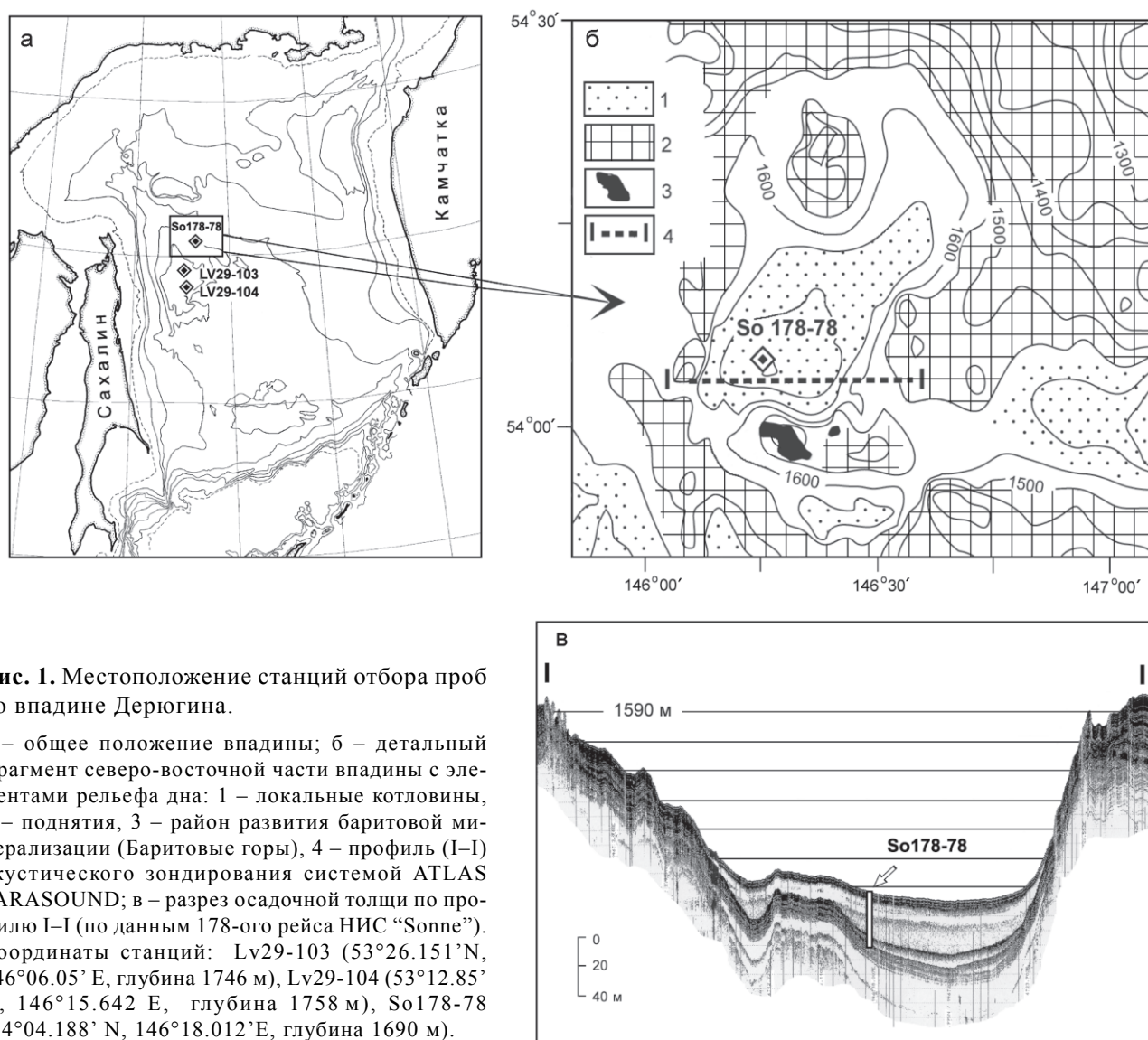


Рис. 1. Местоположение станций отбора проб во впадине Дерюгина.

а – общее положение впадины; б – детальный фрагмент северо-восточной части впадины с элементами рельефа дна: 1 – локальные котловины, 2 – поднятия, 3 – район развития баритовой минерализации (Баритовые горы), 4 – профиль I-I акустического зондирования системой ATLAS PARASOUND; в – разрез осадочной толщи по профилю I-I (по данным 178-ого рейса НИС “Sonne”). Координаты станций: Lv29-103 (53°26.151’N, 146°06.05’E, глубина 1746 м), Lv29-104 (53°12.85’N, 146°15.642’E, глубина 1758 м), So178-78 (54°04.188’N, 146°18.012’E, глубина 1690 м).

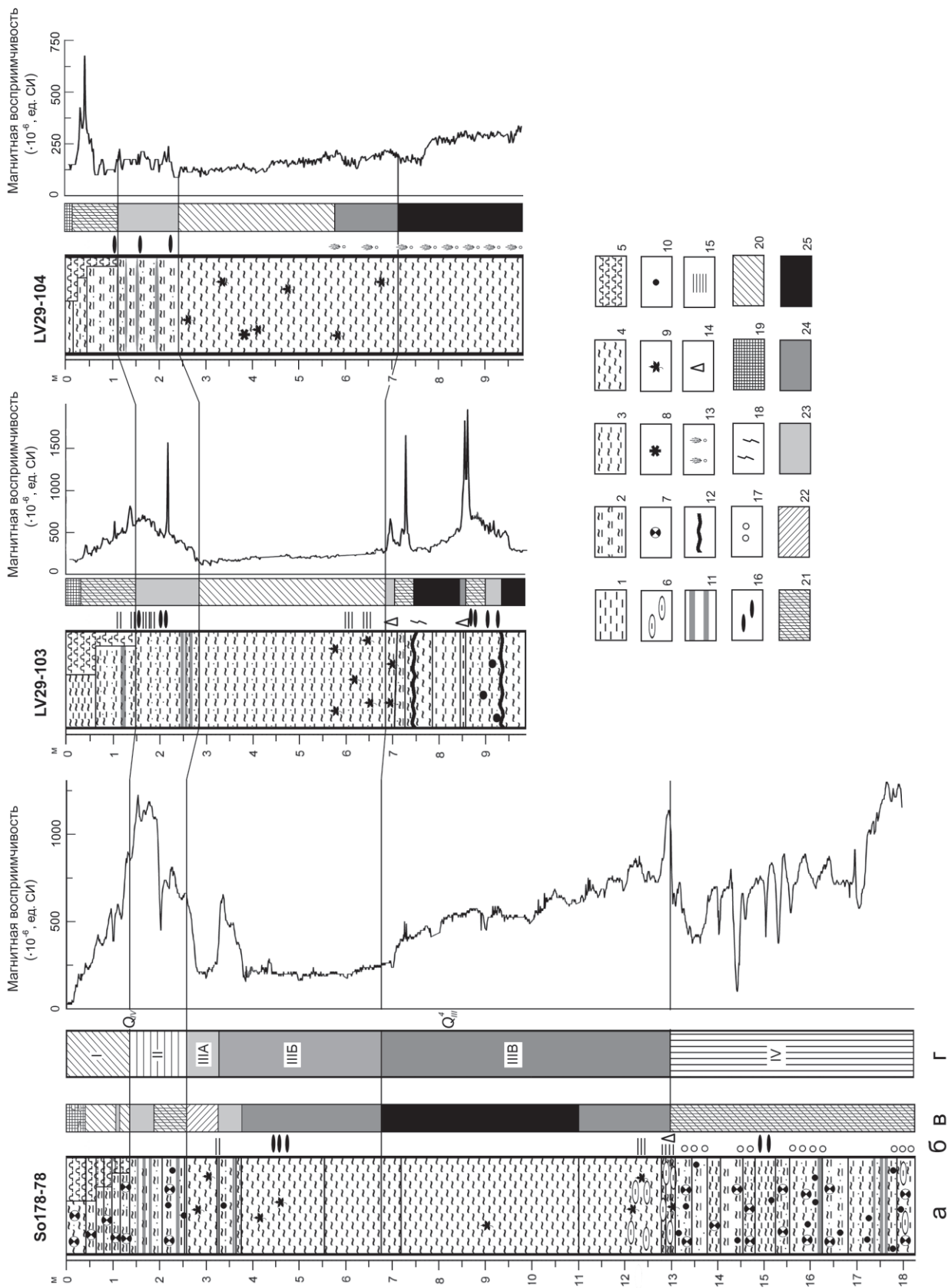
Микрозондовые определения химического состава аутигенных минералов выполнены в ИВиС ДВО РАН (Чубаров В.М.). Определение органического углерода проводилось в ТИГ ДВО РАН (Богданова Н.А.). В основу метода количественного определения C_{org} в осадках положена методика его окисления раствором бихромата калия в серной кислоте при температуре 150°C в сушильном шкафу с последующей регистрацией восстановленного хрома на спектрофотометре при длине волны 590 нм. Комплексы бентосных и планктонных фораминифер изучались в ТИГ и ТОИ ДВО РАН.

Статистическая обработка данных химического анализа методами многомерной статистики (R- и Q-факторный и кластерный, корреляционный анализы)

проводилась по алгоритмам программ на языке FORTRAN-IV, опубликованных Д. Девисом [31] с некоторыми дополнениями И.В. Уткина.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Впадина Дерюгина расположена в северо-западной части Охотского моря и отчетливо выражена в рельефе дна, оконтуриваясь изобатой 1500 м с максимальной глубиной 1795 м. Дно впадины выположено, в центральной, наиболее глубокой ее части отмечается ряд слабо выраженных в рельефе изолированных котловин, оконтуренных изобатой 1750 м [51]. Более сложным строением рельефа отличается восточная ее часть, где наблюдается ряд небольших подводных возвышенностей и локальных, относи-



тельно изолированных котловин глубиной до 1600–1700 м (рис. 1б). В морфоструктурном отношении она представляет собой сложный по строению, не компенсированный осадконакоплением осадочный бассейн, который заложился над зоной разуплотнения литосферы, что привело к сокращению мощности земной коры и ее рифтогенной деструкции [2, 25, 28, 57, 74]. Мощность кайнозойских отложений во впадине достигает 13 км. Причем, более мощным осадочным выполнением отличается западная ее часть (до 8–13 км), к востоку мощность осадочного чехла сокращается до 2–4 км. Осадочная толща залегает на весьма неровной поверхности акустического фундамента, для которого характерна сложная блоковая рифтогенная структура, особенно ярко выраженная в восточной части впадины [2, 57, 74]. Здесь же довольно часто в осадочном чехле встречаются структуры, предположительно представляющие собой глинистые диапиры. Для впадины характерен высокий тепловой поток, аномальные значения которого приурочены к разломным зонам, ограничивающим приподнятые блоки фундамента в юго-восточном обрамлении впадины Дерюгина, которые пространственно совпадают с крупными мегадайками ультраосновного и основного состава, внедрившимися в фундамент и нижнюю часть осадочного чехла [2, 57].

Важное значение в строении впадины и ее эволюции имеют крупные разрывные нарушения [2, 57, 74], с зонами которых сопряжены многочисленные проявления современных и позднечетвертичных газовой-флюидных эманаций на морском дне и связанная с этим процессом аутигенная минерализация Мп-кальцитов, баритов, скопления газ-гидратов [24, 32, 33, 46, 60, 76 и др.]. Наиболее вероятно постседиментационная природа этих флюидов, связанных с эво-

люцией осадочных бассейнов в ходе катагенетических преобразований осадочных толщ.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗОВ ОТЛОЖЕНИЙ ЛОКАЛЬНЫХ КОТЛОВИН

В основу литостратиграфического расчленения верхнеплейстоцен-голоценовой толщи отложений были положены как визуальные литологические (цвет, текстура, наличие включений), так и вещественные (компонентный минеральный состав осадков, их химический состав) и физические (плотность, магнитная восприимчивость) признаки. При литостратиграфической корреляции колонок в качестве реперов были взяты границы, достаточно уверенно выделяемые в одновозрастных отложениях Охотского моря по комплексу литологических, геохимических, изотопно-кислородных, радиоуглеродных, термохронологических, палеонтологических и физических показателей [27, 75].

Наиболее полный разрез отложений вскрыт колонкой So178-78 (мощность 1825 см) (рис. 1, 2). Дополнительно были привлечены данные по колонкам, отобранным в центральной части впадины Дерюгина (LV29-103 и LV29-104). Были выделены следующие четыре литостратиграфических комплекса (рис. 2).

Литокомплекс I охватывает верхнюю часть разреза и представлен отложениями голоцена мощностью 120–150 см, которые имеют отчетливые литостратиграфические признаки, характерные для охотоморских отложений этого возраста [27, 75]. В интервале 0–70 см эти отложения сложены мягкими глинисто-диатомовыми алевропелитами (возрастом около 6 тыс. лет) с довольно мощным (от 12 до 48 см) окисленным слоем (диатомовая пачка). Причем, окисленный горизонт неоднороден по цвету: до 10 см он представлен однородными темно-коричневыми осад-

Рис. 2. Литостратиграфическая корреляция колонок из локальных котловин впадины Дерюгина.

а – литологическая колонка, б – текстуры, в – цвет, г – литостратиграфические комплексы.

1–5 – типы осадков: 1 – алеврит, 2 – алеврит пелитовый, 3 – пелит алевритовый, 4 – пелит, 5 – диатомовые илы; 6 – линзы алеврита; 7 – аутигенные Мп-кальцитовые образования; 8 – глендонит; 9 – растительные остатки; 10 – галька и гравий ледового разноса, 11 – уплотненные, диагенетически измененные прослой голубовато-зеленого цвета; 12 – перерывы в осадконакоплении с отчетливой эрозионной границей; 13 – газонасыщенная текстура отложений; 14 – турбидитовые прослой; 15 – слоистость; 16 – прослой и линзы гидротроилита; 17 – линзовидно-пятнистая текстура; 18 – биотурбация; 19–25 – цвет отложений: 19 – буровато-коричневый, 20 – зеленовато-серый, 21 – серый с оливково-зеленым оттенком, 22 – серый с коричневатым оттенком, 23 – серый, 24 – темно-серый, 25 – черный.

I–IV – литостратиграфические комплексы: I – голоценовые отложения с линзами и слоями аутигенных Мп-кальцитов; II – зеленовато-серые алевропелиты с тонкой диагенетической слоистостью; III – гомогенные пелиты: IIIА – пачка коричневатых пелитов с примесью растительных остатков и пирита, IIIБ – пачка темно-серых с зеленоватым оттенком пелитов с линзами и примазками гидротроилита, IIIВ – пачка черных гидротроилитовых пелитов; IV – зеленовато-серые алевропелиты с значительной примесью обломочного терригенного материала алеврито-песчаной размерности.

ками, ниже – пятнистыми, мраморовидного облика, неясно слоистыми осадками с линзами серого и серовато-бежевого цвета мощностью от нескольких миллиметров до первых сантиметров, ориентированных параллельно напластованию. Среди них наблюдаются редкие слабоуплотненные светло-кремовые комочки Mn-карбонатов размером от 0.5 до 1.5 см. Подобные карбонатные обособления были отмечены и в колонке LV29-103-3 на горизонте 37 см [69].

Ниже залегают отложения (возраст 6–8 тыс. лет), содержащие кремнистые остатки, количество которых постепенно уменьшается к подошве горизонта (рис. 2). Они имеют мощность около 60 см и соответствуют “переходному горизонту”, характерному для отложений Охотского моря [27, 75]. В них также встречаются редкие линзы и тонкие слойки (около 1 мм), обогащенные аутигенными карбонатами. Кроме этого, на горизонте 104–106 см (ст. So178-78) отмечаются тонкие чередующиеся слойки светло-серого и коричневатого-серого цвета мощностью около 1–2 мм, что свидетельствует об изменчивых условиях осадконакопления в период формирования этих отложений.

В нижней части литокомплекса отчетливо прослеживаются отложения, обогащенные фораминиферами и кокколитофоридами, причем в колонке So178-78 отмечаются два горизонта (100–105 и 122–132 см) с их повышенным содержанием, которые разделены серыми уплотненными отложениями без примеси карбонатного детрита. Стратиграфически они соответствуют “фораминиферовому горизонту” [27, 75] и согласуются с периодами глобального потепления климата в раннем голоцене (терминации Ia и Ib). Промежуточный бескарбонатный горизонт связан с периодом похолодания позднего дриаса [27, 75]. Согласно приведенным выше данным, скорость седиментации в течение голоцена в пределах изученных участков составляла 8–12 см/тыс. лет.

Литокомплекс II представлен серыми и зеленовато-серыми алевропелитовыми отложениями. Их мощность довольно выдержанна и составляет 120–140 см (рис. 2). По сравнению с литокомплексом I в них отмечается повышенное содержание терригенных песчаных частиц и примесь гравия и гальки, что отразилось в увеличении значений магнитной восприимчивости (рис. 2). Характерной особенностью отложений литокомплекса является наличие многочисленных тонких, диагенетически уплотненных, комковатых слойков (мощностью несколько мм), отличающихся от фоновых отложений более темной зеленой окраской и большей плотностью. Кроме этого,

на горизонтах 207 и 225 см (ст. So178-78) отмечаются редкие линзы и слойки светло-серого, палевого цвета с кремовым оттенком мощностью от нескольких мм до 1–1.5 см, состоящие из слабоуплотненных, комковатых агрегатов аутигенных Mn-карбонатов. Карбонатные образования обнаружены в отложениях этого литокомплекса и в пределах центральной части впадины Дерюгина (ст. LV29-103, горизонт 120 см) [69].

Литокомплекс III представлен тонкодисперсными, слабо уплотненными (до умеренно плотных) пелитами, вскрытая мощность которых составляет около 11.5 м (ст. So178-78). Гомогенный характер отложений подчеркивается низкими и практически не меняющимися по всему разрезу значениями магнитной восприимчивости (рис. 2). Они достаточно уверенно прослеживаются также по сейсмоакустическим данным. На профилях, выполненных в 178-ом рейсе “Sonne”, мощность отложений литокомплекса в центральной части локальной котловины, расположенной севернее Баритовых гор, составляет около 20 м [70], причем отложения комплекса резко выклиниваются у подножия окружающих возвышенностей (рис. 1 в). Однако, при общей для всего литокомплекса гомогенности отложений, отмечается и ряд особенностей, выраженных, прежде всего, в неоднородной окраске отдельных горизонтов. В зависимости от этого в пределах данного литокомплекса нами выделены три пачки.

Пачка IIIA представлена коричневато-серыми мягкими пластичными тонкодисперсными пелитами с примесью мелких фрагментов растительных остатков и пирита. Они отмечаются лишь в колонке So178-78 на горизонте 259–329 см. Вероятно, буроватую окраску отложениям придает повышенное содержание органического вещества ($C_{орг}$ до 2.1 %). В подошве пачки заметна тонкая слоистость: черные слойки мощностью менее 1 мм представлены алевритом с обилием растительных остатков.

Пачка IIIB имеет более широкое распространение и большую мощность (4–4.5 м). Она представлена темно-серыми со слабым зеленоватым оттенком отложениями, которые в нижней части разреза приобретают однородную темно-серую окраску с редкими черными линзами и пятнами гидротроилита. На ряде горизонтов при рассмотрении сколов керна наблюдается скрытая тонкая (менее 1 мм) слоистость при совершенно однородной тонкодисперсной структуре вмещающих отложений. Характерной особенностью является примесь растительных остатков (в том числе обломков древесины) и палочковидных стяжений пирита. В колонке LV29-104 на горизонтах 339 и 370 см обнаружены фрагменты кальцитовых

конкреций (глендонитовые конкреции или генной-ши) желтого цвета, представляющие собой псевдоморфозы превращения [38] по аутигенным карбонатам – гексагидрату кальция (икаиту) [99].

Граница с нижележащей пачкой нечеткая, с постепенным изменением цвета от темно-серого до черного. Исключение составляет колонка LV29-103, где в подошве пачки отмечается увеличение количества терригенного обломочного материала, который формирует многочисленные тонкие (около 1 мм) слойки и линзы мелкоалевритовой размерности. Здесь же отмечается увеличение примеси слюд и растительных остатков. Судя по структурно-вещественным характеристикам и текстурам, эта часть разреза представляет собой отложения дистальных турбидитов. Они с размывом и угловым несогласием залегают на плотных зеленовато-серых отложениях, в которых из аутигенных минералов присутствуют не только сульфиды железа, но и буроватые скопления гидроксидов железа (лепидокрокит), что свидетельствует об окислительной обстановке придонных вод в то время.

Пачка ШВ (гидротроилитовая) представлена однородными по составу тонкодисперсными пелитами черного цвета, которые постепенно сменяются отложениями темно-серого цвета. Она прослеживается в наиболее глубоководных районах впадины Дерюгина и полностью вскрыта на ст. So178-78, где черный гидротроилитовый горизонт имеет мощность 4.2 м, а темно-серые отложения – около 2 м (рис. 2). В ее основании отмечается тонкослоистая текстура дистальных турбидитов, представленных алевритом с повышенным содержанием слюд и мелкого растительного детрита. Отложения пачки характеризуются гомогенностью, высокой дисперсностью и умеренной плотностью. Незначительная примесь алевритовых и песчаных частиц представлена фоссилизированными, частично пиритизированными растительными остатками и слюдами. Реже встречаются диатомеи, частично замещенные пиритом и грейгитом, и спикулы губок. По сравнению с вышележащей пачкой здесь отмечается несколько более высокая магнитная восприимчивость, максимальные значения которой приурочены к границе их раздела (рис. 2). С учетом литостратиграфического положения гомогенного горизонта тонких пелитов, длительность формирования этой пачки составляет около 7–10 тыс. лет, что соответствует скорости седиментации более 100 см/тыс. лет. Высокие скорости седиментации для этого периода (31 см/тыс. лет) также установлены нами по комплексу био-, литостратиграфических признаков и в пределах подводных возвышенностей (Баритовые

горы), прилегающих к локальным котловинам (ст. Ge99-32).

Однотипные отложения колонок LV29-103 и LV29-104 отличаются большей плотностью, для них характерен раковистый излом поверхности, иногда псевдобрекчиевидная текстура, свойственная газонасыщенным осадкам [24, 33, 67, 69]. Эти колонки вскрыли лишь верхнюю часть разреза гидротроилитовой пачки. При этом, несмотря на достаточно близкий состав отложений, имеется и ряд отличий. Так, более сложным типом разреза пачка ШВ характеризуется в колонке LV29-103. В ней черные гидротроилитовые гомогенные пелиты встречаются на двух горизонтах (745–847 и 936–987 см – ШВ₁ и ШВ₃), которые разделены зеленовато-серыми алевропелитами с примесью песка и единичной гальки (ШВ₂). Близкие по составу алевропелиты (ШВ₁) залегают на верхней гидротроилитовой пачке (рис. 2). Подобные отложения формировались в субоксидной или оксидной обстановке придонных вод, о чем свидетельствуют находки агрегатов гидроксидов железа, сферолитов вирианита и карбонатных микростяжений (Mn-кальцитов) [34, 87]. В кровле этих отложений располагаются тонкослоистые турбидиты, мощность которых колеблется от нескольких сантиметров до 34 см (ст. LV29-103-3) [69]. При этом, граница с нижележащими отложениями обычно волнисто-эрозионная. Процессы донной эрозии затронули и отложения гидротроилитовых горизонтов, на поверхности которых заметны следы интенсивной постседиментационной биотурбации. Так, на волнистой поверхности горизонта 745 см отмечаются многочисленные мелкие, беспорядочно ориентированные каналы овальной формы, проникающие на глубину до 3–5 см в толщу плотных черных пелитов и заполненные зеленовато-серыми вышележащими алевропелитами.

Хорошо известно, что густую черную однородную окраску отложений вызывает присутствие значительного количества моносulfида железа – гидротроилита, формирование которого происходит в восстановительных условиях [8, 21, 22, 35, 55, 82]. Учитывая это, рассматриваемую пачку можно с большой уверенностью отнести к важному литостратиграфическому реперу, предположительно маркирующему аноксидные события в Охотоморском регионе.

Литокомплекс IV. Максимальная вскрытая мощность отложений составляет около 5 м (рис. 2). По резкой границе, выраженной изменением всех литологических параметров (текстура, структура, цвет, характер включений), отложения литокомплекса существенно отличаются от вышележащих гомоген-

ных отложений гидротроилитовой пачки, что может свидетельствовать о значительных изменениях условий осадконакопления. Прежде всего, обращает на себя внимание увеличение плотности отложений и существенное поглубение осадков. Литокомплекс представлен зеленовато-серыми алевропелитами с значительной примесью терригенного материала алевритовой и песчаной размерности и редкими включениями гравия и гальки ледового разноса. Количество терригенного обломочного материала существенно колеблется, о чем, в какой-то мере, можно судить по резким пикам изменения значений магнитной восприимчивости. По этим признакам отложения литокомплекса сопоставимы с плейстоценовой частью разреза морских отложений Охотского моря. Он характеризует эпохи похолодания с усилением поставки терригенного обломочного материала в глубоководные районы моря дрейфовыми льдами [27, 91]. В виде небольшой примеси в отложениях присутствуют планктонные и бентосные фораминиферы, единичные мелкие фрагменты раковин моллюсков и спикулы губок. Точная возрастная привязка этого литокомплекса затруднена из-за недостаточной биостратиграфической изученности отложений. По комплексу литологических признаков он может быть отнесен к периоду максимального похолодания позднего плейстоцена. Одним из доказательств этого служит отсутствие в разрезе изученных колонок прослой тефры K_2 (возраст ~ 26 тыс. лет), который уверенно выделяется в отложениях близлежащих возвышенностей, а также на восточной и северной периферии впадины Дерюгина [33, 67, 70].

Характерной особенностью рассматриваемых отложений, отличающей их от одновозрастных отложений сопредельных районов Охотского моря, является присутствие аутигенных агрегатов Mn-карбонатов. Они встречаются в виде небольших линз и бесформенных пятен мощностью от 2 до 10 мм, отличающихся от фоновых отложений большей плотностью и оливково-зеленой окраской. В пределах литокомплекса встречаются несколько горизонтов с линзовидными скоплениями аутигенных карбонатов (рис. 2). Причем, в их распространении не заметно явных признаков слоистости, параллельной напластованию. Более того, на горизонте 1625–1661 см отмечается субвертикальная, расщепляющаяся и выполаживающаяся к низу горизонта линзовидная (веерная) слоистость. Относительно выдержанный по простиранию слоев мощностью до 5 мм с неровными и нечетко выраженными границами с вмещающими осадками сопровождается несколькими субпараллельными линзами аналогичного состава. Характер

расположения линз и слоев не дает полной уверенности считать их образование синседиментационным. Оно скорее вызвано более поздними процессами перераспределения вещества при диагенезе. Не отмечено также явных признаков оползневых деформаций рассматриваемой толщи, хотя и нельзя полностью исключить влияние данного процесса.

Следует отметить, что близкие по составу отложения, а соответственно и условия их образования, отмечаются в колонке LV29-103 в интервале 745–780 см, разделяющем гомогенную гидротроилитовую пачку на два горизонта (см. выше). Насколько синхронны эти отложения в рассматриваемых колонках, сказать трудно. Если они образовались в одно и то же время, то можно предположить существование нескольких эпизодов стагнации придонных вод в котловине Дерюгина.

АУТИГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ

Аутигенные минералы представлены карбонатами (родохрозит, манганокальцит, кальцит из глендонитовых псевдоморфоз), сульфидами железа (пирит, мельниковит-грейгит), фосфатами железа (вивианит), оксигидроксидами железа (лепидокрокит?). Среди аутигенных минералов наиболее распространенными являются марганцовистые карбонаты (особенно в колонке So178-78) и сульфиды железа. Другие минеральные виды (кальцит геннойш, вивианит, лепидокрокит, маккиновит, вернадит и бернессит) встречаются спорадически и в единичных зернах*.

Карбонаты. В изученных отложениях встречаются преимущественно Ca-Mn карбонаты в виде рассеянных микрозернистых агрегатов, карбонатных прослоев и линз мощностью от нескольких миллиметров до 1.5 см. Они отмечаются в верхней части колонки So178-78 ниже окисленного горизонта (литокомплексы I и II), а также в основании колонки (литокомплекс IV). Наиболее распространенной формой являются комковатые агрегаты различных оттенков бежевого и кремового цвета размером до 0.5 мм. Они представлены рыхлыми микроглобулярными сростками (диаметром около 10–30 μm), состоящими, в свою очередь, из очень тонких микрокристаллитов (рис. 3). Внутри некоторых агрегатов заметны включения терригенных зерен. Плотность их различная – от плотно упакованных до рыхлых, легко крошащихся при механическом воздействии. Менее распространены плотные зерна удлиненной (столбчатой)

*В данной работе не рассматриваются аутигенные минералы верхнего окисленного слоя осадков.

формы темно-кремового цвета с достаточно четкими кристаллографическими очертаниями, которые состоят, в свою очередь, из агрегатов многочисленных, беспорядочно ориентированных микрокристаллитов (рис. 3б). Встречаются также крестообразные сростки и их агрегаты.

В виде единичных зерен встречаются карбонаты других морфологических типов: 1) уплощенные комочки и корочки серовато-бежевого цвета, представляющие собой плотную микрозернистую массу с включением обломочных минералов; 2) зерна ветвистой и трубчатой формы; 3) темно-бурые комочки с включением пирита; 4) зерна ромбовидной формы.

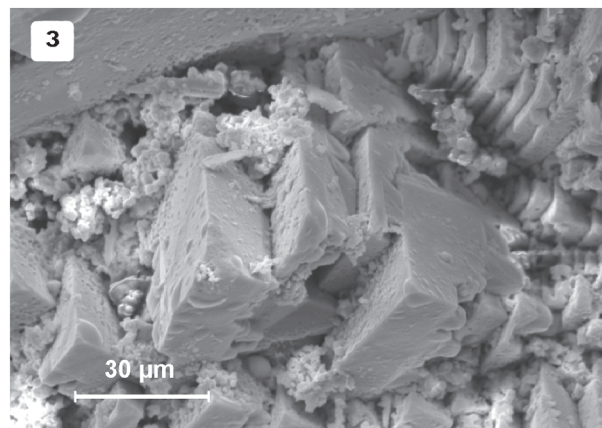
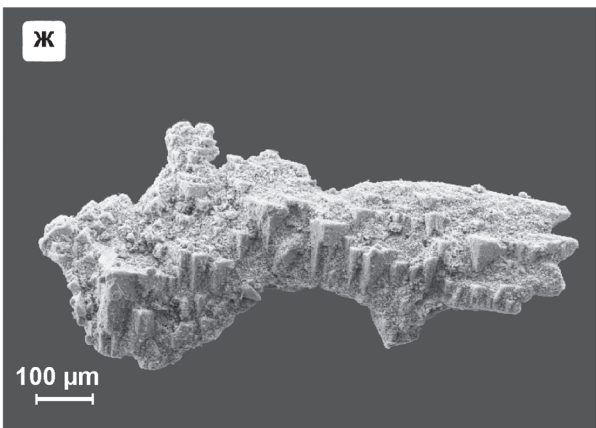
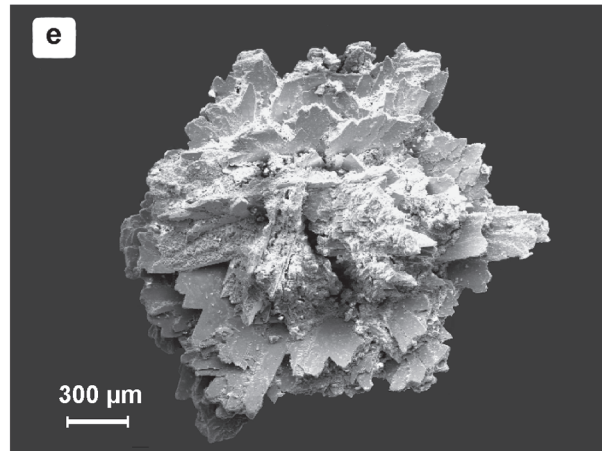
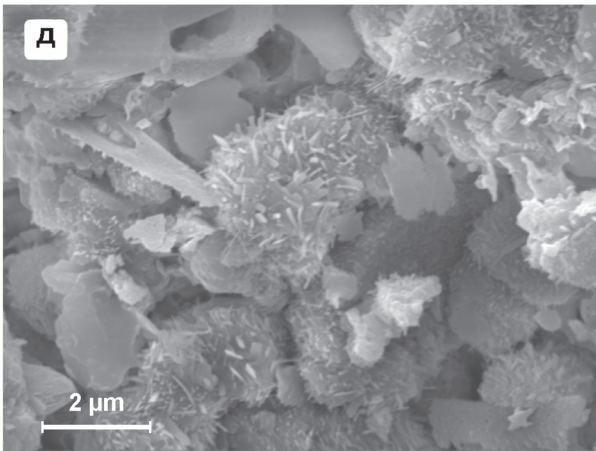
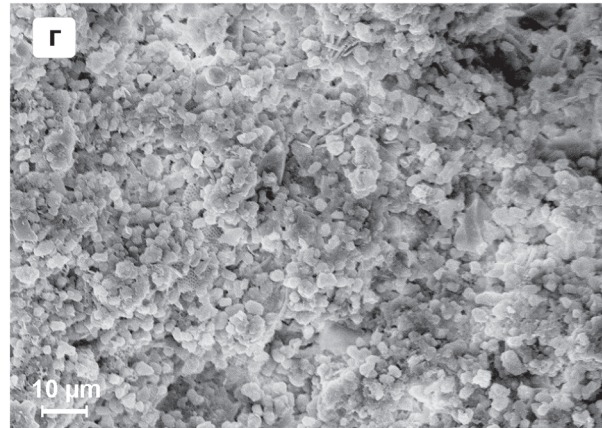
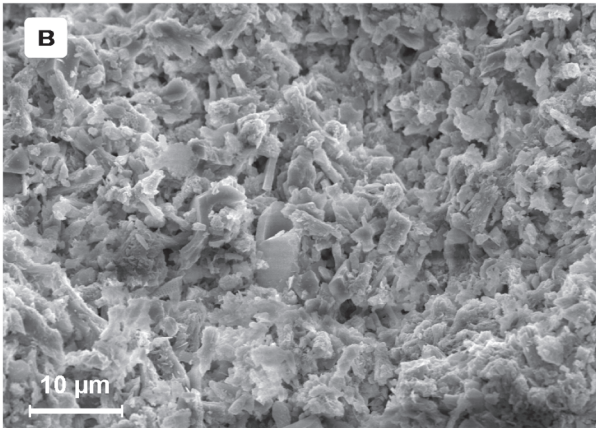
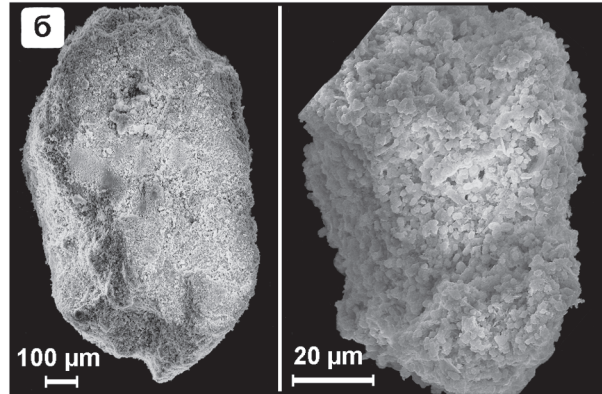
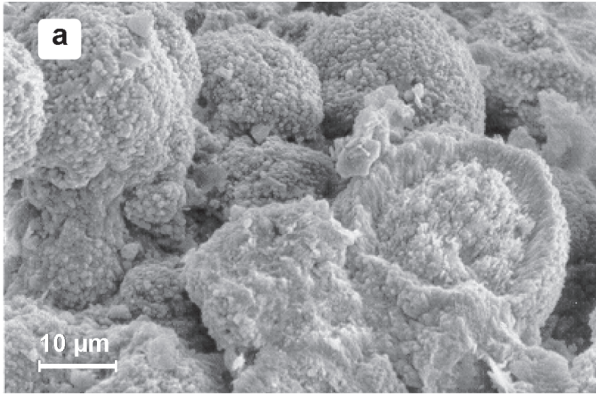
По данным рентгеноструктурного, микрозондового и электронно-микроскопического анализов, основные морфологические типы карбонатов представлены сложными многокомпонентными образованиями изоморфного ряда кальцит–родохрозит. Относительно чистые родохрозиты были обнаружены только в колонке So178-78 на горизонте 33 см. На приведенной дифрактограмме они идентифицируются по четким базальным отражениям, равным 2.84, 1.99 Å (рис. 4), что хорошо согласуется с данными, приведенными в SPDD [94] (карточка 7-268). Для других проанализированных образцов заметно увеличение базального отражения (104) до 2.9–2.94 Å относительно эталона родохрозита (рис. 5). Согласно В.И. Михееву [45] и П. Кригеру [81], в образцах с такими параметрами содержится до 30–45 % родохрозитовой молекулы, что дает основание отнести их к манганокальцитам. Причем, если в верхней части колонки наблюдаются наиболее чистые образцы манганокальцитов, то в нижней ее части в карбонатных зернах отмечается существенная примесь обломочного терригенного материала (кварца и плагиоклаза), что несколько затушевывает отмеченную особенность минерального состава, при некотором снижении количества родохрозитовой молекулы. Так, по данным микрозондового химического анализа (среднее из 10 определений), изученные карбонаты ст. So178-78 имеют переменный состав и соответствуют приблизительно следующим формулам: $(\text{Mn}_{57}\text{Ca}_{40}\text{Mg}_3)\text{CO}_3$ (гор. 70 см) и $(\text{Ca}_{61}\text{Mn}_{28}\text{Mg}_5\text{Fe}_3)\text{CO}_3$ (гор. 1533 см).

Бликие по составу манганокальциты обнаружены и в отложениях Баритовых гор (ст. LV28-37). Электронно-микроскопические исследования с применением энергодисперсионной приставки показали отчетливые пики Ca и Mn и относительно слабые отражения Mg и Fe (рис. 4), что, вероятно, свидетельствует о присутствии в изученных пробах изоморфной примеси карбонатных минералов Mg и Fe. Зна-

чение базального отражения (104) Mn-карбонатов в изученной пробе составляет 2.943 Å. Mn-содержащие карбонаты (кутнагорит и марганцовистый кальцит) были обнаружены также в осадках северной периферии впадины Дерюгина [4], что позволяет предполагать широкое пространственное развитие процессов формирования этого типа минерализации в отложениях впадины.

Из других аутигенных карбонатов следует отметить находку многочисленных желтых кристаллов кальцита и их агрегатов размером до 0.1–1 мм, образующих компактные обособления в колонке LV29-104 на горизонтах 339 и 370 см, а также редкие агрегаты на гор. 1065 см (станция So178-78). Как отмечалось выше, они представляют собой псевдоморфозы по аутигенным карбонатам – икаиту ($\text{CaCO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) [99]. Их генезис обычно связывают с обстановками, для которых характерно поступление в осадки большого количества органического вещества и низкие (близкие к 0°C) температуры придонных вод [99]. Подобные условия в рассматриваемом районе Охотского моря могли реализоваться только в эпохи похолодания позднего плейстоцена. В настоящее время температура придонных вод во впадине Дерюгина не опускается ниже 2°C [67, 68]. Чистые кристаллы икаита размером до 10 см были обнаружены в толще верхнеплейстоценовых отложений западной части впадины Дерюгина у основания островного склона о-ва Сахалин. Согласно полученным данным [77], они характеризуются изотопным составом углерода ($\delta^{13}\text{C} = -20 \dots -22 \text{‰}$), близким к значениям, свойственным изотопно-легкой углекислоте, источником которой являлось анаэробное микробиологическое разложение органического вещества осадков [40, 41, 66]. Следует отметить, что глендонитовые псевдоморфозы (геннойши) в позднеплейстоценовых отложениях шельфа и островного склона о-ва Сахалин встречаются довольно часто [33, 67, 70, 77]. По морфологии, минеральному и изотопному составу они сопоставимы с аналогичными образованиями ст. LV29-104, изотопный состав углерода и кислорода которых составляет -24.5 ‰ PDB и 4.84 ‰ PDB (35.9 ‰ SMOW) соответственно.

Сульфиды. Сульфиды железа являются наиболее распространенными аутигенными минералами. Особенностью отложений является присутствие в большом количестве моносulfида железа (гидротроилита). Он встречается в толще отложений в виде редких примазок темного цвета или же образует сплошные гидротроилитовые горизонты черного цвета (пачка В, III литокомплекс) довольно большой мощности (более 4 м).



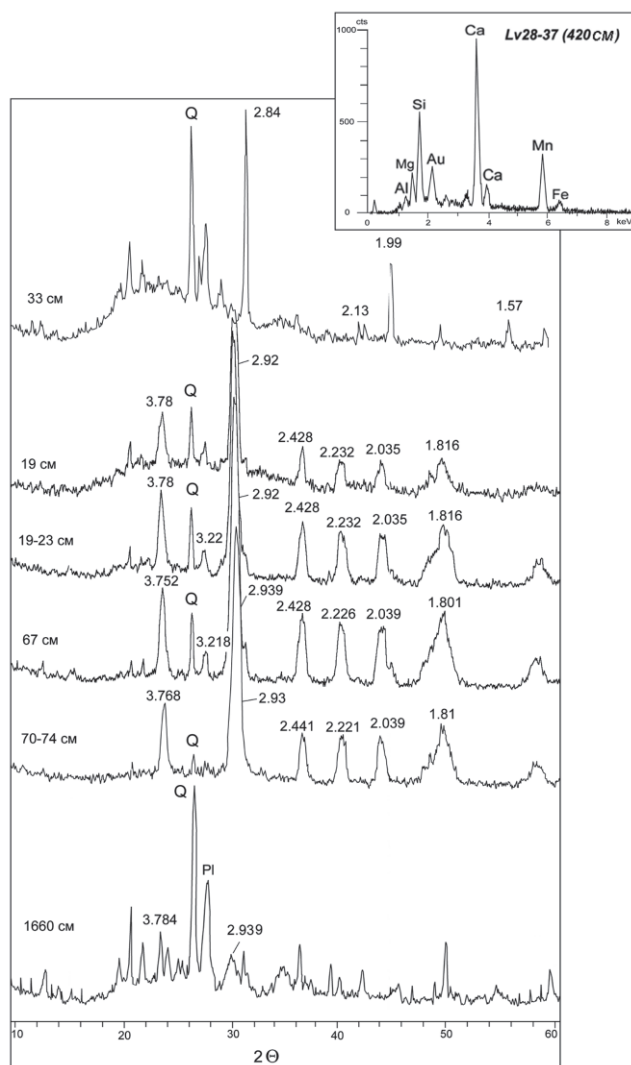


Рис. 4. Рентгенограммы Mn-карбонатов из отложений колонки So178-78.

На вставке – энергодисперсионный спектр Mn-кальцита.

Другим не менее распространенным минералом является пирит, который присутствует в отложениях колонок ниже глубины 140 см (рис. 5). Максимальное распространение пирит получил на тех

горизонтах, где в отложениях, согласно данным по геохимии поровых вод, наиболее выражены процессы современной сульфатредукции. Наиболее характерными являются пиритовые образования в виде палочек, трубочек, червеобразных стяжений. Некоторые из них имеют ровную микрзернистую внешнюю поверхность и ярко выраженную глобулярную внутреннюю поверхность. Также широко распространены массивные однородные зерна неправильной формы и зерна, представленные ветвистыми, ямчато-ячеистыми образованиями, состоящими из агрегатов довольно крупных глобул. Цвет всех пиритовых образований сильно варьирует от светлого стально-серого до темно-бурого, почти черного. Встречаются зерна золотисто-желтого оттенка с яркой цветной побежалостью. На некоторых горизонтах колонки So178-78 (290–314, 955–1150 см) обнаружены пиритизированные диатомеи, а в нижней ее части (ниже 1555 см) – пиритизированные глинистые комочки. Кроме этого, в отложениях III литокомплекса довольно часто отмечаются пиритизированные древесные остатки и обломки слюдистых агрегатов.

В меньшей степени распространены пиритовые образования других морфологических форм: 1) столбчатые с продольной и поперечной трещиноватостью, некоторые из них изогнуты, имеют крупноглобулярное строение; 2) неправильной формы очень яркой окраски; 3) гидрослюдистые агрегаты серовато-зеленоватого цвета в сростках с пиритом; 4) обломки крупных зональных овоидов пиритизированных осадков.

По данным микронзондового анализа, состав сульфидов из разных горизонтов колонки неодинаков (табл. 1). Наряду с чистыми пиритами, встречаются марганцовистые их разновидности с содержанием Mn от 1.39 до 4.78 % (гор. 1325 см) и от 0.01 до 0.94 % (гор. 1533 см). В отдельных зернах пирита в виде небольшой примеси (около 0.1%) возможно присутствие Cu, реже – Zn. Существенных отличий в содержании Mn в центральных частях пири-

Рис. 3. Электронно-микроскопические снимки аутигенных манганокальцитов и сульфидов марганца (алабандина) из осадков впадины Дерюгина.

а–д – формы выделения аутигенных манганокальцитов: **а** – почковидные агрегаты, ст. Lv28-37, гор. 480 см (Баритовые горы); **б** – псевдокристаллические (левое зерно) и комковатые (правое зерно) агрегаты микрокристаллов манганокальцитов, ст. So178-78, гор. 74 см; **в–г** – увеличенные фрагменты этих же зерен, состоящих из многочисленных, беспорядочно ориентированных микрокристаллов манганокальцита пластинчатой формы размером 2–4 мкм. В матриксе заметны включения обломков терригенных минералов и диатомей; **д** – структура комковатого зерна бежевого цвета, сложенного пластинчатыми кристаллами манганокальцита и их розетковидными агрегатами.

е–з – морфологические формы сульфидов марганца (алабандина), ст. Ge99-32, гор. 520 см (Баритовые горы): **е** – розетковидные агрегаты пластинчатых кристаллов с гладкой внутренней поверхностью и шершавой внешней поверхностью, осложненной многочисленными сростками кристаллов брусковидной формы (**ж,з**).

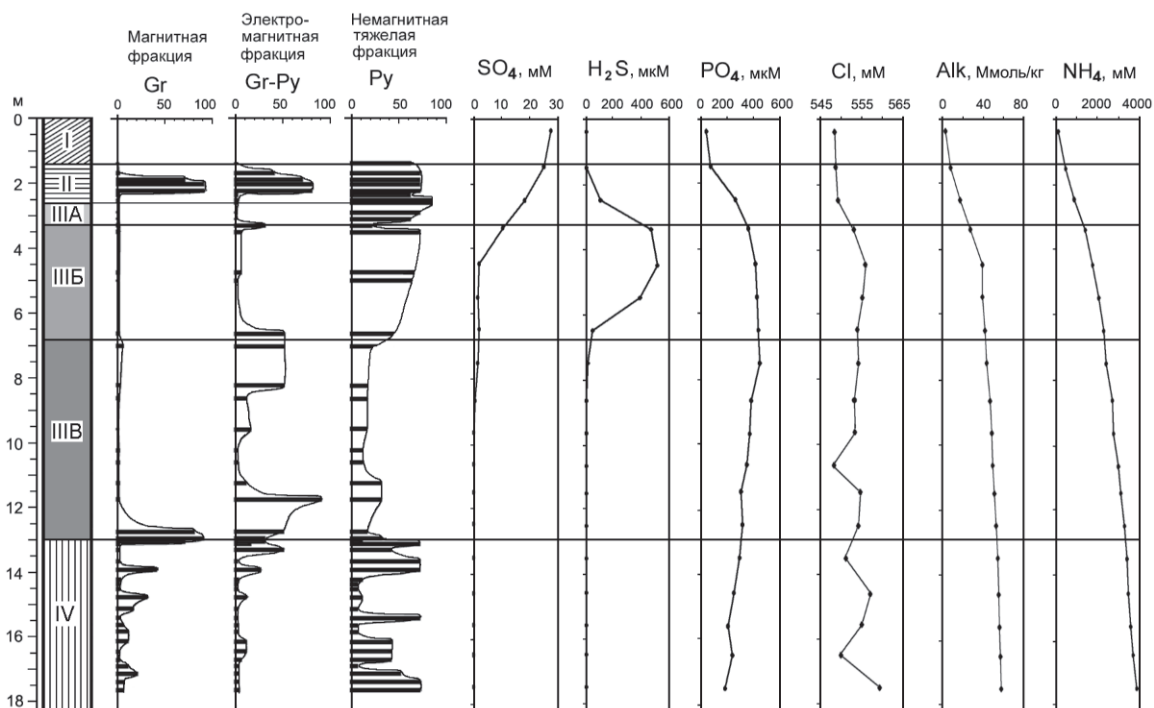


Рис. 5. Характер вертикального распределения сульфидной минерализации и состава поровых вод в отложениях колонки Sol178-78.

Индексы минералов: Gr – грейгит, Gr-Py – грейгит-пиритовые агрегаты, Py – пирит. Цифрами показано относительное количество сульфидов в магнитной, электромагнитной и немагнитной подфракциях тяжелой фракции. Химический состав поровых вод приведен по [70]. Единицы измерения: mM – миллимоли, µM – микромоли.

товых зерен и их краях не отмечается. Хотя в некоторых зернах наблюдается в краевых частях небольшое обогащение Mn в пределах десятых долей процента. Характерно, что марганцовистые пириты, как правило, приурочены к горизонтам, в которых наблюдаются повышенные содержания Mn в осадках и, соответственно, присутствуют манганокальциты (рис. 6). Близкие по составу пириты встречаются также в осадках северной периферии впадины Дерюгина [4].

Изотопный состав серы пиритов ($\delta^{34}\text{S} = -42.3 \dots -21.1 \text{‰ CTD}$) показал, что они представляют собой типичные раннедиагенетические образования, возникшие в результате бактериальной сульфатредукции. Изотопный состав серы в минеральной смеси, состоящей из пирита и грейгита, составляет $\delta^{34}\text{S} = -37.1 \dots -27.7 \text{‰ CTD}$ (табл. 2).

Особенностью отложений локальных котловин является наличие магнитных сульфидов, представленных преимущественно грейгитом (Fe_3S_4). Он встречается в виде относительно чистых грейгитовых зерен и в виде грейгит-пиритовых агрегатов (рис. 5). Наибольшее его количество отмечается в колонке Sol178-78 на горизонтах 190–230 и 1270–

1306 см, где он почти полностью слагает магнитную фракцию. В меньшем количестве грейгит обнаружен в нижней части колонки (горизонты 1386–1390, 1470–1475 и 1682–1687 см). Примечательно, что в отложениях гомогенной гидротроилитовой пачки он присутствует в небольших количествах. Наиболее типичными морфологическими видами грейгита являются: 1) хрупкие неправильной формы зерна микрористаллического строения серовато-черного, черного цвета с матовой, слегка шероховатой поверхностью (рис. 7а); 2) зерна серовато-черного цвета с желтоватым оттенком, имеющие глобулярное строение, реже – ямчато-ячеистую поверхность; 3) заполнения между пластинками гидратированных агрегатов слюд (горизонт 1270–1306 см). Реже встречаются грейгиты в виде пеллет и псевдоморфоз по древесным остаткам.

Более широко распространены грейгит-пиритовые агрегаты, отличающиеся меньшими магнитными свойствами. Они встречаются даже на тех горизонтах, где не был обнаружен грейгит. На многих горизонтах эти агрегаты составляют от 50 до 90 % электромагнитной фракции (190–226, 662–665, 700–705, 1170–1175 см, ст. Sol178-78).

Таблица 1. Средний химический состав пиритов из отложений колонки So178-78 по данным микрозондового анализа.

Горизонт, см	Fe	Mn	S	Cu	Сумма	Точки зондирования	Кол-во анализов
170	45.65	0.01	52.90	0.10	98.75	край	2
	45.62	0.00	52.05	0.02	97.71	центр	2
260	44.74	0.00	52.91	0.02	97.73	край	4
	45.04	0.00	53.31	0.06	98.46	центр	4
1325*	41.79	2.85	50.68	0.05	95.42	край	23
	42.29	2.81	51.35	0.05	96.54	центр	7
1533	45.16	0.66	53.45	0.03	99.33	край	9
	44.91	0.57	53.21	0.02	98.75	центр	8
1755	39.49	0.00	42.47	0.11	82.07	край	1
	44.54	0.00	49.36	0.04	93.99	центр	2

Примечание. * – Зерна представляют собой смесь грейгита и пирита.

Таблица 2. Изотопный состав аутигенных карбонатов и сульфидов из отложений впадины Дерюгина.

Номер станции	Горизонт (см)	Местоположение	Минерал	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB)	$\delta^{34}\text{S}$ (CTD)
LV28-37	440	Баритовые горы	Mn -кальцит	-17.36	4.81	
So178-78	19	Локальная котловина	Mn -кальцит	-10.00	4.50	
So178-78	67	->-	Mn -кальцит	-11.50	3.80	
So 178-78	70-74	->-	Mn-кальцит	-10.60	3.90	
So178-78	1325	->-	Mn -кальцит	-15.00	4.00	
So178-78	1808	->-	Mn -кальцит	-10.90	3.50	
LV29-104	342	->-	Кальцит глендонитовых псевдоморфоз	-24.50	4.84	
So178-13	2213	Островной склон Сахалина	То же	-13.40	4.10	
So178-78	190-226	Локальная котловина	Грейгит, пирит			-37.1
LV29-104	130-140	->-	Грейгит, пирит			-27.7
So178-78	170-175	->-	Пирит			-42.3
So178-78	1730-1735	->-	Пирит			-21.1

На рентгенограммах магнитной фракции сульфидов (горизонты 855–883, 883–900 см, ст. LV29-103) отмечаются пики слабой интенсивности, характеризующие плохоокристаллизованный грейгит с отражениями 2.98, 2.48, 1.755 Å. Менее четко выражены отражения 5.72, 3.5, 1.91, 1.746, 1.567 Å. Полученные результаты согласуются с известными данными по этому минералу [61, 95]. По данным Т.Н. Григорьевой, в отдельных пробах в виде небольшой примеси отмечается присутствие элементной серы, пирита и маккинавита (рис. 8). Присутствие маккиновита может свидетельствовать о процессе перехода моносльфидов железа через грейгит к пириту [95].

По данным рентгеноструктурного анализа, из других сульфидных минералов с магнитными свойствами в отложениях колонки LV29-103 (гор. 705–730 см) диагностирован пирротин со слабыми отражениями 2.06, 2.98, 2.64, 1.72 Å. Изученная магнит-

ная фракция сульфидов этого горизонта состоит из смеси грейгита, пирротина и пирита (рис. 8).

Морфологические и минеральные формы сульфидов железа, изученные нами в отложениях впадины Дерюгина, весьма близки с аналогичными образованиями из отложений Черного и Балтийского морей [8, 10, 35, 64, 84, 92, 97, 98 и др.]. Несмотря на то, что комплексы аутигенных минералов в отложениях локальных котловин не противоречат представлениям о возможном существовании аноксидных обстановок, другие сульфидные минералы, характерные для этих условий (в частности – сульфиды марганца) [98], в изученных колонках пока не обнаружены. Но они были обнаружены нами в отложениях прилегающих Баритовых гор на участках с проявлением газовой флюидности эманаций. Здесь они присутствуют в виде агрегатов кристаллов, образующих розетковидные микростяжения размером до 1 мм (рис. 3е) и представленных довольно редкой разно-

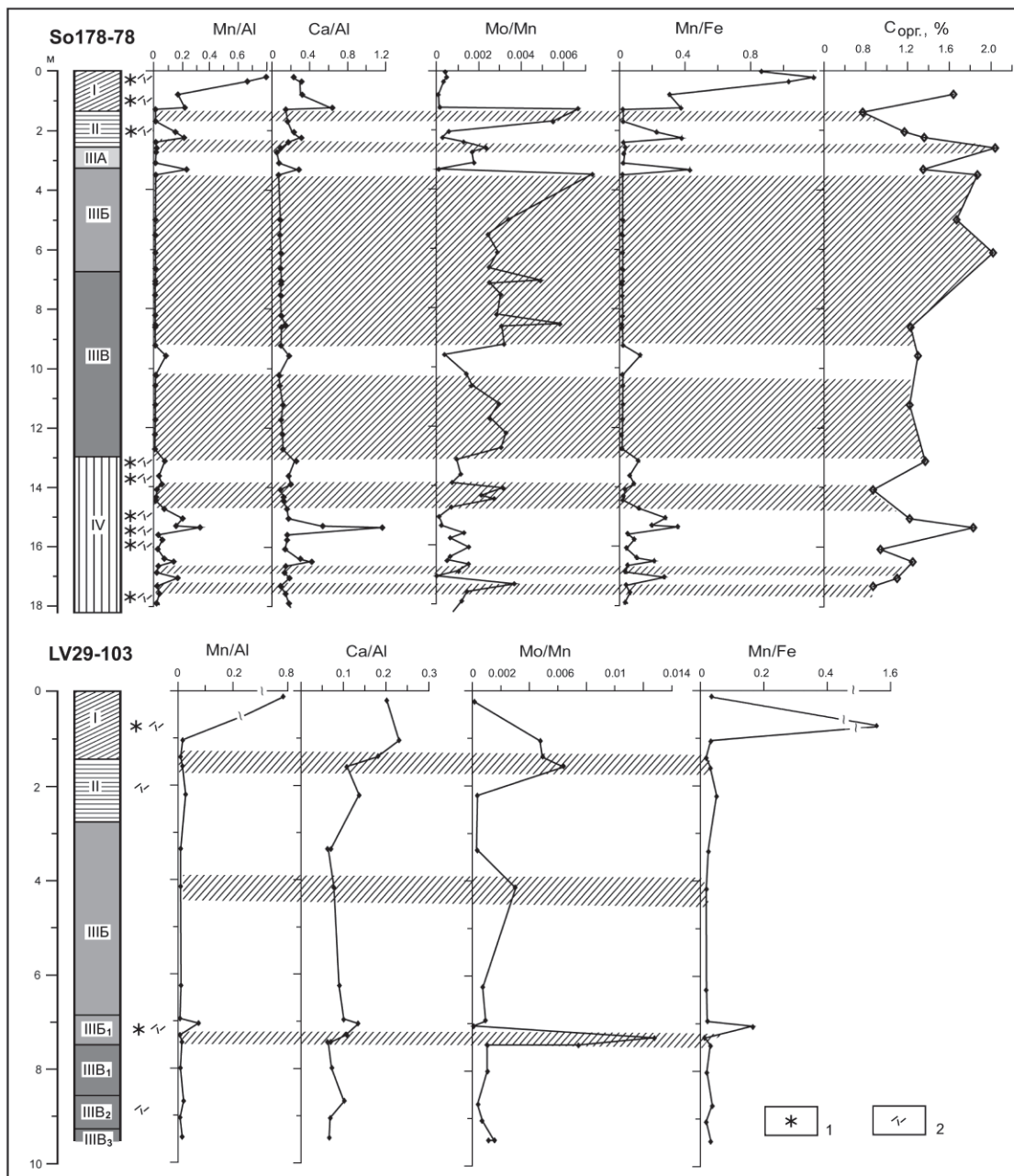


Рис. 6. Геохимические параметры отложений из колонок So178-78 и LV29-103.

I–IV – литостратиграфические комплексы (пояснение см. на рис. 2 и в тексте).

1 – стяжения Mn-кальцита и родохрозита, 2 – примесь микрокристаллических агрегатов Mn-кальцита. Штриховкой показаны горизонты, сформировавшиеся предположительно в аноксидных условиях, выделенные по увеличению значений Mo/Mn отношения.

видностью сульфида марганца – алабандином (MnS) кубической сингонии [63, 98]. Энергодисперсионные спектры минерала также отчетливо зафиксировали присутствие в нем марганца и серы (рис. 9)

Фосфаты железа обнаружены лишь на одном горизонте (850–880 см) в колонке LV29-103 среди зеленовато-серых алевропелитов, перекрывающих пач-

ку гидротроилитовых отложений. Они представлены микроконкрециями вивианита диаметром до 2 мм, сложенными сферолитовыми агрегатами пластинчатых кристаллов голубоватого цвета.

Гидроксиды железа (лепидокрокит ?) встречаются в небольшом количестве в виде бурых рыхлых комковатых образований овальной формы в

отложениях, расположенных между гидротроилитовыми пачками на горизонте 855–900 см ст. LV29-103 (пачка ШВ₂).

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ

Приведенная выше комплексная литологическая характеристика отложений, в том числе их минерального состава, определенно указывает на то, что во впадине Дерюгина мы имеем дело с весьма неординарным объектом исследования, формирование которого происходило в обстановке, не свойственной современным глубоководным котловинам дальневосточных окраинных морей. Отмеченные литологические признаки явно указывают на “черносланцевую” специфику в формировании этих отложений [21, 37, 58, 103]. Насколько данная специфика проявилась на геохимическом уровне, рассмотрим на примере выделения и анализа ассоциаций химических элементов в отложениях локальных котловин и их сопоставления с хорошо изученными, близкими по условиям образования отложениями аноксидных бассейнов.

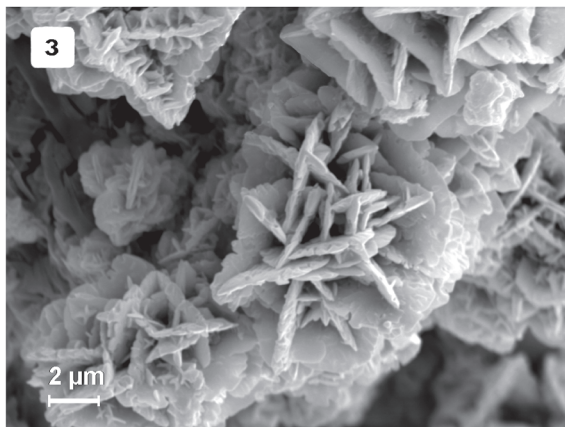
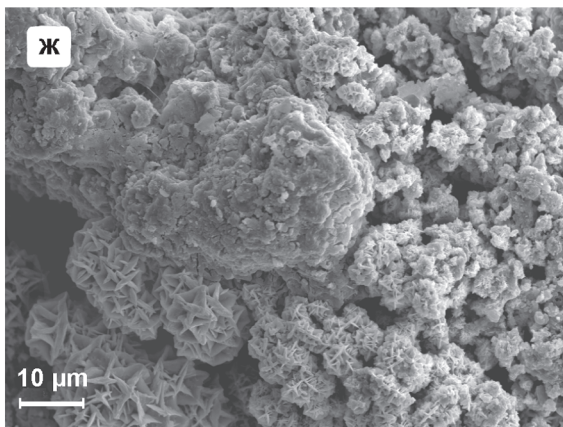
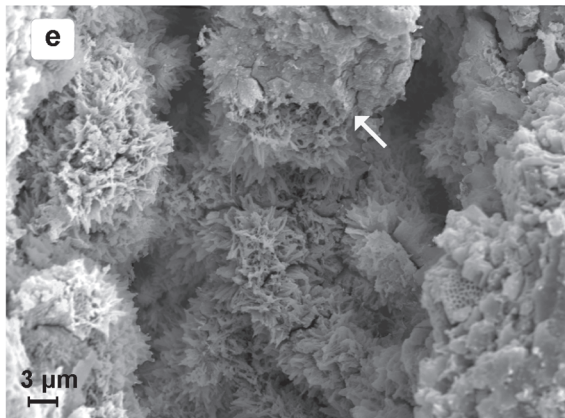
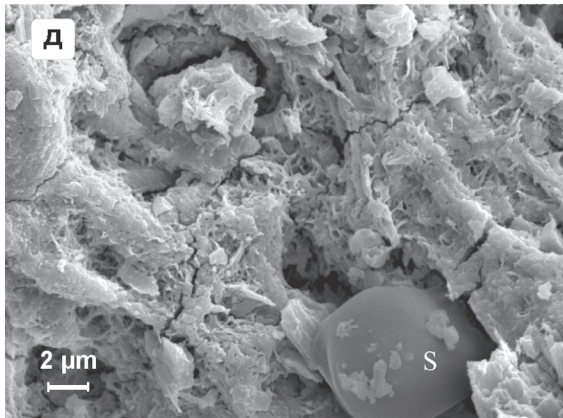
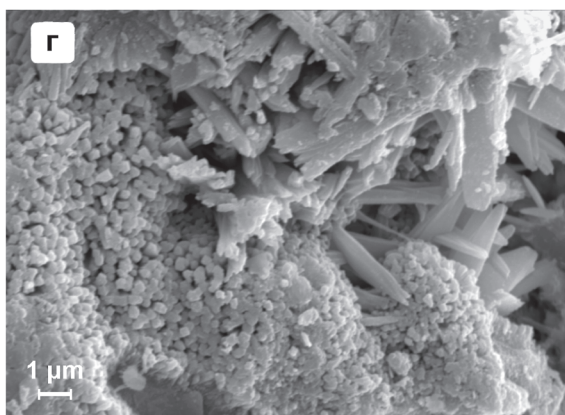
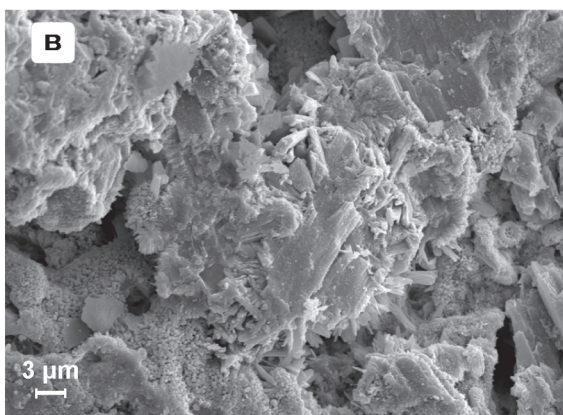
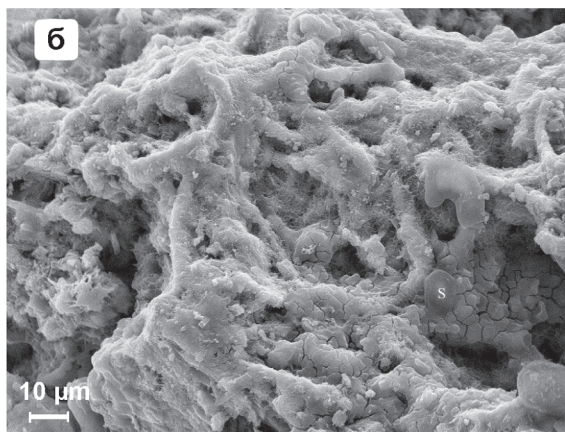
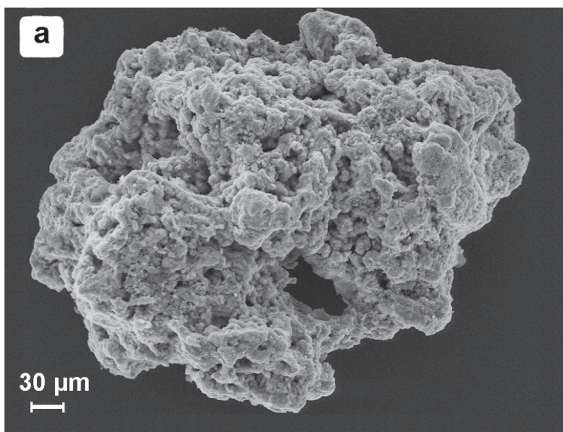
Прежде чем переходить к выяснению особенностей распределения химических элементов по разрезу колонок, рассмотрим наиболее общие закономерности, которые просматриваются при анализе корреляционных взаимоотношений между элементами. С этой целью массивы аналитических данных (как суммарные, так и по отдельным колонкам) были обработаны методами многомерной статистики (корреляционный, факторный и кластерный анализы). Результаты исследований выявили обособление нескольких геохимических ассоциаций элементов. Наиболее контрастно выделяются две группы элементов, имеющие отчетливые отрицательные корреляционные связи между собой. В первую группу входит большинство литофильных элементов (Al, K, Ti, Sc, Li, Rb, Zr, Th, Y, Nb и PЗЭ). Основу данной группы (далее – кластофильная ассоциация) составляют одни из главных компонентов обломочно-глинистого алюмосиликатного осадочного материала – Al, K, Ti, имеющие высокие положительные корреляционные связи между собой. Железо также коррелирует с этой группой элементов. Наглядно взаимосвязь химических элементов внутри данной ассоциации просматривается на диаграмме (рис. 10 а), характеризующей корреляционные связи между элементами, которые выстроены в ряд по мере уменьшения значений коэффициентов корреляции по отношению к наиболее представительному элементу кластофильной группы – алюминию. Характерными членами кластофильной ассоциации являются также редкоземельные элементы (PЗЭ), Th и Pb. Они образуют несколько обособленную, с

меньшими корреляционными связями ассоциацию, хорошо прослеживающуюся по результатам кластерного, а также факторного анализов (рис. 10 б).

Кластофильной геохимической ассоциации противопоставляется другая группа, которая включает ряд рудных элементов (Ni, Zn; Cu, Mo; Mn, Co), имеющих между собой высокие взаимные корреляционные связи (рис. 10 а, б). Многочисленными работами по геохимии осадков установлено, что эта группа редокс-чувствительных элементов часто сопутствует или тесно ассоциирует с органическим веществом осадков [13, 15, 21, 55, 82], что дало основание В.М. Гавшину с соавторами [20, 21] отнести эту группу элементов к органофильной геохимической ассоциации. К этой геохимической ассоциации в изученных отложениях также примыкают, но с меньшими положительными корреляционными связями, Ba, Ga, Mg и Na. Менее выражена данная тенденция для Cr, V, Ca и Sr.

Довольно отчетливо выделяется ассоциация кальцифильных элементов – Ca и Sr, которым сопутствует Mn (рис. 10). Отмечаемая для данной геохимической ассоциации умеренная положительная корреляция Ca с Mg, вероятно, отражает вхождение Mg в качестве изоморфной примеси в структуру аутигенных карбонатных фаз. Необычно проявилось поведение распространенного литофильного элемента – магния. Являясь одним из элементов, индифферентных к $C_{орг}$ [21], он, тем не менее, в изученных отложениях не обнаруживает явной положительной корреляции с кластофилами (рис. 10а), или даже отрицательно связан с некоторыми из них. С другой стороны, Mg проявляет связи с типичными кальцифилами (Ca, Sr) и органофилами (Ba, Cu, Zn, Mo, V, Co, менее четко с Ni), а также с Na и Ga. В исследованной выборке не совсем понятен геохимический смысл Ga, который по характеру корреляционных связей попадает в одну группу с органофильными элементами. Причем, отмечается очень высокая его корреляция ($r = +0.93$) с Ba.

Распределение химических элементов в изученных колонках во многом определяется особенностями литологического состава отложений и процесса их диагенетического перераспределения. В качестве примера на рис. 11 приведено распределение химических элементов, нормированных по Al, в осадках колонки So178-78. Прежде всего, наиболее контрастно проявлены отличия в распределении большинства химических элементов для голоценовой части разреза, специфической особенностью которого является повышенная кремнистость за счет остатков биогенного диатомового планктона [16, 27]. Значительное поступление планктоногенного диато-



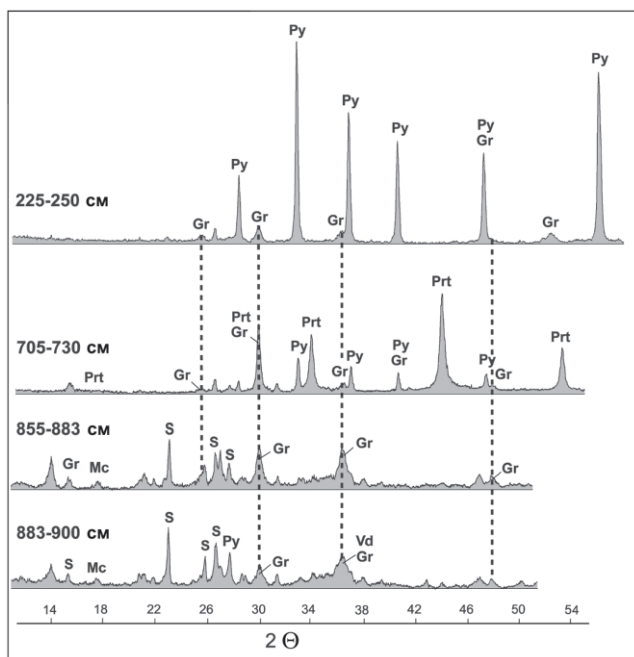


Рис. 8. Рентгенограммы сульфидных минералов из отложений колонки LV29-103.

Индексы минералов: Gr – грейгит, Py – пирит, Mc – маккиновит, Prt – пирротин (?), Vd – вернадит (?), S – сера.

мового материала, с одной стороны, способствовало снижению содержаний элементов кластофильной группы (Al, Ti, K, Li, Rb, Fe, Zr, Th, Y, Nd, PЗЭ, а также частично Ca и Mg), в основном поступающих с терригенным обломочно-глинистым материалом. Но, с другой стороны, отмечается противоположное поведение большой группы элементов, сопутствующих органическому веществу, в распределении которых на ряде горизонтов прослеживается увеличение содержаний до концентраций, превышающих средние значения для отложений Охотского моря. В эту груп-

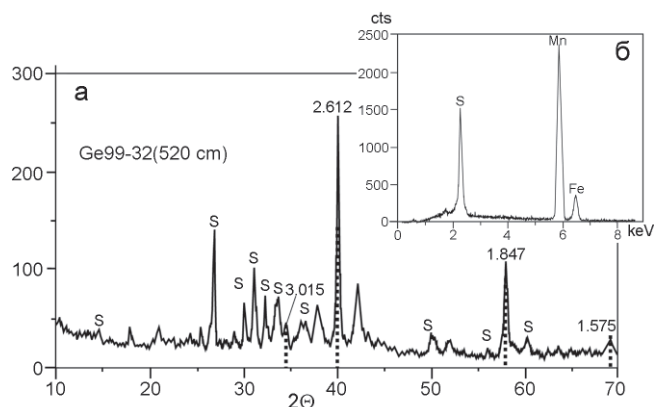


Рис. 9. Рентгенограмма (а) и энергодисперсионный спектр (б) алабандина из отложений впадины Дерюгина (район Баритовых гор).

Пунктиром показаны главные линии отражения алабандина.

пу “органотфильных” и “кальцифильных” элементов входят Ni, Zn, Cu, Mo, Ba, Sr, Mn, V, Co. Близкая картина распределения отмечается для Na и Mg – главных компонентов морских и поровых вод. Характерно, что для значительной группы органотфильных элементов наблюдается подповерхностный максимум содержаний (рис. 11), выраженный на глубине 30–40 см ниже поверхности дна. Подобный характер распределения химических элементов в голоценовых отложениях просматривается и в других колонках из глубоководных районов впадины Дерюгина [5, 16].

Рост амплитуды колебаний содержания ряда рудных элементов отмечается в верхней части разреза отложений позднеплейстоценового возраста в пределах гомогенных пелитовых илов III литокомплекса. Результаты исследования геохимии поровых вод [70] показали, что в этом интервале располагается

Рис. 7. Электронно-микроскопические снимки аутигенных сульфидов железа из осадков впадины Дерюгина.

а – морфологическая форма выделений магнитных сульфидов железа (грейгита) в осадках колонки Lv29-103 (гор. 705–717 см), состоящих из сросшихся почковидных агрегатов с бугристо-кавернозной поверхностью; **б** – увеличенный фрагмент зерна грейгита, осложненного удлиненно-извилистыми и почковидными агрегатами. В кавернах заметны скопления беспорядочно ориентированных микрокристаллитов грейгита удлиненно-пластинчатой формы. На поверхности зерна видны выделения элементной серы (S); **в** – фрагмент почковидного обособления агрегатов грейгитовых микрокристаллов в кавернах. Почковидные обособления состоят из удлиненно-пластинчатых, розетковидных агрегатов микрокристаллов грейгита разного размера; **г** – то же, увеличенный фрагмент фото **в**; **д** – «скелетная» форма раскристаллизации грейгитовых агрегатов с выделениями элементной серы (S); **е** – розетковидные агрегаты пластинчато-удлиненных микрокристаллов грейгита, развитых в поровом пространстве грейгитовых зерен. В верхней части снимка (показано стрелкой) видна структура отдельной почки с переходной текстурой от массивной к пластинчато-кристаллической; **ж-з** – морфология поверхности удлиненной пиритовой трубки, представляющей псевдоморфозу по ходам донных роющих организмов, ст. Lv29-104 (гор. 130–140 см): **ж** – розетковидные агрегаты (лепидосферы) пластинчатых кристаллов пирита (?) среди почковидных массивных обособлений пирита; **з** – то же, увеличенный фрагмент розетковидных сдвойникованных кристаллов пирита пластинчатой формы.

важнейший геохимический барьер, на который приходится максимум проявления сульфатредуцирующих диагенетических процессов (рис. 5). С этими процессами связано наблюдающееся интенсивное накопление сульфидов, которые, скорее всего, и обеспечивают относительно повышенные пики содержания Fe, Ni, Co, Cu, Zn, V (рис. 11). Основная же часть гомогенных отложений III литокомплекса характеризуется довольно выдержанным химическим составом. С другой стороны, наблюдаемый относительно повышенный фон большой группы кластофильных элементов (рис. 11) обусловлен увеличением количества глинистой составляющей в этих отложениях. Примечательно, что отложения гидротроилитовой пачки (ШВ) не показали никаких принципиальных отличий в содержании рудных элементов по сравнению с фоновыми концентрациями. Подобная закономерность (близость химического состава фоновых осадков и осадков, обогащенных гидротроилитом) характерна также и для других осадочных бассейнов, где встречаются довольно мощные прослой гидротроилитовых осадков (например, новоэвксинские отложения Черного моря).

В отложениях IV литокомплекса отмечаются значительные колебания в распределении химических элементов. На отдельных горизонтах отмечаются повышенные (по отношению к средним значениям для отложений котловины) содержания ряда рудных элементов (Mn, V, Zn, Ni, Co, Cr). Однако они не достигают величин, наблюдаемых в голоценовой части разреза (рис. 11, табл. 3).

Известно, что важнейшим компонентом существенного состава отложений, оказывающим существенное влияние на диагенетические процессы в осадочной толще, является органическое вещество. Содержание $C_{орг}$ в отложениях колонки So178-78 характеризуется довольно высокими значениями (0.8–2.1 %). На этом относительно повышенном фоне содержания $C_{орг}$ отмечаются колебания с амплитудой более одного процента (рис. 6). Причем, при некотором разбросе значений все же заметен отчетливый тренд уменьшения содержания вниз по колонке. Высокие содержания (до 1.64 %) свойственны терригенно-диатомовым отложениям I литокомплекса с постепенным снижением (до 0.8 %) к кровле II литокомплекса. По данному показателю эта часть разреза сопоставима с одновозрастными отложениями из других районов Охотского моря, в том числе и западными районами впадины Дерюгина [29, 75].

Резкое обогащение $C_{орг}$ (до 2.1 %) отмечается в гомогенных пелитах пачки IIIA вблизи плейстоцен–

голоценовой границы. Также относительное обогащение $C_{орг}$ (1.2–1.4 %, с отдельными максимумами до 2.02 %) наблюдается в гомогенных отложениях всего III литокомплекса (в том числе и в пределах гидротроилитовой пачки). Согласно принятому нами литостратиграфическому расчленению данной колонки, эта часть разреза соответствует периоду дегляциации позднего плейстоцена. Для этого периода была характерна низкая биопродуктивность вод, что ограничивало поступление на дно планктоногенного органического вещества [9]. В данном случае наблюдаемое обогащение $C_{орг}$ позднеплейстоценовых отложений вероятно можно связать с существенным влиянием аллохтонного источника, которым является терригенное органическое вещество конуса выноса р. Амур. В пользу данного предположения может свидетельствовать значительная примесь фрагментов наземных растительных остатков, отмечаемых при микроскопических исследованиях в составе алевритово-песчаных фракций. Осадки IV литокомплекса по содержанию $C_{орг}$ сопоставимы с нижнеголоценовыми отложениями II литокомплекса (в среднем менее 1 %, с отдельными пиками до 1.8 %).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Обнаружение мощной гидротроилитовой пачки в колонках из локальных котловин глубоководной части впадины Дерюгина поставило вопрос о выяснении причин формирования подобных отложений и, естественно, правомочности их сравнения с рудоносными отложениями “черносланцевых” формаций. Чтобы определить геохимическую специфику изученных отложений, приведем сопоставление их химического состава с кларками для глинистых пород, по А. П. Виноградову [52], и средними значениями отложений “черносланцевых” формаций [103]. Из приведенной диаграммы (рис. 10 в) следует, что геохимическая специфика отложений прежде всего определяется повышенными концентрациями Mn ($K_k = 1.4–28.8$). Кроме этого, содержания Zn, Na, Mo, U превышают кларковые значения в отложениях всех литокомплексов, однако степень их относительного обогащения существенно ниже, чем у Mn. Более широкий спектр химических элементов с относительно небольшими увеличениями содержания характерен для отложений I литокомплекса. Кроме перечисленных элементов сюда входят Ba, Ni и Co. Незначительное увеличение содержания (относительно кларка глин) наблюдается для Fe в терригенных отложениях позднего плейстоцена–раннего голоцена (II–IV литокомплексы).

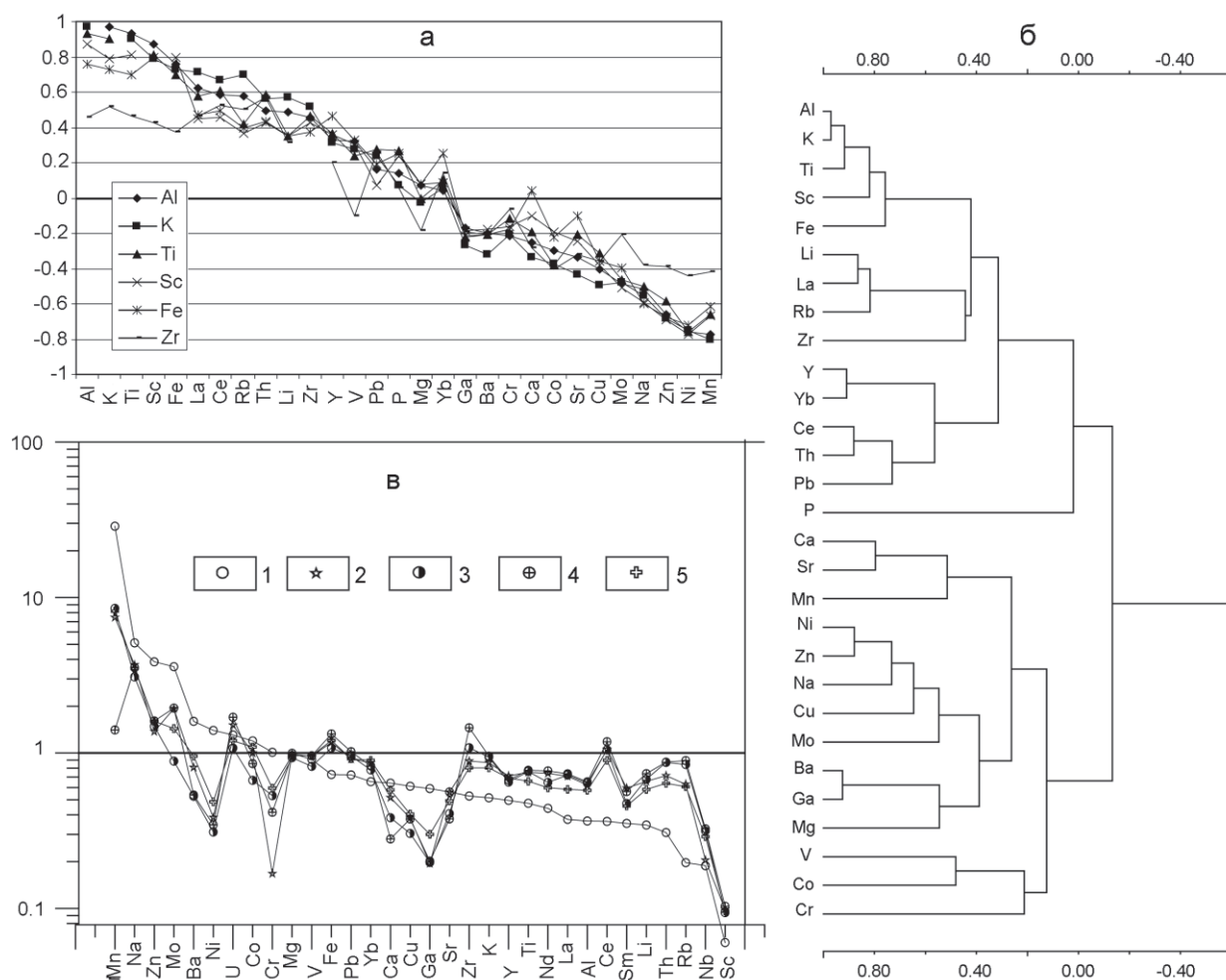


Рис. 10. Особенности химического состава отложений из колонки So178-78.

а – характер корреляционных связей между химическими элементами, б – кластерная диаграмма, в – спайдер-диаграмма средних значений химических элементов, нормированных по кларкам в глинистых породах [52] (K_k), в отложениях литокомплексов .

1–5 – литокомплексы: 1 – I, 2 – II, 3 – IIIА, 4 – IIIБ, 5 – IV (пояснения см. на рис. 2).

Из приведенных в табл. 3 данных следует, что в диатомово-глинистых отложениях голоценовой части разреза значительная группа рудных элементов (Mn, Ba, Zn, Ni, Co, Cr) характеризуется содержаниями, превышающими кларк “черносланцевых” формаций. Эта тенденция менее выражена для отложений II и IV литокомплексов. Примечательно, что такие элементы, как Cu, V, Cr, частично Ni, весьма характерные для отложений “черносланцевых” формаций, в изученных колонках показывают относительное уменьшение концентраций даже по отношению к кларку глин. Причем, отложения гомогенных пелитовых илов (в том числе гидротроилитовой пачки) не показывают значительных аномалий в распределе-

нии рудных элементов. Исключение составляет лишь Mn и, частично, P.

Таким образом, из анализа данных по химическому составу отложений изученных колонок можно получить довольно противоречивые представления об условиях их формирования во впадине Дерюгина. С одной стороны, наблюдается явная тенденция накопления элементов по “черносланцевому” типу, а с другой – обеднение некоторыми рудными элементами (Cu, V, Cr, Mo, частично Ni), обычно входящими в органотфильную ассоциацию отложений черносланцевых формаций. Несмотря на то, что элементы отчетливо разделились на кластофильную и органотфильную группы (рис. 12), что весьма характерно

для отложений черносланцевых формаций [18, 19, 21, 56, 73], удовлетворительной корреляционной связи элементов органофильной группы с содержанием $C_{орг}$ в отложениях впадины Дерюгина явно не просматривается. Исходя из небольшой выборки анализов (15 проб) с данными по $C_{орг}$ в колонке So178-78, намечается даже тенденция к отрицательной связи $C_{орг}$ с большинством элементов органофильной ассоциации (рис. 12) и, напротив, положительная связь с элементами кластофильной группы, особенно с La, Li, K, Sc, а также с Fe. Совершенно противоположная картина корреляционных связей $C_{орг}$ отмечается в планктоногенных отложениях баженовской свиты Западной Сибири, битуминозных сланцах Поволжья и сапропелевых илах Черного моря [13, 18, 19, 21]. Такое несоответствие, вероятно, не случайно и вызвано рядом отличий в условиях осадконакопления сравниваемых регионов. Одной из причин образования отложений, обогащенных органическим веществом (сапропелевидных), является, наряду с высокой биопродуктивностью вод, медленная поставка терригенного материала, что способствует концентрации $C_{орг}$ и его сохранности в осадках [18, 73].

Если принять за основу данные по содержанию $C_{орг}$ в колонке So178-78, то по этому важнейшему показателю отложения впадины Дерюгина явно отличаются от типичных представителей черносланцевых формаций. Что касается скорости осадконакопления, как одного из рудоконтролирующих факторов, то центральная часть впадины Дерюгина из-за высоких скоростей осадконакопления также отличается от типичных отложений черносланцевого типа, в частности баженовитов [19, 103].

Важнейшей геохимической спецификой отложений впадины Дерюгина является наличие Mn аномалии (табл. 3). Максимальные концентрации Mn (2.4–3.18 %) наблюдаются в пределах верхнего окисленного слоя. Однако повышенный фон содержания характерен и для восстановленных осадков (рис. 6, 11), с отдельными максимумами, составляющими более 1.0 % (1.5–2.2 %). Факты, указывающие на наличие аномальных концентраций Mn в отложениях впадины, известны давно [7, 16, 47]. Имеется несколько точек зрения на их появление. В. А. Воронова обогащение голоценовых отложений марганцем связывает с периодами усиления биологической продуктивности вод [16], его перераспределением в результате раннедиагенетических процессов в поверхностных окисленных горизонтах осадков [7]. В других работах [3, 6] предпочтение отдается преимущественно гидротермальному (эндогенному постмагматическо-

му) источнику поступления Mn и формированию в глубоководной котловине так называемых “металлоносных осадков”. В качестве доказательства приводится близкое соответствие в распределении ряда элементов (Ni, Sr, Ba, Mn) в колонках без достаточного геохимического обоснования. В данном контексте к отложениям впадины Дерюгина вообще проблематично применение термина “металлоносные осадки”, поскольку в них содержание Fe, как одного из ведущих элементов типичных металлоносных осадков, явно не достигает 10 % [30, 42]. В более поздней работе [5] наличие указанной аномалии уже объясняется влиянием элизионных флюидов, поступающих из осадочной толщи Дерюгинского осадочного бассейна вдоль крупных разрывных нарушений.

С чем же связаны подобные аномалии Mn в отложениях впадины? В качестве одного из главных доказательств их “гидротермальности” и, соответственно, отнесение этих отложений к категории “металлоносных” сторонники этой точки зрения опираются, прежде всего, на видимую пространственную сопряженность участков повышенных концентраций Mn с районом крупного рудопроявления барита (Баритовые горы) в восточной части впадины. Однако следует отметить, что комплексными работами в рамках российско-германского проекта КОМЕХ было установлено, что данное гигантское рудопроявление представляет собой образование, связанное с деятельностью специфических холодных газово-флюидных эманаций (cold seep). По особенностям парагенетических ассоциаций аутигенных минералов, их изотопному и химическому составу оно имеет мало общего с типичными гидротермальными проявлениями [32, 33, 60, 62, 67–71, 76]. Не вдаваясь в детали формирования этого типа минерализации, отметим, что на участках предполагаемой разгрузки флюидов не были обнаружены аномалии Mn, хотя глубинная природа поступающих флюидов подтверждается экстремально высокими концентрациями (до 2 м/М) растворенного бария в поровых водах (в 8500 раз (!) больше, чем в морской воде), наличием аномалий метана в поровых и придонных водах, а также рядом других геохимических индикаторов [62, 68]. Об активности флюидного потока в пределах Баритовых гор в настоящее время свидетельствуют результаты подводной видеосъемки, с помощью которой обнаружены живые колонии специфической симбиотрофной фауны моллюсков у подножия построек баритовых “курильщиков” и признаки наращивания этих построек [67, 68, 70]. Если даже принять во внимание тот факт, что области преимуществен-

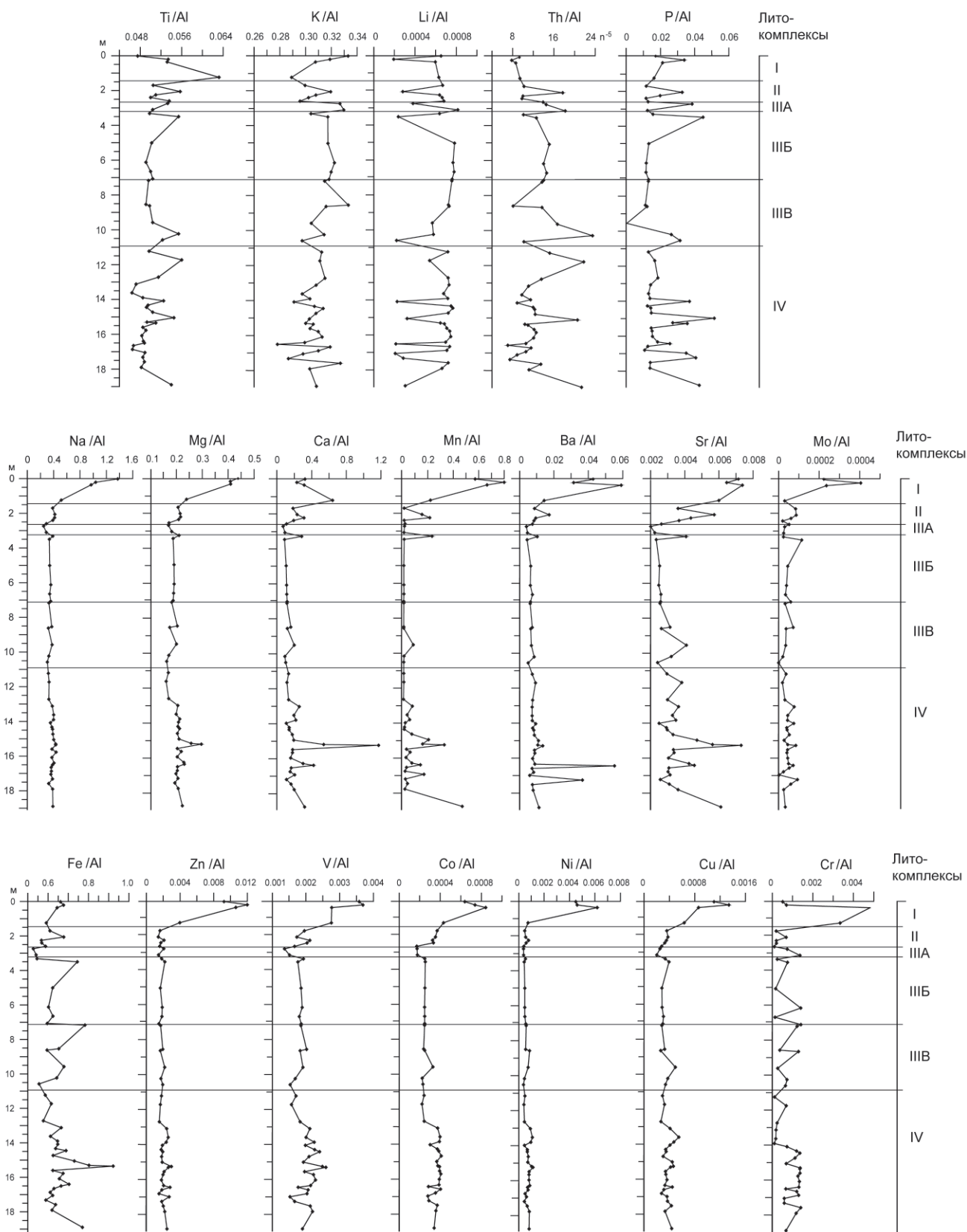


Рис. 11. Распределение химических элементов, нормированных по Al, в отложениях колонки So178-78.

Таблица 3. Среднее содержание химических элементов в отложениях литокомплексов локальных котловин впадины Дерюгина.

Химические элементы	Литокомплексы																
	ст. So178-78						ст. LV29-103							ст. LV29-104			
	I	II	IIIА	IIIБ	IIIВ	IV	I*	II	IIIБ	IIIБ ₁	IIIВ ₁	IIIВ ₂	IIIВ ₃	I*	II	IIIБ	IIIВ
P	0.08	0.11	0.15	0.14	0.11	0.13	0.08	0.07	0.08	0.17	0.07	0.08	0.10	0.13	0.11	0.15	0.15
Na	3.37	2.44	2.04	2.34	2.22	2.31	3.46	2.67	2.91	2.91	2.60	2.77	2.39	3.89	2.91	2.34	2.06
Mg	1.33	1.32	1.25	1.30	1.19	1.29	1.41	1.49	1.43	1.36	1.40	1.40	1.45	1.69	1.46	1.40	1.26
Al	3.82	6.51	6.69	6.82	6.56	6.02	5.79	7.50	7.64	7.81	8.12	8.01	8.61	7.11	7.47	8.20	8.35
K	1.17	1.98	2.14	2.18	2.06	1.83	1.60	2.16	2.39	2.21	2.37	2.29	2.42	1.91	2.06	2.41	2.38
Ca	1.62	1.31	0.97	0.71	0.91	1.47	1.18	0.91	0.60	0.89	0.57	0.67	0.57	0.98	0.95	0.57	0.58
Ti	0.21	0.34	0.34	0.35	0.34	0.30	0.28	0.36	0.39	0.37	0.40	0.38	0.39	0.34	0.34	0.40	0.41
Mn	1.93	0.50	0.57	0.09	0.16	0.55	1.12	0.17	0.08	0.24	0.10	0.12	0.14	0.08	0.13	0.07	0.06
Fe	2.42	3.90	3.60	4.42	4.14	4.01	3.26	4.17	4.07	3.56	3.95	4.05	4.18	3.90	4.15	3.79	4.65
Li	20.65	39.42	40.61	44.21	41.93	34.99	12.32	17.94	35.34	16.00	35.55	30.37	39.21	16.93	16.40	34.71	33.22
Sc	0.60	0.99	0.94	1.03	0.94	0.96	0.84	1.00	1.21	0.94	1.04	0.99	1.06	0.99	0.92	1.00	1.01
V	118.17	124.00	106.69	124.83	118.72	125.06	111.94	126.75	114.94	110.30	108.67	115.38	114.92	125.21	112.50	102.85	99.67
Cr	101.09	16.76	53.16	41.59	42.81	59.44	40.24	46.42	51.99	45.29	55.36	51.73	57.28	44.78	48.36	51.97	51.60
Co	23.94	20.00	13.34	17.10	16.93	21.86	15.73	19.89	14.52	15.20	12.53	14.30	12.08	14.63	15.73	10.28	10.33
Ni	132.80	36.55	29.48	32.80	38.44	46.17	58.72	32.23	30.36	28.48	31.90	29.72	32.61	52.50	27.63	26.19	30.41
Cu	34.84	21.78	17.31	21.45	21.69	23.08	38.97	22.00	23.09	14.18	29.20	26.18	19.40	30.20	23.51	14.08	23.07
Zn	308.96	109.92	118.67	128.60	119.08	128.27	284.69	148.13	140.25	128.86	192.54	123.13	182.75	415.79	136.42	106.31	129.25
Ga	17.73	5.84	5.93	6.05	5.57	9.00	31.37	5.14	4.06	4.39	4.12	4.40	4.31	7.37	4.56	5.62	4.46
Rb	39.41	125.73	168.78	178.92	166.42	121.57	44.16	69.01	91.25	76.54	99.38	88.97	95.83	54.30	64.21	100.62	99.25
Sr	252.92	251.63	183.36	169.56	201.92	221.77	238.53	185.17	149.39	180.03	140.63	151.50	137.17	180.38	179.13	138.62	144.38
Y	14.87	21.34	19.50	20.08	20.64	20.69	12.82	15.71	14.33	15.36	16.76	15.09	15.98	13.44	13.95	15.87	15.93
Zr	105.81	177.27	216.33	290.79	205.46	160.64	155.00	174.50	178.39	167.67	188.00	179.50	188.00	162.50	161.00	185.80	186.50
Nb	5.02	5.11	9.46	8.68	6.22	8.12											
Mo	7.18	3.86	1.77	3.89	2.49	2.87	4.19	4.70	1.09	2.92	5.15	0.53	2.10	2.56	2.57	0.64	0.53
Ba	1279.79	645.82	421.25	429.73	474.17	763.44	2501	339	287	275	250	275	262	557	296	393	291
La	14.97	28.36	28.84	29.40	28.31	23.35	11.61	16.66	19.98	16.49	20.40	18.15	19.46	12.98	14.39	19.95	20.42
Ce	18.16	52.72	52.38	59.13	60.09	44.90	27.75	38.80	39.26	38.39	50.25	43.63	47.72	32.07	33.88	48.56	48.85
Nd	13.52	21.29	22.33	23.53	20.45	19.24											
Sm	3.06	4.83	4.61	4.90	4.34	4.15											
Yb	1.96	2.60	2.34	2.48	2.59	2.69	1.34	1.61	1.70	1.47	1.68	1.47	1.58	1.41	1.35	1.59	1.56
Pb	14.45	18.29	19.08	20.40	26.87	18.38	1.84	3.65	9.63	12.48	6.26	11.82	17.78	12.18	15.50	19.49	18.00
Th	3.38	7.86	9.57	9.60	9.57	7.02	3.51	5.26	7.13	5.59	8.12	6.67	7.86	4.11	4.53	8.11	8.03
U	5.57	6.05	5.17	7.25	6.60	6.19											
Кол-во анализов	4	5	3	4	11	21	3	2	3	3	2	2	1	2	2	5	2

Примечание. Значения для P, Na, Mg, Al, K, Ca, Ti, Mn, Fe даны в %, для остальных элементов – в $n \cdot 10^{-4}$ %. Жирным шрифтом выделены значения рудных элементов, превышающие кларк для отложений “черносланцевых” формаций [103]. * - для литокомплекса I отсутствуют данные по поверхностным горизонтам (ст. LV29-103 – 0–20 см, ст. LV29-104 – 0–30 см).

ного накопления Fe и Mn в гидротермальном процессе обычно разделены благодаря большей геохимической подвижности Mn [30, 42, 43, 55], то можно было бы ожидать относительное увеличение содержания Fe на участках, непосредственно прилегающих к постройкам баритовых “курильщиков”. Однако, согласно нашим исследованиям в пределах Баритовых гор, ни в поверхностных, ни в более глубоких горизонтах колонок не обнаружено аномальных содержаний Fe.

Как показал корреляционный анализ (рис. 10 а), в отложениях прилегающих локальных котловин не выявлено положительной связи между Fe и Mn. А, как известно, эти элементы являются важнейшими составляющими вещества гидротермальных плюмов, которые, в конечном итоге, поставляют основные компоненты металлоносных осадков [11, 23, 30, 42, 43, 55]. Во всех изученных нами колонках отмечается противоположное поведение этих элементов: устойчивая отрицательная корреляционная связь между Fe и Mn и явное тяготение Fe к кластофильной геохимической ассоциации, что свидетельствует о существенно терригенном источнике поступления Fe в отложения котловины.

Попробуем ответить на поставленный вопрос о Mn аномалии не с позиций ее гидротермальной природы, а в связи с изменениями условий осадконакоп-

ления в пределах впадины Дерюгина в течение позднего плейстоцена–голоцена, в частности, в связи с появлением аноксидных обстановок в придонных слоях водной толщи. Основой для такого предположения послужили особенности состава отложений и аутигенных образований из наиболее глубоких частей впадины, которые по многим признакам сопоставимы с отложениями известных аноксидных бассейнов с периодическим сероводородным заражением [8, 35–37, 63, 64, 78, 79, 82, 85, 86, 97, 98]. Так, уже при сравнении распределения Mn и Ca в колонке So178-78 (рис. 6, 11) отмечаются явные признаки их синхронного поведения (за исключением верхнего, окисленного слоя). Подобное распределение этих элементов весьма показательно для отложений бассейнов, характеризующихся периодическим установлением аноксидных условий придонных вод [65, 78, 82, 92, 97]. Как показали результаты минералогических исследований, горизонты с повышенным содержанием Mn и Ca содержали в переменных количествах аутигенные образования изоморфного ряда кальцит–родохрозит (преимущественно манганокальцит). Изотопный состав изученных марганцевых карбонатов в отложениях колонки So178-78 варьирует в небольших пределах (табл. 2). Причем, значения в верхней и нижней частях колонки остаются близкими ($\delta^{13}C = -10.0...-11.8 \text{ ‰}$, $\delta^{18}O = +3.5...+4.5 \text{ ‰}$

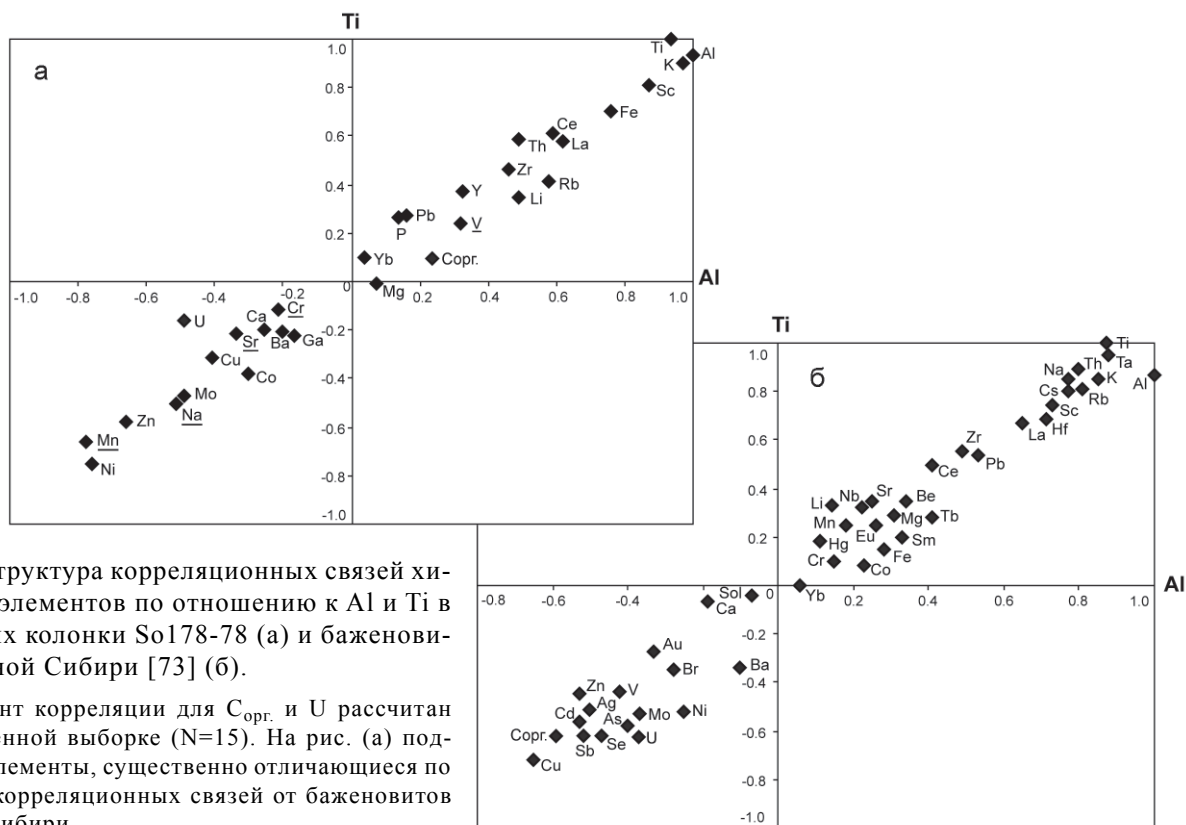


Рис. 12. Структура корреляционных связей химических элементов по отношению к Al и Ti в отложениях колонки So178-78 (а) и баженовитах Западной Сибири [73] (б).

Коэффициент корреляции для Copr. и U рассчитан по сокращенной выборке (N=15). На рис. (а) подчеркнуты элементы, существенно отличающиеся по структуре корреляционных связей от баженовитов Западной Сибири.

PDB) и лишь в одной пробе (гор. 1325 см) уменьшаются до $\delta^{13}\text{C} = -15.0\text{ ‰}$ PDB. Эти данные свидетельствуют, что источником изотопно-легкого углерода при формировании Mn-карбонатов явилось преимущественно анаэробное микробиологическое разложение органического вещества отложений [39–41]. Согласно данным по изотопии кислорода, формирование Mn-карбонатов происходило при температурах, близких современным в придонных водах впадины Дерюгина.

Кроме того, в восстановленных осадках горизонтов, обогащенных Mn, присутствуют марганецсодержащие пириты, парагенетически связанные с аутигенными манганокальцитами. Подобный парагенез аутигенных минералов прослеживается в отложениях впадины Дерюгина на значительной площади, не только в изученных нами локальных котловинах, но и на близких глубинах по ее периферии [4]. Такое масштабное распространение этого типа минерализации, по нашему мнению, явно не согласуется с влиянием предполагаемых локальных источников поступления флюидов, а более соответствует обстановкам осадконакопления, имевшим место на значительной площади дна: в рассматриваемом случае – обстановкам с признаками аноксии придонных вод, что вело, в конечном итоге, к накоплению растворенного Mn в таких водах.

В отличие от Mn-карбонатов из отложений локальных котловин, несколько более легким изотопным составом углерода ($\delta^{13}\text{C} = -17.4\text{ ‰}$) характеризуются Mn-карбонаты отложений Баритовых гор. Не исключено, что это вызвано влиянием метанового источника. Здесь отмечены явные признаки метановых эманаций на морском дне [46, 67–69].

Одним из показателей, характеризующих условия сероводородного заражения, считается отношение Mo/Mn [58, 59]. Хотя по этому показателю отложения изученных колонок и не достигают граничных значений, формально подтверждающих существование типичных условий сероводородного заражения, но по относительно резким его колебаниям все же можно сделать некоторые предположения об изменениях условий осадконакопления. Примечательно, что слои с максимумами Mo/Mn отношения чередуются с горизонтами, обогащенными Mn и Ca (рис. 6), в которых, соответственно, наблюдаются аутигенные Mn-кальциты. На наш взгляд, такое соответствие в распределении вполне закономерно вписывается в модель формирования аутигенных Mn-карбонатов, характерную для бассейнов с периодическим появлением аноксидных условий в придонных водах, например, для Балтийского моря [8, 36, 65, 72, 78, 82, 83, 85, 92]. Известно, что придонные воды, обеднен-

ные кислородом, и особенно воды зоны сероводородного заражения концентрируют значительные массы растворенного марганца [37, 44], который интенсивно осаждается на дно при появлении оксидных условий осадконакопления [8, 65]. Причем, как установлено для Балтийского моря, максимум содержания марганца в отложениях обычно приурочен к центральным частям впадин. В таких условиях дальнейшие раннедиагенетические процессы окисления $\text{C}_{\text{орг}}$ и редукции Mn-оксигидроксидов приводят к формированию Mn-карбонатов в пределах переходного (от оксидных к восстановленным) горизонта [8, 35, 65]. Проявление подобных процессов периодического изменения условий осадконакопления с оксидных на аноксидные, скорее всего, и нашло отражение в отложениях наиболее глубоких частей впадины Дерюгина. Эти события, в первую очередь, зафиксировались формированием мощного окисленного слоя с высокими содержаниями марганца и появлением многочисленных обособлений Mn-карбонатов. Но, в отличие от короткопериодных (несколько лет) резких изменений условий аэрации придонных вод, которые наблюдаются во впадинах Балтийского моря, смена условий осадконакопления во впадине Дерюгина, согласно имеющимся данным, вероятно происходила существенно реже (сотни–тысячи лет).

Специфика структуры вод, сложившаяся во впадине Дерюгина в настоящее время, такова, что придонные воды резко обеднены кислородом. В наиболее глубоких частях впадины в районе расположения изученных колонок концентрация кислорода составляет 0.3–0.46 мл/л [68, 70]. Можно предположить, что на этом пониженном фоне содержания кислорода в придонных водах даже незначительные изменения условий осадконакопления в течение последних 20 тыс. лет, связанные с колебаниями термохалинных характеристик водных масс или условиями поставки осадочного материала (в том числе и интенсивное поступление органического вещества), могли вызвать появление аноксидных условий в наддонных горизонтах водной толщи.

По особенностям распределения Mo/Mn отношений в колонках (рис. 10), с некоторым допущением, можно выделить несколько горизонтов, которые формировались в условиях аноксии (или резкого дефицита кислорода). Согласно этим данным, последнее подобное событие имело место в конце позднего плейстоцена–начале голоцена, что хорошо согласуется с результатами по другим колонкам из Охотского моря и северной Пацифики [5, 100]. Относительно повышенными значениями Mo-модуля характеризуется практически вся толща гомогенных пелитов III литокомплекса, в том числе и гидротроилитовая пач-

ка, что не исключает вероятность ее формирования в “аноксидной” обстановке или в обстановке с резким дефицитом кислорода придонных вод. Отсутствие явных признаков биотурбаций и, соответственно, хорошая сохранность микрослоистости в пределах гомогенной пелитовой пачки также является аргументом в пользу образования этих отложений в обстановке дефицита кислорода в придонных слоях водной толщи. Примечательно, что в пределах “аноксидных” горизонтов, по нашим данным, отмечается резкое падение видового и количественного состава бентосных фораминифер (до единичных экземпляров), а на отдельных горизонтах, особенно в отложениях III литокомплекса, и полное их отсутствие. В противоположность, на горизонтах, обогащенных Са и Мп, образовавшихся предположительно в условиях нормальной аэрации, наблюдается увеличение этих показателей. Следует отметить, что наличие на отдельных “аноксидных” горизонтах довольно многочисленных агглютинирующих бентосных фораминифер (*Rhabdammina abyssorum*) может свидетельствовать о неполной аноксии придонных вод. Согласно Х.М. Саидовой [49], при содержании кислорода 0.3 мл/л и меньше агглютинирующие виды не живут, а численность секреторных видов уменьшается во много раз, даже при условии высокого содержания органического вещества в осадках. Полученные результаты по впадине Дерюгина хорошо согласуются с данными по распределению бентосных фораминифер в локальных впадинах Балтийского моря, где увеличение количественных показателей совпадает с периодами усиления аэрации придонных вод [50]. Существование аноксидных условий в центральной части впадины Дерюгина в период последнего оледенения и ранней дегляциации подтверждают также данные И.И. Бурмистровой и Н.В. Беляевой [9], которые обосновывают свой вывод отсутствием бентосных фораминифер в отложениях этого возраста.

Еще одним подтверждением правильности выбранной нами модели, объясняющей формирование Мп-аномалии, является наличие мощной пачки гидротроилитовых отложений и характер сопутствующих ей аутигенных сульфидных минералов. Примечательно, что таких мощных горизонтов, обогащенных гидротроилитом, не отмечается даже в известных современных бассейнах периодического и даже постоянного сероводородного заражения, таких как впадины Балтийского и Черного морей [8, 21, 35, 36].

Затрагивая проблему происхождения гидротроилитовой пачки, отметим наиболее важные моменты в распределении различных форм аутигенных сульфидов в отложениях изученных колонок, позволяю-

щие наметить определенные тенденции в эволюции геохимической обстановки формирования отложений. Как указывалось выше, различными методами достоверно установлено присутствие в осадках аморфных фаз моносльфидов железа, маккинавита, грейгита и пирита. По данным изотопного состава серы ($\delta^{34}\text{S} = -42.3 \dots -21.1 \text{ ‰}$ СТД) сульфиды представляют собой типичные раннедиагенетические образования, возникшие в результате процессов бактериальной сульфатредукции. Известно, что грейгит обычно встречается в отложениях бассейнов с постоянным или периодическим сероводородным заражением [8, 10, 21, 36, 82, 83, 98]. Поэтому довольно широкое распространение грейгита в восстановленных осадках дает нам дополнительное подтверждение возможности существования в наиболее глубоких частях впадины Дерюгина аноксидных условий в отдельные периоды позднего плейстоцена.

Кроме того, усиление процессов восстановительного диагенеза можно предположить на тех участках впадины (район Баритовых гор), где отчетливо проявлены газово-флюидные эманации на морском дне (так называемые холодные сипы). Здесь, благодаря процессам анаэробного окисления метана, локально формируется специфическая геохимическая обстановка. Не исключено и более сильное сероводородное заражение в приповерхностных горизонтах осадков, а в отдельные периоды и придонных вод. Подтверждением тому является резкое увеличение на ряде горизонтов колонок такого показателя, как Мо/Мп отношение (до 0.025–0.083) и находки сульфидов марганца (алабандина). Как было установлено для локальных впадин Балтийского моря с признаками сероводородного заражения, этот минерал служит важным индикатором обстановок “жесткой” стагнации [63, 98].

Известно, что неперенным условием формирования моносльфидов железа в осадках является избыток свободного сероводорода в наддонных или поровых водах, который выделяется, в основном, в результате микробиологической сульфатредукции и, частично, анаэробного окисления метана [15, 37, 48, 55, 83]. Как следует из рис. 5, наиболее интенсивно процесс микробиальной сульфатредукции в колонке So178-78 происходит на горизонте около 200 см. Это отчетливо выражается в характере вертикального распределения в поровых водах значений SO_4^- , щелочности, а также в заметном увеличении содержания H_2S , NH_4 , PO_4 , поступающих при разложении органического вещества осадков. Высокие концентрации пирита наблюдаются в интервале 175–650 см, что в целом соответствует зоне максимальных содержаний свободного сероводорода. Известно, что од-

ной из главных причин сохранности горизонтов черных гидротроилитовых отложений является дефицит H_2S в поровых водах, что существенно ограничивает образование свободной серы и, в конечном итоге, замедляет процесс перехода моносulfидов железа в пирит [12, 14, 55]. Не исключено, что результаты данного процесса, вероятно, и нашли отражение в отложениях изученной гидротроилитовой пачки, в пределах которой наблюдается резкое снижение концентраций свободного сероводорода и, соответственно, существенное уменьшение количества пирита по сравнению с вышележающим горизонтом, где отчетливо выражены признаки современной сульфатредукции.

Подобная тенденция в распределении сульфидов и концентрации сероводорода отмечается также в отложениях Черного и Балтийского морей, где в колонках проявлены гидротроилитовые прослои [12, 21, 36, 83]. В этих морях основная причина формирования гидротроилитовых прослоев связывается с наложенными процессами сульфидной минерализации, обусловленной нисходящей диффузией сероводорода из обогащенных органическим веществом осадков зоны сульфатредукции в нижележащие слои, преимущественно озерного происхождения [8, 12, 36, 55]. Следует отметить, что данная модель формирования гидротроилитовых горизонтов предложена, прежде всего, для бассейнов, в которых ясно выражены признаки резкого изменения обстановок осадконакопления от озерных к типично морским. Поэтому полной аналогии между изученными гидротроилитовыми отложениями впадины Дерюгина в Охотском море и подобными отложениями этих внутриконтинентальных морей, естественно, ожидать не приходится.

Таким образом, рассмотрение особенностей распределения сульфидов и геохимии поровых вод показало, что диффузионную модель, объясняющую формирование гидротроилитовой пачки в отложениях впадины Дерюгина, по мнению авторов, полностью исключить нельзя. Однако определенный вопрос при таком объяснении возникает при рассмотрении мощности гидротроилитовой пачки, достигающей 4 м, что можно связать либо с миграцией фронта сульфидизации по мере накопления отложений, либо с особенностями условий осадконакопления. В последнем случае можно предположить, что дефицит поступления свежего, слабоминерализованного органического вещества способствовал ослаблению процесса сульфатредукции и, соответственно, препятствовал образованию в больших количествах сероводорода в толще осадков. В результате происходило резкое замедление процесса перехода моносulfида железа в пирит, что приводило к формированию черных гидротроилитовых горизонтов. Кроме того, со-

гласно исследованиям Э.А. Остроумова с соавторами [48], в увеличении содержания сероводорода в осадках качественный состав органического вещества, поступающего в них, имеет даже большее значение, чем его количество. В данном контексте следует отметить, что отложения гидротроилитовой пачки в изученных колонках отличаются значительной примесью аллотигенного (не планктоногенного) органического вещества, принесенного с терригенным осадочным материалом. Как следует из приведенного обзора, окончательный ответ на вопрос о происхождении мощной пачки гидротроилитовых отложений можно получить лишь после проведения детальных работ по геохимии восстановительного диагенеза, что является предметом отдельных исследований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате комплексных минералого-геохимических исследований отложений наиболее глубоких частей локальных котловин впадины Дерюгина установлены не известные ранее стороны эволюции осадкообразования в Охотском море, которые выразились в неоднократной смене аноксидных обстановок на обстановки с нормальной аэрацией придонных вод. Становлению «аноксидных» условий, происходящих на период дегляциации, вероятно, способствовала плотностная стратификация вод во впадине, вызванная относительным распреснением поверхностных вод в результате таяния ледникового покрова [88]. Не исключено, что одним из факторов, способствовавших уменьшению содержания кислорода в придонных водах (при условии слабого вертикального водообмена), могли быть процессы биохимической деградации органического вещества. Оно в большом количестве поступало на дно с терригенным осадочным материалом конуса выноса р. Амур, о чем свидетельствуют высокие скорости осадконакопления для этого периода (более 100 см/тыс. лет). Во время дегляциации в связи с трансгрессией моря в процесс эрозии были вовлечены обширные мелководные пространства шельфа, что также способствовало выносу в прилегающие глубоководные котловины значительных масс терригенного осадочного материала, в том числе и органического вещества [88, 91, 93].

Результаты комплексных исследований длинных колонок позволили нам с большой вероятностью утверждать, что в течение позднего плейстоцена-раннего голоцена наиболее глубокие части впадины Дерюгина в Охотском море представляли собой бассейны, в которых эпизодически устанавливались аноксидные обстановки осадконакопления с вытекающей отсюда спецификой седиментационно-диаге-

нетического минералообразования. Бассейны подобного типа можно рассматривать как одну из моделей образования металлоносных черносланцевых формаций. Однако по сравнению с типичными рудоносными черносланцевыми толщами изученные отложения (особенно в пределах черной гидротроилитовой пачки) несколько обеднены органическим веществом и сопутствующей ему органотроилитовой ассоциацией химических элементов (Mo, Ni, Cu, Zn, V, U), но отличаются более высокими содержаниями Mn, а также более высокими значениями скоростей седиментации.

По комплексу аутигенных минералов и химическому составу отложения локальных котловин впадины Дерюгина наиболее сопоставимы с отложениями впадин Балтийского моря, характеризую-

щимися обстановками периодического сероводородного заражения, но существенно отличаются от бассейнов с постоянным сероводородным заражением (типа Черного моря). Прежде всего, эти отличия достаточно уверенно отражаются по относительно низким содержаниям рудных элементов, в частности Ni, Cu, Fe, и высоким содержаниям Mn. С учетом этого, на предложенных авторами дискриминационных диаграммах ареалы распределения фигуративных точек, характеризующих отложения различных обстановок осадконакопления, выстраиваются по определенным направлениям, генеральные тренды которых показаны пунктирными стрелками (рис. 13). Для полноты сравнения на этот же график были вынесены значения по разновозраст-

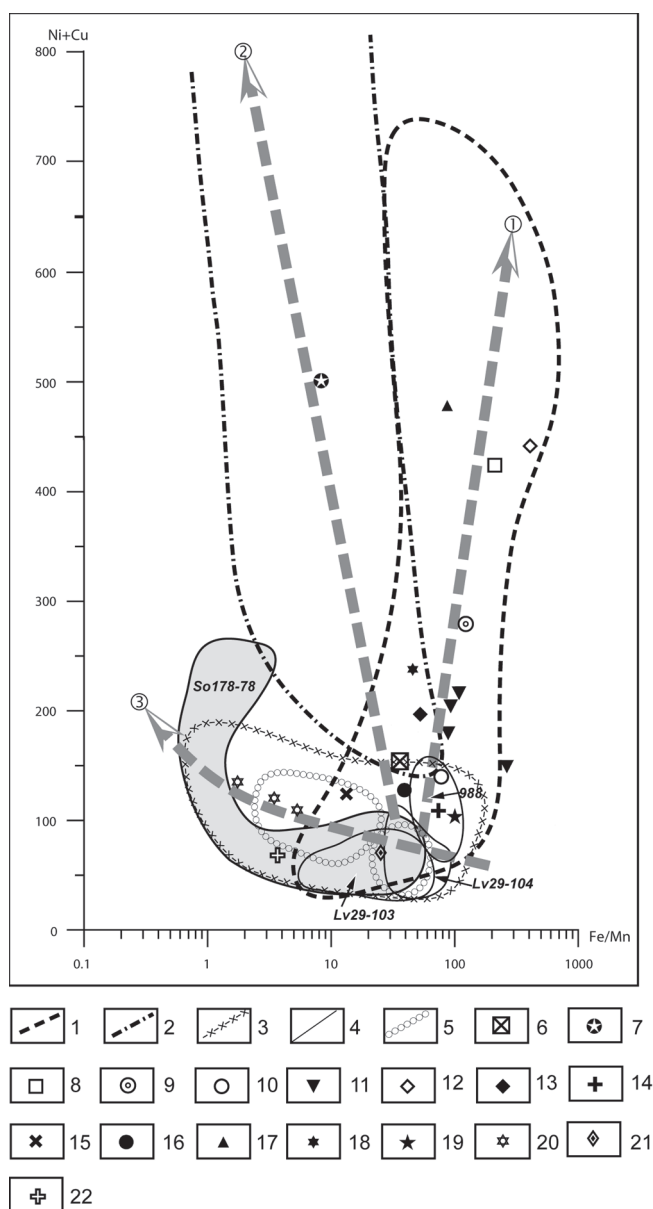


Рис. 13. График зависимости химического состава отложений от условий их образования.

1–5 – контуры распределения фигуративных точек, характеризующих: 1 – современные и древние высокоуглеродистые (сапропелевидные) отложения аноксидных обстановок: баженовская свита Западной Сибири [19], раннемеловые битуминозные сланцы Поволжья [18], позднелавоценовые сапропелиты Перитетиса [17], новозвксинские отложения Черного моря [21]; 2 – металлоносные осадки: рифтовых долин Красного моря, Восточно-Тихоокеанского поднятия, Срединно-Атлантического хребта, бассейнов Вудларк, Манус, Лау [11, 30, 42, 43, 55]; 3 – современные отложения обстановок периодического сероводородного заражения придонных вод: впадин Ландсортской, Готландской, Борнхольмской, Фарё и др. Балтийского моря [8, 22, 35, 36]; 4–5 – осадки впадины Дерюгина в пределах: 4 – локальных котловин (ст. LV29-103, LV29-104, So178-78, 988), 5 – поднятия Баритовых гор (ст. Ge99-32, Ge99-36, LV29-56, LV29-100, So178-66, So178-62, 9310); 6–22 – точки средних содержаний химических компонентов, характеризующих: 6 – осадочные породы платформ [52]; 7 – красные глубоководные глины [52]; 8 – сапропели баженовской свиты Западной Сибири [19]; 9 – сапропели Черного моря [21]; 10 – новозвксинские отложения (гидротроилитовая пачка) Черного моря [21]; 11 – битуминозные сланцы раннемелового аноксидного бассейна Русской платформы (разрезы г. Ульяновска) [18]; 12–20 – сапропелевидные отложения позднелавоценовых аноксидных бассейнов Перитетиса [17]: 12 – Предкавказья, р. Хеу; 13 – то же, р. Баксан; 14 – Западной Грузии, с. Медани; 15 – Западного Приаралья, м. Актумасук-2; 16 – Западного Копетдага, ур. Торанглы; 17 – Приамурьинских горючих сланцев; 18 – Таджикской депрессии, ур. Курпай; 19 – ур. Гуру-Фатьма; 20 – марганцовистые восстановленные осадки локальных впадин Балтийского моря (Готландской и Ландсортской) с содержанием Mn 0.2–5.0, 1.0–5.0 и 0.2–3.8 % [36]; 21 – отложения гидротроилитовой пачки впадины Дерюгина (ст. So178-78); 22 – алевропелиты поверхностного слоя Охотского моря [16].

Пунктирные стрелки и цифры в кружках показывают основные тренды распределения фигуративных точек полей, характеризующих отложения, формирующиеся в различных условиях осадконакопления. Содержание Ni+Cu – в $\cdot 10^{-4}\%$.

ным отложениям (битуминозные сланцы юга Русской платформы, баженовиты Западной Сибири и др.), которые формировались в аноксидных обстановках осадконакопления. По этим показателям впадину Дерюгина можно отнести к бассейнам с периодическим проявлением аноксидных условий осадконакопления в придонном слое вод. Но в отличие от впадин Балтийского моря, где смена условий осадконакопления с оксидных на аноксидные характеризуется короткими периодами (несколько лет), во впадине Дерюгина подобная периодичность изменений условий проявляется значительно реже (сотни–тысячи лет). Вынесенные на эту же диаграмму для сравнения металлоносные отложения гидротермального генезиса существенно отличаются по расположению полей фигуративных точек от отложений, свойственных бассейнам сероводородного заражения.

Таким образом, аномально высокие концентрации марганца, наблюдающиеся в отложениях впадины Дерюгина, в свете полученных данных, не связаны непосредственно с гидротермальной деятельностью, а происходят по классической схеме седиментационно-диагенетического марганцеворудного процесса, реализуемого в бассейнах с периодическим сероводородным заражением. Вопрос о возможности формирования высоких концентраций марганца в отложениях ряда котловин в данном случае становится вполне объяснимым и правомерным.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Президиума ДВО РАН (грант № 05-III-A-07-037) и ФЦП “Мировой океан”.

БЛАГОДАРНОСТИ

Экспедиционные исследования выполнены в рамках российско-германского проекта КОМЕХ. Авторы выражают глубокую признательность координатору проекта Николь Бибоу и руководителям экспедиций Р.Г. Кулиничу и К. Дулло за содействие в отборе колонок и взаимопонимание при решении поставленных перед авторами задач. Особую благодарность авторы выражают Хельмуту Каволу (ФРГ) – технику-конструктору тяжелых поршневых пробоотборников, бескорыстная помощь которого в рейсе способствовала получению уникального (по длине и содержанию) керна. Также авторы признательны А.В. Игнатьеву, Т.А. Веливецкой, В.И. Киселеву (ДВГИ ДВО РАН) и Д.Н. Фомину (ИБМ ДВО РАН), Е.Н. Слинко и Ю.М. Шульге (ТОИ ДВО РАН) за помощь в проведении аналитических исследований, а также Л. Лембке (Институт морской геологии и геофизики им. Лейбница, ФРГ) за представленные данные по магнитной восприимчивости осадков. Авторы благо-

дарны также Л.М. Грамм-Осипову за советы и критические замечания при обсуждении рукописи статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айзатуллин Т.А., Скопинцев Б.А. Особенности химии вод в бассейнах с анаэробными зонами / Химия океана. М.: Наука, 1968. Т. 1. С. 288–323.
2. Аргентов В.В., Жигулев В.В., и др. Особенности геологического строения впадины Дерюгина по результатам комплексной интерпретации геофизических данных // Строеение, геодинамика и металлогения Охотского региона и прилегающих частей северо-западной Тихоокеанской плиты: Материалы международного научного симпозиума. Южно-Сахалинск, 24-28 сентября, 2002. Южно-Сахалинск, 2002. Т. 1. С. 16–18.
3. Астахов А.С., Горбаренко С.А. и др. Распределение и скорости накопления марганца в донных осадках Охотского моря // Тихоокеан. геология, 2000. Т. 19, № 5. С. 47–60.
4. Астахов А.С., Крецер Ю.Л. и др. Карбонатная и сульфидная минерализация в осадках Дерюгинской рифтогенной зоны Охотского моря // Докл. РАН, 2004. Т. 395, № 4. С. 511–516.
5. Астахов А.С., Горбаренко С.А., Бахарева Г.А. и др. Распределение и скорости накопления рудных элементов в голоценовых и позднеледниковых отложениях котловины Дерюгина Охотского моря // Литология и полез. ископаемые. 2005. № 2. С. 115–132.
6. Астахова Н.В. Геохимические особенности осадков впадины Дерюгина (Охотское море) // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19, № 2. С. 87–93.
7. Безруков П.Л. Донные отложения Охотского моря // Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1960. Т. 32. С. 15–97.
8. Блажичин А.И. Палеогеография и эволюция позднечетвертичного осадконакопления в Балтийском море. Калининград: Янтарный сказ, 1998. 160 с.
9. Бурмистрова И.И., Беляева Н.В. О палеогеологии в котловине Дерюгина в последнее ледниковье и голоцене // Геология морей и океанов: Тез. докл. XX школы морской геологии. М., 2005. Т. 2. С. 178.
10. Бутузова Г.Ю. К минералогии и геохимии сульфидов железа в осадках Черного моря // Литология и полез. ископаемые. 1969. № 4. С. 3–16.
11. Бутузова Г.Ю. Гидротермально-осадочное рудообразование в рифтовой зоне Красного моря. М.: ГЕОС, 1998. 312 с.
12. Волков И.И. О закономерностях образования и превращения соединений серы в осадках Черного моря / Современные осадки морей и океанов. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 577–596.
13. Волков И.И., Фомина Л.С. Рассеянные элементы в сапропелевых илах Черного моря и их взаимосвязь с органическим веществом // Литология и полез. ископаемые. 1971. № 6. С. 3–15.
14. Волков И.И., Фомина Л.С. Роль сульфидов Fe при накоплении микроэлементов в осадках Черного моря // Литология и полез. ископаемые. 1972. № 2. С. 18–24.
15. Волков И.И. Основные закономерности распределения химических элементов в толще глубоководных осадков Черного моря // Литология и полез. ископаемые. 1973. № 2. С. 3–23.

16. Воронова В.А. Литолого-геохимическая характеристика отложений впадины Дерюгина (Охотское море) // Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. Т. IV. Структура и вещественный состав осадочного чехла северо-запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: Изд-во ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 119–142.
17. Гаврилов Ю.О., Кодина Л.А. и др. Позднепалеоценовое аноксическое событие в эпиконтинентальных морях Пери-Тетиса и образование сапропелитового горизонта // Литология и полез. ископаемые. 1997. № 5. С. 492–517.
18. Гаврилов Ю.О., Щепетова Е.В. и др. Аноксический раннемеловой бассейн Русской плиты: седиментология и геохимия // Литология и полез. ископаемые. 2002. № 4. С. 359–380.
19. Гавшин В.М., Бобров В.А. и др. Геохимия морских терригенных отложений Западно-Сибирской плиты // Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983. С. 48–56.
20. Гавшин В.М., Гурари Ф.Г. Рудные элементы и их корреляционные связи с органическим углеродом в планктонных отложениях фанерозоя // Рудная специализация осадочных формаций Сибири и Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 95–101.
21. Гавшин В.М., Лапухов А.С., Сараев С.В. и др. Геохимия литогенеза в условиях сероводородного заражения (Черное море). Новосибирск: Наука, 1988. 194 с.
22. Геология Балтийского моря / В.К. Гуделис, Е.М. Емельянов (ред.). Л.: Недра, 1976. 383 с.
23. Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана. СПб: Недра, 1992. 278 с.
24. Гинсбург Г.Д., Соловьев В.А. Субмаринные газовые гидраты. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1994. 199 с.
25. Гнибиденко Г.С. О рифтовой системе дна Охотского моря // Докл. АН СССР. 1976. Т. 229, № 1. С. 163–165.
26. Голота В.В. Критерии поискового прогнозирования марганцевого оруденения // Руды и металлы. 2000. № 4. С. 33–36.
27. Горбаренко С.А., Деркачев А.Н., Астахов А.С. Литостратиграфия и тефрохронология верхнечетвертичных осадков Охотского моря // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19, № 2. С. 58–72.
28. Гранник В.М., Сергеев К.Ф. Охотоморский сектор кайнозойской активной окраины Азии // Докл. РАН. 2001. Т. 376, № 3. С. 369–372.
29. Грецакая Е.В. Исходный нефтегазоматеринский потенциал органического вещества осадков (на примере впадин Охотского моря). Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 111 с.
30. Гурвич Е.Г. Металлоносные осадки Мирового океана. М.: Науч. мир, 1998. 340 с.
31. Девис Д. Статистика и анализ геологических данных. М.: Мир, 1977. 565 с.
32. Деркачев А.Н., Борман Г., Грайнерт Й. и др. Аутигенная карбонатная и баритовая минерализация в осадках впадины Дерюгина (Охотское море) // Литология и полез. ископаемые, 2000. № 6. С. 568–585.
33. Деркачев А.Н., Обжиров А.И., Борман Г. и др. Аутигенное минералообразование на участках проявления холодных газово-флюидных эманаций на дне Охотского моря // Условия образования донных осадков и связанных с ними полезных ископаемых в окраинных морях. Владивосток: Дальнаука, 2002. С. 47–60.
34. Деркачев А.Н., Николаева Н.А. и др. Признаки периодического существования зоны сероводородного заражения во впадине Дерюгина (Охотское море) // Тезисы докл. XV Междунар. школы по морской геологии. М., 2003. Т. II. С. 78–79.
35. Емельянов Е.М. Аллюмосиликатный карбонатно-марганцовистый литолого-геохимический район Готландской и Ландсортской впадин // Осадкообразование в Балтийском море. М.: Наука, 1981. С. 136–180.
36. Емельянов Е.М., Волков И.И., Розанов А.Г., Жабина Н.И. Процессы восстановительного диагенеза в осадках впадин // Геохимия осадочного процесса в Балтийском море. М.: Наука, 1986. С. 131–154.
37. Емельянов Е.М. Барьерные зоны в океане. Калининград: Янтарный сказ, 1998. 411 с.
38. Каплан М.Е. Кальцитовые псевдоморфозы (псевдогеллюссит, яровит, тинолит, глендонит, геннойши, беломорские рогульки) в осадочных породах. Происхождение псевдоморфоз // Литология и полез. ископаемые, 1979. № 5. С. 125–141.
39. Кулешов В.Н. Карбонаты марганца в современных осадках: геохимия изотопов ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) и происхождение // Литология и полез. ископаемые. 1999. № 5. С. 483–502.
40. Лейн А.Ю., Ванштейн М.Б., Кашпарова Е.В. и др. Биогеохимия анаэробного диагенеза и материально-изотопный баланс серы и углерода в осадках Балтийского моря // Геохимия осадочного процесса в Балтийском море. М.: Наука, 1986. С. 155–176.
41. Лейн А.Ю. Аутигенное карбонатообразование в океане // Литология и полез. ископаемые. 2004. № 1. С. 3–35.
42. Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Мурдмаа И.О. и др. Металлоносные осадки и их генезис // Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1976. С. 289–379.
43. Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г. Гидротермальные образования рифтовых зон океана. М.: Наука, 1990. 255 с.
44. Митропольский А.Ю., Безбородов А.А., Овсяный Е.И. Геохимия Черного моря. Киев: Наук. думка, 1982. 143 с.
45. Михеев В.И. Рентгеновский определитель минералов. М.: Госгеолтехиздат, 1957. С. 484–485.
46. Мониторинг метана в Охотском море. Владивосток: Дальнаука, 2002. 250 с.
47. Остроумов Э.А. Марганец в донных отложениях Охотского моря // Докл. АН СССР, 1954. Т. 97, № 2. С. 285–288.
48. Остроумов Э.А., Волков И.И., Фомина Л.С. Распределение форм соединений серы в донных отложениях Черного моря // Современные осадки морей и океанов. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 596–633.
49. Саидова Х.М. Бентосные фораминиферы Мирового океана. М.: Наука, 1976. 160 с.
50. Саидова Х.М. Современные биоценозы бентосных фораминифер, стратиграфия и палеогеография голоцена Балтийского моря по фораминиферам // Осадкообразование в Балтийском море. М.: Наука, 1981. С. 215–232.
51. Сваричевский А.С. Рельеф дна Охотского моря // Проблемы морфотектоники Западно-тихоокеанской переходной зоны. Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 82–97.

52. Справочник по геохимии. М.: Недра, 1990. 480 с.
53. Столяров А.С. Проблемы формирования крупномасштабных концентраций марганца в сероводородных бассейнах и перспективы их выявления в России // Руды и металлы. 1996. № 1. С. 32–38.
54. Страхов Н.М., Штеренберг Л.Е. и др. Геохимия осадочно-марганцеворудного процесса. М.: Наука, 1968. 496 с.
55. Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.
56. Третьяков Г.А., Гавшин В.М. Геохимическая специфика планктоногенных осадков как отражение микроэлементного состава морской воды // Ассоциации микроэлементов с $C_{орг.}$ в осадочных толщах Сибири. Новосибирск, 1984. С. 16–21.
57. Харахинов В.В., Бабошина В.А., Терещенков А.А. Строеие земной коры // Строеие и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона. М.: РАН, Нац. геофиз. ком., 1996. С. 91–111.
58. Холодов В.Н. О роли сероводородных бассейнов в осадочном рудообразовании // Литология и полез. ископаемые. 2002. № 5. С. 451–473.
59. Холодов В.Н., Недумов Р.И. О применении молибденового модуля в реконструкции газового состава вод меловой Атлантики // Докл. РАН. 2005. Т. 400, № 2. С. 250–253.
60. Aloisi G., Wallmann K. et al. The effect of dissolved barium on biogeochemical processes at cold seeps // *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 2004. V. 68, N 8. P. 1735–1748.
61. Benning L.G., Wilkin R.T., Barnes H.L. Reaction pathways in the Fe-S system below 100°C // *Chemical Geology*, 2000. V. 167. P. 25–51.
62. Bollwerk S. Rezente submarine Barytbildung im Derugin Becken (Ochotskisches Meer): geochemische Prozesse an activen Fluidaustrittsstellen. Kiel, GEOMAR, 2002. 130 p.
63. Büttcher M.E., Huckriede H. First occurrence and stable isotope composition of authigenic g-MnS in the central Gotland Deep (Baltic Sea) // *Marine Geology*, 1997. V. 137. P. 201–205.
64. Calvert S.E., Pederson T.F. Sedimentary of recent oxic and anoxic marine sediments: implications of the geological record // *Marine Geology*, 1993. V. 113, N 1. P. 67–86.
65. Calvert S.E., Pedersen T.F. Sedimentary geochemistry of manganese: implications for the environment of formation of manganese-rich Black Shales // *Econom. Geol.*, 1996. V. 91. P. 36–47.
66. Chow N., Morad S., Al-Aasm I. Origin of authigenic Mn-Fe carbonates and pore-water evolution in marine sediments: evidence from Cenozoic strata of the Arctic ocean (ODP LEG 151) // *Journal of Sedimentary Research*, 2000. V. 70, N 3. P. 682–699.
67. Cruise Report: KOMEX I and II. RV Professor Gagarinsky, Cruise 22, RV Akademik M.A. Lavrentyev, Cruise 28. GEOMAR Report 82, Kiel, 1999. 188 p.
68. Cruise Report: KOMEX V and VI. RV Professor Gagarinsky, Cruise 26, MV Marshal Gelovany, Cruise 1. GEOMAR Report 88, Kiel, 2000. 224 p.
69. Cruise Report: KOMEX II. RV Akademik M.A. Lavrentyev, Cruise 29, Leg 1 and Leg 2. GEOMAR Report 110, Kiel, 2003. 190 p.
70. Cruise Report: KOMEX. RV Sonne, Cruise 178. GEOMAR Report, Kiel, 2004. 125 p.
71. Derkachev A.N., Baranov B.V. et al. Formation Conditions of a Large Barite Field in the Derugin Basin based on Complex Geological Data // Fifth KOMEX Workshop. Program and Abstracts. Vladivostok, May 27–30, 2004. P. 19–20.
72. Force E.R., Cannon W.F. Depositional Model for Shallow-Marine Manganese Deposits around Black Shale Basins // *Econ. Geol.*, 1988. V. 83, N 1. P. 93–117.
73. Gavshin V.M., Zakharov V.A. Geochemistry of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous Bazhenov Formation, West Siberia // *Econ. Geol.*, 1996. V. 91. P. 122–133.
74. Gribidenko G.S. The rift system of the Okhotsk sea // Proc. I Intern. Conf. Asian Marine Geology. Beijing: China Ocean Press, 1990. P. 73–81.
75. Gorbarenko S.A., Nurnberg D. et al. Magnetostratigraphy and tephrochronology of the Upper Quaternary sediments in the Okhotsk Sea: implication of terrigenous, volcanogenic and biogenic matter supply // *Marine Geology*. 2002. V. 183, N 1–4. P. 107–129.
76. Greinert J., Bollwerk S., Derkachev A.N., Bohrmann G., Suess E. Massive barite deposits and carbonate mineralization in the Derugin Basin, Sea of Okhotsk: precipitation processes at cold seep sites // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2002. V. 203, N 1. P. 165–180.
77. Greinert J., Derkachev A. Glendonites and methane-derived Mg-calcites in the Sea of Okhotsk, Eastern Siberia: implications of a venting-related ikaite/glendonite formation // *Marine Geology*. 2004. V. 204. P. 129–144.
78. Heiser U., Neumann T., et al. Recycling of manganese from anoxic sediments in stagnant basins by seawater inflow: a study of surface sediments from the Gotland Basin, Baltic Sea // *Marine Geology*. 2001. V. 177. P. 151–166.
79. Huckriede H., Meischner D. Origin and environment of manganese-rich sediments within black-shale basins // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1996. V. 60, N 8. P. 1399–1413.
80. Jakobsen R., Postma D. Formation and solution behavior of Ca-rhodochrosites in marine muds of the Baltic deep // *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1989. V. 53. P. 2639–2648.
81. Krieger P. Notes on an X-ray diffraction study of the series calcite-rhodochrosite // *Amer. Miner.* 1930. P. 23–29.
82. Lepland A., Stevens R.L. Manganese authigenesis in the Landsort Deep, Baltic Sea // *Marine Geology*. 1998. V. 151. P. 1–25.
83. Neretin L.N., Pohl Ch. et al. Manganese cycling in the Gotland Deep, Baltic Sea // *Marine Chemistry*. 2003. V. 82. P. 125–143.
84. Neretin L.N., Büttcher M.E. et al. Pyritization processes and greigite formation in the advancing sulfidization front in the Upper Pleistocene sediments of the Black Sea // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 2004. V. 68, N 9. P. 2081–2093.
85. Neumann T., Christiansen C., Clasen S., Emeis K. S., Kanzendorf H. Geochemical records of salt water inflows into the deep basins of the Baltic Sea // *Cont. Shelf Res.* 1997. V. 17, N 1. P. 95–115.
86. Neumann T., Heiser U. et al. Early diagenetic processes during Mn-carbonate formation: Evidence from the isotopic composition of authigenic Ca-rhodochrosites of the Baltic Sea // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 2002. V. 66, N 5. P. 867–879.
87. Nikolaeva N., Derkachev A. et al. Indications of a Periodic

- Existence of a Hydrosulphuric Contamination Zone in the Derugin Basin (Sea of Okhotsk) during the Holocene-Late Pleistocene // Fifth KOMEX Workshop. Program and Abstracts. Vladivostok, May 27–30, 2004. P. 35–36.
88. Okazaki Y., Takahashi K. et al. Late Quaternary paleoceanographic changes in the southwestern Okhotsk Sea: evidence from geochemical, radiolarian and diatom records // *Deep Sea Res.* 2005. Part II, V. 52, N 16–18. P. 2332–2350.
 89. Pedersen T.F., Calvert S.E. Anoxia VS productivity: what controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks // *AAPG Bull.* 1990. V. 74. P. 454–466.
 90. Richards F.A. Anoxic basins and fjords // *Chemical oceanography*. London: Acad. Press, 1965. V. 1. P. 611–645.
 91. Sakamoto T., Ikehara M. et al. Ice-rafted debris (ZRD) – based sea-ice expansion events during the past 100 kyrs in the Okhotsk Sea // *Deep Sea Res.* 2005. Part II. V. 52, N 16–18. P. 2275–2301.
 92. Salonen V.P., Grünlund T. et al. Geochemical record on early diagenesis of recent Baltic Sea // *Marine Geology*. 1995. V. 129. P. 101–109.
 93. Seki O., Kawamura K. et al. Sediment core profiles of longchain *n*-alkanes in the Sea of Okhotsk: Enhanced transport of terrestrial organic matter from the last deglaciation to the early Holocene // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V. 30, N 1. P. 1939.
 94. Selected Powder Diffraction Data for Minerals (Search Manual). Pennsylvania, USA, Joint Committee on Powder Diffraction Standards, 1974. 262 p.
 95. Skinner B.J., Erd R.C., Grimaldi F.S. Greigite, the thiospinel of iron: a new mineral // *Amer. Miner.*, 1964. V. 49. P. 543–555.
 96. Sohlenius G., Sternbeck J. et al. Holocene history of the Baltic Sea as recorded in a sediment core from the Gotland Deep // *Marine Geology*, 1996. V. 134. P. 183–201.
 97. Sternbeck J., Sohlenius G. Authigenic sulfide and carbonate mineral formation in Holocene sediments of the Baltic Sea // *Chemical Geology*, 1997. V. 135. P. 55–73.
 98. Suess E. Mineral phases formed in anoxic sediments by microbial decomposition of organic matter // *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1979. V. 43. P. 339–352.
 99. Suess E., Balzer W., Hesse K.F. et al. Calcium carbonate hexahydrate from organic-rich sediments of the Antarctic shelf: precursor of glendonites // *Science*, 1982. V. 1216. P. 1128–1131.
 100. Van Green A., Zheng Y. et al. On the preservation of laminated sediments along the western margin of North America // *Paleoceanography*. 2003. V. 18, N 4. P. 1098.
 101. Van Hinte J.E., Cita M.B., Von der Weijden C.H. Extant and ancient anoxic basin conditions in the Eastern Mediterranean // *Marine Geology*. 1987. V. 75. 281 p.
 102. Wortmann U.G., Hesse R., Zacher W. Major element analysis of cyclic black shales: paleoceanographic implications for the Early Cretaceous deep western Tethys // *Paleoceanography*. 1999. V. 14, N 4. P. 525–541.
 103. Yudovich Ya.E., Ketris M.P. Geochemistry of black shales. Syktyvkar: Prolog, 1997. 212 p.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

*A.N. Derkachev, N.A. Nikolayeva, A.V. Mozherovsky, T.N. Grigoryeva, Ye.D. Ivanova,
S.P. Pletnev, N.N. Barinov, V.M. Chubarov*

The mineralogical-geochemical indications of existence of anoxide sedimentary environments in the local basins within the Sea of Okhotsk in the Late Pleistocene-Holocene

Mineralogical-geochemical specialization of deposits in the local basins of the Derugin depression is shown. These deposits formed in the environment of periodic change of conditions from oxide to anoxide with the signs of the hydrosulphuric contamination of the near-bottom waters. The deposits of this type can be represented as a modern model of ancient ore-bearing black-shale formations. In comparison with typical ore-bearing black-shale series which are characterized by high concentrations of organic matter, the investigated deposits within the Derugin depression are depleted in organophile chemical elements (Mo, Ni, Cu, Zn, V, U); however, they have high contents of Mn.

Key words: anoxide environments, sedimentary geochemistry and mineralogy, hydrotroilite sediments, manganocalcite, rhodochrosite, greigite, alabandite, Pleistocene–Holocene, Derugin depression, the Sea of Okhotsk.

ГРАВИТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ ЛИТОСФЕРЫ О. ТАЙВАНЬ (ПО ПРОФИЛЮ
ТАЙВАНЬСКИЙ ПРОЛИВ – О. ТАЙВАНЬ – ЗАПАДНО-ФИЛИППИНСКАЯ
КОТЛОВИНА)

Г.З. Гильманова¹, В.Я. Подгорный²

¹ Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток

² Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Поступила в редакцию 4 апреля 2005 г.

Выполнено двухмерное гравитационное моделирование и построен плотностной разрез литосферы о. Тайвань и его обрамления. По плотностным параметрам литосфера делится на континентальную и океаническую. Континентальная литосфера легче океанической и характеризуется слабой плотностной дифференциацией по всей толще. Океаническая литосфера обладает большой плотностной контрастностью, как коры, так и мантии. В области контакта континентального и океанического блоков литосферы установлена наложенная сложно построенная плотностная структура о. Тайвань – Тайваньская плотностная структура. Эта структура выделяется контрастными плотностными границами и отличается повышенной и высокой плотностью слагающих ее неоднородностей. Формирование Тайваньской плотностной структуры связывается с геодинамическими процессами в области коллизии Евразийской и Филиппинской плит, имеющими место в зоне о. Тайвань.

Ключевые слова: литосфера, гравитационное моделирование, Западно-Филиппинская котловина, остров Тайвань.

ВВЕДЕНИЕ

Область сочленения северо-западного угла Филиппинской океанической плиты с окраиной Азиатского континента является одним из наиболее сложных и интересных звеньев Западно-Тихоокеанской переходной зоны. Островодужные системы Рюкю, Лусон, остров Тайвань вытягиваются вдоль активных межплитовых границ, их образование и развитие являются следствием процесса тектонического взаимодействия плит [7]. Здесь сконцентрированы тектонические и магматогенные процессы, носящие порой катастрофический характер. Исследованию района посвящено большое количество работ, сформированы общие представления о его строении и тектоническом развитии, однако, несмотря на достаточно хорошую изученность, многие аспекты его глубинного строения еще во многом не ясны. Анализ геофизических исследований показывает, что в их комплексе недостаточно использованы возможности гравиметрии, в то время как выявление плотностных неоднородностей и особенностей их распределения на основе гравитационного моделирования может

внести заметный вклад в познание рассматриваемого района. Известные плотностные разрезы отдельных структур района исследований ограничиваются главным образом рассмотрением земной коры [9, 15, 41]. Накопленные на сегодняшний день данные позволяют строить модели литосферы на всю ее глубину.

Настоящая работа является логическим продолжением гравиметрических исследований литосферы переходной зоны, выполненных авторами [2, 3] в области системы трог Окинава–островная дуга Рюкю и северного окончания островной дуги Лусон. Цель гравитационного моделирования, результаты которого представлены в данной статье, – найти распределение плотности в литосфере о. Тайвань и его окружения по линии СЗ-ЮВ простирания от побережья континентального Китая с выходом в Западно-Филиппинскую котловину через Тайваньский пролив, среднюю часть острова, бассейн Хуатанг и хр. Гагуа (рис. 1). Задача исследования – выявить особенности глубинного плотностного строения о. Тайвань, зоны контакта континентальной и океанической плит и структурное положение острова по отношению к ним.

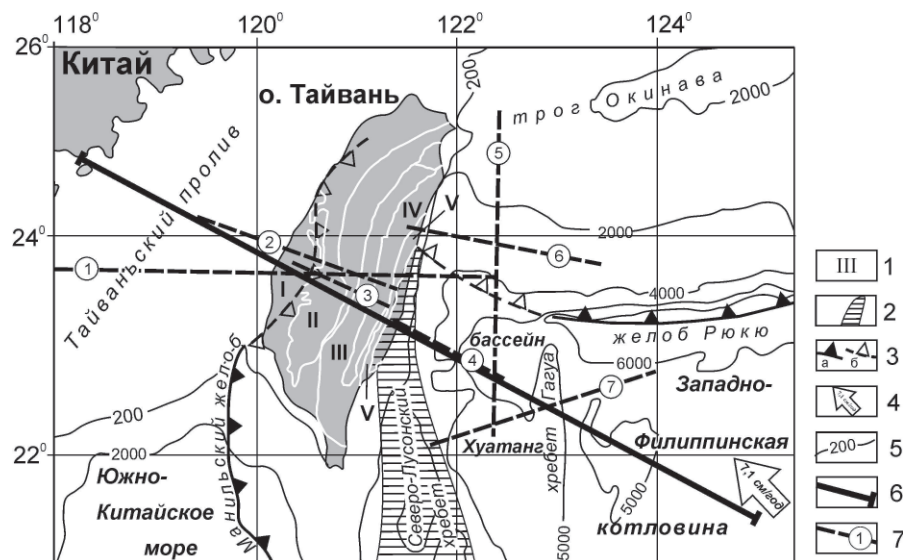


Рис. 1. Карта района исследований с элементами тектоники и геоморфологии.

1 – римские цифры – индексы тектонических структур, о. Тайвань: I – Прибрежная Низменность, II – Западное Предгорье, III – Центральный хребет, IV – Восточное Предгорье, V – тектоническая зона глубинных разломов Продольная Долина (сутура); 2 – вулканическая дуга Лусон; 3 – местоположение желоба (а – установленное, б – предполагаемое); 4 – вектор движения Филиппинской плиты относительно Азиатского континента; 5 – изобаты (в м); 6 – линия моделирования; 7 – линии опубликованных профилей (разрезов земной коры), использованные для построения исходной модели, цифрам соответствуют ссылки на авторов: 1 – по [40], 2 – по [41], 3 – по [26], 4 – по [37], 5 – по [32], 6 – по [12], 7 – по [9].

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Тайваньский пролив, омывающий о. Тайвань с запада, представлен материковой отмелью, сформировавшейся на коре окраинно-континентального типа мощностью до 28 км (рис. 1). По Е.А. Константиновской [4], он представляет собой асимметричный передовой прогиб, выполненный кайнозойскими осадочными толщами, образовавшимися в условиях континентальной окраины (рис. 2). Наибольшей своей мощностью, около 5 км, осадочный чехол прогиба достигает в пределах западной части Тайваня. Остров представляет собой активную молодую сложно построенную тектоническую структуру. Быстрый темп деформаций фиксируется геодезическими методами [22]. Выявлены признаки поверхностного горизонтального растяжения (наличие сбросов) и изостатическая (гравитационная) неуравновешенность региона [4, 18]. Об уровне активности тектонических процессов говорит высокая сейсмичность в пределах острова и прилегающих акваторий [31, 35]. Об этом свидетельствует также высокий температурный градиент в области Центрального хребта [19]. Основные геоморфологические структуры Тайваня вытянуты в север-северо-восточном направлении. Западная часть острова – Прибрежная Низменность

(Coastal Plane) и Западное Предгорье (Western Foothills) – сформировалась в результате сжатия, утолщения и воздымания олигоценых и плейстоценовых кластических осадков континентального шельфа. Западное Предгорье характеризуется повышенной сейсмичностью. Центральный хребет (Central Range) представляет собой молодую орогенную структуру, в строении которой установлены метаморфические породы, сформировавшиеся при температурах 250–450 °С и давлениях 300–400 МПа. Рядом исследователей [10, 11, 20, 21, 33, 34] они рассматриваются как компоненты блока континентальной коры, выдавленного и обнажившегося в результате коллизии Азиатского континента с дугой Лусон. Горная цепь в пределах восточной прибрежной зоны острова – Береговой хребет (Coastal Range) – образовалась за счет столкновения Лусонского сектора вулканической дуги с окраиной континента [13, 16]. Литологически Береговой хребет представлен неметаморфизованными вулканическими островодужными образованиями, слабо смятыми в серию антиклинальных и синклинальных складок север-северо-восточного простирания и разорванными сбросами, погружающимися преимущественно на восток. Мощность коры под хребтом в западном направлении резко возрастает от 20 до 50 км [38, 39]. Береговой хре-

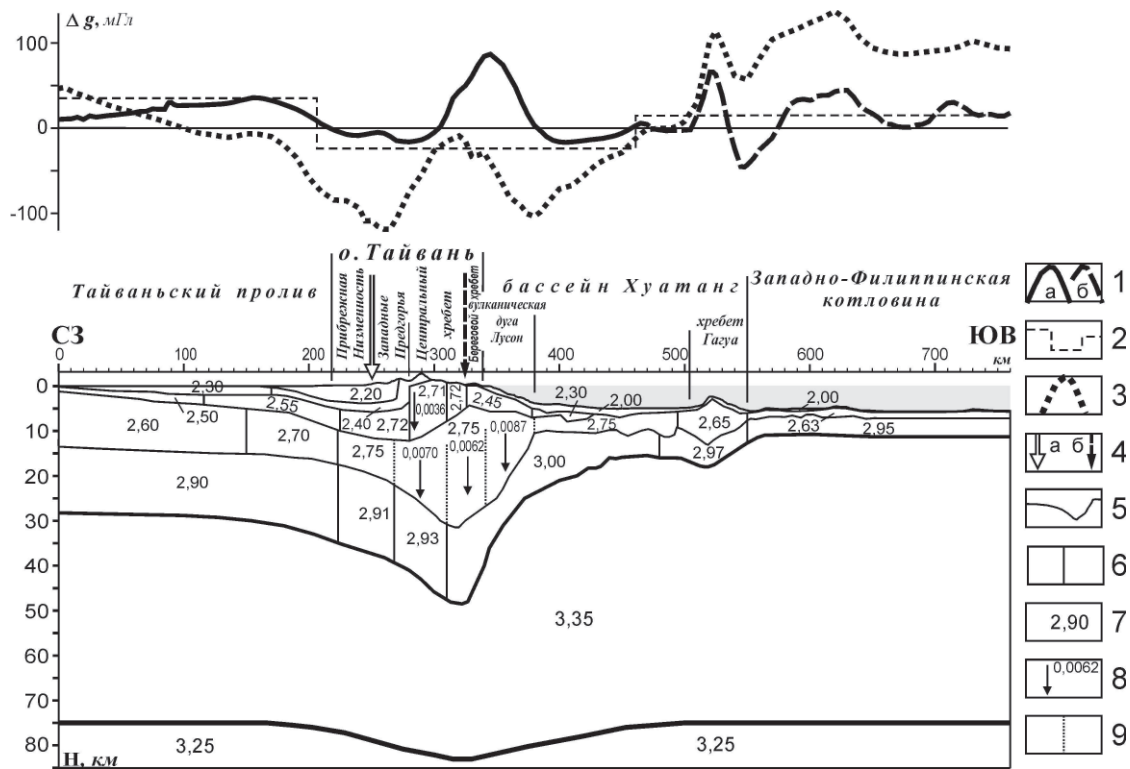


Рис. 2. Исходная модель литосферы (модель первого приближения).

1 – измеренные гравитационные аномалии (в мГл): а – в редукции Буге, б – в редукции Фая; 2 – районирование измеренных гравитационных аномалий; 3 – гравитационный эффект, вычисленный от модели первого приближения с заданными параметрами (в мГл); 4 – месторасположение на разрезе: а – северного продолжения Манильского желоба, б – разлома Продольная Долина; 5 – границы (нижние кромки) слоев; 6 – границы плотностных неоднородностей в слоях по латерали; 7 – заданные значения плотности (в $\text{г}/\text{см}^3$); 8 – заданные значения градиента изменения плотности и вектор его возрастания; 9 – границы изменения градиента плотности по латерали.

бет и территория к востоку от него характеризуются высокой сейсмичностью. Продольная Долина (Longitudinal Valley) разделяет Центральный и Береговой хребты, а разлом Продольной Долины рассматривается [4] в качестве тектонического шва или сутуры между плитой Филиппинского моря и континентальной окраиной Азии.

Существуют различные взгляды на механизм горообразования на острове Тайвань. На основе геологических и геофизических данных о строении коры до глубин порядка 10–20 км [8, 27, 30, 36] сформулирована гипотеза о “снятии тонкого слоя” земной коры и его коробления в процессе субдукции. В соответствии с такими представлениями, тайваньский ороген Центральный хребет представляет собой аккреционную призму, сформированную на Азиатской континентальной плите, погружающейся под Филиппинскую океаническую. F.T. Wu и др. [34], Lin C.-H. и др. [17] показали, что в процессе такого горообразования одновременно происходит и процесс утолщения надвигающейся/поддвигающейся коры в ре-

зультате раздавливания средних слоев и подслаивания нижних, а также выдавливание вверх высокоскоростных (высокоплотных) материалов из нижних и средних частей коры. Новые сейсмические и геофизические данные свидетельствуют о том, что в процесс горообразования вовлечены не только слои земной коры, но и верхней мантии [4, 14, 26].

Между подводными сооружениями Северо-Лусонского хребта и западными склонами хребта Гауга располагается относительно небольшая, но достаточно глубокая котловина (до 4500 м) – бассейн Хуатанг. По сейсмическим данным, она расположена на коре океанического типа [17] мощностью около 12 км. На границе между бассейном Хуатанг и Западно-Филиппинской котловиной находится подводный хребет Гауга. Это линейная морфоструктура, вытянутая вдоль меридиана 123° в.д. На сегодняшний день нет единого мнения относительно природы образования этой структуры, разделяющей два разновозрастных бассейна. Так, Bowin C. и др. [6] считают, что хребет Гауга является останцом ранее существовавшей здесь

осевой зоны спрединга. К. Мрозовский с соавторами [23, 24] полагают, что он является тектонически взброшенной пластиной океанической коры. Похожую точку зрения, расширяя и уточняя ее, отражает вывод Р.Г. Кулинича [15], сделанный на основе интерпретации гравиметрических данных о том, что хребет Гагуа является результатом тектонического скупивания океанической коры. Sibuet J.-C. и др. [28] считают, что хребет представляет собой границу между плитой бассейна Хуатанг и Филиппинской. К такому же выводу пришли и Deschamps A.E. с соавторами [9]. По их мнению, он образовался вдоль уже существовавшей разломной зоны меридионального простирания в результате эпизодического тектонического события в среднем эоцене в процессе формирования Западно-Филиппинской котловины и представляет собой скупенную часть океанической плиты. Мощность земной коры глубоководной Западно-Филиппинской котловины не превышает 6 км и характеризуется низкой сейсмичностью.

ХАРАКТЕРИСТИКА ИСХОДНОЙ МОДЕЛИ

Для построения синтетической (обобщенной) модели земной коры первого приближения использованы опубликованные материалы геофизических и геологических исследований, которые были выполнены на о. Тайвань и в притайваньских акваториях Филиппинского, Восточно-Китайского и Южно-Китайского морей исследователями разных стран последних полутора десятков лет, в частности [4, 9, 12, 26, 32, 37–41] (рис. 1). Построенная модель не бесспорна, но в целом отвечает общепринятым представлениям (рис. 2).

Оценка плотностей в слоях коры выполнена по зависимости скорости упругих волн от плотности среды их прохождения, установленной Дж. Нейфом и К. Дрейком [25]. Также учтены результаты более раннего гравитационного моделирования в этом регионе [2, 3].

Основной проблемой при построении разреза литосферы является отсутствие достаточно надежной информации о рельефе и глубине залегания ее подошвы. Приводимые в публикациях данные о глубине подошвы литосферы в исследуемом районе весьма обобщенные, при этом разница в значениях может достигать десятков километров [1, 14, 41]. Принятая авторами конфигурация и глубина залегания этой границы рассматриваются как один из предпочтительных вариантов. Подошва литосферы от западного окончания профиля до Продольной Долины построена по результатам расчетов Zhou D., et al, сделанных на основе данных о тепловом потоке [41]. Под океанической частью профиля использованы значения мощности литосферы, приводимые

А.Г. Гайнановым [1]. Значения плотности литосферной мантии и среды, подстилающей литосферу, (астеносферы) приняты равными $3,35 \text{ г/см}^3$ и $3,25 \text{ г/см}^3$, соответственно.

Вдоль линии моделирования гравитационное поле может быть разделено на три участка с характерными морфологическими особенностями в каждом из них (рис. 2). Северо-западному участку соответствует литосфера Тайваньского пролива. Его особенностью является возрастание поля силы тяжести примерно на 36 мГал от побережья континента к береговой линии о. Тайвань. Литосфере самого острова и бассейна Хуатанг отвечают локальные знакопеременные аномалии гравитационного поля: два относительных минимума, со значениями около -23 мГал, и максимум между ними интенсивностью 95 мГал. Эпицентр максимума расположен на границе между островом и его подводным береговым склоном. В зону локального максимума входят восточный склон Центрального хребта, Продольная Долина, Береговой хребет и вулканическая дуга Лусон. Западному локальному минимуму поля силы тяжести отвечает литосфера остальной части острова, а восточному – западная часть литосферы бассейна Хуатанг. Очевидно, что гравитационный максимум смещен к востоку относительно резкого прогиба земной коры острова, а также аномального увеличения мощности слоев в средней и верхней ее части. Представляется интересным тот факт, что одинаковым по интенсивности минимумам, сопровождающим гравитационный максимум, отвечает кора, различающаяся по типу и мощности. В области западного минимума она изменяется от 34 до 50 км и относится к континентальному типу, а восточного – к океаническому типу, и ее мощность изменяется здесь от 10 до 20 км. Можно ожидать, что этот ансамбль локальных аномалий соответствует некоторой целостности, обособленной относительно соседних структур.

Третий, восточный участок гравитационного поля вдоль линии моделирования представлен серией локальных знакопеременных аномалий в редукции Фая, которые хорошо коррелируют с рельефом морского дна. Явные несоответствия видимых форм рельефа размерам аномалий, вероятно, обусловлены дополнительным влиянием на них глубинных плотностных неоднородностей. Это относится и к подводному сооружению хребта Гагуа как геоморфологической, так и тектонической структуре. Его воздыманию относительно дна отвечает максимум, а смежному с ним минимуму – подножие хребта, переходящее в небольшое углубление дна.

По гравитационному эффекту, вычисленному от заданной модели, видно хорошее соответствие его

локальных особенностей деталям измеренных аномалий поля силы тяжести. Это свидетельствует о достаточно хорошей согласованности геометрических и плотностных параметров модели первого (нулевого) приближения, принятых для дальнейших вычислений. Отклонения вычисленных аномалий от регионального уровня измеренных в районе о. Тайвань и Западно-Филиппинской котловины говорят о наличии неучтенных особенностей распределения плотности, которые и предстоит выявить в процессе моделирования.

Моделирование выполнено по методике послойного определения плотности [5]. При этом литосфера последовательно рассматривается как однослойная структура, двухслойная и с учетом всей ее расслоенности, представленной в исходной модели.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Вычисленная плотность подстилающей литосферу среды, астеносферы, изменяется в пределе – 0,019 г/см³ (рис. 3д). Общим в тенденции ее изменений является уменьшение в направлении к о. Тайвань как с запада, так и с востока. Локальное повышение плотности астеносферы до 3,255 г/см³ установлено в области наибольшего прогиба ее кровли под восточной частью о. Тайвань (рис. 3а).

Однослойная литосфера (рис. 3г), при средней своей плотности порядка 3,151 г/см³, делится на два контрастных разноплотных блока, граница между которыми расположена примерно в средней части восточного подводного склона о. Тайвань (рис. 3а, 3г). Западный блок вмещает Тайваньский пролив и островную часть моделируемого разреза. В сравнении с восточным блоком литосферы, он характеризуется большей мощностью коры и, соответственно, сокращенной мощностью высокоплотной литосферной мантии. Возможно, это и является главным фактором, определяющим их среднюю плотность, которая оценивается для западного блока в 3,07 г/см³, а восточного – 3,24 г/см³. Плотностной контакт между выделенными блоками литосферы четкий – с разностью 0,17 г/см³. В западном блоке плотность по латерали слабо дифференцирована, в пределах 0,07 г/см³, а в восточном – более контрастная, что характерно для литосферы с океанической корой. По дефициту плотности в 0,075 г/см³ здесь четко выделяется восточный склон хр. Гагуа. В поле силы тяжести ему отвечает гравитационная ступень. Можно ожидать, что такая особенность связана со сложным распределением плотности в глубинной структуре хребта – присутствием в ней контрастных неоднородностей небольшой вертикальной мощности и наклонных плотностных границ. Отличия литосферы бассейна Хуа-

танг и Западно-Филиппинской котловины по плотности незначительные и выражаются главным образом большими контрастами изменений по латерали у последней.

Вычисленная средняя плотность литосферной мантии равна 3,30 г/см³ (рис. 3а, 3в). Повышенными значениями характеризуется мантия под островом Тайвань и западной частью бассейна Хуатанг. Относительно смежных по латерали неоднородностей, она выделяется контрастными плотностными границами с избытком плотности около 0,09 г/см³ на западной и более 0,14 г/см³ на восточной. Отмечается уменьшение плотности от периферии выделенной области, где значения достигают 3,41–3,44 г/см³, к ее центру, примерно на 0,06 г/см³. В центральной же части расположена узкая зона аномально пониженной плотности литосферной мантии более чем на 0,15 г/см³ – до 3,205 г/см³. На моделируемом разрезе этой зоне соответствуют структуры Берегового хребта, Продольной Долины, восточного склона Центрального хребта и максимальные прогибания подошвы литосферы и земной коры. В измеренном поле силы тяжести этой области аномально повышенной плотности литосферной мантии соответствуют локальный максимум и сопряженные с ним минимумы. Это подтверждает ранее высказанное предположение, что названный аномальный участок гравитационного поля может отвечать некоторой целостной литосферной структуре. Восточнее выделенной области плотность литосферной мантии не превышает средних своих значений. Наиболее низкие из них (3,22–3,23 г/см³) расположены по обе стороны структуры хр. Гагуа. Под Тайваньским проливом плотность литосферной мантии преимущественно ниже среднего значения и почти линейно возрастает от континентального побережья в направлении о. Тайвань.

Вычисленная средняя плотность земной коры как однослойной толщи близка 2,80 г/см³ (рис. 3а, 3б). При всей ее латеральной контрастности, которая нарастает от континента в направлении Западно-Филиппинской котловины, можно достаточно уверенно выделить тренд возрастания плотности в этом же направлении на 0,11 г/см³: от 2,76 г/см³ до 2,87 г/см³. Относительно тренда выделяются локальным уменьшением плотности Прибрежная Низменность и увеличением – разлом Продольная Долина и дуга Лусон, а в океанической литосфере низкими значениями плотности (менее 2,70 г/см³) отмечается кора западной, до дуги Лусон, части бассейна Хуатанг и восточного склона хр. Гагуа. Особенности плотностных характеристик перечисленных структур, за исключением хр. Гагуа, соответствуют аномальной гравитационной зоне мак-

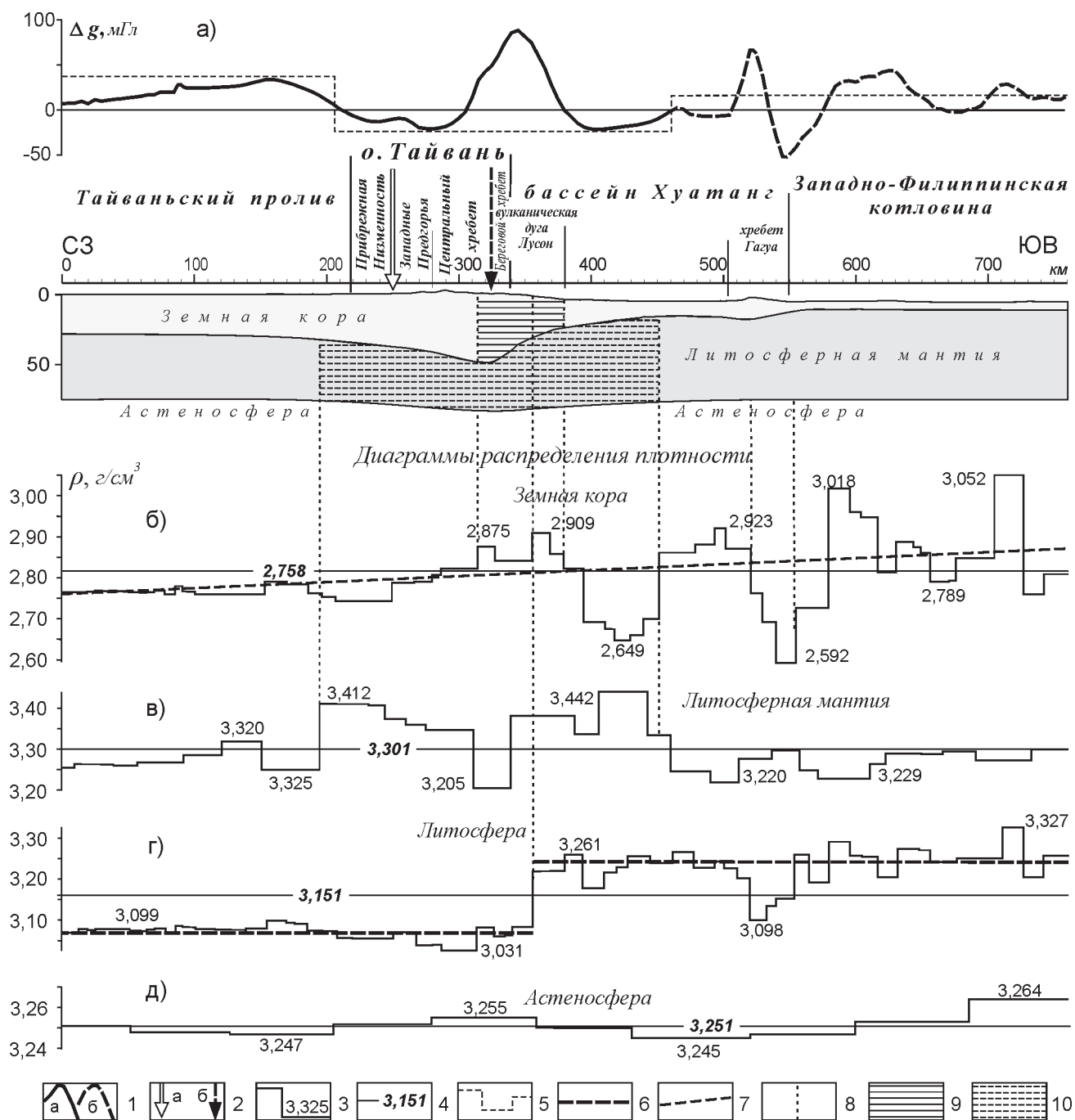


Рис. 3. Модель двухслойной литосферы (а) и диаграммы распределения вычисленной плотности (б–д).

1 – измеренные гравитационные аномалии (мГл): а – в редукции Буге, б – в редукции Фая; 2 – месторасположение на разрезе: а – северного продолжения Манильского желоба, б – разлома Продольная Долина; 3 – диаграмма распределения плотности в толще и ее экстремальные значения, в г/см^3 ; 4 – вычисленные средние значения плотности в толще, в г/см^3 ; (5–10) – используемые знаки интерпретации: 5 – районирование гравитационных аномалий; 6 – линии, усредняющие плотность на отдельных участках диаграмм; 7 – линия тренда плотности в земной коре; 8 – линии корреляций; (9–10) – выделенные области повышенной плотности: 9 – в земной коре, 10 – в литосферной мантии.

сумма над вулканической дугой Лусон и разломом Продольная Долина и смежными с ним минимумами. Эти аномалии силы тяжести имеют форму, близкую к симметричной, обнаруживая тем са-

мым несоответствие им вычисленного дефицита плотности в земной коре. Объясняется это наличием в литосферной мантии компенсирующих масс (рис. 3б, 3в).

Земная кора восточной части бассейна Хуатанг и западного склона подводного хр. Гагуа характеризуется повышенной плотностью относительно средней, около $2,87 \text{ г/см}^3$. Плотность коры восточного склона этого хребта уменьшается от вершины к подошве, от $2,76 \text{ г/см}^3$ до $2,59 \text{ г/см}^3$. В поле силы тяжести этим изменениям соответствуют локальные смежные аномалии. Плотность океанической коры Западно-Филиппинской котловины также дифференцирована по латерали, но экстремальные значения имеют положительный знак и достигают величины $3,02 \text{ г/см}^3$ и $3,05 \text{ г/см}^3$.

Качественно, гравитационные аномалии в значительной степени объясняются выявленными плотностными неоднородностями в земной коре, что указывает на их существенно коровую природу. Однако амплитуды аномалий значительно скорректированы компенсирующим влиянием мантийных неоднородностей.

На рис. 4 показано распределение плотности в литосфере с учетом слоистости земной коры. Цель настоящего исследования не предусматривает подробный анализ распределения плотности в отдельных слоях коры. Частично это будет осуществляться по мере необходимости в процессе обсуждения результатов выполненного гравитационного моделирования.

С помощью несложной трансформации, вычисленное распределение плотности разделено относительно средних значений в каждой толще на неоднородности повышенной и пониженной плотности. Также выделены аномально низкие и аномально высокие значения ее. Это позволило отследить корреляции плотностных неоднородностей в пределах всей литосферы

ОБСУЖДЕНИЕ

Литосфера Тайваньского пролива характеризуется слабой дифференциацией плотности и относительно простым распределением ее как в литосферной мантии, так и в земной коре (рис. 4). На границе между литосферой Тайваньского пролива и о. Тайвань выделяется вертикальная плотностная структура. В литосферной мантии она плотная ($3,41 \text{ г/см}^3$) и имеет ширину около 50 км, а в земной коре построена неоднородностями как повышенной, так и пониженной плотности и расширяется до 120 км. Ее границы к поверхности выполаживаются, располагаясь на коре Тайваньского пролива и на западном предгорье орогена Центрального хребта. Дифференциация неоднородностей по плотности расценивается как свидетельство проявления в коре активных геологических процессов, сопутствующих тектонически ос-

лабленной зоне, включая метаморфизм и перенос вещества, сопровождающих изостатическое выравнивание. В зоне выделенной плотностной структуры оказываются Западное Предгорье, Прибрежная Низменность и прибрежная часть акватории Тайваньского пролива. По многочисленным публикациям [4, 29, 41 и др.], вдоль границы между структурами Западного Предгорья и Прибрежной Низменности трассируется продолжение Манильского желоба в виде надвига западной вергенции. Наиболее вероятно, выделенная плотностная наложенная структура является отражением глубинного строения этого тектонического элемента и в дальнейшем именуется **Манильской тектонической зоной**. В гравитационном поле этой зоне соответствует область градиентного изменения силы тяжести, полагая гравитационная ступень, что указывает на граничное ее положение и градиентное изменение плотности в земной коре по латерали (рис. 3б).

Литосфера под западной частью Центрального хребта сложена геологическими образованиями повышенной плотности. На востоке она граничит с узкой субвертикальной зоной преимущественно пониженной плотности шириною от 20 до 35 км. В литосферной мантии и земной коре зона фиксируется узкими локальными плотностными аномалиями. На поверхности острова ей соответствует восточное предгорье Центрального хребта, Береговой хребет и разделяющий их тектонический разлом Продольная Долина, который, согласно опубликованным исследованиям, является граничной структурой, тектоническим швом между континентальной плитой и океанической. Нет сомнений, что выделенная зона представляет собой плотностное строение глубинной структуры этого разлома и поэтому названа как **тектоническая зона Продольной Долины**.

Восточнее тектонической зоны Продольной Долины выделен клинообразный блок земной коры, вмещающий вулканическую дугу Лусон, который не имеет своего продолжения в литосферной мантии и подстилается мантией смежного блока литосферы (рис. 4). Восточная граница блока трассируется вниз от подножия восточного подводного склона острова Тайвань по плотностным контактам. С крутым падением в западном направлении эта граница пересекает толщу коры, сливается с более пологой поверхностью ее подошвы (границей Мохо). В структуре однослойной толщи коры дуга Лусон по плотности мало отличается от континентальной ее части. В слоистой гравитационной модели земной коры она также мало отличается от континентальной, без четких, однозначных отличий. Но в обоих случаях она достаточно хоро-

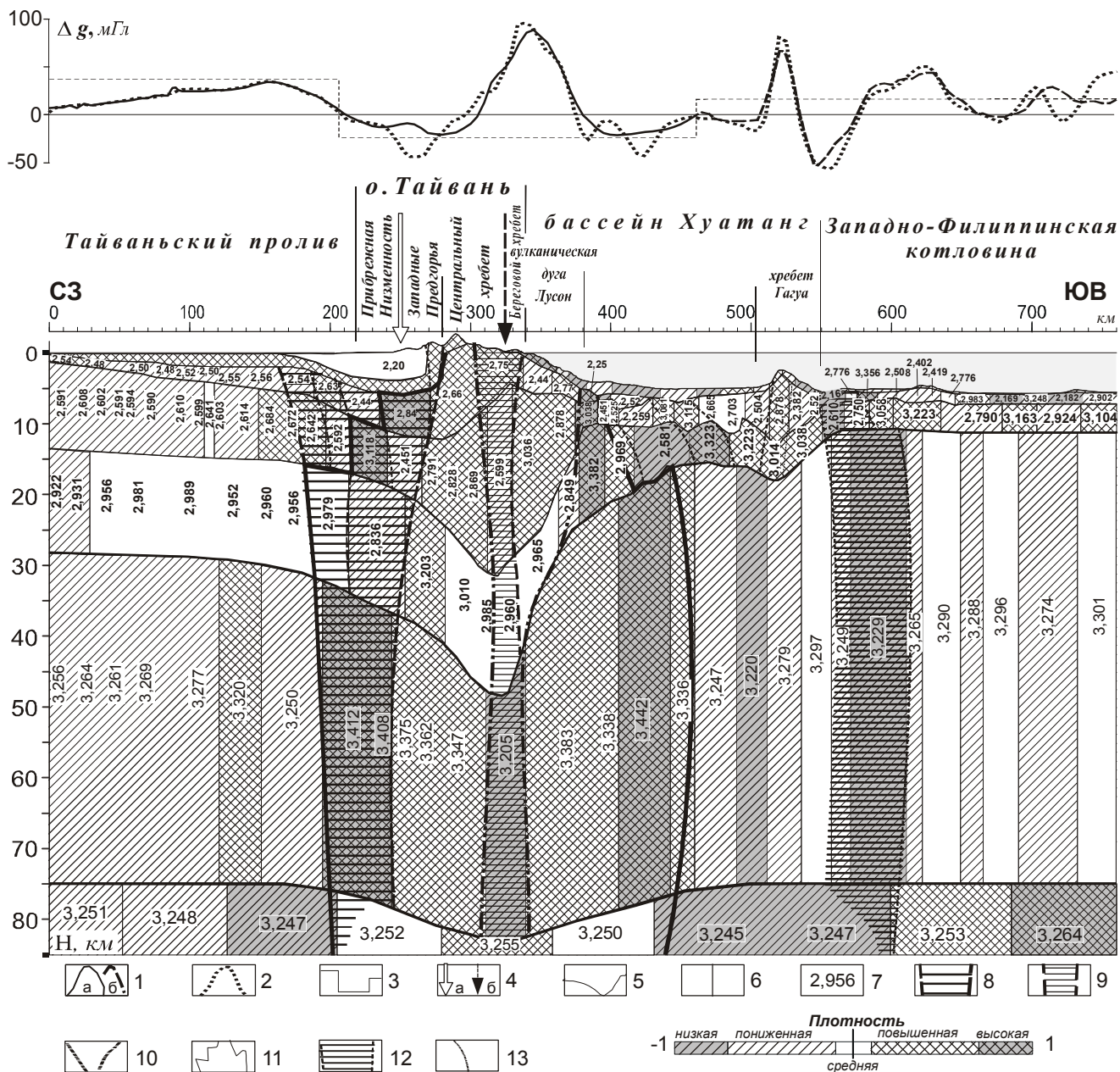


Рис. 4. Распределение вычисленной плотности в литосфере с элементами интерпретации.

(1–2) – гравитационные аномалии (мГл): 1 – измеренные: а – в редукции Буге, б – в редукции Фая, 2 – вычисленные; 3 – районирование гравитационных аномалий; 4 – месторасположение на разрезе: а – северного продолжения Манильского желоба, б – разлома Продольная Долина; 5 – рельеф нижних кромок слоев и подошвы литосферы; 6 – границы плотностных неоднородностей в слоях; 7 – вычисленные значения плотности (г/см^3); (8–12) – выделенные плотностные структуры: 8 – Манильской тектонической зоны, 9 – тектонической зоны Продольной Долины, 10 – зоны контакта литосферы Азиатского континента и Филиппинской океанической плиты, 11 – Тайваньская плотностная структура, 12 – зона контакта литосферы бассейна Хуатанг и Западно-Филиппинской котловины; 13 – другие линии корреляции плотностных неоднородностей.

шо отличается по плотностным свойствам от океанической коры. Тем не менее, учитывая структурное положение этого блока коры, он может быть выделен как промежуточное звено между континентальной и океанической корой.

Распределение плотности в океанической литосфере отличается большой контрастностью по латерали и заметным смещением к западу плотностных неоднородностей в коре и коровых неоднородностей относительно мантийных. Это особенно чет-

ко проявляется в коре бассейна Хуатанг как свидетельство движения вещества коры в этом направлении под воздействием горизонтальных сил со стороны океана.

Литосферная мантия бассейна Хуатанг четко делится на плотную ($3,34\text{--}3,44\text{ г/см}^3$) и пониженной плотности ($3,22\text{--}3,28\text{ г/см}^3$). Плотная мантия расположена под западной частью бассейна и вулканической дугой Лусон. Земная кора ядра хр. Гагуа сложена плотными образованиями. В корневой части плотность превышает $3,00\text{ г/см}^3$. Склоны хребта сложены веществом пониженной плотности: $2,38\text{--}2,52\text{ г/см}^3$. Можно найти признаки для продолжения структуры хр. Гагуа в литосферную мантию. Полученный материал не противоречит представлениям [8, 14, 22, 23], что хр. Гагуа является складкой слоев океанической коры в краевой части бассейна Хуатанг, как результат тектонического скупивания.

Плотность литосферной мантии Западно-Филиппинской котловины ниже среднего ее значения (преобладает $\sim 3,29\text{ г/см}^3$), за исключением области, граничащей с бассейном Хуатанг. Граница между блоком литосферы бассейна Хуатанг и Западно-Филиппинской котловиной выражена сквозьлитосферной зоной пониженной плотности шириною до 60 км в литосферной мантии, сужающейся в земной коре до 30 км и менее. Наиболее резкий плотностной контакт установлен в коре у подножия хр. Гагуа. Эта граничная зона крутопадающая, с налеганием на литосферу бассейна Хуатанг. Вероятно, она представляет собой механически ослабленную зону без заметного внедрения по ней флюидов или плотного вещества.

На фоне выделенных и охарактеризованных особенностей плотностного строения литосферы, в средней части профиля выделяется область повышенной плотности, которая включает литосферу о. Тайвань и западную часть литосферной мантии бассейна Хуатанг. Особенностью этой области, названной *Тайваньской плотностной структурой*, является преобладание в ее строении неоднородностей повышенной и высокой плотности (рис. 4). При этом, неоднородности с максимальной плотностью сосредоточены у западной и восточной границ структуры. Плотностной контакт их с обрамляющей средой определяет ограничения Тайваньской плотностной структуры. В литосферной мантии ширина ее около 260 км. В земной коре структура сужается до 100 км в результате налегания на нее слоев коры Тайваньского пролива со стороны континента и бассейна Хуатанг со стороны Филиппинской плиты. Эта сложно построенная плотностная структура сформировалась в зоне непосредственного контакта и взаимо-

действия континентальной и океанической плит и рассматривается как наложенная на более ранние постройки в результате геологических и тектонических процессов, проявившихся в этой области под влиянием геодинамического взаимодействия двух плит. Есть основания предполагать, что Тайваньская плотностная структура имеет продолжение в астеносфере, хотя бы в виде неоднородностей, играющих роль компенсирующих масс в изостатическом процессе.

Земная кора в зоне Тайваньской плотностной структуры является наиболее активной областью геодинамических процессов, явное проявление которых проявляется в сейсмической активности. Данные о гипоцентрах очагов землетрясений [4, 31], спроецированные на разрез, показывают, что подавляющая часть очагов расположена в толще земной коры (рис. 5). Значительно меньшее количество их отмечается в литосферной мантии восточной части плотностной структуры до глубин 50 км и единичные – до глубины 60 км. При этом большинство гипоцентров землетрясений сосредоточены ближе к границам плотностной структуры о. Тайвань, к западу и востоку от Центрального хребта. Им соответствуют области максимального градиента изменения мощности земной коры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В процессе создания исходной модели использованы опубликованные материалы более чем за тридцатилетний период исследований притайваньского региона учеными разных стран. Несмотря на большое внимание исследователей к вопросам его глубинного строения, эволюции и геодинамики, отдельные аспекты проблем остаются предметом дискуссий. Признавая неоднозначность принятой для построения исходной модели информации, авторы рассматривают результаты выполненного гравитационного моделирования как один из возможных вариантов глубинного плотностного строения литосферы о. Тайвань. Основываясь на анализе полученного распределения плотности в границах принятой модели и линии моделирования, выделены следующие главные особенности глубинного строения литосферы о. Тайвань и его окружения.

По результатам полученного распределения плотности литосфера делится на континентальную и океаническую. В области их контакта выделена Тайваньская плотностная структура.

Континентальная литосфера легче океанической в среднем на $0,17\text{ г/см}^3$. Зоной их разделения и контакта являются тектоническая зона Продольной Долины и земная кора островной вулканической

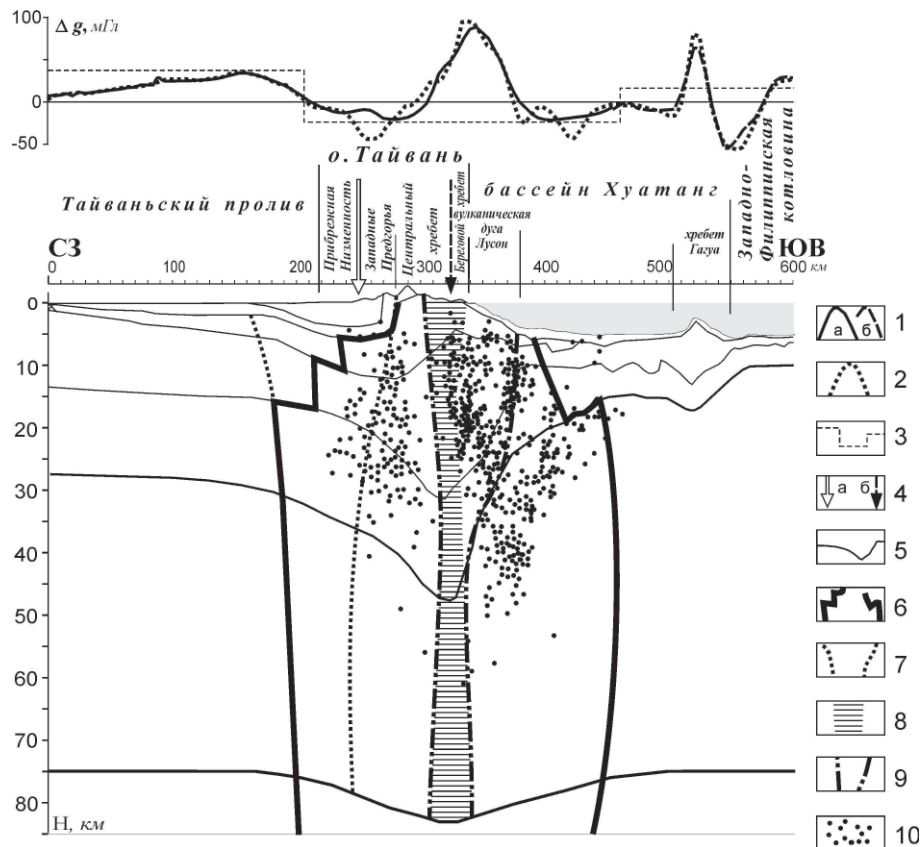


Рис. 5. Распределение гипоцентров очагов землетрясений о. Тайвань.

(1–2) – гравитационные аномалии (мГл): 1 – измеренные: а – в редукции Буге, б – в редукции Фая, 2 – вычисленные; 3 – районирование гравитационных аномалий; 4 – месторасположение на разрезе: а – северного продолжения Манильского жолоба, б – разлома Продольная Долина; 5 – рельеф нижних кромок слоев коры и подошвы литосферы; (6–9) – плотностные структуры: 6 – Тайваньская плотностная структура, 7 – Манильская тектоническая зона, 8 – тектоническая зона Продольной Долины, 9 – зона контакта литосферы Азиатского континента и Филиппинской океанической плиты, 10 – гипоцентры очагов землетрясений, по [4, 31].

дуги Лусон. В континентальной части литосферы выделяются два блока: Тайваньского пролива и острова Тайвань. Первый из них характеризуется сравнительно небольшой дифференциацией плотности по латерали по всей глубине. Литосфера о. Тайвань сложена плотностными структурами Манильской тектонической зоны, орогена Центральный хребет, тектонической зоны Продольная Долина и земной коры вулканической дуги Лусон. За исключением тектонической зоны Продольной Долины, этот блок литосферы характеризуется повышенной плотностью разреза в целом и присутствием высокоплотных неоднородностей в земной коре.

Океаническая часть литосферы складывается литосферой бассейна Хуатанг и Западно-Филиппинской котловины. Первая отличается от второй контрастным плотностным строением западного и восточного секторов литосферной мантии и более сложным структурным и плотностным строением земной

коры. В качестве плотностной границы между этими тектоническими структурами принимается широкая зона пониженной плотности у восточного подножия подводного хребта Гауга.

Сложно построенная Тайваньская плотностная структура рассматривается как наложенная на более ранние постройки в результате процессов, проявившихся в этой области под влиянием геодинамического взаимодействия двух плит.

Выполненное гравитационное моделирование показывает, что процессы, обусловившие формирование сложной тектонической зоны коллизии Евразийской и Филиппинской плит, охватывают не только верхние слои коры, но и всю литосферу.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гайнанов А.Г., Строев П.А. Гравитационное поле и плотностные модели земной коры и литосферы окраинных морей восточной Азии // Геодинамические исследования.

- Геофизика восточно-азиатских окраинных морей. М., 1988. № 10. С. 120–130.
2. Гильманова Г.З., Подгорный В.Я. Плотностная модель литосферы зоны перехода от Филиппинской плиты к Азиатской, на примере островной дуги Рюкю // IV Косыгинские чтения, 21–23 января 2003, Хабаровск / Под ред. Н.П. Романовского. Хабаровск: ИТиГ, 2003. С. 238–258.
 3. Гильманова Г.З. плотностные и геодинамические модели литосферы в зоне сочленения плиты Филиппинского моря и Азиатского континента в районе о-ва Тайвань: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 2004. 27с.
 4. Константиновская Е.А. Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование. М.: Научный мир, 2003. 223 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 549).
 5. Подгорный В.Я. Послойное моделирование плотности по гравитационным аномалиям // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей Ч. 1: Материалы 29-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 28 января–2 февраля 2002 г. Екатеринбург: УГГГА, 2002. С. 129–132.
 6. Bowin C., Lu R.S., Lee C.S., Schouten H. Plate convergence and accretion in Taiwan – Luzon region // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1978. V. 62, N 13. P. 1645–1672.
 7. Chai B.H.T. Structure and tectonic evolution of Taiwan // Amer. J. Sci. 1972. V. 272: P. 389–422.
 8. Davis D., Suppe J., Dahlen F.A. Mechanism of fold-and-thrust belts and accretionary wedges // J. Geophys. Res. 1983. V. 88. P. 1153–1172.
 9. Deschamps A.E., Lallemand S.E., Collot J.-Y. A detailed study of the Gagau Ridge: A fracture zone uplifted during a plate reorganization in the Mid-Eocene // Marine Geophysical Researches. 1998. V. 20. P. 403–423.
 10. Ernst W.G. Mountain building and metamorphism: a case history from Taiwan // Mountain Building. Ed: K.J. Hsu. Academic Press: London. 1983. P. 247–256.
 11. Ernst W.G., Harnish D. Mineralogy of some Tananao greenschists facies rocks, Mu-Kua Chi area, eastern Taiwan // Proc. Geol. Soc. China. 1983. V. 26. P. 99–110.
 12. Hetland E.A., Wu F.T. Crustal structure at the intersection of the Ryukyu trench with the arc-continent collision in Taiwan: results from an offshore-onshore seismic experiment // TAO, Supplementary Issue. 2001. P. 231–248.
 13. Ho C.S. An introduction to the geology of Taiwan (second edition) // Explanatory text of the geological map of Taiwan. Ministry of Economic Affairs. R.O.C. Taipei. 1988. 192 p.
 14. Hwang R.-D., Yu G.-K. Shear-wave velocity structure of upper mantle under Taiwan from the array analysis of surface waves // Geophysical Research Letters. 2005. V. 32. L07310, doi: 10.1029/2004. GL021868.
 15. Karp B.Ya., Kulinich R., Shyu C.-T., Wang C. Some features of the arc-continent collision zone in the Ryukyu subduction system, Taiwan Junction area // The Island Arc. 1997. V. 6. P. 303–315.
 16. Lee T.Q., Kissel C., Barriel E., Chi W.R. Paleomagnetic evidence for a diachronic clockwise rotation of the Coastal Range, eastern Taiwan // Earth. Planet. Sci. Lett. 1991. V. 104. P. 245–257.
 17. Lewis S. D., Hayes D. E. Plate convergence and deformation, North Luzon Ridge, Philippines // Tectonophysics. 1987. V. 168. P. 221–237.
 18. Lin C.-H., Roecker S.W. Evidence of continental subduction and crustal exhumation for Taiwan orogen // SEASIA Conf. Montpellier, France. Abstracts. 1999. P. 227–230.
 19. Lin C.-H. Thermal modeling of continental Subduction and exhumation constrained by flow and seismicity in Taiwan // Tectonophysics. 2000. V. 324. P. 189–201.
 20. Liou J.G. Petrology of metamorphosed oceanic rocks in the Central Range of Taiwan // Mem. Geol. Soc. China. 1981. V. 4. P. 291–342.
 21. Liou J.G. Recent high CO₂ activity and Cenozoic progressive metamorphism in Taiwan. Mem. Geol. Soc. China. 1981. V. 4. P. 551–582.
 22. Liu C.-C. Geodetic monitoring of mountain building in Taiwan // EOS Trans. AGU. 1995. V. 76 (46). P. 636.
 23. Mrozowski C.L., Hayes D.E., Taylor B. Multichannel seismic reflection surveys of Leg 60 sites, DSDP // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. Print. Off. 1982. V. 59. P. 57–69.
 24. Mrozowski C.L., Lewis S.D., Hayes D.E. Complexities in the tectonic evolution of the West Philippine basin // Tectonophysics. 1982. V. 82. P. 1–24.
 25. Nafe J. E., Drake C. L. Physical properties of marine sediments // The Sea / (ed. Hill M.N.), Wiley Interscience, New York. 1963. V. 3. P. 794–815.
 26. Rau R.-J., Wu F.T. Tomographic imaging lithospheric structures under Taiwan // Earth Planetary Sci. Lett. 1995. V. 133. P. 517–532.
 27. Reed D., Lundberg N., Liu C.-S., Kuo B.-Y. Structural relations along the margins of the offshore Taiwan accretionary wedge; implication for accretion and crustal kinematics // Acta Geol. Taiwanica. 1992. V. 30. P. 105–122.
 28. Sibuet J.-C., Hsu S.-K. Geodynamics of the Taiwan arc-arc collision // Tectonophysics. 1997. V. 274. P. 221–251.
 29. Suppe J. Kinematics of arc-continent collision, flipping of subduction, and back-arc spreading near Taiwan // Mem. Geol. Soc. China. 1984. V. 6. P. 21–33.
 30. Tsao S., Li T.C., Tien J.L., Chen C.H., Liu T.K., Chen C.H. Illite crystallinity and fission-track ages along the central cross-island highway of Taiwan // Acta Geol. Taiwanica. 1992. V. 30. P. 45–64.
 31. Wang C., S.W. Chuang, M.L. Li, W.B. Cheng. Lithospheric Structure of the Philippine Sea plate near the western end of the Ryukyu subduction zone and some of its tectonic effects // TAO, Supplementary Issue, 287–304, May 2001. P. 287–304.
 32. Wang K.T., McIntosh K., Nakamura Y., Liu C., Chen H.W. Velocity-interface structure of the southwestern Ryukyu Subduction Zone from EW9509-1 OBS/MCS data // Marine Geophysical Researches. 2001. V. 22. P. 265–287.
 33. Wang Lee C., Wang Y., Yen T.P., Lo C.H. Polymetamorphism in some gneiss bodies, Hoping-Chipan area, Hualien, eastern Taiwan // Acta Geol. Taiwan. 1982. V. 21. P. 122–139.
 34. Warneke L.F., Ernst W.G. Progressive Cenozoic metamorphism of rocks cropping out along the southern East-West Cross-Island Highway Taiwan. // Mem. Geol. Soc. China. 1983. V. 6. P. 21–48.

35. Wu F.T., Chen K. C. et al. Focal mechanisms of recent large earthquakes and the nature of faulting in the Longitudinal Valley of eastern Taiwan // Proc. Geol. Soc. China. 1989. V. 32. P. 157–177.
36. Wu F.T., Rau R.-J., Salzberg D. Taiwan orogeny: thin-skinned or lithospheric collision? // Tectonophysics. 1997. V. 274. P. 191–220.
37. Yang Y.-S., Wang T.K. Crustal velocity variation of the western Philippine Sea Plate from TAICRUST OBS/MCS line 23 // TAO. 1998. V. 9, N 3. P. 379–394.
38. Yeh Y.-H., Shih R.C., Lin C. H. et al. Onshore/offshore wide-angle deep seismic profiling in Taiwan // TAO. 1998a. V. 9. P. 301–316.
39. Yeh Y.-H., Yen T.P. Two-dimensional crustal structures of Taiwan from gravity data // Tectonics. 1998. V. 17, N. 1. P. 104–111.
40. Yen T.P., Yeh Y.-H. Geotranssects in the Taiwan Region // EOS. 1990. March 27
41. Zhou D., Yo H.-S., Xu H.-H., Shi X.-B., Chou Y.-W. Modeling of thermo-rheological structure of lithosphere under the foreland basin and mountain belt of Taiwan // Tectonophysics. 2003. V. 374. P. 115–134.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

G.Z. Gilmanova, V.Ya. Podgorny

The gravity model of the lithosphere of Taiwan Island (based on the profile Taiwan Strait – Taiwan Island – West Philippine Basin)

Two-dimensional gravitational modeling has been done, and the density section of the lithosphere of Taiwan Island and its framing has been constructed. In terms of density parameters, the lithosphere is divided into continental and oceanic. The continental lithosphere is lighter than the oceanic lithosphere and is characterized by weak density differentiation throughout the entire series. The oceanic lithosphere is distinguished by the great density contrast range of both crust and mantle. In the contact area of the continental and the oceanic block of the lithosphere a superimposed and complexly built density structure of Taiwan Island is recognized – the Taiwan density structure. This structure is distinguished by contrast density boundaries and is marked by increased and high density of the heterogeneities making it up. The formation of the Taiwan density structure is related to geodynamic processes in the collision area of the Eurasian and Philippine plates which take place in the zone of Taiwan Island.

***Key words:* lithosphere, gravitational modeling, West Philippine Basin, Taiwan Island.**

ОЧАГИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО ПРОФИЛЮ ЮЖНЫЙ САХАЛИН–ОХОТСКОЕ МОРЕ–КАМЧАТКА

Т.К. Злобин, Д.А. Сафонов, Л.М. Злобина

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию 25 июня 2006 г.

Представление о том, что Курило-Камчатка сейсмофокальная зона является единой плитой шириной около 90 км, погружающейся до глубины 700 км, под углом 40–45°, является первоначальным и общим. Оно отражает, прежде всего, физические различия (скорости упругих волн, плотность, температуру и т.д.) между сейсмофокальной зоной и окружающей ее мантией. Детальные исследования показывают, что сама сейсмофокальная зона также неоднородна. Гипоцентры землетрясений концентрируются и группируются внутри этой зоны по-разному. В ней могут быть выделены сейсмогенные и асейсмичные слои, а также субвертикальные зоны. Последние находят отражение в структуре и разломах земной коры и верхней мантии.

Ключевые слова: сейсмофокальная зона, земная кора, верхняя мантия, землетрясения, Охотское море.

ВВЕДЕНИЕ

Для решения фундаментальных вопросов геотектоники и геодинамики большое значение имеют данные о глубинном строении земной коры и верхней мантии, а также об очагах землетрясений. Особый интерес представляет их совместное рассмотрение и сопоставление в зоне перехода от Евразийского континента к Тихому океану. Здесь, как полагают многие [19, 20, 38], под континент погружается Тихоокеанская плита, т.е. имеет место субдукция. С ней связаны ключевые вопросы тектоники и динамики окраинных морей, островных дуг, глубоководных желобов.

Строение земной коры Охотского моря и Курильской островной дуги изучалось нами в течение многих лет [9, 11, 15 и др.]. Известны работы, посвященные исследованиям осадочного чехла [10, 13, 32, 39] земной коры [10, 13, 14, 18, 23–28 и др.] и мантии [6–7, 12, 16, 17, 29–31]. В настоящей работе мы рассмотрели совместно строение земной коры и распределение землетрясений по профилю от западного борта Татарского пролива через Южный Сахалин и Охотское море до Южной Камчатки. При этом профиль проходит вдоль Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны в области ее падения под Охотское море и материк, где она представлена глубокими землетрясениями.

Для освещения глубинного строения земной коры нами построен сводный разрез, составленный на основе материалов ГСЗ (профили 1-М, 6-М, 14-М), МОВ ОГТ (профиль 1611) и МОВЗ (профиль 4) [15].

На основе каталога NEIC была построена карта сейсмичности Охотоморского региона (рис. 1), а затем в полосе шириной по 100 км в обе стороны от профиля был построен глубинный разрез гипоцентров землетрясений. Это позволило совместно рассмотреть особенности глубинной структуры земной коры и положения очагов землетрясений в земной коре и верхней мантии. Кроме того, были привлечены данные сейсмотомографии [34, 40]. Рассмотрению этих результатов и посвящена настоящая статья.

СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Для освещения строения верхней части земной коры Охотского моря была построена структурная схема акустического фундамента осадочного чехла всего Охотского моря, а также разрезы глубинных слоев земной коры Охотской литосферной плиты, включая Курильскую островодужную систему [10, 13–15]. При этом были выделены основные структуры чехла и его фундамента, а также тектонические нарушения и некоторые разломы в осадках чехла. В дальнейшем Л.М. Злобиной была построена уточненная структурная карта поверхности акустическо-

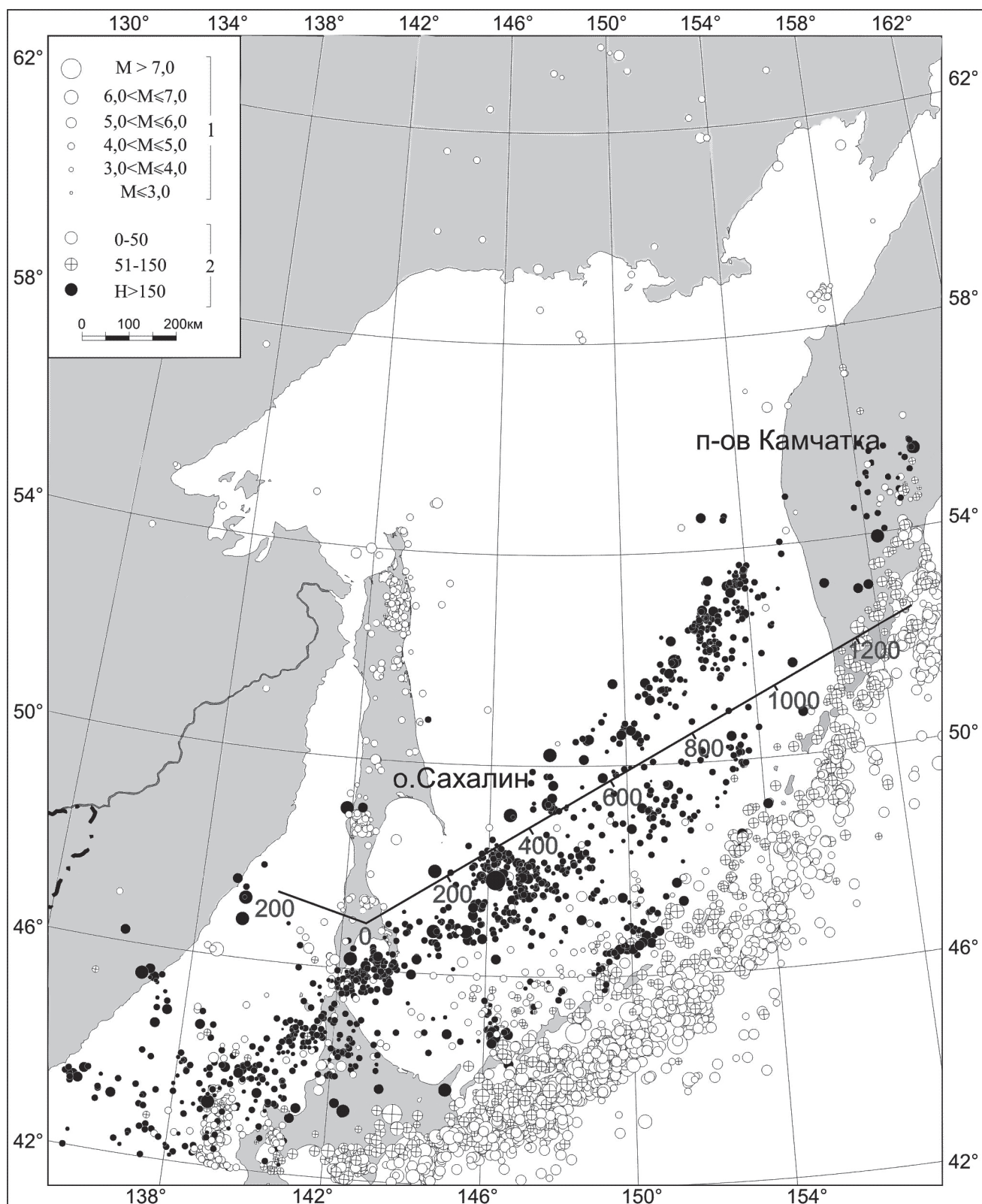


Рис. 1. Сейсмичность Охотоморского региона.

Магнитуды (1) и глубины очагов землетрясений (2). Сплошной линией показано положение разреза и пикеты профиля. Для упрощения карты, северо-восточнее Курило-Камчатской островной дуги показаны эпицентры только с магнитудой $M \geq 4$.

го фундамента и мощности осадочного чехла [32]. На основании этих карт была составлена структурно-тектоническая карта, отражающая структурные элементы осадочного чехла Охотского моря и островного склона Курильского желоба и позволившая выполнить тектоническое районирование осадочного чехла указанных территорий по структурным признакам. При этом были определены шесть систем структурных элементов, в которых выделено 139 зон прогибов и поднятий и других элементов, построена генерализованная схема осадочного чехла Охотского моря, использованная в настоящей работе.

На основе вышеназванных данных было рассмотрено строение верхней части земной коры по профилю от материка до Южной Камчатки.

При построении разреза земной коры по структурным и геоморфологическим признакам мы выделяли 5 блоков (рис.2) [15]. Блок I включает Татарский пролив и о-в Сахалин. Блок II соответствует заливу Терпения и юго-восточному шельфу Сахалина, где профиль пересекает Стародубский прогиб и Владимирское поднятие (район ПК 100, рис. 1, 2). Далее профиль проложен по южному борту небольшого поднятия Терпения (ПК 50–220), входящего в более крупную структуру второго порядка – прогиб Терпения, и затем по юго-западному склону крупного поднятия АН СССР. Центральная, наиболее приподнятая и хорошо выраженная часть его соответствует блоку III. Сброшенная по разлому в районе ПК 800 и погружающаяся далее на северо-восток часть этого поднятия вместе с крупным Большерецким поднятием и сопряженным одноименным прогибом были отнесены к блоку IV. Последний блок V включает южную Камчатку [1]. Практически все границы блоков соответствуют глубинным разломам, установленным по сейсмическим данным.

Отметим особенности дизъюнктивной тектоники и структурных границ по профилю. В первом и втором блоках существенно меняются глубины залегания сейсмических границ, которые смещены по разломам. Так, поверхность консолидированной коры (породы мезозой-палеозойского фундамента), залегающая на юге под западным Сахалином на глубинах до 6–7 км, в восточном Сахалине (в Сусунайском хребте) смещена вверх и даже выходит на поверхность. Также смещается и подошва земной коры от 28–34 км под Сахалином [17, 23, 24, 28] до 18 км под акваторией Охотского моря. При этом глубинные границы деформированы и нарушены дизъюнктивными нарушениями. Геолого-геофизические работы, выполненные многочисленными исследователями, в том числе и нами, показывают, что в земной коре первого блока, включаю-

щем о-в Сахалин и Татарский пролив, имеются многочисленные тектонические нарушения, крупные сквозькоровые разломы. Основными из них являются Западно-Сахалинский, Центрально-Сахалинский [18, 33, 37].

На границе блоков I и II расположена разломная зона, включающая глубинный Хоккайдо – Сахалинский разлом. Ширина зоны по профилю в земной коре около 20 км.

В блоках II и III выделяется ряд разломов, установленных по данным МОВ ОГТ в осадочном чехле и в его фундаменте, а также прослеженных на всю мощность земной коры по данным ГСЗ. Наиболее крупные из них устанавливаются на ПК 300, 400 и 800.

В блоке IV также выделяется ряд разноглубинных тектонических нарушений. Ограничивают блок глубинные сквозькоровые разломы.

Отличием блока V является существенно возросшая мощность земной коры (до 44 км), деформации ее слоев и сопровождающие их тектонические нарушения, описанные нами в работе [15].

Строение более глубоких горизонтов земной коры и верхней мантии в Охотоморском регионе было установлено по данным ГСЗ [23, 26–28], а в пределах Курильской островной системы – по сейсмическим исследованиям МОВЗ и ГСЗ [9–11, 13–15, 17]. Этими работами в земной коре и верхней мантии нами была установлена слоисто-блоковая структура земной коры и расслоенность литосферы до глубин около 140 км. Показано, что морфология границ сложная, залегание зачастую отлично от горизонтального. Наблюдается деформация сейсмических границ обмена. Дислокации связаны здесь с тангенциальным сжатием северо-западного направления и явлениями скупивания коры в островодужном блоке. В литосфере выделен ряд сейсмических границ, в том числе в земной коре – от 3 до 5 (K_0 , K_{1-4}) и 4 границы (M_0 , M_{1-4}) в верхней мантии [9]. На основе геологической интерпретации полученных сейсмических данных была составлена сейсмогеологическая модель строения земной коры, согласно которой выделены слои: вулканогенно-осадочный, гранито-гнейсовый, гранулитогнейсовый и гранулитобазитовый. Средние мощности этих слоев составили: 2,5–3,0; 3–5; 4–6 и 18–21 км, соответственно, а средние значения продольных сейсмических волн в них: 4,1; 6,0; 6,5 и 7,0 км/с. Под границей M_0 в верхней мантии выделен подкоровый слой (M_0 – M_1) мощностью от 4–5 (под Малой Курильской грядой) до 10–12 км (под Большой). Он интерпретируется нами (в соответствии с моделью В.В. Белоусова) как

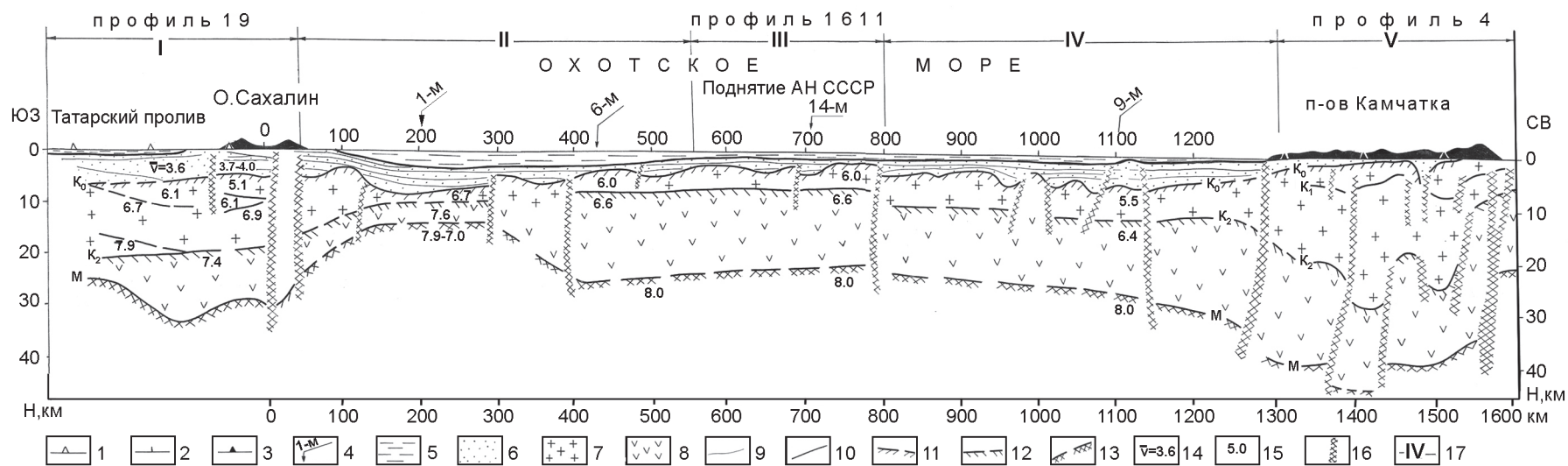


Рис. 2. Глубинный разрез земной коры вдоль профиля Южный Сахалин–Охотское море–Камчатка.

1–3 – пикеты : профили ГСЗ 19 через Сахалин (1), МОВ ОГТ 1611 через Охотское море (2) и профиля 4 через Камчатку (3); 4 – пересечения разреза с профилями ГСЗ и их номер; 5 – водный слой; 6 – осадочный (осадочно-вулканогенный) слой; 7, 8 – гранито-метаморфический (верхний и средний) (7) и гранулитобазитовый (“базальтовый”, нижний) (8) слои консолидированной земной коры; 9–13 – сейсмические границы: в осадочном чехле по данным МОВ ОГТ (9); в земной коре по данным ГСЗ, МОВЗ (10); в том числе связанные с кровлей консолидированной коры (11); разделом Конрада между нижним (гранулитобазитовым) и вышележащим слоем (12), а также подошвой земной коры (13); 14, 15 – средние (14) и граничные (15) сейсмические скорости, км/с; 16 – разломы; 17 – положение и номера выделенных блоков земной коры.

слой, представленный преимущественно альпино-типными гипербазитами, а нижний M_1 – M_3 – шпинелевыми гипербазитами. Ниже раздела M_3 , в соответствии с вышеназванной схемой, залегают гранатовые гипербазиты с включением жидкого базальта, связываемые с астеносферным слоем.

Строение верхней мантии в рассматриваемой зоне перехода от Тихого океана к Евразийскому континенту изучалось и сейсмологами [6, 7, 16, 17, 29, 31,]. Главной особенностью верхней мантии и земной коры является наличие сейсмофокальной зоны, с которой связывается субдукция Тихоокеанской плиты под континентальную плиту.

Сейсмологическими методами в верхней мантии были изучены скорости сейсмических волн [6, 31] и расслоенность (с выделением слоев с разными физическими свойствами). Р.З.Таракановым была построена полиастеносферная модель строения верхней мантии, отражающая изменение прочностных свойств среды с глубиной [29–31]. Им, а также другими исследователями составлены вертикальные разрезы Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны [30]. При этом в верхней мантии наблюдается вариации сейсмической активности. Наибольшая концентрация землетрясений имеет место в верхней (максимальная) и нижней частях. Между ними на глубинах 200–300 км находится асейсмичный слой и отмечается излом фокальной поверхности [29].

Кроме того, Т.К. Злобиным было установлено в литосфере наличие сейсмофокальных зон, встречных основной Курило-Камчатской сейсмофокальной зоне [12].

ГИПОЦЕНТРЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

На основе анализа данных одного из наиболее достоверных и общепризнанного каталога NEIC за многие годы наблюдений (с 1987 по 2002 г) проведено детальное рассмотрение распределения гипоцентров землетрясений (рис. 3). Оно выполнено через Курило-Камчатскую сейсмофокальную зону (СФЗ) по тому же профилю (рис. 2). В северо-восточной части он расположен в области выхода СФЗ к земной поверхности, в средней части пересекает ее в основании, а в юго-западной части находится в области “выклинивания”.

Таким образом, построив разрез земной коры от Сахалина до Камчатки (рис. 2) и глубинный разрез гипоцентров землетрясений в верхней мантии вдоль этого же профиля (рис. 3), стало возможным рассмотреть эти глубинные разрезы с единых позиций. Для анализа этого глубинного разреза мы проинтерпретировали его, проведя видимые границы области

концентрации гипоцентров землетрясений. Это позволило, прежде всего, оценить сейсмичность под такими крупными структурами, как, например, Поднятие АН СССР (в Охотском своде), складчатыми структурами Сахалина и Камчатки, а также под структурами второго порядка. Совместное рассмотрение положения гипоцентров землетрясений и структур земной коры и верхней мантии позволяет оценить внутренние особенности строения сейсмофокальной зоны. При этом устанавливаются как субгоризонтальные слои, так и субвертикальные зоны концентрации землетрясений, которые могут быть выделены при дальнейшем рассмотрении внутри этих слоев, а также разломные зоны между ними.

Слоистость сейсмофокальной зоны

По разной степени концентрации гипоцентров землетрясений в сейсмофокальной зоне можно выделить сейсмичные (сейсмоактивные, сейсмогенные) и асейсмичные слои. В северо-восточной части СФЗ их шесть, а в относительно тонкой юго-западной части зоны – четыре (рис. 3).

Первый приповерхностный слой глубиной до 40 км связан с коровой сейсмичностью. Он рассмотрен нами в работе [18]. Выявленные в ней сгущения гипоцентров и очаги с наибольшей магнитудой ($M = 4-6$) приурочены к глубинным разломам Сахалина (Центрально-Сахалинскому, Хоккайдо-Сахалинскому, Западно-Сахалинскому и др.), а также к центральной части Охотского моря и Южной Камчатке.

Второй слой асейсмичный. Под ним расположены гипоцентры, относимые к Курило-Камчатской сейсмофокальной зоне. На разрезе она представлена в юго-западной половине профиля слоем 3, а в северо-восточной – двумя слоями (3 и 5), разделенными асейсмичным слоем 4. При этом выявляется резкое различие между юго-западной и северо-восточной частями СФЗ. В первой части она представлена одним относительно тонким слоем толщиной от 80 до 100 км, а северо-восточная – двумя слоями общей мощностью до 400 км. Разделяющий их слой 4 имеет мощность до 100 км в центральной части профиля под восточной частью Охотского моря, а к Камчатке этот слой выклинивается. Ниже по разрезу расположено асейсмичное поле 6.

В северо-восточной половине профиля мощность двух сейсмоактивных слоев (3 и 5) составляет, соответственно, 180–200 и 240–320 км, а их суммарная величина – до 500 км. Эти слои могут быть представлены единым телом, падающим от глубин 0–350 км под Камчаткой до 650 км под центральной частью Охотского моря.

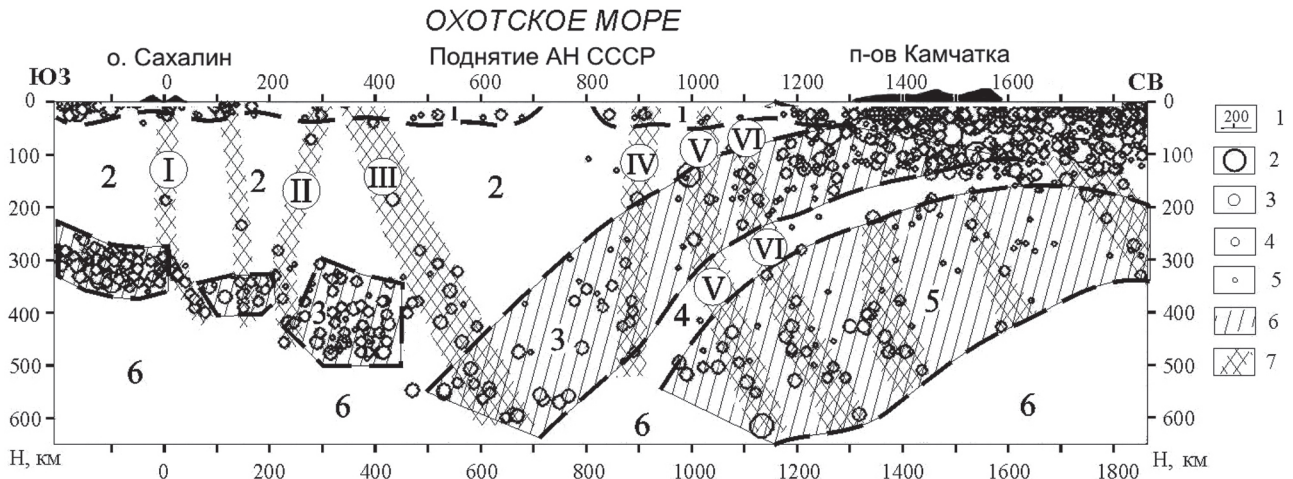


Рис. 3. Глубинный разрез, показывающий гипоцентры землетрясений в земной коре и верхней мантии, по профилю Южный Сахалин–Охотское море–Южная Камчатка.

1 – пикеты и их номера; 2–5 – магнитуда землетрясений: $M \geq 8,0$ –6,1 (2), 6,0–4,1 (3), 4,0–2,1 (4), 2 и менее (5); 6, 7 – области повышенной концентрации гипоцентров землетрясений, в слоях (6) и субвертикальных зонах (7).

Арабские цифры – номера слоев разной сейсмичности на разрезе, римские цифры – номера субвертикальных (разломных) зон концентрации землетрясений. Пунктиром показаны предполагаемые линии, ограничивающие зоны и слои концентрации землетрясений.

Рассмотрение особенностей сейсмоактивных слоев показывает, что толщина слоя 3 юго-западной части профиля, до ПК 450, увеличивается с юго-запада на северо-восток от 100 км до 200 км. Слой имеет хорошо обозначенные границы. В этой части профиля сейсмогенный слой 3 может быть представлен тремя блоками, разделенными субвертикальными зонами повышенной концентрации гипоцентров. Протяженность (по горизонтали) блоков составляет 120–160 км. Толщина первых двух – по 80 км, а третий блок трапециевидной формы резко отличается и имеет толщину около 180 км. В верхней части земной коры первого блока расположены структуры Татарского прогиба и Сахалина над двумя остальными – восточный шельф Сахалина и Анивский прогиб.

Северо-восточнее ПК450–600, суммарная мощность сейсмогенных слоев существенно увеличивается и достигает в центральной и северо-восточной частях профиля 300–650 км.

Субвертикальные зоны повышенной концентрации гипоцентров землетрясений

Помимо группирования гипоцентров землетрясений в субгоризонтальных слоях в СФЗ можно выделить субвертикальные зоны повышенной концентрации. Они установлены путем объединения гипоцентров землетрясений в области их повышенной концентрации, которые прослеживаются на общем

поле среднего распределения гипоцентров землетрясений, или по их наличию на фоне отсутствия очагов и корреляции с вышеназванными зонами концентрации. Эти зоны разделяют слои на блоки и подобны глубинным разломам (рис. 3).

Самая значительная из них (зона III) находится в центральной части профиля, расположена в верхней части разреза в районе ПК 400–600. Она делит разрез на две части. Юго-западная половина профиля, включающая блоки земной коры I–II, существенно отличается от северо-восточной части, состоящей из блоков III–V (рис. 2).

На это же указывают и данные сейсмотомографии. Из рассмотрения результатов, приводимых в работе [34] в виде скоростных срезов при расчетах по блокам $6^\circ \times 6^\circ$ в слоях 300–410 км, 410–520 км, 520–660 км и 660–830 км в Дальневосточном сегменте, ограниченном координатами 40° – 80° с.ш. и 130° – 210° в.д. [34, fig. 4,a], можно заключить следующее. На фоне мозаичной и ячеистой скоростной структуры в верхней мантии под Охотским морем, к востоку от Южного Сахалина, среди поля нормальных значений скорости расположена аномальная, скоростная зона. Она охватывает именно юго-западную, до ПК 400–600, (рис. 3) часть разреза, разделяя его, таким образом, на две части.

Кроме этой основной зоны концентрации землетрясений выделяется еще ряд субвертикальных и наклонных зон мощностью около 30–60 км. Их уста-

новлено более шести. Первые три зоны (I–III) выделяются в юго-западной части разреза (о-в Сахалин и прилегающие акватории Охотского моря), положение которых соответствует областям в районе ПК 0, 130 и 220–300. Эти относительно небольшие субвертикальные (“разломные”) зоны делят разрез на вышеописанные блоки в слое 3.

В северо-восточной части разреза выделяются еще 3–6 аналогичных разломных зон. Из них нами обозначены лишь первые три зоны (IV–VI), так как северо-восточнее число гипоцентров резко возрастает и они сливаются на общем поле. Гипоцентры, расположенные на больших глубинах в верхней мантии, во всех выделяемых зонах находят соответствие гипоцентрам, расположенным на соответствующих пикетах в земной коре. При этом субвертикальные зоны прослеживаются во всех сейсмогенных слоях.

Такие субвертикальные неоднородности в верхней мантии можно выделить и по данным сейсмотомографии. Как известно, метод томографической инверсии, дающий хорошее представление о скоростной структуре верхней мантии и больших глубинах Земли, позволяет выделять области повышенной и пониженной скорости. На типичном вертикальном скоростном разрезе для S-волн, построенном методом трехмерной сейсмической томографии поперек Японской сейсмофокальной зоны (т.е. расположенном близко к рассмотренному нами региону), хорошо видны скоростные особенности строения мантии [40]. При этом на скоростном разрезе, представленном в виде ячеек верхней мантии размером 50 × 50 км с разными значениями скорости, здесь также могут быть выделены субвертикальные неоднородности, аналогичные описанным нами.

Сопоставление вертикальных зон концентрации гипоцентров в верхней мантии с разломами в земной коре

Выделенные вертикальные зоны концентрации гипоцентров землетрясений (I – VI, рис. 3) были сопоставлены с положением глубинных сквозькоровых разломов, выявленных в земной коре геолого-геофизическими, в основном сейсмическими, методами. Они сопоставлены с разломами на схеме фундамента осадочных отложений [13], тектонической схеме Охотоморского региона [27] и глубинном разрезе земной коры вдоль профиля Южный Сахалин–Охотское море–Камчатка (рис. 2).

Рассмотрение показало следующее. Практически все глубинные разломы, установленные ранее геолого-геофизическими методами в земной коре, находят свое отражение в особенностях сейсмичности

верхней мантии, а именно – в соответствии положения субвертикальных зон концентрации гипоцентров.

Так, например, четкая зона повышенной концентрации гипоцентров I (рис. 3) в районе ПК 0, разделяющая блоки в слоях 1, 2 и 3, соответствует положению, установленному в земной коре, крупному Хоккайдо-Сахалинскому разлому. Таким образом, этот разлом находит продолжение в верхней мантии и может коррелироваться с четко выраженной здесь зоной шириной 20–30 км, прослеживающейся в мантии (в слое СФ3) на глубинах до 300–350 км.

Заметим, что мощность сейсмогенного слоя 3 (слоя гипоцентров в СФ3) по обе стороны этой разломной зоны разная. В юго-западном, приподнятом “крыле”, западнее ПК 0 мощность слоя составляет 100 км, а в северо-восточном она составляет от 30 до 70 км на ПК 50–250. Причем далее к востоку (ПК 250–450) после разломной зоны II она увеличивается до 200 км.

Второй небольшой разлом в земной коре, установленный по сейсмическим данным в районе ПК 120–150 (рис. 2) под заливом Терпения, находит отражение, в основном, в коровых землетрясениях. Этот разлом также находит свое отражение в сейсмогенном слое 3. Здесь он выражается в виде вертикальной зоны концентрации гипоцентров глубинных землетрясений, очаги которых расположены под разломом (рис. 3).

Субвертикальная зона концентрации землетрясений II, расположенная восточнее по профилю, соответствует в земной коре глубинному разлому в районе ПК 300 (рис. 2), который отделяет структуры прогиба залива Терпения, поднятия Полевого и сопряженного с ним прогиба, от деформированного юго-западного борта поднятия АН СССР.

Самое существенное проявление в положении гипоцентров землетрясений находит глубинная зона III (рис. 3) в районе ПК 400. Здесь в земной коре по данным ГСЗ выделялся глубинный разлом на ПК 380–400 (рис. 2), ограничивающий поднятие Академии наук СССР. Этот разлом хорошо выражен на тектонической схеме Охотоморского региона [27] в виде регионального разлома юго-восточного направления протяженностью более 300 км, секущего все другие разломы. Соответствующая этому разлому зона концентрации землетрясений с очагами магнитуд до 4–6 в верхней мантии коррелируется с вышеуказанным разломом и является самой глубинной и мощной зоной концентрации землетрясений, описанной нами выше. Она разделяет разрез на две части и является границей блоков литосферы. При этом в соответствии с разрезом земной коры в юго-запад-

ную половину входит блок I и II, а в северо-восточную – блоки III – V (рис. 3). Отметим, что еще ранее [15], при анализе строения земной коры мы также выделяли здесь границу между блоками и зону неоднородности.

Эта мощная зона концентрации землетрясений III шириной около 90–100 км и глубиной 600 км имеет наклон на северо-восток (рис. 3). В результате этого зона III, выделяемая внизу разреза в районе ПК 600–700, в верхней части разреза, в земной коре прослеживается в районе ПК 350–440, что соответствует положению тектонического разлома, установленного по сейсмическим данным на ПК 400 (рис. 2). Таким образом, вышеназванный разлом, установленный в земной коре, также находит свое отражение в зоне концентрации гипоцентров землетрясений в верхней мантии.

Следующая зона концентрации гипоцентров землетрясений IV (рис. 3), расположенная на ПК 850–940, может быть связана с разломной зоной в земной коре в районе ПК 800. Здесь в восточном окончании поднятия Академии наук СССР начинается сопряженная система Большерецкого прогиба и одноименного поднятия, которые разделены глубинным разломом. Его наличие, возможно, и находит свое отражение в верхней мантии, видимое на разрезах (рис. 2, 3).

Аналогично находят свое отражение и другие названные разломы земной коры, причем как в коровых землетрясениях, так и в нижерасположенных субвертикальных зонах концентрации гипоцентров землетрясений верхней мантии. Следовательно, выделенные ранее нами [15] блоки земной коры и разломы находят отражение в более глубоких слоях оболочки Земли, то есть в верхней мантии. При этом границы выделенных блоков и приведенные разломы в земной коре соответствуют зонам концентрации гипоцентров землетрясений (рис. 3).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Таким образом, рассматривая результаты выполненных исследований по изучению глубинного строения земной коры и верхней мантии региона, а также распределение гипоцентров землетрясений, можно заключить следующее.

1. В земной коре выделены крупные блоки и разломные зоны. Полученная нами модель земной коры многослойная. В ней выделяется до 3–5 сейсмических границ, которые согласно глубинным разрезам являются как субгоризонтальными, так и наклонными, со сложной морфологией. Дизъюнктивные нарушения представлены мегасдвигами, регио-

нальными коровыми и сквозькоровыми разломами. Они имеют разное направление, в том числе ортогональное к простиранию сейсмофокальной зоны, и находят в ней отражение. Некоторые глубинные структуры земной коры (разломы) прослеживаются в более глубоких слоях верхней оболочки, в литосфере верхней мантии. Строение верхней мантии также слоисто-блоковое.

2. Согласно существующим представлениям тектоники плит [20 и др.], сейсмофокальная зона связана с субдукцией Тихоокеанской литосферной плиты и изображалась (обычно – в поперечном сечении) в упрощенном виде неким монолитным пласто-плитообразным телом шириной около 80–100 км. При этом приводились оси сжатия и растяжения механизмов очагов землетрясений, направленные по падению субдуцирующей плиты [19, 35, 36, 38].

Однако, известны принципиально важные результаты исследований механизмов очагов землетрясений в Тихоокеанском сейсмическом поясе, включающем Курило-Камчатскую сейсмофокальную зону, Л.М. Балакиной [2–5, 22], которые свидетельствуют, что направления осей сжатия и растяжения и, соответственно, подвижек здесь являются разными, а не только по падению сейсмофокальной зоны. При этом ею установлено, что большинство определений механизмов очагов землетрясений вычислены для глубин $h < 100$ км, где напряжения сжатия ориентированы преимущественно под малыми углами к горизонту. Промежуточные землетрясения ($h = 100–300$ км) указывают, что “ориентация напряжений в их очагах оказывается различной в разных районах”, и в ряде районов Тихоокеанского сейсмического пояса сохраняется примерно та же ориентация напряжений, что и в верхних 100 км [22, с. 366], то есть далеко не только вдоль падения сейсмофокальных зон. И, наконец, говоря о глубоких очагах, отметим, что области очагов глубоких землетрясений во многих районах Тихоокеанского сейсмического пояса также не имеют единой, устойчивой картины ориентации напряжений и направления сжатия в очагах глубоких толчков в ряде случаев значительно отличаются от направления падения фокальных зон [22].

Исходя из вышесказанного, можно заключить, что существовавшее представление о сейсмофокальной зоне, как о едином теле, в котором сжатие и растяжение происходят по направлению его падения, можно считать лишь первым, общим представлением. Такое заключение согласуется с результатами изучения механизмов очагов Л.М. Балакиной, которая еще ранее писала, что “фокальные зоны Тихоокеанского кольца в свете новых сейсмологических данных уже

нельзя рассматривать в виде единых, крупных разломов, или плит, погружающихся под континент (островные дуги). Процесс генерации землетрясений в этих зонах представляется много сложнее” [22, с. 374].

Выполненный в настоящей работе анализ внутреннего строения СФЗ и связи его со структурами земной коры позволяет сделать вывод, что сейсмофокальная зона имеет более сложное строение.

3. На глубинном разрезе сейсмофокальной зоны видно, что ее внутреннее строение и распределение гипоцентров вдоль нее разнообразно. Вдоль сейсмофокальной зоны мощность Курило-Камчатской СФЗ меняется от нескольких десятков–ста километров до 500–600 км. В связи с этим, погружающаяся сейсмофокальная зона не является неким единым телом, как ее представляли ранее схематично, например, в работе [20], и форма СФЗ, видимо, намного сложнее. При детальном анализе положения гипоцентров землетрясений в их распределении можно выделить определенные сейсмогенные слои и субвертикальные зоны повышенной концентрации землетрясений. Если связывать СФЗ с субдукцией, то, как минимум, субдуцирующее тело нельзя считать простой и единой литосферной плитой параллелепипедальной формы.

4. На представленном варианте интерпретации распределения землетрясений по продольному разрезу СФЗ через Охотское море в зоне субдукции видно, что форма выделенных зон концентрации землетрясений различна. Она может связываться с областями разной конфигурации и, в том числе, может аппроксимироваться субвертикальными наклонными и вертикальными зонами. Причем эти зоны могут быть выделены не по простиранию СФЗ, а вкрест, т.е. являться секущими по отношению к ней. Кроме того, из рассмотрения тектонической схемы региона следует, что здесь в литосфере имеют место и разломы, направления которых являются секущими по отношению к СФЗ.

5. Выявлено соответствие разломов, установленных в земной коре по данным сейсмических исследований ГСЗ, МОВ ОГТ, МОВЗ, глубинным субвертикальным зонам повышенной концентрации гипоцентров землетрясений в земной коре и в верхней мантии. Таким образом, сейсмофокальная зона представляется неоднородной, разбитой близвертикальными и наклонными зонами, имеющими, возможно, связь с разломами в земной коре в литосфере.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Апрельков С.Е., Ольшанская О.Н. Тектоническое районирование центральной и южной Камчатки по геологическим и геофизическим данным // Тихоокеан. геология. 1989. № 1. С. 53–66.
2. Балакина Л.М. Ориентация разрывов и подвижек в очагах сильных землетрясений северной и северо-западной частей Тихого океана // Физика Земли. 1979. № 4. С. 43–52.
3. Балакина Л.М. Ориентация напряжений в очагах землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса и гипотеза тектоники плит // Физика Земли. 1979. № 5. С. 16–30.
4. Балакина Л.М. Особенности механизма очагов глубоких землетрясений Японского и Охотского морей // Физика Земли. 1979. № 9. С. 3–21.
5. Балакина Л.М. Механизм очагов промежуточных землетрясений Курило-Камчатской фокальной зоны // Физика земли. 1981. № 8. С. 3–24.
6. Болдырев С. А., Кац С.А. Трехмерная скоростная модель верхней мантии переходной зоны от Тихого океана к Азиатскому континенту // Вулканология и сейсмология. 1982. № 2. С. 80–96.
7. Болдырев С.А., Пономарев С.Ф. Построение скоростной модели Охотоморского блока мантии // Физика сейсмических волн и внутреннего строения Земли. М., 1983. С. 139–151.
8. Геология и нефтегазоносность Охотско-Шантарского бассейна / Варнавский В.Г., Жаров А.Э., Кириллова Г.Л. и др. Владивосток: ДВО РАН, 2002. 148 с.
9. Злобин Т.К. Строение земной коры и верхней мантии Курильской островной дуги (по сейсмическим данным). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 150 с.
10. Злобин Т.К., Злобина Л.М. Строение земной коры Курильской островной системы // Тихоокеан. геология. 1991. № 6. С. 24–35.
11. Злобин Т.К., Злобина Л.М. Модель эволюции системы окраинное море – островная дуга – глубоководный желоб // Закономерности строения и эволюции геосфер: Тез. докл. IV междунар. науч. симпоз. (23–28 сент. 1998) Хабаровск, 1998. С. 314–316.
12. Злобин Т.К., Бобков А.В. Встречные сейсмофокальные зоны Охотской литосферной плиты // Докл. РАН. 2001. Т. 381, № 5. С. 677–680.
13. Злобин Т.К., Злобина Л.М. Строение осадочного чехла и глубинных слоев земной коры Охотской литосферной плиты // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии: III Косыгинские чтения, 23–25 января 2001, г. Хабаровск / Под ред. Н.П. Романовского. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2001. С. 73–88.
14. Злобин Т.К., Злобина Л.М. Изучение глубинного строения земной коры Охотской литосферной плиты // Тезисы докладов XXXII Тектонического совещания “Тектоника неогеня: общие и региональные аспекты” 30 янв. – 2 февр. 2001 г. М., 2001. С. 245–248.
15. Злобин Т.К. Строение земной коры Охотского моря и нефтегазоносность ее в северо-восточной части (по сейсмическим данным). Южно-Сахалинск: Изд-во СахГУ, 2002. 98 с.
16. Злобин Т.К. Модель строения нижележащей мантии под южной частью Охотского моря: связь ее с мантийным диапиром и мантийным плюмом // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии: IV Косыгинские чтения, 21–23 января 2001, г. Хабаровск / Под ред. Н.П. Романовского. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2003. С. 204–218.
17. Злобин Т.К., Гуреев Р.Г. Строение литосферы центральной части Южного Сахалина по данным МОВЗ // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии: IV Ко-

- сыгинские чтения, 21–23 января 2001, г.Хабаровск / Под ред. Н.П. Романовского. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2003. С.219–237.
18. Злобин Т.К., Бобков А.В. Современная сейсмичность и разломная тектоника юга Сахалина. Южно-Сахалинск: Изд-во СахГУ, 2003. 124 с.
 19. Короновский Н.В., Ломизе М.Г. Концепция глубинных разломов и тектоника плит // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Науч. мир, 2001. С 344–373.
 20. Новая глобальная тектоника (тектоника плит). М.: Мир., 1974. 471 с.
 21. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона. 1-2500000 / Отв. ред. Н.А. Богданов, В.Е. Хаин. М.: ИЛОВМ РАН, 2000. 193 с.
 22. Океанология. Геофизика океана. М.: Наука, 1979. Т. 1. С. 357–374.
 23. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1964. 308 с.
 24. Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1976. 367 с.
 25. Строение земной коры южной части Охотского моря по сейсмическим данным. М.: Наука, 1987. 87 с.
 26. Строение и развитие земной коры на Советском Дальнем Востоке. М.: Наука, 1969. 162 с.
 27. Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона // Харахинов В.В., Туезов И.К., Бабошина В.А. и др. М.: Национ. геофиз. комитет РАН, 1996. 337 с.
 28. Суворов А.А. Глубинное строение земной коры Южно-Охотского сектора по сейсмическим данным. Новосибирск: Наука, 1975. 102 с.
 29. Тараканов Р.З. Строение фокальной зоны Курило-Камчатской островной дуги // Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. Верхняя мантия. М.: Наука, 1972. № 9. С. 215–234.
 30. Тараканов Р.З., Ким Ч.У., Сухомлинова Р.И. Особенности строения фокальных зон Курило-Камчатского и Японского регионов // Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 99–109.
 31. Тараканов Р.З. Скоростные особенности строения верхней мантии области перехода от Азиатского континента к Тихому океану: Препринт. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН. 1997. 53 с.
 32. Тектоника и углеводородный потенциал Охотского моря / Веселов О.В., Ильев А.Я., Кононов В.Э. и др. Владивосток: ДВО РАН, 2004. 160 с.
 33. Харахинов В.В., Гальцев-Безюк С.Д., Терещенко А.А. Разломы Сахалина // Тихоокеан. геология. 1964. № 2. С. 77–86.
 34. Gorbатов A., Widiyantoro S., Fukao, Gordeev E. Signature of remnant slabs in the North Pacific from P-wave tomography // Geophys. J.Int.(2000) 142, 27–36.
 35. Ichikawa M. Reanalyses of mechanism of earthquakes which occurred in and near Japan, and statistical studies on the nodal plane solutions obtained, 1926–1968 // Geophys. Mag., 1971. 35, N. 3.
 36. Isacks B., Molnar P. Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal-mechanism solutions of mantle earthquakes // Rev.Geophys.and Space Phys., 1971. 9, N. 1.
 37. Rozhdestvenskiy V.S., Saprygin S.V. Structural Relationships between the Neogene and Quaternary Assemblages; Active Faults, and Seismicity in Southern Sakhalin // Geol. of Pac. Ocean. 2001. V.16, P. 1051–1070.
 38. Stauder W. Mechanism and spatial distribution of Chilean earthquakes with relation to subduction of the oceanic plate // J. Geophys. Res. 1973. 78, N. 23.
 39. Zhigulev V.V., Kononov V.E. Evaluation of the oil and gas presence in the Derygin basin (Okhotsk sea) from seismic data. Regularities of the structure and evolution of geospheres: Materials of VII Inter. Interdisciplin. Meet. Vladivostok, 20-24 September, 2005 // Vladivostok: FEB RAS, 2005. P. 280–284.
 40. Yamanaka Y., Miyamake T., Hirahara K. Tree-dimensional S-wave velocity structure beneath the Japan Islands – Configuration of the subducting slab // Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo. 1992. V. 67. P. 265–302.

Рекомендована к печати Р.Г. Кулиничем

T.K. Zlobin, D.A. Safonov, L.M. Zlobina

Earthquake foci, and crustal and upper mantle deep structure along the South Sakhalin - Okhotsk Sea - Kamchatka profile

Earlier there was a general notion that the Kuril-Kamchatka seismic focal zone was a single plate of about 90 km wide and up to 700 km deep inclined at an angle of 40–45°. Such a notion reflects first of all physical differences (elastic wave velocities, density, temperature, etc.) between the seismic focal zone as a whole and the surrounding mantle, rather than the internal structure of the seismic focal zone. Detailed investigations show that the seismic focal zone determined as a combination of earthquake foci is heterogeneous. The earthquake hypocenters are differently concentrated and grouped inside this zone. Seismogenic and aseismic layers and also subvertical zones can be distinguished in it. The subvertical zones are reflected in the structure and faults of the Earth's crust and upper mantle.

Key words: seismic focal zone, structure of the Earth's crust and upper mantle, earthquakes, Okhotsk Sea.

БАТИМЕТРИЯ МОРЕЙ ЗАПАДНО-ТИХООКЕАНСКОЙ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ ПО ЦИФРОВЫМ ДАННЫМ ЕТОРО 2'

Б.А. Казанский

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток

Поступила в редакцию 14 декабря 2005 г.

Новые результаты статистического анализа распределения глубин морей Западно-Тихоокеанской переходной зоны на основе цифровых данных ЕТОРО 2' представлены в форме батиграфических и батиметрических кривых с интервалом 100 м по глубине для всей зоны, для отдельных морей и для 5-градусных широтных полос (трансектов). Отмечается крайнее разнообразие типов распределений глубин в морях при хорошей корреляции распределений по трансектам. Рассчитаны новые значения средних глубин морей, которые оказались, как правило, несколько больше прежних.

Ключевые слова: батиграфические кривые, батиметрические кривые, средняя глубина, распределение глубин, Западно-Тихоокеанская переходная зона.

ВВЕДЕНИЕ

Западно-Тихоокеанская переходная зона (ЗТПЗ) является ключевой зоной Тихого океана, где апробируются различные геоморфологические, тектонические и геофизические модели, для которых необходимы детальные данные о рельефе дна. Опубликованные данные по батиметрии морей ЗТПЗ [1–6] уже существенно устарели, т.к. за прошедшие годы объем данных по батиметрии значительно пополнился как за счет прямых эхолотных промеров, так и за счет спутниковой альтиметрии. Но в новом атласе по Тихому океану [7] данные по батиметрии (морфометрии) вообще не приводятся. В связи с этим автором был выполнен батиметрический анализ морей ЗТПЗ на основе цифровых данных ЕТОРО 2', результатам которого и посвящена данная статья.

МЕТОДИКА И ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

В качестве исходных материалов выбраны цифровые данные ЕТОРО 2', полученные с помощью *Data Acquisition Form* с сайта <http://topex.ucsd.edu>. Эти данные, предоставляющие координаты и высоты точек земной поверхности (со знаком минус для глубин), были оформлены в виде глобальной цифровой базы данных “ $\phi\lambda h$ ” для 1080 трапеций 5° по широте на 10° по долготы в табличных форматах .DAT и .XLS. Батиметрический анализ осуществлялся по выборкам из этих таблиц по акваториям морей ЗТПЗ

с расчетом частот распределения глубин для 100-метровых интервалов и введением поправок на широту для пересчета к равноплощадной прямоугольной сетке 2 на 2 морские мили (13.7 км²), ячейки которой и служили единицей измерения площади (расчетной точкой). Статистические расчеты и построения графиков батиграфических и батиметрических кривых выполнялись преимущественно стандартными средствами программы *MS Excel* на основе полученных частот распределения глубин. Батиграфическими кривыми, согласно сложившейся традиции, называются графики $S(h)$, выражающие распределение площади акватории по глубинам, а батиметрическими кривыми – графики производной $f(h)=dS/dh$, т.е. плотности вероятности распределения глубин. Батиграфические кривые обычно строятся в относительном масштабе (в процентах от полной площади), но батиметрические кривые в нашем случае представлены в абсолютном масштабе (ненормированными), т.е. количеством расчетных точек.

ЗТПЗ включает окраинные моря востока Азии, Австралии и Австрало-Азиатские (Индонезийские) моря, существенно различающиеся по размерам (по Атласу океанов: от 40 тыс. км² моря Бали до более 5 млн км² Филиппинского моря). Для удобства площадных сопоставлений при батиметрическом анализе мелкие Австрало-Азиатские моря нами были объединены в две группы – северную (акватории к северу от

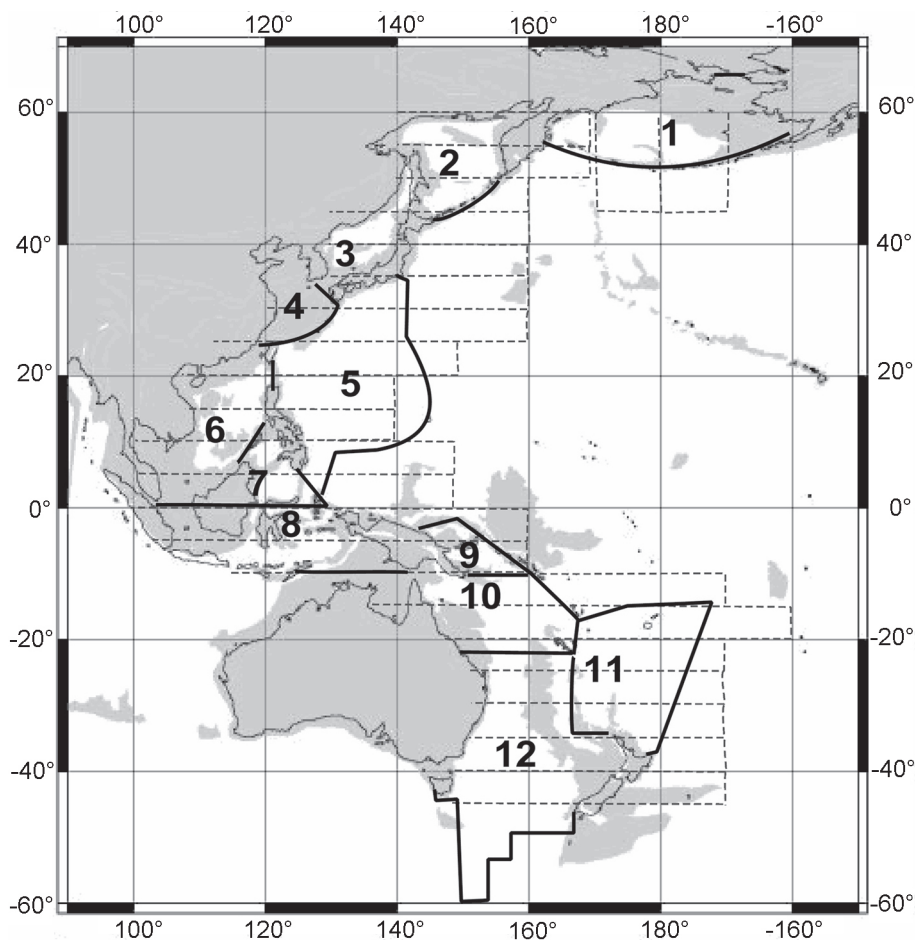


Рис. 1. Карта расчетных границ морей Западно-Тихоокеанской переходной зоны.

1 – Берингово моря ($h_{cp} = -1714$ м),
 2 – Охотского моря ($h_{cp} = -806$ м),
 3 – Японского моря ($h_{cp} = -1662$ м),
 4 – Восточно-Китайского моря ($h_{cp} = -266$ м), 5 – Филиппинского моря ($h_{cp} = -4296$ м), 6 – Южно-Китайского моря ($h_{cp} = -1151$ м), 7 – Северной группы Индонезийских морей ($h_{cp} = -2611$ м), 8 – южной группы Индонезийских морей ($h_{cp} = -340$ м), 9 – Соломонова моря ($h_{cp} = -2798$ м), 10 – Кораллового моря ($h_{cp} = -2640$ м), 11 – моря Фиджи ($h_{cp} = -2805$ м), 12 – Тасманова моря ($h_{cp} = -3160$ м). Пунктирными линиями показаны границы анализируемых 5-градусных трансектов.

экватора) и южную. В северную группу включены моря Сулу и Сулавеси и северные части моря Хальмахера и Молуккского, в южную группу – южные части двух последних и моря Яванское, Бали, Флорес, Саву, Банда и Серам. Желтое море включено в площадь Восточно-Китайского моря. В итоге, вместо 22, по Атласу [1], получилось 12 объектов для батиметрического анализа, перечисленных в подписях к рис. 1 и 2. И все равно различие площадей анализируемых объектов оказывается значительным, что видно на диаграммах рис. 2.

Поскольку площади шельфов некоторых морей переходной зоны существенно превышают площади глубоководных частей (последние могут и вообще отсутствовать), а соответствующие им значения на графиках выходят далеко за пределы страниц в масштабе рисунков, интервал глубин 0–200 м исключен из большинства батиметрических графиков на рис. 2–7, а соотношение площадей шельфов (интервала глубин 0–200 м) морей переходной зоны представлено на рис. 2 в виде круговой диаграммы; 30 % этой площади приходится на Южно-Китайское море. В целом, глубины менее 200 м занимают около 20 % пло-

щади ЗТПЗ (более 6 млн км² или 453 тысячи расчетных точек), при том что мелководные Арафурское и Тиморское моря в эту зону не включены.

Границы морей проводились не по Атласу океанов [1], а по морфологическим критериям, поэтому площади некоторых морей отличаются от указанных в Атласе, но суммарная площадь морей переходной зоны – около 30 млн км² – изменилась незначительно (использованные границы морей показаны на карте рис. 1, а в подписи к рисунку приведены и новые, рассчитанные значения их средних глубин). Восточная граница Филиппинского моря, к примеру, проведена не по восточному склону островной дуги, как в Атласе, а по оси глубоководных желобов, граница между Коралловым и Тасмановым морями взята не по 30° ю.ш., как в Атласе, а по 22° ю.ш., а южные границы Тасманова моря оттянуты до 60° ю.ш. вдоль подводного хребта Маккуори. Граница между Тасмановым морем и морем Фиджи проведена по оси хребта Норфолк.

РЕЗУЛЬТАТЫ БАТИМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Результаты батиметрического анализа представлены в графической форме на рисунках. На рис. 2

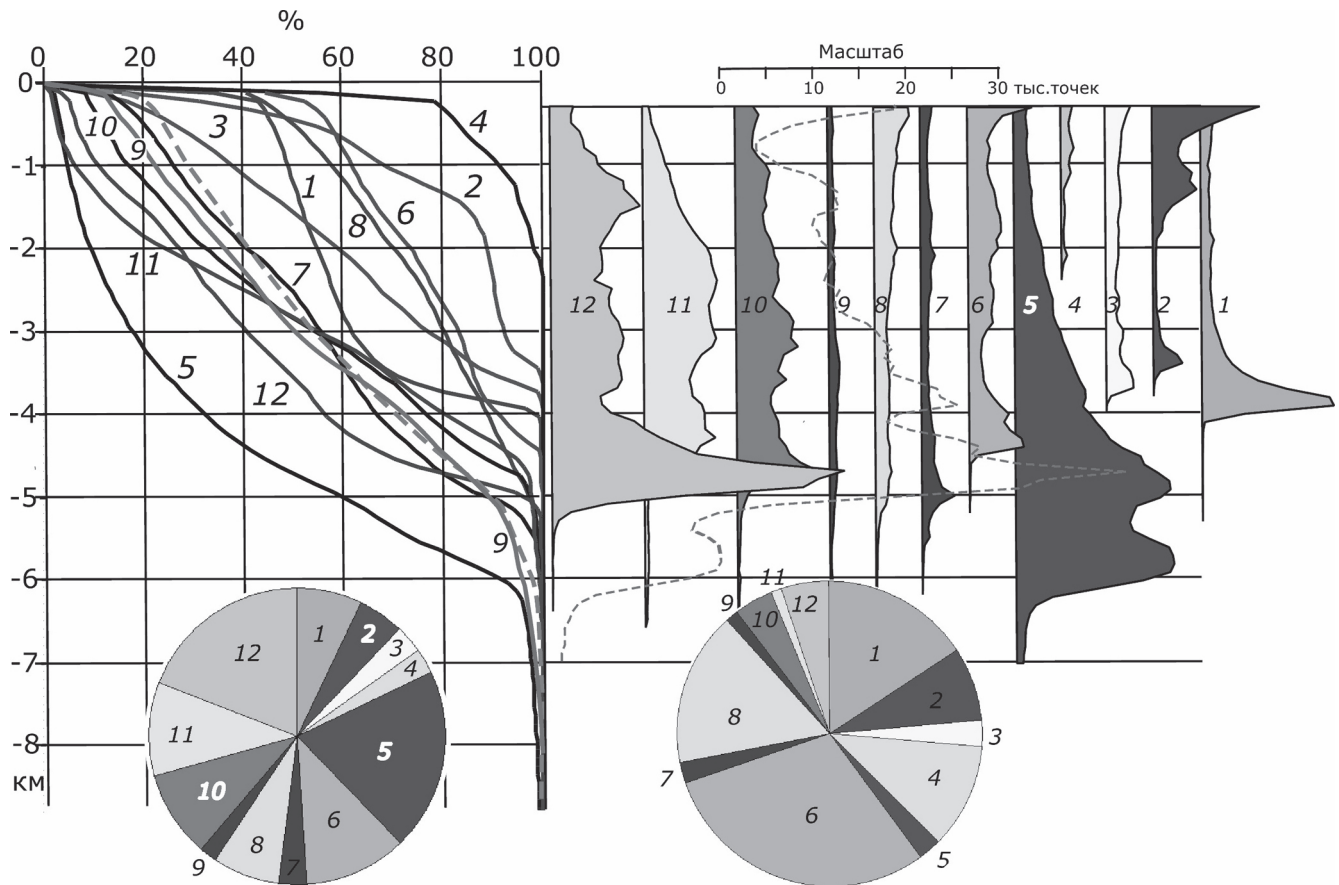


Рис. 2. Батиграфические кривые и батиметрические графики морей Западно-Тихоокеанской переходной зоны.

На круговой диаграмме показано относительное распределение полных площадей морей для глубин >200 м. Справа даны ненормированные батиметрические графики этих морей, а на круговой диаграмме – относительное распределение площадей шельфов (для глубин 0–200 м). Моря: 1 – Берингово, 2 – Охотское, 3 – Японское, 4 – Восточно-Китайское, 5 – Филиппинское, 6 – Южно-Китайское, 7 – северная группа Индонезийских морей, 8 – южная группа Индонезийских морей, 9 – Соломоново, 10 – Кораллово, 11 – Фиджи, 12 – Тасманово. Пунктирными кривыми показаны суммарные графики для всей ЗТПЗ.

приведены батиграфические и батиметрические кривые всех 12 объектов зоны перехода и круговые диаграммы для площадей шельфа и полных площадей. Рис. 2 показывает существенные различия батиметрии всех морей ЗТПЗ: вопреки результатам многолетней давности, полученным на основе картометрических данных для 500-метровых интервалов [6], нет ни одной пары объектов с одинаковыми (подобными) батиметрическими и батиграфическими кривыми, т.е. в формировании рельефа дна морей ЗТПЗ элементы случайности превалируют над общими закономерностями. Более-менее близки только батиграфические кривые Южно-Китайского моря (6) и южной группы Индонезийских морей (8), батиграфические кривые Кораллового (10) и Соломонова (9) морей, которые морфологически вообще можно было бы объединить в один объект. Суммарная батиграфи-

ческая кривая ЗТПЗ, показанная на рис. 2 пунктиром, очень близка к батиграфической кривой северной группы Индонезийских морей (также являющейся суммой нескольких морей). Среди батиграфических кривых особенно резко выделяются кривые Берингова и Филиппинского морей: первая имеет максимальную крутизну (резко сокращенная доля промежуточных глубин), пересекая другие кривые, а вторая вообще располагается вне всех остальных кривых за счет аномально большой глубины при аномально малой доле шельфовых глубин (менее 2% в интервале 0–100 м). Филиппинское море вообще выглядит на рис. 2 как чужеродный элемент среди других морей. Батиграфическая кривая моря Фиджи (11) также пересекает несколько других кривых, но уже за счет меньшей крутизны. Соответствующая ей батиметрическая кривая не имеет четкого максимума. Батимет-

рическая кривая Берингова моря (1) имеет четкий пик в интервале глубин 3,5–4 км, проявляющийся и на суммарной батиметрической кривой, а батиметрическая кривая Филиппинского моря – типичное бимодальное распределение с локальными максимумами в интервалах глубин 4,5–5 км и 5,5–6 км. Последний максимум, обусловленный глубинами Филиппинской котловины (т.е. западной частью Филиппинского моря с асимптотически предельной глубиной $H_{\text{пред}} = 6330$ м), лежит полностью за пределами глубин остальных морей ЗТПЗ, а по $H_{\text{пред}}$ совпадает с распределением глубин Тихого океана. Уже на этом основании (не учитывая спрединг в этой котловине) глубины западной части Филиппинского моря можно называть океаническими, а переходной зоне по глубинам и морфологии соответствует только восточная часть Филиппинского моря, включающая островные дуги и котловины Нампо и Западно-Марианскую, хотя средние глубины обеих частей Филиппинского моря (4644 и 4017 м) больше, чем средняя глубина Тихого океана. Примечательно, что максимальные значения плотности вероятности распределения глубин Филиппинского моря оказались такими же, как и в распределениях глубин всех океанов [5].

Средние и максимальные глубины морей ЗТПЗ, по данным ЕТОРО 2', несколько отличны от полученных ранее картометрически. Для иллюстрации этих отличий ниже приводится таблица сопоставления данных по пяти дальневосточным морям, из которой видно, что средние глубины изменились в сторону увеличения для трех морей, а максимальные –

для всех морей. Особенно существенное изменение максимальных глубин (более чем на 1 км) фиксируется в Беринговом море; эти глубины находятся в западной части моря, в Командорской котловине (58.86° с. ш., 165.3° в.д.). В распределениях относительных площадей батиметрических ступеней наблюдаются отклонения в обе стороны у всех морей.

Среди батиметрических кривых на рис. 2 особо выделяется кривая Тасманова моря (12), имеющая два пика – в интервалах 1,4–1,5 км и 4,6–4,7 км. Первый соответствует глубинам подводных хребтов Лорд-Хау и Норфолк, а второй, более “мощный”, – зоне кайнозойского спрединга в Тасмановой котловине, разделяющей этот сектор ЗТПЗ на две разные части – зоны перехода пассивного и активного типов. Глубины этого пика совпадают с глубинами восточной части Филиппинского моря и локальным максимумом Кораллового моря (10), но опять же – с локальным минимумом батиметрической кривой Тихого океана.

Филиппинское и Тасманово моря из-за их большой площади определяют в основном и вид суммарного распределения переходной зоны, показанного на рис. 2 пунктирной линией, имеющей 4 локальных максимума, два из которых соответствуют упомянутым выше зонам спрединга, третий (3750 м) – глубоководной котловине Берингова моря, а четвертый (1200–1400 м) складывается из площадей подводных хребтов Тасманова моря и возвышенности Академии Наук Охотского моря. Вклад остальных морей ЗТПЗ проявляется в суммарном распределении только в распределении площади шельфа. Если исключить

Таблица. Сопоставление данных по процентному соотношению площадей батиметрических ступеней дальневосточных морей, полученных картометрическим методом (1) и по цифровым данным (2).

Ступени, км	Берингово море		Охотское море		Японское море		Вост.-Китайское*		Южно-Китайское	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
0–0.2	45.00	42.85	39.64	31.31	23.75	16.53	80.35	78.43	60.58	52.18
0.2–0.5	2.39	3.15	14.29	23.45	8.04	10.22	5.22	4.93	4.01	5.41
0.5–1.0	2.87	3.19	14.57	14.52	8.78	11.83	6.51	8.33	4.60	4.48
1.0–1.5	2.81	2.74	13.73	16.03	9.78	11.12	4.26	4.36	5.24	5.34
1.5–2.0	2.91	3.25	4.49	3.76	9.08	10.04	3.45	2.47	5.44	6.58
2.0–2.5	3.14	3.06	3.74	1.45	8.40	8.37	0.19	1.47	3.43	4.82
2.5–3.0	3.28	3.94	1.78	2.10	9.38	10.01			3.66	4.79
3.0–3.5	9.07	8.69	7.76	7.18	11.08	12.93			2.85	2.78
3.5–4.0	28.04	28.69		0.17	11.71	8.94			4.96	5.35
4.0–4.5	0.49	0.35							5.09	8.02
4.5–5.0		0.05							0.12	0.23
5.0–5.5		0.01							0.02	0.00
Средняя глубина, м	1658	1714	805	806	1600	1662	351	266	910	1151
Максим. глубина, м	1640	5270	821	3904	1535	3669	219	2370	1024	5245
	4191		3372		3669	3944	836	2451	5559	5019

Примечание. Курсивом указаны средние и максимальные глубины по Атласу Тихого океана [1]. * – В Восточно-Китайское море включена акватория Желтого моря.

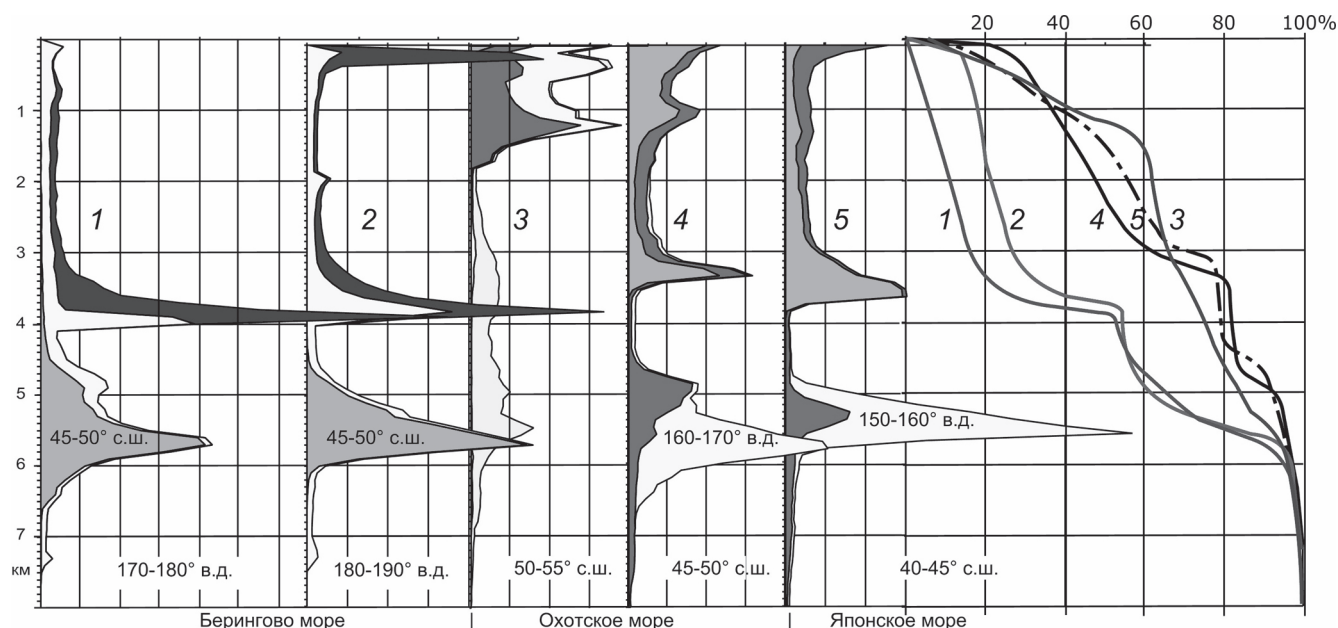


Рис. 3. Ненормированные батиметрические графики “с накоплением” для глубин >200 м (слева) и нормированные батиграфические кривые (справа) трансектов северной части PNGP с выходом в Тихий океан.

1 – $45\text{--}60^\circ$ с. ш., $170\text{--}180^\circ$ в.д., 2 – $45\text{--}60^\circ$ с. ш., $180\text{--}190^\circ$ в.д., 3 – $50\text{--}55^\circ$ с. ш. до 170° в.д., 4 – $45\text{--}50^\circ$ с. ш. до 170° в.д., 5 – $40\text{--}45^\circ$ с. ш. до 160° в.д. Заливкой показаны площади составляющих трансект трапеций $5^\circ \times 10^\circ$.

Филиппинское море, на долю которого приходится более 90 % площади с глубинами >5 км, из числа объектов ЗТПЗ, то на батиметрической кривой исчезнет самый глубоководный максимум и существенно сократится следующий, а батиграфическая кривая станет практически линейной в интервале от -300 м до -5000 м.

Отсутствие явных общих закономерностей в форме распределений глубин морей ЗТПЗ связано, вероятно, с тем, что большая часть из этих морей (морских впадин) в тектоническом и геоморфологическом смысле не являются самостоятельными изолированными системами, а являются частями более сложных систем или комплексов, включающих и участки суши [4]. Поэтому и закономерности в распределениях глубин морей переходной зоны следует искать в ином контексте (в иных границах). Анализ вариантов показал, что наиболее информативными являются распределения глубин по ортогональным пересечениям ЗТПЗ, имеющей в общем долготное простирание. Поэтому для анализа были использованы 5-градусные широтные зоны ЗТПЗ (трансекты), выходящие на океанические глубины. Выход трансектов на океанические глубины порядка 6 км нормализует батиграфические кривые по глубине, что иллюстрируют батиграфические кривые для северного сектора ЗТПЗ

на рис. 3. Это позволяет их классифицировать более объективно, а также выстраивать в определенные ряды (эволюционные последовательности) кривых, чем это было сделано ранее [2–4, 7]. За начальный (граничный) тип батиграфической кривой для зоны перехода можно взять батиграфическую кривую 5 Филиппинского моря на рис. 2, а за конечный (предельный) тип – батиграфическую кривую 4 Восточно-Китайского моря на том же рисунке. Все батиграфические кривые трансектов зоны перехода будут вписываться в область между этими кривыми.

Северную часть ЗТПЗ образует Берингово море, 10-градусные трансекты через которое уже получаются долготными (в реальности 10° дуги по долготу на широте 60° как раз равны 5° дуги по широте, так что ширина трансектов Берингова моря такая же, как и всех широтных). Всего по ЗТПЗ проанализировано 23 трансекта разной длины, границы которых показаны пунктиром на рис. 1, с детализацией по долготу для составляющих трансекты трапеций 5° по широте на 10° по долготу. Батиметрические графики этих трансектов (кроме самого северного и самого южного) представлены ниже на рисунках 3–7 в порядке с севера на юг для северного полушария и с юга на север – для южного. Длина трансекта определяется шириной зоны перехода на данном пересечении.

На рис. 3 слева приведены ненормированные батиметрические графики “с накоплением” по трем трапециям $5^\circ \times 10^\circ$ двух трансектов Берингова моря для $170\text{--}180^\circ$ и $180\text{--}190^\circ$ в.д. от 60° до 45° с. ш., с выходом на океанические глубины свыше 6 км, а справа, под теми же номерами (1 и 2) – батиграфические кривые этих трансектов. Батиграфическая ступень переходной зоны в Беринговом море, соответствующая Алеутской котловине, находится на глубинах 4.1–4.2 км, отделенных от океанических глубин глубоким минимумом на батиметрических графиках (а в реальности – Алеутской островной дугой и глубоководным Алеутским желобом, глубины дна которых разнесены на противоположные концы батиметрических графиков). Примечательно четкое разделение диапазонов глубин для троек трапеций, составляющих эти трансекты: океанические глубины практически полностью относятся к южным трапециям ($45\text{--}50^\circ$ с. ш., серый цвет), глубины менее 4 км – к самым северным трапециям ($55\text{--}60^\circ$, самый темный цвет), а промежуточные трапеции включают весь диапазон глубин от 0 до 7.5 км (глубин Алеутского желоба). Характерен очень острый пик плотности распределения глубин в Алеутской котловине Берингова моря и широкая ступень на батиграфических кривых, свидетельствующие об очень ровной поверхности дна. Батиграфические и батиметрические кривые этих трансектов удивительно похожи на гипсографическую и гипсометрическую кривые глобального рельефа.

Трансект $55\text{--}60^\circ$ с. ш. (самая северная часть Охотского моря) в рис. 3 не включен, т.к. он не имеет выхода в океан при любом продлении его к востоку. Широкий минимум графика следующего трансекта ($50\text{--}55^\circ$ с. ш.), четко проявляющийся в укороченном до долготы 165° трансекте, оказался “подавленным” глубинами восточной части последней трапеции, выходящей на подводную возвышенность Обручева (кривые с номером 3).

Обращает на себя внимание сходство распределений глубин в соседних трансектах (4 и 5) Охотского и Японского морей ($45\text{--}50^\circ$ и $40\text{--}45^\circ$ с. ш.). Первый пересекает южную (наиболее глубокую) часть Охотского моря, а второй – северную (тоже самую глубокую) часть Японского моря. Для более четкого выделения батиграфической ступени при расчете батиграфических кривых этих трансектов были исключены площади (25 %) самых восточных (полностью океанических) трапеций. Сходство распределений позволяет говорить об общем происхождении (общей природе) глубоководных котловин этих морей.

Распределения глубин широтных трансектов южнее 40° с. ш. представлено на рис. 4–7 только ба-

тиметрическими графиками. Батиграфическая ступень окраинных морей постепенно сужается к Тайваньскому проливу и проявляется снова уже в Южно-Китайском море, южнее 20° с. ш. (рис. 5), но снова пропадает в Индонезийских морях с очень сложным рельефом (рис. 5 и 7), появляясь снова южнее 15° ю. ш. (рис. 6 и 7).

В экваториальной зоне от 10° с. ш. до 10° ю. ш. с чрезвычайно сложным рельефом характер распределения глубин резко отличается от рассмотренных выше распределений. Несмотря на значительное продление трансектов экваториальной зоны к востоку, они так и не выходят на “океанические” глубины из-за наличия подводных возвышенностей. Глубоководный максимум плотности распределения глубин трансекта $15\text{--}20^\circ$ ю. ш., пересекающего два глубоководных желоба, образуют глубины Кораллового моря.

Самую сложную картину распределения глубин в ЗТЗП можно наблюдать южнее 20° ю. ш., где широтные трансекты пересекают три подводных хребта (Лорд-Хау, Норфолк и Лау), три котловины (Тасманову, Новокаледонскую и Южно-Фиджийскую), островную дугу и глубоководный желоб (Тонга-Кермадек). На рис. 6 приведены батиметрические графики для 4 трансектов от 20° до 40° , включающих по 4 трапеции $5^\circ \times 10^\circ$. Широкий и глубокий минимум плотности распределения глубин, аналогичный минимуму графиков рис. 3, наблюдается лишь на самом северном трансекте ($20\text{--}25^\circ$ ю. ш.) в интервале глубин 4,5–5,5 км (как в Южно-Китайском море), а к югу от него сужается и постепенно замещается максимумом плотности глубин зоны спрединга в Тасмановой котловине. Эти трансекты могут служить моделью эволюции зоны перехода при развитии задугового спрединга.

Сопоставляя батиметрические графики на рис. 3–7, можно обнаружить не только корреляцию распределений глубин на соседних трансектах, но и сходство распределений для весьма удаленных трансектов (и для отдельных трапеций). Что же касается батиметрических ступеней на большей части трансектов, то их глубины (интервалы глубин) изменяются в пределах 3–5 км, но эти глубины характеризуют не какой-то специфический для коры зоны перехода интервал глубин, а мощность накопившихся в глубоководных котловинах осадков. Глубина же базальтовой коры (акустического фундамента) в зоне перехода, как показывают результаты сейсмических исследований, практически такая же, как в прилегающих частях океана [3], где мощность осадков во много раз меньше. Следовательно, формирование ба-

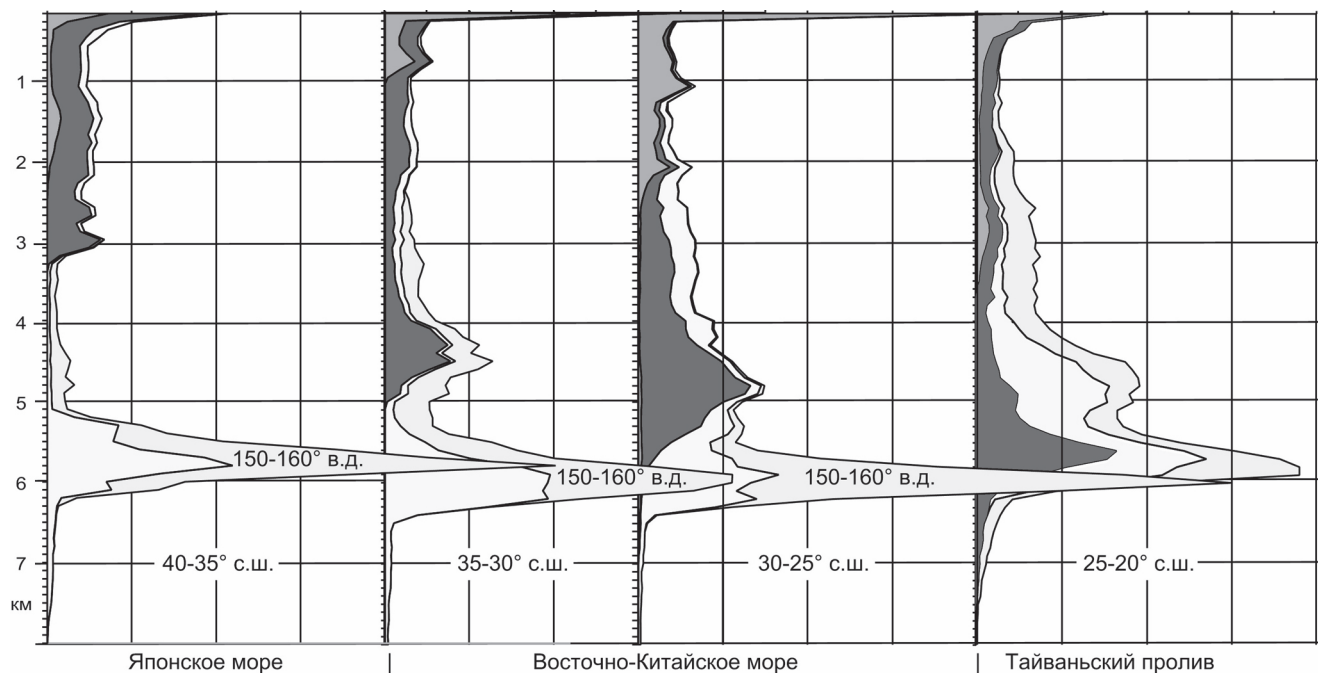


Рис. 4. Ненормированные батиметрические графики широтных трансектов переходной зоны от 40° до 20° с. ш.

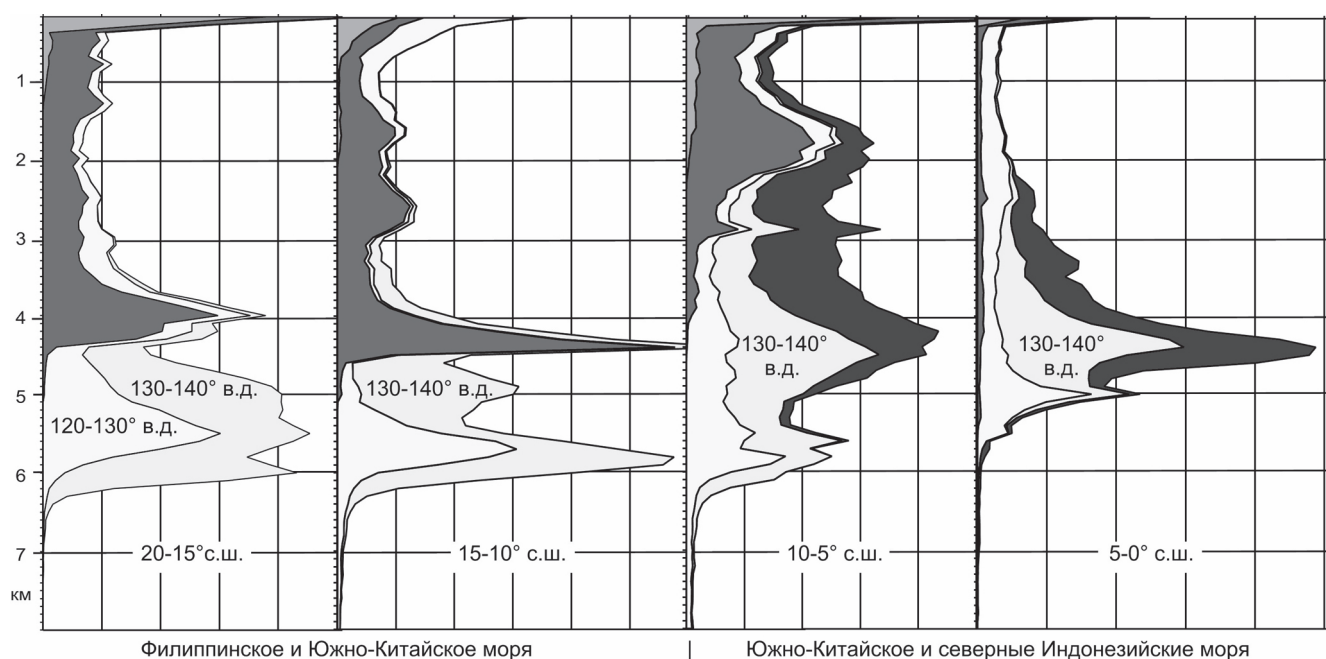
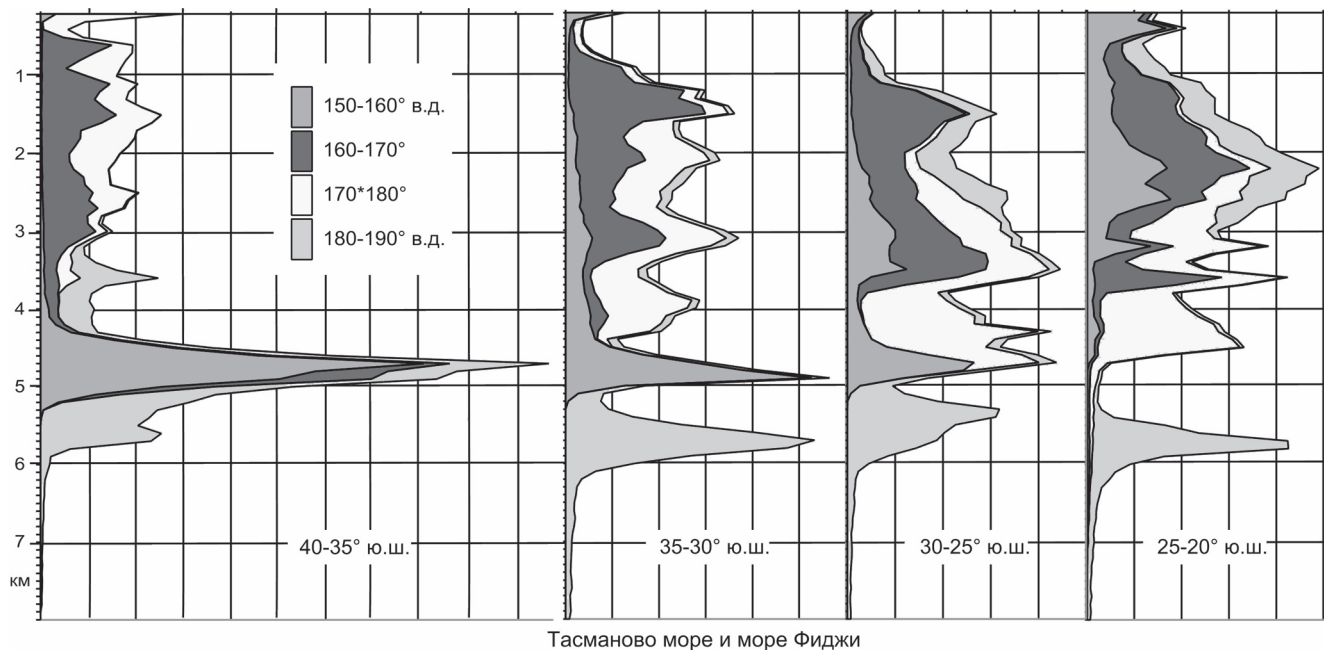


Рис. 5. Ненормированные батиметрические графики широтных трансектов переходной зоны от 20° с. ш. до 0°.

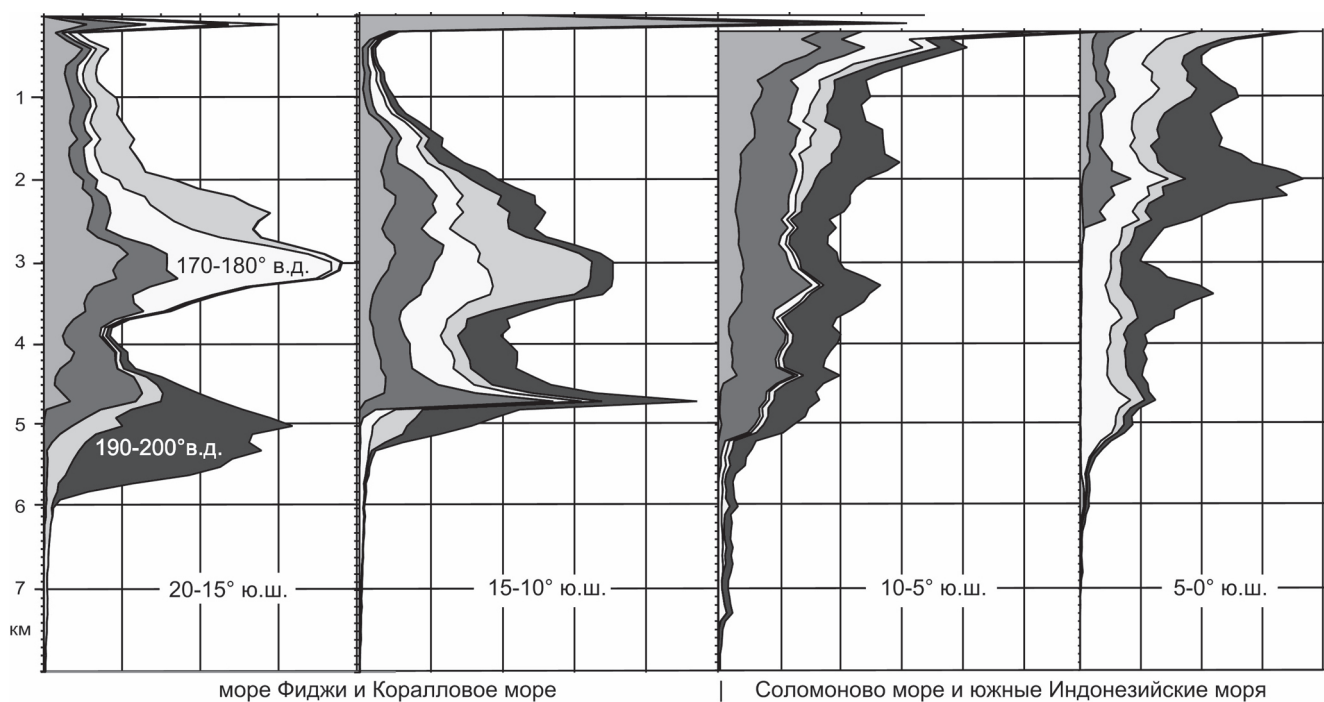
тиметрической ступени в зоне перехода связано со спецификой режима осадконакопления в глубоководных котловинах окраинных морей, отделенных барьером от открытого океана. Этот барьер, образованный поднятиями островных дуг, делает понятие “активная зона перехода” семантически двусмысленным. Настоящий переход (в буквальном смысле) от

континентов к океану имеет место в зонах пассивных континентальных окраин: континент – береговая линия – шельф – континентальный склон – континентальное подножье – ложе океана. На активных же окраинах континентов последний член в приведенной последовательности заменяют глубоководные котловины окраинных морей (где таковые есть),



Тасманово море и море Фиджи

Рис. 6. Ненормированные батиметрические графики широтных трансектов переходной зоны от 40° до 20° ю. ш.



море Фиджи и Коралловое море

Соломоново море и южные Индонезийские моря

Рис. 7. Ненормированные батиметрические графики широтных трансектов переходной зоны от 20° ю. ш. до 0°.

а дальше следует барьер (островные дуги) и глубоководный желоб, а уж затем ложе океана. Так что реальная геологическая граница Тихого океана проходит по оси (дну) глубоководных желобов, а окраинные моря, дальневосточные, по крайней мере,

следует относить к Тихоокеанской окраине Азии [4], внешней границей которой являются западные борта глубоководных желобов. Генетически это часть континента, подвергшаяся в связи с эволюцией Тихого океана глубокой тектонической перера-

ботке. В.П. Уткин [9], например, среди шарьяжно-надвиговых и сдвиговых дислокаций окраин континентов выделяет Восточно-Азиатскую зону, вписывающуюся в дугу с радиусом около 5600 км, прослеживаемую на расстояние в 12000 км от мыса Дежнева на севере через восточные мысы Камчатки, вдоль Курило-Камчатского желоба, через о. Хонсю, вдоль желоба Нансей, через пролив Баши по Южно-Китайскому морю до мыса Камау на п-ове Индокитай. На карте в прямоугольной проекции (рис. 1) эта дуга представляет собой практически прямую линию. В примыкающую к ней с запада полосу шириной 1600–2000 км, которую Е.Е. Милановский и А.М. Никишин [8] считают сформировавшейся в обстановке горизонтального растяжения континентальной коры, попадают целиком только Охотское, Японское и Восточно-Китайское моря, а от Южно-Китайского – только мелководная западная часть [4].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный батиметрический анализ позволил получить уточненные данные о распределении глубин в ЗТПЗ, которые могут служить более надежной основой для геолого-геофизического анализа и моделирования всей зоны и ее отдельных фрагментов, чем прежние данные. Выявлено крайнее разнообразие типов распределения глубин в морях и показана перспективность анализа батиметрии широтных полос ортогональных пересечений ЗТПЗ с выходом в океан вместо батиметрии изолированных морей. Отмечено особое положение в ЗТПЗ Филиппинского моря. Для более полного анализа ЗТПЗ необходимо,

видимо, привлекать данные по гипсометрии островов, входящих в зону, и участков прилегающей суши.

Работа выполнена в рамках раздела 4 (задание 4.2: Геоморфология и морфотектоника Западно-Тихоокеанской зоны перехода) ФЦП “Мировой океан”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас океанов: Тихий океан. М.: ГУНиО МО СССР. 1974. 302 с.
2. Казанский Б.А. Анализ распределения высот рельефа дна некоторых морей и котловин переходной зоны Тихого океана // *Океанология*. 1972. Т. XII. Вып. 3. С. 445–448.
3. Казанский Б.А., Мельниченко Ю.И., Сигова К.И. Эволюционные ряды рельефа дна морей Западно-Тихоокеанской переходной зоны // *Геофизика и тектоника переходной зоны Западно-Тихоокеанского типа*. Владивосток: ДВО АН СССР, 1985. С. 36–44.
4. Казанский Б.А. Упорядоченность рельефа Тихоокеанской окраины Азии // *Тихоокеан. геология*. 1997. Т. 16, № 3. С. 29–33.
5. Казанский Б.А. Результаты батиметрического анализа океанов по цифровым данным ETOPO 2' // *Геология морей и океанов: Тез. докл. XVI Междунар. школы морской геологии*. Т. II. М., 2005. С. 132–133.
6. Ларина Н.И. Расчет площадей Тихого океана, его морей и котловин // *Океанология*. 1968. Т. VIII. Вып. 4. С. 646–657.
7. *Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана*. М., СПб., 2003. 192 с.
8. Милановский Е.Е., Никишин А.М. Западно-Тихоокеанский рифтовый пояс // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 1988. Т. 63, № 4. С. 3–15.
9. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 166 с.

Рекомендована к печати Р.Г. Кулиничем

B.A. Kazansky

Bathymetry of the seas of the West Pacific transition zone based on the ETOPO 2' digital data

The new results of the statistical analysis of depths distribution in the seas of the West-Pacific transition zone based on the ETOPO 2' digital data are produced in the form of normalized cumulative bathygraphic and differential bathymetric curves with an interval of 100 m depth for the entire zone, for separate seas and for 5-degree latitudinal strips. An extreme variety of types of distribution of depths in the seas is noted given the good correlation of distributions on the latitudinal strips. New values of the average depths of the seas have been calculated which generally appeared somewhat higher than the previous ones.

Key words: bathygraphic curves, bathymetric curves, average depth, depths distribution, West Pacific transition zone.

**НОВЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО ГАЙОТУ
АЛЬБА (МАГЕЛЛАНОВЫ ГОРЫ, ТИХИЙ ОКЕАН)**

***М.Е. Мельников¹, С.П. Плетнев², И.А. Басов³, Т.А. Пунина⁴, Т.Е. Седышева¹,
В.Д. Худик⁴, Ю. Д. Захаров⁴***

¹Государственный научный центр “Южморгеология”, г. Геленджик

²Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток

³Геологический институт РАН, г. Москва

⁴Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Поступила в редакцию 17 июня 2006 г.

В результате экспедиционных исследований, проведенных ГНЦ “Южморгеология” в 2000–2001 гг. в Тихом океане на НИС “Геленджик“, получены новые материалы, позволившие уточнить геологическое строение и геоморфологические особенности гайота Альба, выяснить вещественные и палеонтологические характеристики структурно-формационных комплексов горных пород в возрастном диапазоне от раннего мела до плейстоцена включительно. Анализ макро- и микрофауны из осадочных пород дал возможность выделить “трансгрессивные” фазы в развитии гайота: сеноман-туронскую, поздний кампан-маастрихтскую, поздний палеоцен-среднеэоценовую и позднекайнозойскую. Находки палеогеновой малакофауны и кораллов в сочетании с планктонными фораминиферами позволяют сделать вывод о существовании относительно мелководных условий в районе гайота Альба в раннем палеоцене.

Ключевые слова: гайоты, фораминиферы, нанопланктон, кораллы, малакофауна, мел, кайнозой Магеллановы горы, Тихий океан.

ВВЕДЕНИЕ

Особенностью рельефа дна центральной части Западной Пацифики является наличие многочисленных разнообразных подводных и надводных гор, представленных вулканическими островами, атоллами и гайотами. Их скопление на отдельных площадях и группирование в прямолинейные или дугообразные цепи длиной в 1000–2000 км указывает, что все эти образования, по-видимому, связаны с линейными глубинными разломами, секущими земную кору на отдельные океанические плиты. Ю.М. Пущаровский объясняет появление таких вулканических гор их приуроченностью к зонам повышенной магматической проницаемости и активной эндогенной деятельности [5]. С позиций тектоники плит, большинство из них образовано в зоне горячих точек и транспортировалось к современному их положению на движущейся и медленно погружающейся плите [2, 7].

Все исследователи признают, что формирование подводных и надводных гор в океане связано,

прежде всего, с вулканическими или вулкано-тектоническими процессами, так как они в основе сложены вулканическими и вулканогенно-осадочными породами. Среди конструктивных процессов следует отметить и роль биологических, которые на современных атоллах приводят образованию к коралловых рифов мощностью до сотен метров. Очевидно, что для выяснения механизма причинно-следственных связей возникновения и развития гор важно выяснить возраст, интенсивность и периодичность вулканической активности. Однако анализ геологической истории гайотов усложнен постоянно меняющейся природной обстановкой, вызванной эвстатическим изменением уровня моря, а также изостатическим проседанием океанических возвышенностей. Исследование гайотов, атоллов и других подводных гор, по мнению И.П. Герасимова [3], важнейший палеогеографический индикатор для оценки прогрессивного повышения уровня океана и регионального опускания дна в мезозое–кайнозое.

В течение 2000–2001 гг. силами ГНЦ "Южмор-геология" был организован ряд морских экспедиций на НИС "Геленджик" с целью оценки проявления кобальтоносного марганцевого оруденения в районе Магеллановых гор, развитых в юго-западной части Северной Пацифики. В комплекс работ входили батиметрическая съемка многолучевым эхолотом EM12 Simrad, фототелевизионное профилирование, геологическое опробование скальными драгами и бурением скважин (до 1,2 м) с помощью подводной установки ГБУ-4000. Батиметрическая съемка позволила построить карты рельефа гайотов с точностью, удовлетворяющей масштабу 1: 200 000. Проведенное ранее авторами настоящего сообщения [7] комплексное биостратиграфическое исследование осадочных пород на гайоте Федорова показало возможность выявления трансгрессивных (по планктону) и регрессивных (по макробентосу) фаз развития данной морфоструктуры. Поэтому полученные результаты по геоморфологии и биостратиграфии гайота Альба представляют определенный научный интерес и дают дополнительный материал для сравнения с данными по другим гайотам приэкваториальной области северной Пацифики и района Магеллановых гор в частности.

МЕСТОПОЛОЖЕНИЕ ГАЙОТА АЛЬБА И РЕЛЬЕФ ДНА

Гайот Альба расположен в центральной части цепи Магеллановых гор и состоит из основного массива и ряда сателлитных построек. В плане гайот имеет четырехугольную меридионально вытянутую форму с отрогами. Он имеет размеры основания 126 × 90 км по изобате 5100 м (рис. 1, 2).

Очертания вершины, в целом, повторяют контуры основания. Бровка перегиба от вершины к склону повсеместно хорошо выражена и располагается в интервале глубин 1400–1500 м. На контакте с северо-западным отрогом бровка переходит в уступ с перепадом глубин от 1500 до 1550 м, ниже которого расположена ступень с поперечными размерами 4.5×3.6 км. Вершинная поверхность в интервале глубин 1275–1500 м имеет размеры 46×35 км, представляя собой плато с уклоном (0.5–2°) от центра к периферии. По периферии этой поверхности крутизна возрастает до 2–4°. В северной половине вершины зафиксирован ряд молодых (миоценовых) конусовидных построек, над одной из которых установлена минимальная отметка глубин над гайотом – 551 м.

От каждого угла вершинной поверхности гайота Альба отходит отрог, сохраняя направленность края вершины. На оконечности южного отрога расположен гайот-сателлит, имеющий в контурах изоба-

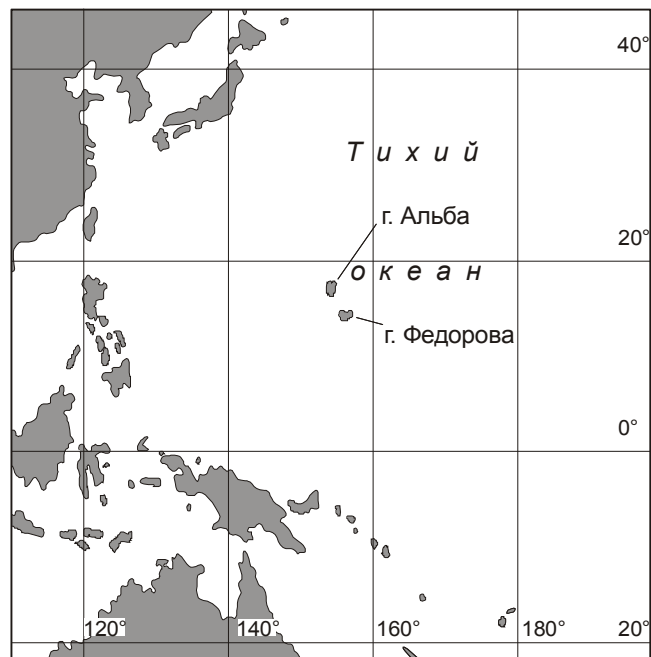


Рис 1. Местоположение гайотов Альба и Федорова в Тихом океане.

ты 2600 м размеры 16 × 11 км. Бровка сателлита фиксируется в интервале 1635–1700 м, минимальная глубина – 1520 м.

На поверхности северо-восточного отрога прослеживается ряд конусообразных осложняющих форм с диаметром основания 1–2.5 км, а в его центральной части – крупная куполообразная постройка-сателлит с размерами основания 17×9 км. Вершина последнего расположена на глубине 1850 м, а крутизна склонов варьирует от 10 до 30°. Юго-западный отрог обладает ступенчатым гребнем с изменением крутизны склонов от 4–7° на ступенях до 20° и более на уступах. Поперечные размеры ступеней изменяются от 1.2×0.8 до 3.5×2.2 км. Наиболее сложно построен северо-западный отрог. У него крутой западный склон и пологий – северо-восточный. На поверхности отрога отмечены многочисленные конусовидные холмы с размерами основания от 1 до 9 км и высотой от 100 до 400 м.

Вершинные и склоновые поверхности гайота покрыты многочисленными осложняющими мезоформами рельефа – вулканическими конусами и куполами, грядами, террасами, ступенями и уступами. Конусы и купола в плане имеют округлые и овальные очертания. Их наибольшие поперечные размеры изменяются от 1 до 10, в единичных случаях – 16 км, а высота – от 50 до 500 м, редко – более 700 м. Проведенным в пределах конусов геологическим обследо-

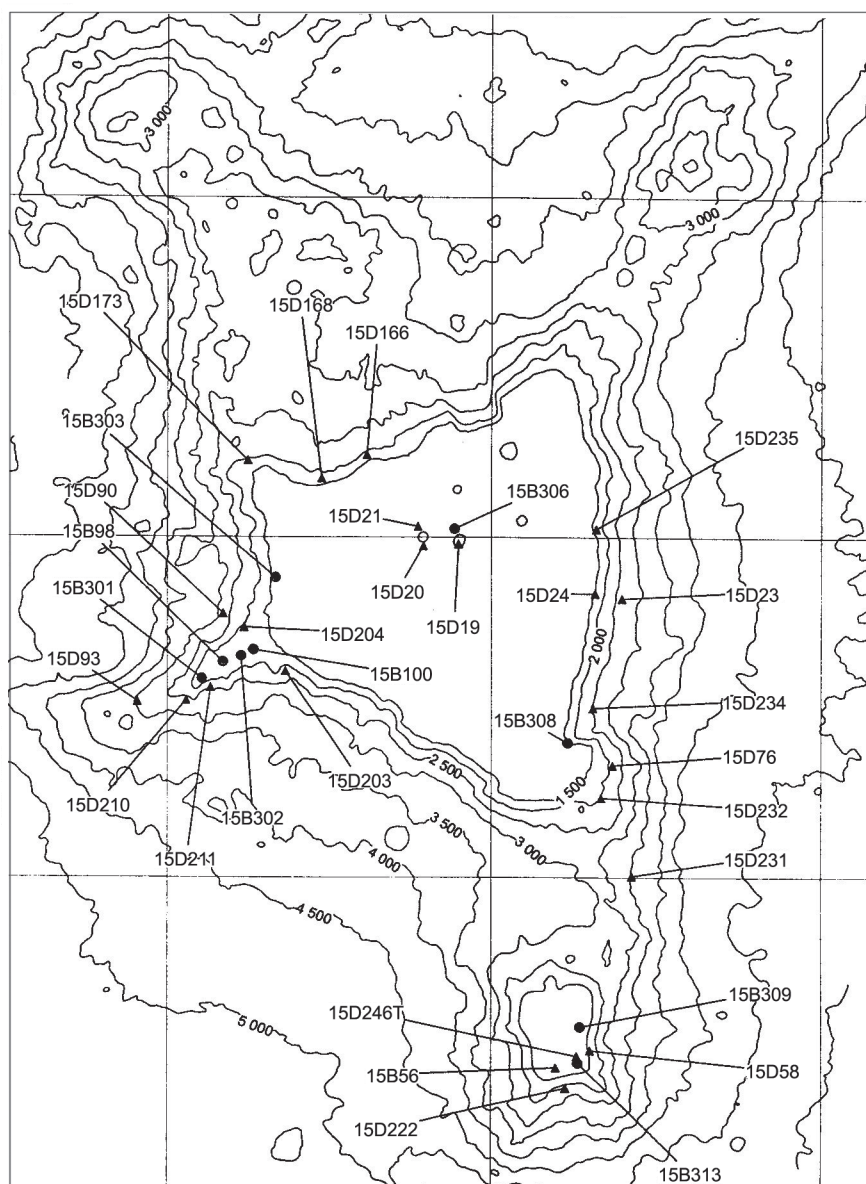


Рис 2. Батиметрия и местонахождение изученных станций на гайоте Альба.

15D93 – номера станций драгирования, 15B302 – номера станций бурения.

ванием установлено, что они сложены щелочными базальтоидами, их туфами и туффитами.

Склоны гайота террасированны и обладают ступенчатым профилем, обусловленным чередованием субгоризонтальных ступеней и крутых уступов. В интервале от 1500 до 3000 м преобладают уклоны более 20° . Глубже они становятся более пологими – $8-15^\circ$; и лишь на локальных участках отмечены уклоны до $20-30^\circ$. Протяженность выделенных уступов достигает 15 км, а на северных склонах северных отрогов – 20–24 км. Перепад глубин составляет от 25 до 600 м. Большая часть уступов по высоте не превышает 200 м. Их плот-

ность возрастает на крутых участках склонов, мало меняясь по периметру.

Гряды ориентированы вкостр простирания склона и встречены преимущественно на отрогах. Их протяженность составляет от 1 до 18 км, редко до 25 км. Террасовидные поверхности тяготеют к восточным склонам и структурам отрогов. Среди террас, вероятно, можно выделить как структурные, так и аккумулятивные. Наиболее крупные структурные террасы приурочены к отрогам. Образование меньших по размеру аккумулятивных площадок (террас), вероятно, связано с локальными препятствиями, возникающими на пути перемещающихся вниз по склону

неконсолидированных осадков. Такие террасы встречаются сериями одна под другой.

Большую часть вершинного плато составляют поверхности транзита с редкими накоплениями нанофораминиферовых илов. Конусы в северной части вершины сложены вулканическими породами. Зоны эрозии занимают лишь краевые части плато и окаймляют вулканические конусы. В целом они покрывают 21 % вершинных поверхностей, что существенно меньше, чем на гайоте Федорова, где они составляют около 30 % [4].

Поверхности склонов в целом можно отнести к денудационным. Однако на гайоте Альба, по сравнению с гайотом Федорова, отчетливо заметна роль тектонического или неотектонического фактора при их формировании. Это особенно хорошо проявляется на склонах отрогов, где протяженные уступы обязаны своим происхождением тектоническим смещениям. Воздействие относительно молодых тектонических движений проявлено на прямолинейных участках северного и юго-западного склонов структурами радиальных грабен. На склонах отмечено относительно большее количество акваколлювиальных конусов выноса осадочного материала в сравнении со склонами гайота Федорова. Наиболее широко они развиты на северных склонах и менее – на западных. Аккумулятивные поверхности предгорных впадин и зон перехода к ним сложены глинистыми и карбонатно-глинистыми плиоцен-четвертичными осадками. Мощности осадочной толщи от склонов гор к центральным частям впадин имеют тенденцию к нарастанию.

СТРАТИГРАФИЯ

Значительный объем выполненных биостратиграфических исследований позволил дать палеонтологическую характеристику органических остатков и определить возраст пород, слагающих осадочный чехол гайота Альба. Наиболее информативными оказались результаты изучения ископаемого микропланктона (фораминиферы – 45 образцов; нанопланктон – 17 обр.), определения же таксономического состава макрофауны (кораллы – 50 обр., малакофауна – 54 обр.) дали, в основном, вспомогательную информацию о возрасте и условиях формирования отложений. Нами в результате проведенного вещественно-биостратиграфического анализа выделено шесть разновозрастных комплексов горных пород: раннемелового, апт-туронского, сантон-маастрихтского, позднепалеоцен-эоценового, миоценового и плиоцен-плейстоценового возраста.

Меловая система

Нижний отдел (K_1)

В основании разреза залегает комплекс вулканических пород толеит-щелочнобазальтовой ассоциации. Толеиты гавайского типа распространены, в основном, в интервале глубин от 3000 до 5200 м. На западном склоне гайота отмечены океаниты, а в пределах южного гайота-сателлита – плагиобазальты. Субщелочные базальты и трахибазальты обычно встречаются с глубин 4000 м, но отмечены и выше уровня 3000 м, где ими сложены склоны и вершинные поверхности. Туфы, туффиты и другие вулканокластические породы хотя и отмечаются по всей поверхности гайота, но только на локальных участках. Комплекс вулканогенных пород на гайоте Альба развит существенно шире, чем на гайоте Федорова.

Ранее возраст данного комплекса был принят как баррем-аптский [1], и даже альб-сеноманский [7]. Последнее нам представляется мало обоснованным, учитывая средне-позднеюрский возраст окружающих его океанических плит [6, 8] и позднеюрский-раннемеловой возраст сопредельных подводных возвышенностей [1]. Поэтому на данном этапе исследования, исходя из имеющегося материала и по аналогии с гайотом Федорова, мы принимаем его возраст как раннемеловой.

Нижний и верхний отделы

Аптский – туронский ярусы ($K_{1a} - K_{2t}$)

На вулканических породах нижнего мела с эрозионным несогласием залегает комплекс осадочных пород, представленный рифогенными и планктоногенными известняками. Среди первых отмечены породы сервий кольцевого рифа (каркасные известняки), аванрифа (органогенно-обломочные) и лагуны (оолитовые и микритовые). Породы сложены макрофаунистическими остатками рифостроящих организмов (мшанки, эхиноиды, малакофауна и другие), которые сцементированы нано-фораминиферовой массой. Известняки рифовой фации распространены не столь широко, как на гайоте Федорова, слагая только вершину южного гайота-сателлита, верхние части юго-западного и северо-западного отрогов. В остальных случаях они представлены небольшими изолированными выходами на поверхности гайота. Макрофаунистические остатки в них, как правило, имеют плохую сохранность, так как породы нередко разморозованы. Тем не менее, нам удалось выделить в породах со станций 15B302-Б, 15D211-1, 15D222 кораллы с участием *Mesomorpha chaeteloides* Trath, *Cepteria* sp., ювенильные формы двустворчатых моллюсков *Corbula* sp., *Thyasira* sp., *Liopista* sp., а также,

Система		Четвертичная		Неогеновая		Палеогеновая		Меловая		Мощность, м	Характеристика пород	
Отдел	Ярус, подраздел	Плиоцен	Плейстоцен	Миоцен	Ранний / Средний / Поздний	Эоцен	Палеооцен	Верхний	Нижний			
								Апт	Альб	К ₁	> 3000	Эффузивы гавайской серии. Туфы и туффиты
								Сеноман	Турон	К _{1a-K_{2t}}	200 - 300	К _{1a-K_{2t}} - известняки рифогенные: биогермные, органогенно-детритовые, ракушняковые и оолитовые К _{1a-al} - вулканические турбидиты: вулканомиктовые брекчии, песчаники и алевролиты К _{1al-K_{2s}} - литифицированные глины, песчаники, гравелиты, туффиты К _{2s-t} - известняки кокколлит-фораминиферовые плотные слоистые
								Мастрихт	Каппел	К _{2st-m}	70 - 100	Известняки рифогенные и кокколлит-фораминиферовые интенсивно фосфатизированные, фосфатизированные эдафогенные брекчии
								Поздний	Средний	Р _{1-Р₂}	100-150	Известняки рифогенные и фосфатизированные типа писчего мела, эдафогенные брекчии с кокколлит-фораминиферовым цементом
								Ранний	Поздний	N ₁	~ 250	Базальтоиды щелочные (базаниты), туфы, туффиты с прослоями кокколлит-фораминиферовых известняков
										N _{2-Q}	130 - 150	Осадки карбонатные, глинисто-карбонатные и карбонатно-глинистые, глины

Рис. 3. Литостратиграфический разрез гайота Альба.

по-видимому, *Biradiolites* sp., относящегося к отряду Rudistae. Среди брюхоногих моллюсков определен *Ovactaeonella* aff. *dolium* (Roemer). Такой состав макрофауны близок к фауне, выделенной на гайоте Федорова и датированной аптом–туроном.

В этот возрастной комплекс должна входить и толща вулканогенно-обломочных пород, перекрывающая эффузивы нижнего мела. Нами образцы этих пород на гайоте Альба не обнаружены, хотя, по данным сейсмоакустических исследований, они могут присутствовать в нижней части разреза в интервале глубин от 3000 до 5200 м. Во время экспедиции на НИС "Мстислав Келдыш" были подняты вулканические брекчии, песчаники и алевролиты, в которых Х.М. Саидовой выделен комплекс фораминифер апт-альбского возраста [2]. Мощность вулканогенно-обломочных пород может составлять от 300 до 800 м.

К этому возрастному интервалу отнесены литифицированные глины, полимиктовые песчаники, гравелиты и туффиты. Глины и песчаники залегают в виде лентовидных тел, окаймляющих периметр гайота в интервале глубин от 2800 до 3400 м. Туффиты отмечаются в виде локальных изолированных покровов на южных отрогах гайота (ст. 15B98, 15B301). По литологическому облику они сходны с аналогичными породами, обнаруженными на гайоте Федорова [4]. Возраст комплекса этих пород по аналогии с гайотом Федорова принят как апт-сеноманский, так как палеонтологические находки в них на г. Альба отсутствуют. Мощность отложений, согласно данным глубоководного бурения, достигает 80 м [6].

Нано-фораминиферовые известняки представлены плотными, иногда слоистыми породами светло-бежевого цвета и часто фосфатизированы. Они широко распространены на южном отроге, реже – на северном склоне гайота и на сателлитной постройке. Выходы этих пород были опробованы двумя скважинами (15B301 и 15B302) на юго-западном отроге. Содержащийся в них комплекс известкового нанопланктона датируется ранним–началом позднего мела. В подобных известняках (станции 15D56, 15D76, 15D166) В.Е. Кунгуровой выделен комплекс планктонных фораминифер, включающий *Globotruncana* aff. *Lapparenti* Brotzen, *Globorotalites* sp., *Rugoglobigerina* sp., *Hedbergella* sp., *Rotalipora* sp., позволяющий датировать отложения **сеноманом–туроном** [1]. Присутствие бентосных форм *Lenticulina* sp., *Astocolus* sp., *Vaginullina* sp. указывает на относительно мелководные условия формирования осадков (шельф–верхняя батиналь). Ассоциация нанопланктона, по определению И.А. Пуляевой, состоит из видов *Microrabdulus decoratus* Deflandre, *Cribrosphaerella*

ehrenbergii (Arkhangelsky), *Watznaueria barnesae* (Black et Barnes), *Cretasprhabdus surirellus* (Deflandre), указывая на **позднесеноманский–раннетуронский** возраст отложений. Таким образом, состав микрофоссилий свидетельствует, что начало формирования данной толщи происходило во второй половине рассматриваемого периода. Их мощность, согласно результатам глубоководного бурения, близка мощности толщ рифогенных известняков и составляет 200–300 м. Однако на гайоте Альба нано-фораминиферовые известняки имеют только локальные выходы и, вероятно, их мощность несколько ниже.

Верхний отдел

Сантонский – маастрихтский ярусы (K_2st-m)

Отложения этого возраста также представлены рифогенными, нано-фораминиферовыми известняками и эдафогенными брекчиями. Среди рифогенных известняков, как и на гайоте Федорова, выделены каркасные пористые известняки с колониями гидродных полипов, обычно образующиеся в фациях рифового плато (15D211, 15D223), органогенно-обломочные известняки (15D203, 15D204-1) и оолитовые известняки сервии лагуны (15B100-1). Наиболее широко они распространены в верхней и средней частях юго-западного отрога и на южном гайоте-сателлитите. В этих отложениях определены кораллы *Synhelia sharpeana* Edwards et Haime, *Synhelia* sp., *Parisis* sp., *Faviidae* sp., остатки мелководного двустворчатого моллюска отряда Rudistae, возможно *Gyropleura* sp., а также брюхоногих моллюсков *Ovactaeonella* aff. *dolium*, *Rostellaria* sp. Диагностируемых планктонных фораминифер не отмечено, хотя присутствуют бентосные формы с участием *Gavelinella* sp., *Aragonia* cf. *velascoensis* (маастрихт), а также нуммулиты, скульптурированные остракоды и иглы морских ежей. Такой состав макро- и микрофаунистических остатков позволяет формирование этих отложений отнести к сантон-маастрихтскому времени.

Нано-фораминиферовые известняки представлены как перекристаллизованными породами, так и слаболитифицированными осадками. Первая разновидность часто фосфатизирована, и содержание P_2O_5 может достигать иногда 30 %. На гайоте Альба эти породы имеют ограниченное распространение в виде небольших покровных тел. В известняках станций 15D90, 15D190 и 15D193 был выделен комплекс известкового нанопланктона сантон-кампанского возраста с участием *Watznaueria barnesa* (Black et Barnes), *Praediscosphaera* sp., *Microrabdulus* sp., *Zygoiscus erectus* Bramlette et Sullivan, а в образцах станций 15D23, 15D24 – маастрихтского возраста по участию *Markalius* sp., *Lithrofidites quadratus* Bramlet-

te et Martini, *Micula mura* (Martini). В.Е. Кунгуровой в известняках станций 15D58, 15D90, 15D168, 15D173, 15D190 выделен комплекс планктонных фораминифер *Globotruncana coronata* Bolli, *G. arca* (Cushman), *G. stuarti* (Lapparent), *G. rosetta* (Carsey), *Heterohelix reussi* (Cushman), *H. globulosa* (Ehrenberg), *Hedbergella loetterli* (Nauss), *Schackoina multisphinata* (Cushman et Wickenden), позволяющих датировать породы **кампаном–маастрихтом** [1]. Нами дополнительно к этим данным найдены единичные раковины планктонных фораминифер *Archaeoglobigerina bosquensis* Pessagno, *Hedbergella* sp. в известняках керна скважины 15B308, заложенной в южной части вершинного плато. Это может свидетельствовать, что формирование отложений локально могло начаться еще в коньякское время позднего мела.

Брекчии, относимые к этому комплексу пород, сложены преимущественно вулканическими обломками, сцементированными нано-фораминиферовой массой. Цемент нередко фосфатный (содержание P_2O_5 до 30 %). Породы имеют фациальные переходы с одновозрастными известняками, образуя небольшие покровы ниже бровки и спускаясь до глубины 3000 м. В брекчиях (ст. 15B303, 15D210-1 и другие) определены ассоциации нанопланктона, сходные по возрасту и составу с вышеописанными комплексами, выделенными из пелагических известняков.

Палеогеновая система

Поздний палеоцен – эоцен (P_1^2 - P_2)

Проведенные нами исследования показали, что породы этого возраста представлены нано-фораминиферовыми известняками, эдафогенными брекчиями, и, что важно, породами рифовых фаций.

Нано-фораминиферовые известняки слабо литифицированы, комковаты и имеют грязновато-белый цвет. Содержание в них P_2O_5 часто превышает 30 %. Известняки образуют обширные покровные тела в привершинных частях гайота и редко опускаются до глубин 2200–2600 м. В них установлены комплексы планктонных фораминифер и известкового нанопланктона, позволяющие выделить ряд возрастных диапазонов. К отложениям **позднего палеоцена–раннего эоцена** на основе определений нанопланктона отнесены породы, поднятые на станциях 15D231, 15D234, 15D246Т, в которых, по определению И.А. Пуляевой, присутствуют следующие виды: *Discoaster nobilis* Martini, *D. multiradiatus* Bramlette et Riedel, *Toweiu* sp., *Markalius inversus* (Bramlette et Martini), *Biantolithus sparsus* Bramlette et Martini и другие. Здесь же отмечены единичные раковины планктонных фораминифер *Acarinina soldadoensis* Bronnimann, *Subbotina triloculinoides* (Plum-

mer), соответствующие этому же временному интервалу. **Раннеэоценовые** пелагические отложения отмечены в материале драги 15D222, в которых выделен комплекс планктонных фораминифер, включающий *Acarinina nitida* (Martin), *A. pentacamerata* (Subbotina) *A. intermedia* Subbotina и др.

К известнякам **раннего–среднего эоцена** отнесены породы станции 15D226, а также вскрытые скважиной 15B313-2. В них отмечены планктонные фораминиферы родов *Morozovella*, *Acarinina*, *Truncorotaloides*, а также комплекс видов кокколитофорид, включающий *Chiasmolithus expansus* (Bramlette et Sullivan), *Coccolithus formosus* (Kamptner), *C. pelagicus* (Wallich), *Discoaster barbadiensis* Tan, *D. multiradiatus* Bramlette et Riedel, *D. megastypus* Bramlette et Sullivan, *D. mohleri* Bukry et Percivali, *Ericsonia cava* Bukry et Hay, *Heliolithus kleinPELLI* Sullivan, *Markalius inversus* (Bramlette et Martini).

Среднеэоценовые известняки были вскрыты скважиной 15B309 и подняты драгами 15D232, 15D237. Комплекс планктонных фораминифер, выделенный в этих породах, включает *Morosovella spinulosa* (Cushman), *M. lehneri* (Cushman et Jarvis), *Morozovella* sp., *Truncorotaloides rohri* Bronnimann et Bermudez, *Truncorotaloides topilensis* (Cushman), *Turborotalia* aff. *boweri* (Bolli), *Globigerina lozanoi* Colom, *Acarinina spinoinflata* (Bandy), *A. triplex* Subbotina, *A. rugosoaculeata* Subbotina, *A. primitiva* (Finlay), *Hantkenina alabamensis* Cushman, *Globigerina theca index* (Finlay) и др. Известняки среднего–позднего эоцена были детально исследованы в предшествующих работах [1]. Таким образом, весь временной интервал формирования описываемого комплекса пород хорошо охарактеризован. В то же время, выделенные возрастные разновидности пород не имеют внешних отличительных особенностей.

Фосфатизированные эдафогенные брекчии пространственно и фациально связаны с известняками и сходны с подобными отложениями верхнего мела, отличаясь более разнообразным составом обломков: помимо вулкаников встречены фрагменты различных известняков, рудных корок и макрофаунистических остатков. Как и известняки, они распространены в виде лентовидных, изометричных тел и встречены по всему периметру склонов гайота, за исключением его северо-западной части. Комплексы планктонных фораминифер **раннего эоцена** выявлены в цементе брекчий со станций 15D211-2, 15D235, по участию конических морозовелл (*Morosovella aragonensis*, *M. velascoensis*). Также присутствуют *Morosovella quetra*, *Acarinina pentacamerata*, *A. mckannai*, *Subbotina triloculinoides*, *S. pseudoeocena*. Среди об-

ломков определены фрагменты кораллов *Astraeopora* sp. **Ранним–средним эоценом** датирован образец станции 15D216-1 по присутствию планктонных фораминифер *Acarinina* cf. *pentacamerata*. В цементе брекчий драги 15D211-2 содержится средне эоценовый комплекс фораминифер: *Acarinina primitiva*, *A. triplex*, *A. pentacamerata*, *Globigerina centralis*. Породы, отнесенные к среднему–позднему эоцену, как и известняки этого возраста, детально описаны предшествующими работами [1].

Рифогенные породы палеоцена–эоцена, представленные органогенно-обломочными известняками с нано-фораминиферовым цементом, достоверно установлены только на одной станции 15D210-А, на юго-западном отроге. В них определен эоценовый коралл *Astraeopora sphaeroidalis* Michelin, обнаружены фрагменты ядер моллюсков, близких к роду *Cyprimeria*. Здесь же в цементе выделен комплекс планктонных фораминифер хорошей сохранности раннеэоценового возраста с участием *Morozovella aragonensis* (Nuttall), *M. formosa gracialis* (Bolli) и *M. subbotinae* (Morozova). Содержащийся здесь комплекс известкового нанопланктона соответствует широкому возрастному интервалу палеоцен–эоцен.

Мощность комплекса пород позднепалеоценового–эоценового возраста, по данным глубоководного бурения на гайотах сопредельных площадей, можно оценить от 100 до 150 м [9].

Неогеновая система

Миоцен (*N₁*)

Породы этого возраста образуют вулканические конусы в северно-восточном секторе вершинного плато и представлены щелочными базальтоидами, туфами и туффитами с тонкими прослоями нано-фораминиферовых известняков. В обломках вулканокластитов преобладают шлаковые базальтоиды. Цемент туфов преимущественно цеолитовый и реже цеолитово-глинистый. Микрофауна, содержащаяся как в прослоях известняков, так и в материале туффитов, позволяет датировать отложения средним миоценом [1]. Долгое время отличительной особенностью строения гайота Альба считалось присутствие в осадочном разрезе среднемиоценовых вулканогенных образований [1]. Однако, последующими работами сходные отложения были установлены и на других гайотах (например, Федорова), кроме того, и временной интервал формирования этих пород был расширен до всего миоцена. Однако гайот Альба, по-прежнему, остается постройкой, где этот вулканогенный комплекс изучен и описан наиболее детально.

Эти отложения опробованы скважиной 15В306, заложенной у подножия одного из вулканических конусов на вершинном плато на глубине 1170 м. Получен керн длиной 81.5 см, вскрывший разрез туффитов и туфов, перекрытых тонкой (1.3 см) железомарганцевой коркой. В интервалах от 1.3 до 6.0 и от 24.0 до 61.0 см выделены слои, отнесенные к туфобрекчиям. Породы имеют пеструю окраску с преобладанием коричневых тонов, хрупкие и сильно измененные. В составе обломков, размером от первых миллиметров до 2 см, преобладают миндалекаменные базальты и измененное стекло. Цемент цеолитово-глинистый в нижнем слое и слабокарбонатный – в верхнем.

В интервале от 6.0 до 24.0 см выделены пестроокрашенные туффиты. Размер обломков (обычно измененные базальтоиды) в них от первых миллиметров до 2–4 см. Цемент белый карбонатный, базальный, занимает до 40 % объема породы. В цементе, в интервале 16.0–24.0 см, выделено около 40 раковин планктонных фораминифер хорошей сохранности с участием *Globigerina nepenthes* Todd, *G. woodi connecta* Jenkins, *G. microstoma* Cita, *G. parabulloides* Blow, *Sphaeroidinellopsis subdehiscons* (Blow) и других. Возраст комплекса датируется **поздним миоценом**. В переотложении присутствуют раннеэоценовые формы *Morosovella quetra*, *Morosovella* sp., *Acarinina triplex*. Среди бентосных фораминифер отмечены представители *Alabama* sp., *Epistominella exigia* (Brady), *Bolivina* sp., *Bolivina* sp., *Gyroidinoides* sp., *Cassidulina subglobosa* Brady, *Cassidulina* sp., *Oridorsalis* sp., *Uvigerina* sp., *Lingulina* sp., *Nodosaria* sp. Такой состав бентоса однозначно свидетельствует о глубоководных условиях образования данных отложений.

В интервале от 61.0 до 81.5 см описан туф мягкий, от светло-коричневого до коричневого, полосчатой текстуры с чередованием полос различных оттенков. Структура мелкозернистая. В составе обломков – измененная вулканокластика, цемент – глинисто-цеолитовый. Органические остатки в этом слое не найдены, хотя сходные отложения на описанной группе гайотов ранее датированы **средним миоценом** [1].

На юго-западном отроге гайота на станции 15D211-2-А были опробованы нано-форминиферовые мелоподобные известняки, в которых установлен позднеолигоцен-раннемиоценовый комплекс нанопланктона с участием *Discoaster adamanteus* Bramlette et Wilcoxon, *D. deflandre* Bramlette et Riedeli, *D. aff. variabilis* Martini et Bramlette, *D. sp. cf. D. formosus* (Wallich), *Sphenolithus* sp., *Coccolithus pelagicus* (Wallich), *C. formosus* (Kamptner), *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) и др.

По совокупности данных отложения в целом отнесены к миоцену. Мощность вулканогенной толщи оценивается в 250 м, а мелоподобных известняков – первые десятки метров.

Плиоцен–плейстоцен ($N_2 - Q_p$)

Большую часть вершинного плато и поверхность ступеней исследуемого гайота покрывают плиоцен-четвертичные нелитифицированные осадки. Они сложены раковинами планктонных фораминифер, нанопланктоном с примесью глинистого материала. Вершинные плато, как правило, покрывают карбонатные осадки, а ступени средней части склонов – глинисто-карбонатные, ниже 3500 м уже встречаются карбонатно-глинистые осадки. Возраст плиоценовых отложений определяется по участию видов *Globigerinoides fistulosus* (Schubert), *Globorotalia multicaemata* Cushman et Jarvis, *Gl. humerosa* (Takayanagi et Saito) и др. Плейстоценовый возраст фиксируется по участию вида-индекса плейстоцена *Truncorotaloides truncatulinoides* (Orbigny) с многочисленными видами тропического комплекса. Мощность донных отложений, по данным сейсмоакустических исследований, достигает в центральной части вершинного плато 150 м, в среднем составляет 75–90 м [1].

ВЫВОДЫ

Проведенный анализ вещественного и палеонтологического материала в осадочных породах позволил установить ряд стратиграфических уровней, отражающих этапы геологического развития гайота Альба.

1. Начальный этап формирования горы Альба, как и всех вулканических структур Магеллановых гор, пришелся на границу юры и мела, когда возникла вулканотектоническая постройка высотой около 3500 м. Внутриплитовый магматизм в это время отличался существенным преобладанием субщелочных оливиновых базальтов и щелочных пород (гавайский тип). В апт-альбское время в результате абразивной деятельности происходит разрушение верхней части горы и начинает формироваться атолл, причем наиболее интенсивно в западной части массива. По краям вершинных плато нарастают коралловые рифы, а на склонах гайота накапливаются турбидиты, карбонатные толщи и эдафогенные брекчии. Среди рифостроящих организмов данного времени характерно активное развитие рудистой малакофауны.

2. В позднем альбе (?)–сеномане морфоструктура Альба становится гайотом. Находки макрофауны сантон-кампанского возраста, как и на гайоте Федо-

рова, указывают на появление в это время мелководных зон, что возможно было связано с эруптивной деятельностью или восходящими тектоническими движениями.

3. По сравнению с гайотом Федорова, следы позднекампан-маастрихтской трансгрессии на гайоте Альба фиксируются меньшим числом находок органических остатков этого возраста. Среди ископаемых организмов доминируют планктонные фораминиферы и известковый нанопланктон, указывающие на батинальные условия седиментации. Единичные находки маастрихтской макрофауны и мелководных бентосных фораминифер свидетельствуют о фотических условиях в этот период. Более того, они могли сохраняться и в раннем палеоцене. Маастрихтскую трансгрессию часто связывают с активизацией внутриплитового вулканизма за счет увеличения скоростей спрединга в зоне срединно-океанических хребтов [2]. Возможно, эти процессы нашли свое отражение в активизации вулканотектонических процессов, что и привело к появлению мелководных банок на исследуемом гайоте.

4. В позднепалеоцен-эоценовое время гайот Альба существовал в условиях унаследованного трансгрессивного развития и пелагической седиментации. Среди поднятых пород, как и на гайоте Федорова, нами не встречены образцы олигоценного возраста. Возможно, отсутствие обусловлено их размывом придонными течениями, активизация которых была связана с ростом Антарктического ледникового щита и возникновением психросферы в океане.

В позднем кайнозое гайот Альба представлял собой зону периодической аккумуляции, где на вершине накапливались существенно карбонатные, а в нижних частях склонов – глинистые и карбонатно-глинистые осадки, транзитом перемещавшиеся к подножию.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность / Отв. ред. И.Н. Говоров, Г.Н. Батулин. М.: Наука, 1995. 368 с.
2. Герасимов И.П. Проблемы глобальной геоморфологии. М.: Наука, 1986. 206 с.
3. Железо-марганцевые корки и конкреции подводных гор Тихого океана / Богданов Ю.А., Сорохтин О.Г., Зоненшайн Л.Б. и др. М.: Наука, 1990. 229 с.
4. Мельников М.Е., Плетнев С.П., Басов И.А. и др. Новые геологические и палеонтологические данные по гайоту Федорова (Магеллановы горы, Тихий океан) // Тихоокеан. геология. 2006. № 1. С. 3–13.
5. Пушаровский Ю.М. Тектоника Земли. Т 2. Тектоника океанов. М.: Наука, 2005. 555 с.
6. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project V. 89 / Ed.

- Moberly R., Schlanger S.O. et al. Washington, D.C.: U.S. Government Printing Office, 1986. 874 p.
7. Koppers A.A.P., Staudigel H., Wiilbrans J.R., Pringle M.S. The Maggelan seamount trail: implication for Cretaceous hotspot volcanism and absolute Pacific plate motion // *Earth and Planet. Sci. Let.* 1998. V. 163. P. 53–68.
8. Lancelot Y., Larson R.T. et al. *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Initial Reports.* 1990, TX, V. 129. 488 p.
9. Premoli Silva I., Sliter W.W. Late Aptian and Cenomanian–Turonian planktonic foraminifera from site 585 DSDP, Leg 89, East Masriana Basin // *Init. Rep.DSDP*, 1985. V. 89. P. 297–309.

Рекомендована к печати Р.Г. Кулиничем

M.Ye. Melnikov, S.P. Pletnev, I.A. Basov, T.A. Punina, T.Ye. Sedysheva, V.D. Khudik, Yu.D. Zakharov

New geological and paleontological data on the Alba Guyot (Magellan Seamounts, Pacific Ocean)

Expeditionary investigations carried out by the "Yuzhmoregeologiya" in 2000-2001 in the Pacific Ocean on board R/V "Gelendzhik" resulted in new materials which made it possible to reveal the features of the morphological structure of the Alba Guyot and to ascertain the matter and paleontological character of the structural-formation complexes of rocks from the Early Cretaceous through the Pleistocene. The analysis of macro- and microfauna in sedimentary rocks allowed us to distinguish the "transgressive" phases in the development of the guyot: Cenomanian-Turonian, Late Campanian-Maastrichtian, Late Paleocene-Middle Eocene, and Late Cenozoic. Findings of Paleogene malacofauna and corals in association with planktonic foraminifers allow a conclusion about relatively shallow-water conditions in the Alba Guyot area in the Early Paleocene.

***Key words:* guyots, foraminifers, nannoplankton, corals, malacofauna, Cretaceous, Cenozoic, Magellan Seamounts, Pacific Ocean.**

**РАННЕМЕЛОВЫЕ ВУЛКАНИТЫ И РАННЕКАЙНОЗОЙСКИЕ ЭКСТРУЗИИ
м. МАРИИ НА п-ове ШМИДТА (СЕВЕРНЫЙ САХАЛИН):
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ**

***В.П. Симаненко¹, С.В. Рассказов², Т.А. Ясныгина², А.И. Малиновский¹,
А.А. Чащин¹***

¹*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

²*Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск*

Поступила в редакцию 15 августа 2006 г.

Изучены магматические породы на северо-западном окончании п-ова Шмидта, на севере о. Сахалин. Раннемеловой возраст установлен для вулканитов марийской толщи и раннекайнозойский – для экструживно-жерловых образований м. Марии. По петрогеохимическим особенностям вся совокупность изученных пород подразделяется на четыре группы. Первые три группы образуют вулканиты марийской толщи, в разрезе которой известково-щелочные породы нижней части сменяются вначале породами с переходными признаками известково-щелочных и толеитовых магм, а в верхней части – толеитами, обедненными некогерентными элементами. Вулканиты марийской толщи относятся к субдукционному геохимическому типу и рассматриваются в качестве фрагмента Монероно-Самаргинской островодужной системы. По данным микроэлементного моделирования, предполагается, что образование этих пород связано с плавлением вначале гранатосодержащего, затем безгранатового, менее глубинного мантийного источника, содержащего амфиболы, пироксены и, возможно, шпинель. Экструживно-жерловые образования м. Марии совмещают геохимические признаки субдукционных и внутриплитных магматитов и, видимо, формировались в геодинамических условиях трансформной континентальной окраины.

Ключевые слова: ранний мел, ранний кайнозой, островные дуги, базальты, андезиты, микроэлементы, о. Сахалин.

В структурах континентального и островного обрамления Японского моря широко развиты раннемеловые вулканические и вулканогенно-осадочные образования, имеющие островодужные геохимические характеристики. Разрозненные фрагменты этих образований в Сихотэ-Алине выступают в эрозионных окнах из-под позднемелового Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса и выделялись вначале как Сихотэ-Алинский [7] или Самаргинский островодужный пояс [14, 15], а позднее стали рассматриваться как Кемский островодужный террейн [3]. На островах Монерон, Ребун, Хоккайдо и севере Хонсю раннемеловые вулканические и вулканогенно-осадочные образования известны как Монеронская, Ребун-Кабато-Монеронская [22, 25, 30] или Ошима-Сахалинская [12] островодужные системы. Эти образования прослеживаются и далее на север вдоль западного побережья о. Сахалин вплоть до м. Марии.

Из всех известных фрагментов детально изучен лишь Кемский островодужный террейн [5, 17], осадочные и вулканогенные отложения которого по условиям образования и петролого-геохимическим признакам соответствуют образованиям задуговых бассейнов. С учетом этих данных все раннемеловые образования Япономорского региона были объединены в Монероно-Самаргинскую островодужную систему, в которой различаются все главные элементы, соответствующие современным островным дугам: осевая зона вулканической дуги (вулcano-плутонический пояс), задуговой (тыловой) бассейн, аккреционный клин [5].

В настоящей работе приводятся результаты петролого-геохимического исследования вулканических пород одного из возможных фрагментов этой системы, расположенного в северо-западной части п-ова Шмидта на Сахалине [4, 9, 11].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

П-ов Шмидта занимает крайнее северное окончание о. Сахалин. Здесь выделяются три структурно-формационные зоны, отделенные друг от друга правыми сдвигами: Восточно-Шмидтовская, Елизаветинская и Западно-Шмидтовская [11]. Восточно-Шмидтовская зона имеет линзовидно-чешуйчатую структуру и сложена пластинами оливиновых базальтов с прослоями и тектоническими линзами позднеюрско-раннемеловых радиоляритов, мраморизованных известняков, яшм, кремнистых алевролитов (орлинская свита), блоков и пластин амфиболитов, прорванных комплексом параллельных даек долеритов, диоритов и плагиогранитов и протрузиями альпинотипных гипербазитов. Вдоль контактов гипербазитов, габброидов и вулканогенно-кремнистых пород развит серпентинитовый меланж с включениями родингитов, амфиболитов и глаукофановых сланцев [8, 11].

Елизаветинская зона соприкасается с Восточно-Шмидтовской по Лонгрийскому разлому. Сложена она верхнемеловыми терригенно-вулканогенными отложениями (турбидитами) и туфогенным флишем и юрско-раннемеловыми или раннемеловыми отложениями спилито-диабазово-яшмовой толщи [11]. Эти отложения смяты в опрокинутые к северо-востоку и лежащие складки и расслоены многочисленными надвигами и зонами полимиктового и серпентинитового меланжа. В западной части зоны в районе м. Елизаветы флишево-турбидитовая толща тектонически перекрыта покровами серпентинитового меланжа с включениями блоков перидотитов, габброидов, родингитов, амфиболитов, глаукофановых сланцев и различных пород спилито-диабазово-сланцевой толщи [8, 11].

Территория наших исследований относится к Западно-Шмидтовской структурно-формационной зоне. Границей Елизаветинской и Западно-Шмидтовской зон служит субмеридиональный правый сдвиг, скрытый под чехлом смятых в узкие, сильно сжатые складки палеоген-неогеновых отложений [11]. Эта зона сложена осадочными и вулканогенно-осадочными породами мелового и кайнозойского возраста и прорываемыми их палеогеновыми гипабиссальными интрузиями Эспенбергского комплекса. Раннемеловой возраст [4] имеют вулканогенные отложения, развитые на северо-западе п-ова Шмидта на м. Марии, которые ранее рассматривались в качестве поздне-меловой–палеогеновой марийской толщи [11]. Поздне-меловой возраст имеют отложения славянской свиты, представленные прибрежно-морскими терригенными грубозернистыми слабо угленосными по-

родами, развитыми в восточной и южной частях зоны. Среди терригенных пород свиты присутствуют линзы органогенных известняков, прослои среднекислых туфов и туфогенных песчаников. К кайнозой относятся отложения мачигарской (эоцен–олигоцен), тумской (олигоцен), пильской (неоген) свит и четвертичные отложения. Мачигарская свита сложена в основном прибрежно-морскими и континентальными отложениями, а в районе Эспенбергского горного массива – лавовыми потоками андезитов, трахиандезитов, трахитов и трахидацитов, отнесенных к трахиандезитовой формации [13]. Тумская свита сложена песчано-гравийными отложениями, в основании которых залегают конгломераты с галькой подстилающих свиту эффузивов, метаморфических пород, гранитоидов и песчано-алевритовых пород. Отложения пильской свиты представлены тонкозернистыми и кремнистыми образованиями с пластами глауконитовых песчаников и желваковых фосфоритов в основании.

К Эспенбергскому комплексу относится серия гипабиссальных тел в Западном хребте полуострова, ареал распространения которых практически совпадает с территорией выходов вулканических пород мачигарской свиты. Субвулканические тела этого комплекса относятся к эссексит-кринанитовой формации [13]. Из имеющихся К-Аг датировок наиболее достоверные (Рассказов С.В. и др., в печати) ограничивают внедрение тел эспенбергского комплекса временным интервалом 26–25 млн лет назад [4].

Вулканические образования марийской толщи обнажаются на северо-западе Западного хребта п-ова Шмидта и протягиваются на расстояние 9 км от устья р. Аду вдоль побережья Сахалинского залива до м. Марии (рис. 1). М. Марии сложен экструзивно-субвулканическими образованиями жерла палеовулкана диаметром 2 км, отделенными от вулканитов марийской толщи субмеридиональным сбросом. В юго-восточной части выхода в береговых обрывах Сахалинского залива вулканиты марийской толщи по разлому надвинуты на кайнозойские отложения, а вдоль северо-восточного контакта с угловым и стратиграфическим несогласием перекрываются мачигарской свитой.

В строении марийской толщи отчетливо различаются две неравнозначные части. Нижняя, более мощная (около 1150 м) часть на юго-востоке Сахалинского залива сложена преимущественно потоками шаровых, подушечных, массивных и миндалекаменных базальтов и андезибазальтов. В центральной части разреза в районе руч. Перевального (точки опробования Шм-03/20 – Шм-03/23 на рис. 1) выходят слабо измененные базальты с крупными вкрап-

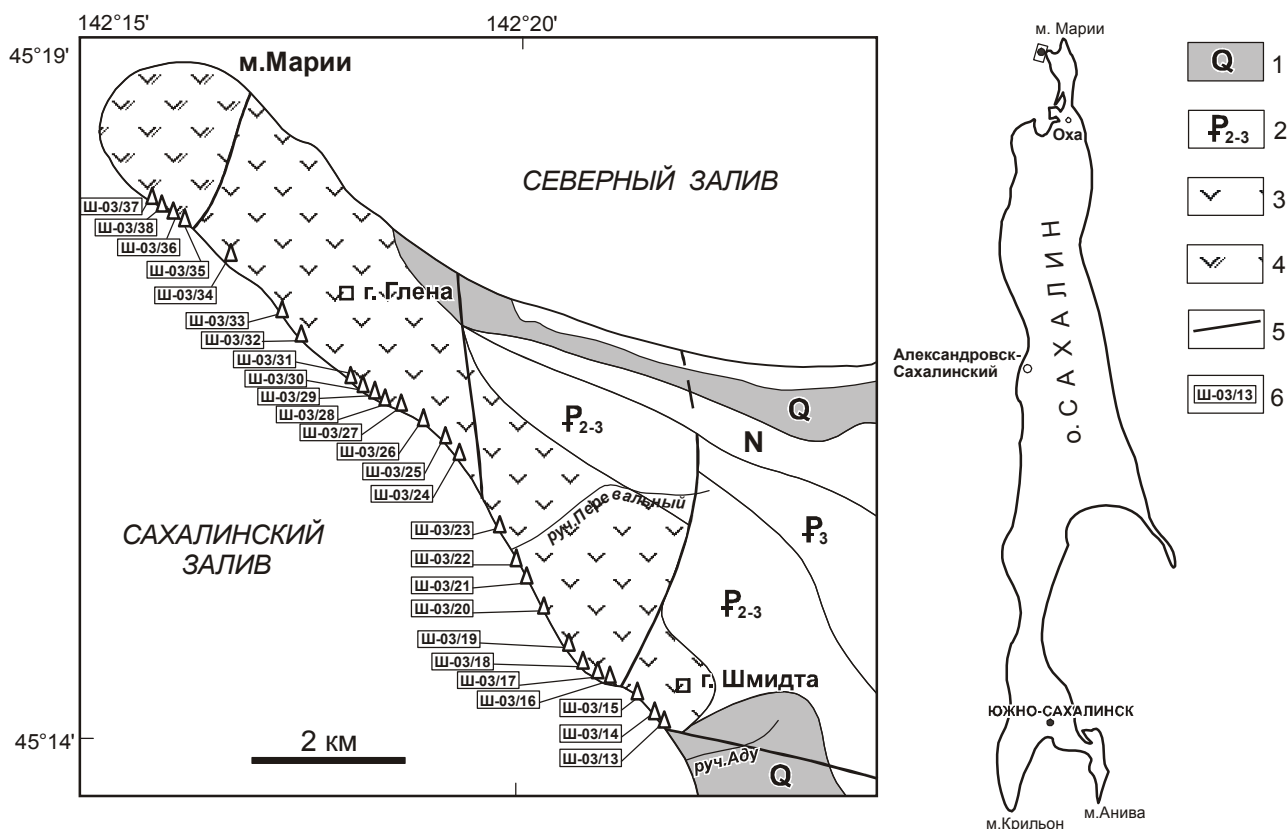


Рис. 1. Схема опробования вулканических пород марийской толщи и экструзивно-жерловых пород м. Марии на п-ове Шмидта. Составлена на основе карты ГДП-200 [4] с упрощениями.

1 – четвертичные отложения; 2 – свиты с возрастным индексом; 3 – раннемеловые вулканические и вулканогенно-осадочные отложения марийской толщи; 4 – экструзивно-жерловые образования м. Марии; 5 – разломы; 6 – номера и местоположение образцов.

ленниками пироксена и оливина. Мощность потоков базальтов здесь составляет от нескольких десятков до сотни метров. Верхняя, существенно туфовая часть толщи, мощностью 750 м, обнажена на северо-западе залива. Внизу залегает пачка шаровых лав с прослоями туфов, которые сменяются переслаиванием вулканических брекчий, псаммитовых и псефитовых туфов тонкослоистых и массивных, андезитового и базальтового состава, потоками афировых базальтов без шаровой отдельности и гиалокластитов и редкими прослоями кремнистых туфоалевролитов. Из последних выделен комплекс радиолярий – *Acaeniotyle(?) glebulosa* (Foreman); *A. umbilicata* (Rust); *Archaeodictyomitra lacrimula* (Foreman); *A. excellenc* (Tan); *Archaeodictyomitra* sp.; *Holocryptocanium barbui* Dumitrica; *Pseudodictyomitra carpatica* (Lozynyak); *Pseudodictyomitra* sp.; *Thanarla pulchra* (Squinabol) (определения Н.Ю. Брагина), – на основании которого возраст формирования марийской толщи принимается в интервале от позднего валанжина до альба включительно [4].

Экструзивно-жерловый комплекс м. Марии сложен лавами кварцевых трахитов, трахиандезитов, риодацитов, дациандезитов, дайками и субвулканическими телами андезитов и субщелочных гранитов. Хотя эти образования и рассматриваются в составе единого Марийского вулканоплутонического комплекса, мелкие субвулканические тела, прорывающие отложения туфовой части марийской толщи, охарактеризованы К-Аг датировкой 52 млн лет [4].

Петрографическая характеристика пород

В составе марийской толщи преобладают слабо раскристаллизованные афировые базальты. Значительно реже встречаются андезибазальты, андезиты и дациты. Обычно породы слабо порфиоровые, с гиалопилитовой или пилотакситовой основной массой с небольшой примесью разложенного вулканического стекла. Но в интервале между точками опробования Шм-03/20 – Шм-03/24 развиты мегпорфиоровые и меланократовые базальты со стекловатым базисом основной массы. Во вкрапленниках (5–10 об. %, раз-

мером до 7 мм) преобладают пироксены диопсид-авгитового ряда ($Wo_{38-46,4} En_{40-50,4} Fs_{5,6-15,7}$), альбитизированный плагиоклаз. Иногда встречаются оливин и гиперстен. Все вулканические породы марийской толщи разбиты многочисленными трещинами и подверглись интенсивным постмагматическим преобразованиям с развитием хлорита, альбита и карбонатов.

Субвулканические трахибазальты, трахиандезиты и трахидациты м. Марии, опробованные нами, имеют варьирующие соотношения вкрапленников и основной массы. Вкрапленники в них представлены в основном альбитизированными и сосюритизированными плагиоклазами с включениями вулканического стекла вдоль зон роста, что придает им зеленоватую окраску, небольшим количеством авгита ($Wo_{39-40} En_{43-44} Fs_{16,3}$), магнетита и кварца. Основная масса гипокристаллическая, гиалопилитовая, пилотакситовая, с сочетанием участков различного сложения в одном шлифе. Она состоит из микролитов и лейст альбита, альбит-олигоклаза, вулканического стекла, магнетита и апатита.

ПЕТРОХИМИЯ

Химический состав опробованных нами пород приведен в табл. 1. Кроме того, для петрохимической характеристики вулканитов нами использованы силикатные анализы пород марийской толщи, опробованных по побережью Северного залива, и экструзивно-жерлового тела м. Марии, приведенные в работе [4]. Вулканиты марийской толщи по содержанию кремнезема дифференцированы от базальтов до дацитов. Всем им присущи низкие содержания титана (TiO_2 от 0.4 до 1.1 мас. %) и глинозема (Al_2O_3 от 11.2 до 17.7 мас. %). По величине коэффициента глиноземистости ($al' = Al_2O_3 / (Fe_2O_3 + FeO + MgO) = 0.55-1.5$) они относятся к низко- и умеренноглиноземистому типу. На диаграмме щелочи-кремнезем породы толщи располагаются в полях серий умеренной и нормальной щелочности (рис. 2, А). Умеренно щелочной состав имеют породы в основном нижней и средней части разреза толщи. Нормальной щелочностью характеризуются породы верхней части разреза. Для всех пород марийской толщи характерно повышенное содержание оксида натрия ($Na_2O = 2.7-6.7$ мас. %), видимо, связанное с наложенной альбитизацией, особенно интенсивно развитой в нижнем пакете. По величине отношения K_2O/Na_2O (ниже 0.65) породы принадлежат калинатровой, а часть из них – натровой серии.

Для вулканитов нижней части разреза в интервале точек опробования Шм-03/13–Шм-03/20 характерны низкие содержания магния (0.8–3.7 мас.%

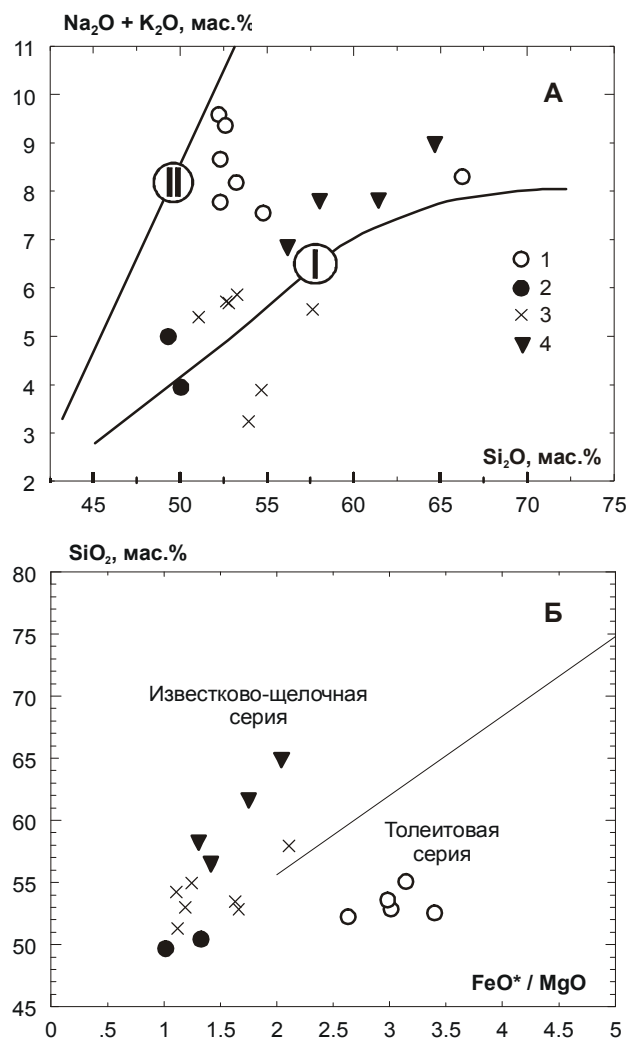


Рис. 2. Положение вулканических пород марийской толщи и экструзивно-жерловых пород м. Марии на диаграммах $(Na_2O+K_2O)-SiO_2$ (А) и $FeO^*/MgO-SiO_2$ (Б).

Здесь и далее на диаграммах: 1–3 – вулканиты марийской толщи: 1 – известково-щелочной серии (первая группа, 2 – вулканиты второй (переходной) группы, 3 – толейиты (третья группа); 4 – вулканиты экструзивно-жерловой фации (четвертая группа). Разделительные линии: I – между сериями нормальной и умеренной щелочности, II – между сериями умеренной и высокой щелочности.

MgO) и низкая величина коэффициента магниальности ($Mg\# = Mg / (Mg + Fe^{2+})$ (а.к., при $Fe^{3+} = 0.15Fe$) = 29–44.6%), а также повышенные содержания оксида калия ($K_2O = 1.8-3.3$ мас. %). На диаграмме SiO_2-FeO^*/MgO (рис. 2, Б) они располагаются в поле толейитовой серии за счет высокой величины FeO^*/MgO отношения (2.6–7). На диаграмме K_2O-SiO_2 [27] эти породы попадают в поля высококалиевой известково-щелочной и шощонитовой серий. В породах этой

Таблица 1. Химический состав (оксиды в % мас., микроэлементы в мкг/г) вулканических пород марийской толщи и экструзивно-жерловых образований м. Марии на п-ове Шмидта (северный Сахалин).

Компо- ненты	ШМ-03/13	ШМ-03/14	ШМ-03/16	ШМ-03/17	ШМ-03/18	ШМ-03/19	ШМ-03/20	ШМ-03/21	ШМ-03/22	ШМ-03/23
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	65.18	52.8	48.06	47.04	49.02	53.57	49.91	46.49	48.19	51.53
TiO ₂	0.64	0.81	0.76	0.80	0.691	0.69	0.73	0.58	0.58	0.48
Al ₂ O ₃	15.01	17.16	16.79	16.46	17.76	14.81	15.93	11.2	13.77	15.04
Fe ₂ O ₃	3.07	4.33	4.98	3.7	5.48	7.62	7.35	7.93	7.02	4.89
FeO	1.69	4.88	4.74	6.00	3.77	2.88	2.97	2.70	3.81	3.68
MnO	0.05	0.23	0.23	0.26	0.20	0.26	0.21	0.20	0.22	0.14
MgO	0.89	2.79	3.06	1.28	2.56	3.26	3.68	9.67	7.60	6.49
CaO	3.37	5.61	3.79	6.22	5.09	8.91	6.76	10.43	11.08	8.16
Na ₂ O	5.23	5.17	6.75	5.02	5.68	5.03	5.03	3.17	2.44	3.22
K ₂ O	2.94	2.11	1.80	2.76	3.31	3.19	2.38	1.54	1.36	0.45
P ₂ O ₅	0.20	0.46	0.33	0.34	0.27	0.42	0.44	0.35	0.25	0.16
H ₂ O ⁻	0.16	0.31	0.83	0.41	0.34	0.30	0.30	0.77	1.46	2.05
H ₂ O ⁺	1.43	3.08	7.61	9.54	5./85	8.74	3.91	4.64	1.71	3.21
Сумма	99.86	99.74	99.73	99.78	99.89	99.68	99.60	99.67	99.49	99.5
Sc	17.1	25	27.7	22	24.4	22.5	28.3	45.4	44.7	51.3
Rb	75.8	24.05	41.6	61.7	61.8	99.3	37.8	20.05	24.9	5.9
Sr	418	690	145	158	344	311	481	519	1159	222
Y	35	31.4	27.5	23.6	22.7	20.8	24.7	17.1	17.6	15.4
Zr	151	70.4	69.2	50.6	52	50.6	56.6	39.8	56.3	27.4
Nb	6.72	3.42	3.36	2.72	2.72	2.63	2.83	1.89	2.15	1.02
Cs	0.33	0.23	41.3	39.3	31.8	3.3	4.28	2.05	0.19	0.22
Ba	604	843	353	618	628	545	591	334	552	180
La	24.93	25.5	23.5	22.3	19.2	17.87	19.8	12.6	11.4	4.5
Ce	55.1	44.7	45.5	40.3	34.72	32.27	36.63	24.54	21.61	9.4
Pr	6.59	6.11	5.49	5.09	4.42	4.31	4.74	3.40	2.84	1.23
Nd	27.17	26.30	25.29	22.63	17.16	19.67	21.67	15.52	13.36	6.22
Sm	6.14	6.00	5.82	4.69	4.04	4.47	4.88	4.08	3.06	1.98
Eu	1.2	1.91	1.72	1.63	1.53	1.72	1.65	1.24	1.13	0.63
Gd	5.61	5.90	5.65	5.26	4.21	4.56	5.13	3.79	3.19	1.85
Tb	1.04	0.93	0.87	0.66	0.59	0.55	0.62	0.48	0.42	0.38
Dy	5.66	4.94	5.05	4.04	3.66	3.55	3.82	2.85	2.78	2.19
Ho	1.35	1.01	0.99	0.87	0.77	0.75	0.88	0.47	0.56	0.55
Er	3.48	3.05	2.85	2.50	2.08	2.09	2.39	1.46	1.74	1.70
Tm	1.10	0.51	0.8	0.4	0.4	0.32	0.4	0.25	0.24	0.6
Yb	3.58	2.75	2.60	2.26	2.06	1.81	2.12	1.53	1.55	1.69
Lu	0.5	0.38	0.36	0.31	0.33	0.27	0.32	0.24	0.25	0.23
Hf	4.12	2.20	2.03	1.65	1.54	1.52	1.63	1.18	1.68	0.86
Ta	0.35	0.20	0.17	0.14	0.16	0.14	0.16	0.13	0.14	0.05
Pb	5.6	9.9	7.3	8.3	7.0	7.3	6.4	4.6	4.0	0.5
Th	4.55	3.81	3.84	3.38	3.09	2.38	2.98	1.69	1.53	0.45
U	1.65	1.51	1.37	1.29	1.12	0.70	1.26	0.65	0.77	0.34
Cr	21.3	2.37	6.0	4.2	9.7	11.1	20.3	531	297	194
Co	11	27	28	21	24.6	32	32	52	45	33
Ni	6.1	3.3	2.9	3.9	7.2	9	10	127	62	130
V	84	300	235	284	262	260	334	279	311	262

Примечание. Оксиды определены классическим методом “мокрой” химии в аналитической лаборатории ДВГИ ДВО РАН. Концентрации микроэлементов определены в лаборатории изотопии и геохронологии ИЗК СО РАН по методикам, приведенным в работах [9, 19]. 1–16 – вулканические породы марийской толщи: 1–7 – известково-щелочной серии (1 группа), 8–9 – переходные (2 группа), 10–16 – толеиты (3 группа); 17–20 – вулканы экструзивно-жерловой фации (4 группа).

Таблица 1. (Окончание).

Компо- ненты	ШМ-0324	ШМ-0325	ШМ-0326	ШМ-0327	ШМ-0328	ШМ-0331	ШМ-0334	ШМ-0336	ШМ-0338	ШМ-0337
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	55.86	51.06	50.65	48.34	51.42	50.59	63.78	60.37	54.59	56.42
TiO ₂	0.43	0.54	0.57	0.64	0.46	0.73	0.58	0.53	0.58	0.60
Al ₂ O ₃	14.85	17.41	16.89	16.00	13.23	16.48	15.45	15.19	13.48	15.52
Fe ₂ O ₃	5.01	4.19	4.04	4.53	5.31	4.47	4.06	3.86	5.27	4.47
FeO	2.22	5.27	4.78	4.99	3.64	6.871	1.58	2.27	3.49	3.25
MnO	0.12	0.19	0.16	0.23	0.19	0.18	0.11	0.10	0.16	0.15
MgO	3.19	5.57	7.14	8.10	7.55	6.53	2.56	3.27	5.79	5.55
CaO	9.80	5.89	6.13	6.62	10.38	4.64	1.41	4.69	6.80	3.53
Na ₂ O	5.33	4.87	5.00	4.45	2.68	5.20	4.51	4.56	3.73	4.22
K ₂ O	0.06	0.75	0.46	0.66	0.40	0.29	4.36	3.13	2.94	3.39
P ₂ O ₅	0.07	0.11	0.11	0.12	0.08	0.13	0.21	0.24	0.29	0.21
H ₂ O ⁻	0.23	0.54	0.34	0.63	1.12	0.42	0.15	0.13	0.22	0.25
H ₂ O ⁺	2.536	3.13	3.30	4.45	3.11	3.22	1.09	1.24	2.12	1.97
Сумма	99.70	99.50	99.57	99.81	99.57	99.59	99.85	99.58	99.46	99.53
Sc	35.2	38	40	56.3	52	47.1	15.7	20.4	35.5	29.2
Rb	103	190	142	13.2	9.2	4.1	83.2	35.2	60.2	56.4
Sr	157	254	299	366	244	541	95	176	223	259
Y	12.0	14.2	17.2	16.6	14.7	19.7	31.2	19.2	23.5	22.9
Zr	27.8	20.3	31.7	40.6	29.3	37.6	142	82	115	127
Nb	1.07	0.86	1.12	1.54	1.07	1.42	5.95	5.05	5.39	6.85
Cs	0.23	0.27	0.27	2.21	0.15	0.39	0.14	0.7	1.1	0.55
Ba	43	190	276	186	134	81	965	719	735	761
La	2.63	1.24	2.50	2.9	2.42	2.42	21.65	16	18.58	19.92
Ce	6.2	4.1	6.5	8.1	6.3	7.27	47.2	29.95	38.4	41.2
Pr	0.89	0.65	0.95	1.23	0.86	1.04	5.9	3.74	4.73	5.03
Nd	4.37	3.75	5.21	6.68	5.14	5.37	25.85	16.81	20.52	11.67
Sm	1.41	1.33	1.91	1.9	1.68	2.28	5.88	3.82	4.52	5.08
Eu	0.53	0.52	0.75	0.72	0.52	0.71	1.57	1.07	1.51	1.44
Gd	1.65	1.81	2.08	2.32	1.91	2.61	5.07	3.42	4.28	4.44
Tb	0.25	0.29	0.36	0.42	0.39	0.41	0.87	0.51	0.74	0.64
Dy	1.92	2.07	2.30	2.55	2.44	2.60	4.99	2.91	4.14	3.925
Ho	0.51	0.49	0.56	0.61	0.58	0.66	1.09	0.65	0.80	0.79
Er	1.34	1.32	1.62	1.83	1.66	1.75	3.33	1.99	2.63	2.61
Tm	0.4	0.25	0.27	0.5	0.5	0.3	1.1	0.28	0.7	0.7
Yb	1.38	1.35	1.48	1.93	1.79	1.86	3.46	1.78	2.59	2.60
Lu	0.19	0.25	0.23	0.27	0.26	0.25	0.46	0.28	0.39	0.36
Hf	0.68	0.93	0.96	1.11	0.94	1.15	4.0	2.73	2.87	3.27
Ta	0.06	0.06	0.13	0.12	0.06	0.14	0.33	0.26	0.29	0.31
Pb	0.5	1.0	1.3	-	-	0.86	26	5.19	5.2	2.4
Th	0.28	0.21	0.55	0.41	0.24	0.51	4.1	3.31	3.34	4.35
U	0.17	0.19	0.22	0.24	0.24	0.2	1.87	1.37	1.32	1.53
Cr	69.9	36.9	121	238	392	31	15.7	117	178	151
Co	28	31	35	40	47	40	12	17	29	30
Ni	25	20	54	54	134	20	3	25	29	36
V	230	297	285	244	245	371	75	188	206	194

части разреза рассчитываются нормативные нефелин и оливин и, редко, нормативный гиперстен.

Два образца (ШМ-03/21, ШМ-03/22) относятся к породам второй (переходной) группы. Это базальты с низкими содержаниями глинозема ($Al_2O_3 = 11.2-13.7$ мас.%, $al' = 0.55-0.74$) и высокими – магния ($MgO = 7.6-9.7$ мас.%, $Mg\# 61-67$) и кальция (10–11 мас.%), а также умеренными содержаниями оксидов натрия (2.4–3.2 мас.%) и калия (1.3–1.5 мас.%). По соотношению оксидов калия и кремнезема они относятся к высококалиевой известково-щелочной серии.

Выше по разрезу, в интервале точек опробования ШМ-03/23–ШМ-03/31, преобладают более меланократовые породы с содержаниями MgO от 5.5 до 10 мас.% и коэффициентом магнезиальности $Mg\#$ от 56 до 67%. Породам этой части разреза вулканической толщи свойственны низкие содержания калия (K_2O менее 0.7 мас.%). Низкие величины K_2O/Na_2O отношений (<0.15) определяют принадлежность этих пород к натровой серии. На диаграмме K_2O-SiO_2 составы пород этой группы располагаются в полях умереннокалиевой известково-щелочной и низкокалиевой (толеитовой) серий.

На диаграмме АФМ фигуративные точки составов вулканических пород марийской толщи располагаются преимущественно в области известково-щелочных пород, проявляя при этом отчетливый феннеровский тип дифференциации (рис. 3).

Экструзивно-жерловые породы мыса Марии по содержанию кремнезема дифференцированы от базальтов до дацитов. Среди них резко преобладают породы дацитового и андезитового состава. Все они имеют низкие содержания TiO_2 (0.4–0.9 мас.%), но в сравнении с вулканическими породами марийской толщи обладают более высокой глиноземистостью ($al' = 0.9-2.0$) и относятся к высокоглиноземистому типу. Содержания натрия в них ниже, а калия значительно выше, чем в породах марийской толщи. По величине K_2O/Na_2O отношения (0.5–1.5) они относятся к калиевой и калинатровой сериям. По соотношению $FeO^*/MgO-SiO_2$ и $FeO^*/MgO-FeO^*$ их составы отвечают известково-щелочным магмам. На диаграмме сумма щелочей–кремнезем точки составов субвулканических пород располагаются в поле субщелочных пород и соответствуют трахидацитам, трахиандезитам и трахиандезитобазальтам. По содержанию K_2O эти породы относятся к высококалиевой известково-щелочной серии. Петрохимическая индивидуальность пород экструзивно-жерлового комплекса проявлена на диаграмме АФМ, где они располагаются в поле известково-щелочной серии ниже поля составов вулканических пород марийской толщи, образуя узкий рой точек с трендом увеличения суммы щелочей при пропорциональном снижении FeO^* и MgO (рис. 3).

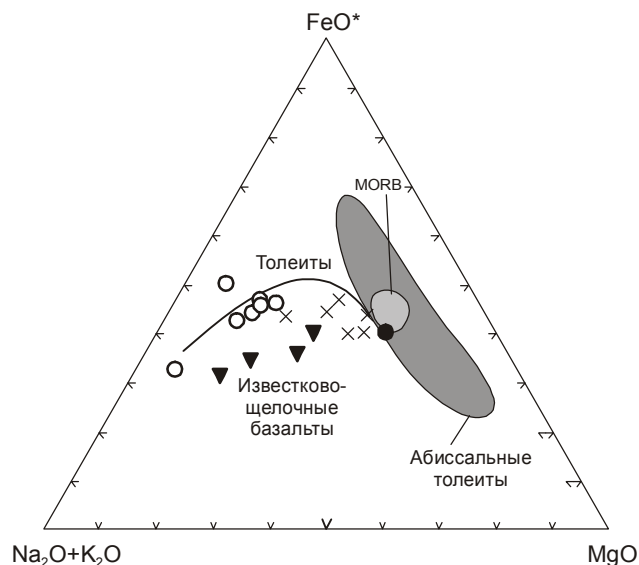


Рис. 3. Диаграмма АФМ для магматических пород м. Марии.

Условные знаки точек составов см. рис. 2. Тренд А – линия раздела пород толеитовой и известково-щелочной серий.

Микроэлементы

По содержанию и поведению микроэлементов вся совокупность опробованных пород марийской толщи и экструзивно-жерловых образований подразделяется на четыре группы. Первую группу образуют вулканыты нижней части разреза марийской толщи (в интервале точек опробования ШМ-03/13–ШМ-03/20) с ярко выраженными признаками известково-щелочных магм. Вторую группу образуют породы промежуточной части разреза толщи (в интервале точек опробования ШМ-03/21–ШМ-03/22) с признаками известково-щелочных и толеитовых магм. В третью группу (в интервале точек опробования ШМ-03/23–ШМ-03/31) выделяются вулканыты верхней части разреза толщи с выраженными признаками толеитовых магм. Четвертую группу образуют породы экструзивно-жерловой фации (интервал точек опробования ШМ-03/34–ШМ-03/37).

Вулканыты первой группы обладают низкими содержаниями когерентных элементов ($Ni - 6-10$, $Co - 11-32$, $Cr - 4-20$, $V - 84-330$ мкг/г) и низкими величинами Ni/Co отношения (0.1–0.6). По сравнению с породами второй и третьей групп они значительно богаче крупноионными литофильными ($Cs - 0.33-4.2$, $Rb - 37-75$, $Ba - 350-620$, $Sr - 157-190$ мкг/г), высокочargedными и редкоземельными элементами, что отчетливо демонстрируют диаграммы нормированных к примитивной мантии (рис. 4) и хондриту (рис. 5) элементов. В известково-щелочных вулкани-

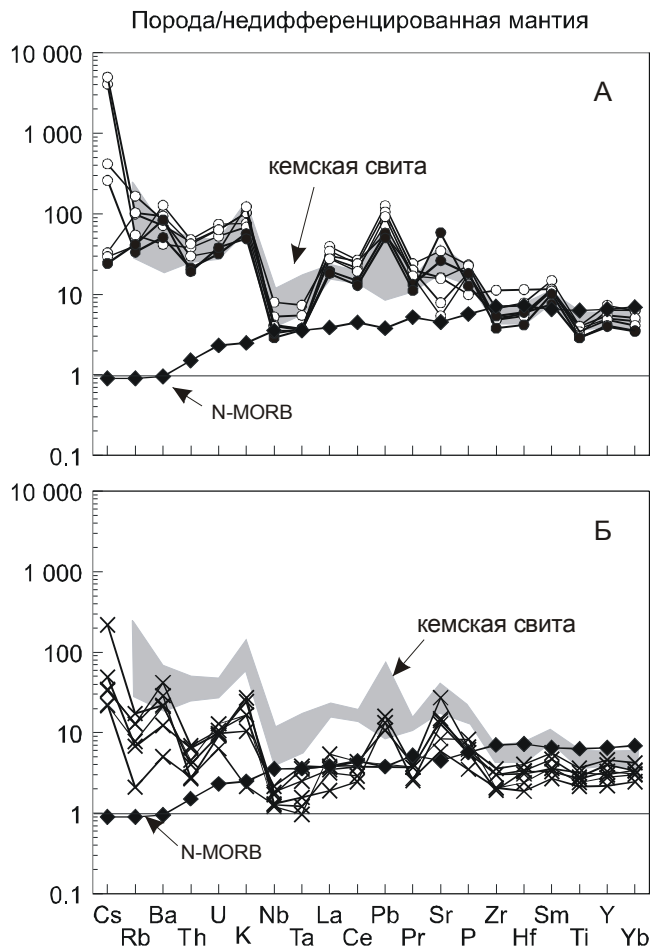


Рис. 4. Спектры распределения содержаний несовместимых элементов в породах марийской толщи, нормированных к примитивной мантии [28].

А – базальты первой и второй, Б – третьей группы. Поле составов вулканитов кемской свиты – по [17]. Условные знаки см. на рис. 2.

тах отчетливо проявлена дифференцированность микроэлементов по разрезу с незначительным увеличением концентраций Ni, Co, Cr, Sc и уменьшением концентраций высокозарядных и редкоземельных элементов. С увеличением магнезиальности пород этой группы концентрации Ni, Cr и Ba остаются практически на одном уровне, концентрации V, Co, Sr слабо возрастают, а La, Nb, Ta, Th, Zr, Rb уменьшаются, хотя эта закономерность проявлена не отчетливо из-за значительного разброса точек. В отличие от других когерентных элементов концентрация Sr в этих вулканитах коррелируется со щелочностью. Степень обогащения легкими лантаноидами относительно тяжелых умеренная. Отношение $(La/Yb)_n$ варьирует от 4.7 в дацитах до 6.7 в базальтах. Отношение $(La/Sm)_n$ и $(Sm/Yb)_n$ находится в узком интервале значений (2.49–2.97 и 2.1–2.5, соответственно).

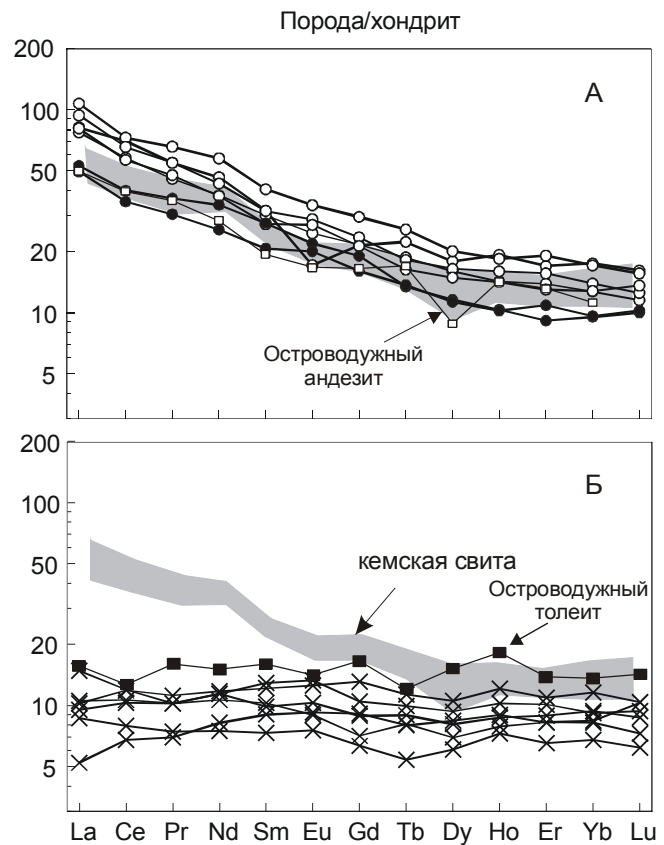


Рис. 5. Спектры распределения содержаний редкоземельных элементов в породах марийской толщи, нормированных к хондриту C1 [28].

А – базальты первой и второй, Б – третьей группы. Условные знаки см. на рис. 2.

Низкие значения имеет и отношение Zr/Y (2.1–4.3). Величина Ce/Y, отражающая соотношение между цериевой и иттриевой группами редкоземельных элементов (РЗЭ), находится в пределах 1.42–1.7. На многоэлементном графике (рис. 4) видны повышенные отношения крупноионных литофильных элементов (ВЗЭ – Nb, Ta, Ti, Zr, Hf). Резко выражены максимумы Rb, K, Pb и Sr и минимумы Th, Nb–Ta, Zr и Ti.

В породах второй группы концентрации когерентных элементов много выше, чем в породах первой группы (табл.1). Обращают на себя внимание особенно высокие содержания MgO (7.6–9.7 мас. %) и Cr (290–530 мкг/г). Ni/Co отношение увеличивается до 1.3–2.5. При сохранении всех величин межэлементных отношений, содержания всех некогерентных элементов в этих базальтах ниже, чем в породах первой группы. Нормированные микроэлементные спектры пород первой и второй групп отлича-

ются лишь содержанием относительно подвижных в водном флюиде литофильных элементов (Cs, Rb, Th, U, K) и Sr. На графиках (рис. 4 и 5) точки вулканитов второй группы располагаются в нижней части поля вулканитов первой группы, полностью повторяя его конфигурацию, а по уровню концентраций вулканиты близки среднему типу андезитов островных дуг [1]. В переходных и известково-щелочных базальтах увеличение содержаний Yb, при слабо изменяющемся La/Yb, сопровождается уменьшением магнезиальности и снижением содержаний когерентных элементов. Этот тренд является следствием либо кристаллизационной дифференциации (появление дацитов), либо вторичных изменений.

Несмотря на значительные вариации, содержания когерентных элементов в породах третьей группы в целом являются высокими. Отношение Ni/Co в них возрастает до 4. На графиках распределения элементов относительно MgO породы этой группы образуют обособленные поля, в пределах которых для большинства элементов не устанавливается значимых корреляций. Среди пород марийской толщи эти вулканиты обладают более низкими Zr/Y (1.3–2.3) и Ce/Y (0.29–0.61) отношениями. Они характеризуются низкими абсолютными концентрациями ЭКИР и ВЗЭ элементов. В сравнении с базальтами N-MORB содержания ЭКИР элементов в них значительно выше, при одинаковом уровне ВЗЭ. На графике (рис. 4) сохраняются максимумы и минимумы, свойственные породам первой и второй групп. Эти вулканиты характеризуются низкими абсолютными концентрациями РЗЭ на уровне 7–11 хондритовых норм (рис. 5). В них наблюдается близкий к хондритовому рисунок распределения РЗЭ, со слабым обогащением или обеднением легкими лантаноидами ($(La/Yb)_n = 0.65–1.8$, $(La/Sm)_n = 0.58–1.52$, $(Sm/Yb)_n = 1.0–1.3$). По элементному составу они близки островодужным толеитам.

Экструзивно-жерловые вулканиты четвертой группы по уровню содержаний и характеру поведения микроэлементов во многом подобны известково-щелочным породам первой группы. Но при более высоком содержании кремнезема, они обладают большей глиноземистостью, магнезиальностью и высоким содержанием хрома (до 180 мкг/г). Отношение Ni/Co в них выше единицы. На графиках соотношений микроэлементов (Rb, Sr, Zr, V, Cr, Ni, Co, Sc) с MgO они обычно располагаются между полями вулканитов первой и третьей групп марийской толщи, образуя самостоятельные тренды, в которых увеличение MgO сопровождается увели-

чением когерентных элементов. Отношения Zr/Y (4.3–5.6), Ce/Y (1.5–1.8), Ce/Pb (5–18) в них выше, чем во всех типах пород марийской толщи. Кроме того, они имеют более высокие концентрации (в мкг/г) Zr (82–142), Nb (5–6.9), Ta (0.26–0.33). На графиках нормированных к примитивной мантии распределений элементов (рис. 6) наряду с отчетливыми максимумами по Ba, K и Pb и минимумами по Nb и Ta в них, в отличие от известково-щелочных вулканитов марийской толщи, намечается слабый минимум по Sr и отсутствуют минимумы по Zr и Hf. По сравнению со средним типом островодужного андезита [1] они значительно богаче РЗЭ (рис. 7).

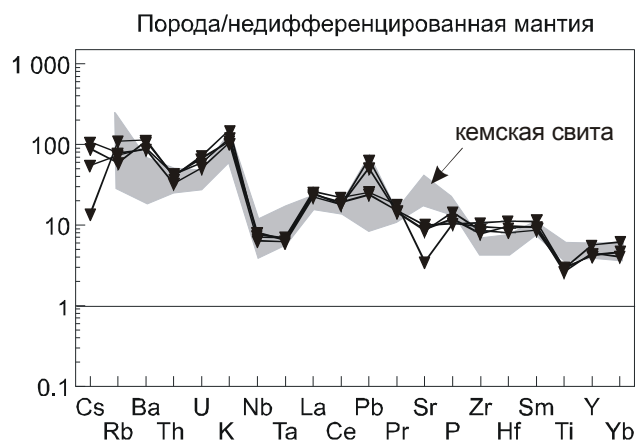


Рис. 6. Спектры распределения несовместимых элементов в экструзивно-жерловых трахиандезитах м. Марии, нормированных к примитивной мантии [28].

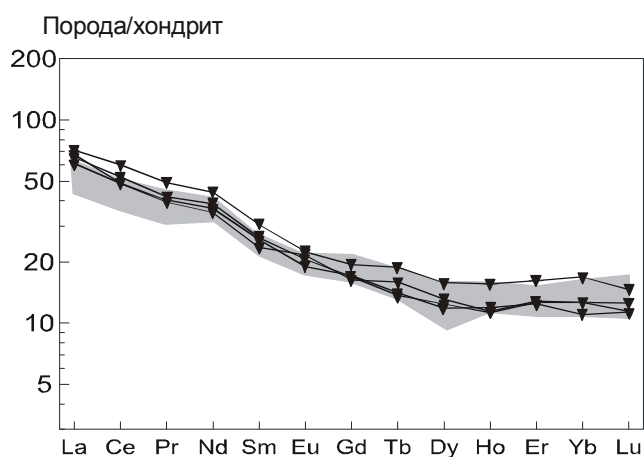


Рис. 7. Спектры распределения редкоземельных элементов в экструзивно-жерловых трахиандезитах м. Марии.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геодинамическая интерпретация

Геохимические особенности свидетельствуют о принадлежности трех групп пород марийской толщи к островодужным вулканитам. Так, характерные черты островодужных обстановок, в частности обогащенность элементами с крупными ионными радиусами (ЭКИР – Rb, Ba, K, Th, Sr, La, Ce, а также Eu, Pb) с относительным обеднением ВЗЭ, в породах первой и второй групп демонстрирует диаграмма рис. 4. На этой же диаграмме составы известково-щелочных вулканитов марийской толщи не выходят из поля составов вулканитов Кемского террейна Монероно-Самаргинской островодужной системы [17]. В элементных спектрах пород присутствуют минимумы Nb и Ta и максимумы K и Sr, что свойственно породам с надсубдукционным компонентом. На процессы гидротермального обогащения зоны надсубдукционного магмообразования указывает высокий максимум свинца. Спектры распределения элементов в толеитовых базальтах третьей группы марийской толщи также типичны для островодужных толеитов [1, 2, 35]. На это же указывает и ряд межэлементных отношений (высокие $K/Y > 300$, $K/Nb > 900$, и др., и низкие Zr/Nb , Ce/Pb , Nb/La и др.). Обладая низкими Nb/La отношениями все вулканиты марийской толщи на диаграмме $Nb/La - Ba/La$ не выходят из поля орогенных андезитов. На диаграммах $Ni-Co$ [6], $V-Ti$ [31], $Th-Hf-Ta$ [36], $Zr-Nb-Y$ [29], $Zr-Ti-Sr$ [31], $Th/Yb-Ta/Yb$ [35] и др. фигуративные точки вулканитов марийской толщи располагаются внутри полей базальтов островных дуг и активных континентальных окраин. Следовательно, можно уверенно говорить об образовании изученного вулканического комплекса в надсубдукционной геодинамической обстановке. Однако на всех диаграммах породы третьей группы образуют обособленные от пород первой и второй групп поля. Это, например, хорошо видно на диаграмме $Th/Yb-Ta/Yb$ (рис. 8), на которой породы толеитовой группы располагаются в нижней части поля островных дуг, а известково-щелочной и переходной групп, обладая более высокими отношениями Th/Yb и Ta/Yb , смещаются к области базальтов активных континентальных окраин. Видимо, нахождение в одном разрезе марийской толщи базальтов с разными геохимическими признаками связано с геохимической неоднородностью источника магматических расплавов и условиями выплавления магм.

Экструзивно-жерловые образования четвертой группы на большинстве перечисленных выше диаграмм располагаются в области развития островодуж-

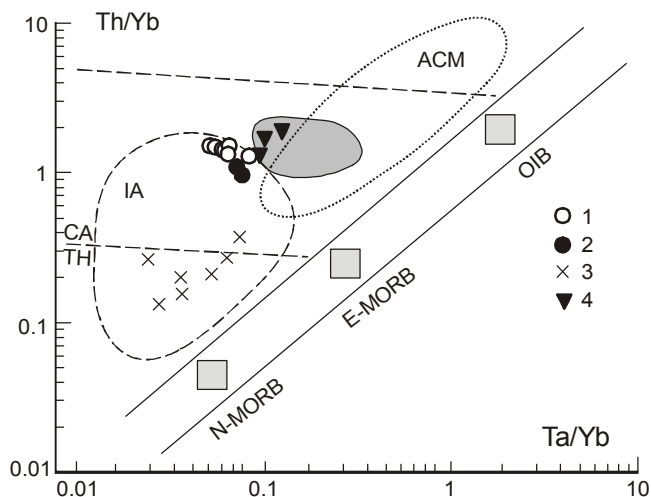


Рис. 8. Положение составов пород мыса Марии на диаграмме $Th/Yb-Ta/Yb$.

Поля базальтов: ACM – активных континентальных окраин, IA – островных дуг. Затенено поле базальтов Кемского островодужного террейна Сихотэ-Алиня [17]. CA – базальты известково-щелочной, TH – толеитовой серий. Условные знаки см. на рис. 2.

ных магм и обычно перекрывают поля вулканитов первой и второй групп марийской толщи. Но на диаграмме $Zr-Nb-Y$ [29] они тяготеют к полю внутриплитных толеитов и базальтов океанических дуг. Отсутствие Sr максимума и $Zr-Hf$ минимума на многоэлементном графике (рис. 6) также характерно для внутриплитных геодинамических обстановок. Таким образом, повышенно-магнезиальные и хромистые экструзивно-жерловые андезиты и андезибазальты совмещают геохимические признаки островодужных и внутриплитных магм, что характерно для магматизма трансформных континентальных окраин [16].

Мантийные источники

В разрезе марийской толщи наблюдается смена известково-щелочных андезитов и базальтов толеитовыми базальтами с уменьшением концентраций некогерентных элементов и значительным деплетированием РЗЭ вверх по разрезу, при сохранении локальных максимумов и минимумов на многоэлементных графиках нормирования. Подобная картина, видимо, свидетельствует как об изменении условий генерации магм, так и о смене магмообразующих субстратов. Формирование магм известково-щелочной части разреза, видимо, происходило над зоной субдукции при плавлении вещества мантийного клина, обогащенного метасоматическими флюидами, или при ассимиляции базальтовых магм материалом сиалической коры или глубоководных океанических

осадков, как это предполагается для островных дуг в существующих петрогенетических моделях [2]. Это обусловило при низких степенях плавления в начальных выплавках, исходных для пород первой группы, высокие концентрации некогерентных элементов. Происхождение вулканитов второй группы, совмещающих признаки толеитовых и известково-щелочных магм, в которых отчетливо проявлено снижение концентраций некогерентных элементов, увеличение когерентных элементов, при сохранении величин показательных межэлементных отношений, видимо, можно объяснить вовлечением в процесс плавления более истощенного мантийного субстрата. Спектры распределения третьей группы пород отвечают фракционированным низкокальциевым толеитам островных дуг. Область генерации этих магм, вероятно, располагалась в пределах сильно истощенного источника субокеанической литосферы, гидратированного и избирательно обогащенного над зоной субдукции.

Экструзивно-жерловые фации с двойственными геохимическими характеристиками островодужных и внутриплитных магм, видимо, формировались из субстратов, близких к таковым пород первой и второй групп марийской толщи, но при подтоке неистощенного мантийного вещества из подсубдукционной мантии в надсубдукционную зону.

Характер геохимической неоднородности мантийных источников обычно выявляется с помощью

диаграмм $(Ce/Yb)_n - (Yb)_n$ [20] или $(La/Yb)_n - Yb_n$. Субгоризонтальное расположение точек составов базальтов на этих диаграммах достигается при частичном плавлении мантийных субстратов или кристаллизационной дифференциации расплавов без участия граната. Контроль состава расплава реститовым гранатом отражается в резком увеличении $(Ce/Yb)_n$ или $(La/Yb)_n$. С уменьшением количества граната выплавка обогащается иттербием. Корректная интерпретация таких диаграмм возможна только при близком соответствии составов пород первичным выплавкам из мантийного источника. Ассимиляция и кристаллизационная дифференциация могут приводить как к увеличению, так и к уменьшению содержания иттербия, при этом La/Yb и Ce/Yb могут и увеличиться и оставаться почти неизменными. При вторичных изменениях, вероятно, также возможна искаженная картина.

Мы провели моделирование частичного плавления по уравнениям [33] для наиболее магнезиальных и наименее измененных образцов базальтов второй и третьей групп (Mg# 61–67 – группа 2, Mg# 56–65 – группа 3, потери при прокаливании до 4.5 %) марийской толщи. Рассчитывались содержания всех редкоземельных элементов. Поправки на фракционную кристаллизацию оливина не вносились вследствие низких содержаний редких земель в этом минерале. Содержания редкоземельных элементов в модельных

Таблица 2. Используемые коэффициенты распределения минерал / расплав.

Элемент	Оливин	Ортопироксен	Клинопироксен	Амфибол	Гранат	Шпинель
La	0.0002	0.0008	0.029	0.055	0.0014	0.0006
Ce	0.00007	0.0016	0.055	0.096	0.0029	0.0006
Pr	0.0003	0.0032	0.089	0.17	0.0083	0.0006
Nd	0.0003	0.0056	0.14	0.25	0.03	0.0006
Sm	0.0009	0.015	0.23	0.32	0.18	0.0006
Eu	0.0005	0.03	0.23	0.42	0.33	0.0006
Gd	0.0011	0.034	0.27	0.32	0.750	0.0006
Tb	0.0019	0.054	0.27	0.41	1.50	0.0011
Dy	0.0027	0.077	0.30	0.5	2.40	0.0015
Ho	0.01	0.10	0.25	0.62	3.70	0.002
Er	0.0109	0.12	0.24	0.57	4.40	0.003
Tm	0.01745	0.17	0.23	0.51	5.45	0.0038
Yb	0.024	0.22	0.22	0.47	6.50	0.0045
Lu	0.026	0.22	0.18	0.43	6.70	0.0045

Примечание. Источники данных: оливин – [24]; ортопироксен, клинопироксен и гранат – [21]; амфибол – [26]; шпинель – [23]. При отсутствии данных по распределению редкоземельного элемента вычислялось среднее значение по соседним элементам ряда лантаноидов. Давление оценивалось по эмпирическому уравнению для ликвидусов базальтов, предложенному Л.Л. Перчуком и Т.И. Фроловой на основе сопоставления химических составов базальтов Курильской островной дуги и расчетов по геобарометрам [18]. Результаты моделирования приведены в таблице 3.

Таблица 3. Модальные составы магм второй и третьей групп базальтов марийской толщи на п-ове Шмидта на Сахалине.

Состав источника, %	Базальты группы 2 (ШМ-03/21-22)		Базальты группы 3 (ШМ-03/25-27, 31)	
	X	P	X	P
Ol	55	10	57	10
Orx	11	16	19.5	20
Срх	23.9	56	18	55
Amph	8	13	4.5	14
Sp	-	-	1	1
Gt	2.1	5	-	-
P, кбар	32-35		10-17	
F, %	3-6		20-30	

Примечание. X – содержание минеральной фазы в источнике (%), P – доля минеральной фазы, входящей в состав выплавки (%), F – степень частичного плавления. Давление (P) рассчитано по уравнениям [18].

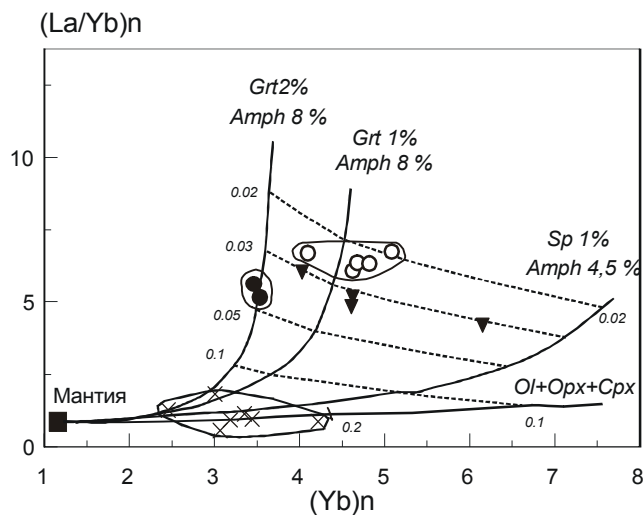


Рис. 9. Положение вулканических пород марийской толщи и экструзивно-жерловых образований мыса Марии п-ова Шмидта на диаграмме $(La/Yb)_n$ – $(Yb)_n$. Нормирование проведено к недифференцированной мантии [34]. Условные знаки см. на рис. 2.

источниках соответствовали составу недифференцированной мантии (пиролита) [28]. Используются коэффициенты распределения (табл. 2) ортопироксен / расплав, клинопироксен/расплав и гранат/расплав, определенные методом SIMS для состава расплава, соответствующего толеитовому базальту в присутствии 5–10% H_2O [21]. Результаты моделирования представлены в таблице 3 и на рисунке 9.

Вулканические породы группы 2 марийской толщи имеют сравнительно высокое $(La/Yb)_n$ и по микроэлементному составу соответствуют выплавкам из мантии, содержащей 1.8–2.1 % граната и 5–

8 % амфибола. Степень частичного плавления источника составляет 3–6 %. Вулканические породы группы 3 марийской толщи отличаются более низким содержанием редкоземельных элементов. Величина $(La/Yb)_n$ для пород этой группы близка к единице. В некоторых образцах проявляется слабое обеднение легкими редкими землями. Наименее измененные образцы лав группы 3 соответствуют высоким (20–30 %) степеням частичного плавления безгранатового мантийного источника (табл. 3). Слабое обеднение легкими редкими землями может быть следствием обедненного состава источника.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изученные вулканические породы на м. Марии п-ова Шмидта (север о. Сахалин) по петрогеохимическим признакам подразделяются на четыре группы. Первые три группы (известково-щелочную, переходную и толеитовую) образуют раннемеловые базальтоиды марийской толщи с ярко выраженными признаками надсубдукционных лав. Последовательная смена в разрезе марийской толщи известково-щелочных лав островодужными толеитами связана с плавлением вначале материала мантийного клина, а позже – истощенного вещества океанической литосферы. Первые в геохимическом отношении сопоставляются с апт-альбскими вулканитами Кемского островодужного террейна Сихотэ-Алиня и, таким образом, могут представлять собой фрагмент тыловой части раннемеловой островодужной Монероно-Самаргинской системы. Вторые отражают этап растяжения в тыловой зоне островодужной системы, не характерный для Кемского террейна.

Четвертую (раннекайнозойскую) группу среди исследованных пород образуют экструзивно-жерловые вулканы м. Марии, сохраняющие геохимические признаки островодужных магм, но имеющие и признаки внутриплитных магм. Генерация исходных расплавов для этой группы пород происходила, вероятно, из субстратов, сходных с таковыми пород первой группы марийской толщи, но в условиях трансформной (синдвиговой) геодинамической обстановки, которая реконструируется на Тихоокеанской окраине Азии для конца позднего мела–начала палеогена.

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 01-05-64602, 06-05-96081-р_восток_а, 05-05-97254-р_Байкал_а и № 07-05-00638), а также ДВО РАН (проект № 06-III-A-08-317).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
2. Богатиков О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 249 с.
3. Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) – фрагменты раннемеловой Азиатской окраины // Тихоокеан. геология. 1995. № 2. С. 13–25.
4. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. (Изд. 2-е). Серия Сахалинская. Лист N-54-XVII): Объясн. зап. / Ред. Б.А. Сальников. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2001. 276 с.
5. Малиновский А.И., Голозубов В.В., Филиппов А.Н. и др. Нижнемеловые отложения бассейна реки Кема (Восточный Сихотэ-Алинь): осадочное выполнение задугового бассейна // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 1. С. 52–66.
6. Мартынов Ю.А. Происхождение базальтовых серий островных дуг по данным о соотношении никеля и кобальта // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273, № 5. С. 1230–1232.
7. Парфенов Л.М., Натальин Б.А., Войнова И.П. и др. Тектоническая эволюция активных континентальных окраин на северо-западе Тихоокеанского обрамления // Геотектоника. 1981. № 1. С. 85–104.
8. Разницын Ю.Н. Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубоководные впадины на западе Тихого океана. М.: Наука, 1982. 106 с.
9. Рассказов С.В., Саранина Е.В., Мартынов Ю.А. и др. Развитие позднекайнозойского магматизма активной континентальной окраины Южного Приморья // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 1. С. 92–109.
10. Ратновский И.И. Геологическое строение полуострова Шмидта на Сахалине. Л.: Гостоптехиздат, 1960. 105 с.
11. Рождественский В.С. Геологическое и тектоническое строение полуострова Шмидта (о. Сахалин) // Тихоокеан. геология. 1988. № 3. С. 62–70.
12. Рождественский В.С. Геодинамическая эволюция Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы // Тихоокеан. геология. 1993. № 2. С. 76–88.
13. Семенов Д.Ф. Магматические формации Тихоокеанских складчатых областей. М.: Наука, 1982. 168 с.
14. Симаненко В.П. Самаргинский пояс // Вулканические пояса востока Азии. М.: Наука, 1984. С. 146–151.
15. Симаненко В.П. Позднемезозойские вулканические дуги Восточного Сихотэ-Алиня и Сахалина // Тихоокеан. геология. 1986. № 1. С. 7–13.
16. Симаненко В.П., Ханчук А.И., Голозубов В.В. Первые данные по геохимии альб-сеноманского вулканизма Южного Приморья // Геохимия. 2002. № 1. С. 95–99.
17. Симаненко В.П., Малиновский А.И., Голозубов В.В. Раннемеловые базальты Кемского террейна – фрагмента Монероно-Самаргинской островодужной системы // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 2. С.30–51.
18. Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра, 1989. 261 с.
19. Ясныгина Е.А., Рассказов С.В., Маркова М.Е. и др. Определение микроэлементов методом ICP-MS с применением микроволнового кислотного разложения в вулканических породах основного и среднего состава // Прикладная геохимия. Вып. 4. Аналитические исследования / Ред. Э.К. Буренков, А.А. Кременецкий. М.: ИМГРЭ, 2003. С. 48–56.
20. Brandshaw T.K., Hawkesworth C.J., Gallagher K. Basaltic volcanism in the Southern Basin and Range: no role for a mantle plume // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. V. 116. P. 45–62.
21. Green T.H., Blundy J.D., Adam J., Yaxley G.M. SIMS determination of trace element partition coefficients between garnet, clinopyroxene and hydrous basaltic liquids at 2 – 7.5 GPa and 1080–1200°C // Lithos. 2000. V. 53. P. 165–187.
22. Ikeda I., Komatsu H. Early cretaceous volcanic rocks of Rebus Island, North Hokkaido, Japan // Monograph Assoc. Geol. Collab. Japan. 1986. V. 31. P.51–62.
23. Keleman P.B., Johnson K.T.M., Kinzler R.J., Irving A.J. High-field-strength element depletions due to mantle-magma interaction // Nature. 1990. V. 345. P. 521–524.
24. Kennedy A.K., Lofgren G.E., Wasserburg G.J. An experimental study of trace element partitioning between olivine, orthopyroxene and melt in chondrulites: equilibrium values and kinetic effects // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. V. 115. P. 177–195.
25. Kiminami K, Niida K, Ando H., et al. Cretaceous-Paleogene arc-trench systems in Hokkaido // Paleozoic and Mesozoic terranes: basement of the Japanese Island arcs. 29th IGC Field Trip Guide book. 1992. V. 1. P. 1–43.
26. La Tourrette T., Hervig R.L., Holloway J.R. Trace element partitioning between amphibole, phlogopite and basanite melt // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. V. 135. P. 13–30.
27. Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., et al. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford. 1989. 152 p.
28. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–253.
29. Meschide M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // Chem. Geol. 1986. V. 56. P. 207–218.
30. Nagata M., Kito N., Niida K. The Kumaneshiri Group in the Kabato Mountains: the age and nature as an Early Cretaceous

- volcanic arc // Monograph Assoc. Geol. Collab. Japan. 1986. V. 31. P. 63–79.
31. Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1973. V. 19. P. 290–300.
32. Shervais J.W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. V. 59. P. 101–118.
33. Shaw D.V. Trace element fractionation during anatexis // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1970. V. 34. P. 237–243.
34. Sun S. S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the oceanic basins* (Saunders A.D., Norry M.J. Eds), Geol. Soc. Spec. Publ. N 42. 1989. P. 313–345.
35. Wilson M. *Igneous petrogenesis; a global tectonic approach.* 1991. Happer Collins Academic. 446 p.
36. Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1980. V. 50. P. 11–30.

Рекомендована к печати А.В. Колосковым

V.P. Simanenko, S.V. Rasskazov, T.A. Yasnygina, A. I. Malinovsky, A.A. Chashchin

Early Cretaceous volcanics and Early Cenozoic extrusions in the area of the Cape of Mary (Shmidt Peninsula, North Sakhalin): geochemical studies

Igneous rocks outcropped at the northwestern extremity of the Schmidt Peninsula (North Sakhalin) are considered in the paper. The volcanics of the Mariysky sequence are Early Cretaceous in age and the vent extrusions of the Cape of Mary formed in Early Cenozoic time. By petrological-geochemical characteristics, the rocks under consideration can be classified into four groups. The first three of four recognized groups are volcanic rocks of the Mariysky sequence. The lower unit of this sequence is made up of calc-alkaline volcanics that are replaced with rocks having geochemical evidence for a transition from calc-alkaline to tholeiitic magma. The top levels of the section consist of incompatible-element-depleted tholeiite. Volcanic rocks of the Mariysky sequence suggest their origin in the subduction setting and are considered as a fragment of the Moneron-Samarga island-arc system. Based on the data of trace element modeling, the formation of these rocks was at first related to a garnet-bearing mantle source and then a garnet-free less deep-seated mantle source containing amphibole, pyroxene and probably spinel. The vent extrusions of the Cape of Mary combine geochemical features of subduction-related and intraplate magmatites and may be formed in a transform continental-margin setting.

Key words: Early Cretaceous, Early Cenozoic, island-arc, basalt, andesite, trace elements, Sakhalin Island.

ФЛЮИДНОЕ ДАВЛЕНИЕ И ГИДРОРАЗРЫВ ПОРОД ПРИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ РУДООБРАЗОВАНИИ (НА ПРИМЕРЕ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ)

Н.С. Остапенко, О.Н. Нерода

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Поступила в редакцию 3 марта 2006 г.

На основании проведенных детальных комплексных исследований золоторудного месторождения Токур (Верхнее Приамурье, Россия) и анализа опубликованных данных об уровнях флюидных давлений при формировании других разноглубинных гидротермальных месторождений, морфологии рудных тел и особенностей их размещения по отношению к породам различной проницаемости сделан вывод об активной роли флюидов в формировании рудолокализирующих структур по механизму разуплотнения и гидроразрыва флюидовмещающей среды. Рассмотрены условия возникновения и возможные следствия гидроразрыва пород при рудообразовании. Приведены признаки участия этого механизма в формировании рудных тел золоторудных месторождений Покровское, Березовское, Нежданинское (Россия) и Бендиго (Австралия).

Ключевые слова: гидротермальное месторождение золота, давление, вмещающие породы, гидроразрыв, Россия, Австралия.

ВВЕДЕНИЕ

Рудные месторождения формируются в широких диапазонах глубин, температур и давлений. Методы оценки флюидных давлений более сложны, чем методы оценок температур рудообразования, поэтому данных по флюидным давлениям в публикациях гораздо меньше. Систематизируя накопленные данные по давлениям рудообразующих флюидов, В.Б. Наумов [12] показал, что около 20 % известных к тому времени определений давлений флюидов укладываются в интервал 1–5 кбар. В дальнейшем, особенно при изучении более глубинных месторождений, исследователи часто отмечали широкие диапазоны флюидных давлений, существовавших при их формировании. Так, минеральные парагенезисы среднеглубинного золоторудного месторождения Коммунар [6, 40] формировались в интервале давлений 3.5–0.9 кбар, месторождения Нежданинское (Саха Якутия) – 1.7–1.2 кбар [4], месторождения Чармитан (Узбекистан) – 2.73–0.9 кбар [2], месторождения Рябиновое на центральном Алдане – 7.0–0.6 кбар [14], глубинного месторождения Колар (Индия) – 6.0–0.7 кбар [13, 26, 40] и т.д. Таким образом, имеется немало данных, свидетельствующих о величинах флюидных давлений, приближающихся к литостатическим на глубинах рудообразования или

даже превышающих их. Это заставляет отнести критически к сложившимся взглядам на гидротермальное рудообразование как на процесс, полностью подчиненный только тектоническим пульсациям.

Для ряда хорошо изученных по латерали и на глубину жильных золоторудных месторождений золото-кварцевой и золото-серебряной формаций часто характерна объемно-коническая или уплощенно-коническая форма пространственной организации рудных тел. От верхних к глубоким горизонтам месторождений обычно снижается количество рудных тел и их протяженность. Такое закономерно повторяющееся строение (инфраструктура) месторождений в вертикальном интервале от сотен метров до нескольких километров (например, на несомненно глубинном месторождении Колар в Индии [13], на среднеглубинных Наталкинском, Нежданинском и др. и малоглубинных месторождениях России Кубака, Карамкен, Дукат, Арылах, а также Гуанохуато в Мексике [9] и многих других) вряд ли можно объяснить только тектоническим фактором. Можно предположить активное участие флюида в «дооформлении» тектонической структуры месторождений посредством гидравлического раскрытия полостей, особенно интенсивного на средних и верхних горизонтах рудолокализации. Преимущественное раскрытие полостей и связанное с этим нарастание масштабов

минералоотложения в гидротермальных системах на средних и верхних горизонтах рудолокализации обусловлено градиентом снижающегося литостатического давления.

Так каковы же основные условия возникновения и признаки проявления гидравлического раскрытия рудовмещающих трещин и контактовых полос отслоения?

УСЛОВИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ФЛЮИДОРАЗРЫВА ПОРОД И ЕГО ИНДИКАТОРНЫЕ ПРИЗНАКИ

В соответствии с исследованиями Г.Л. Поспелова [25], У. Файфа с коллегами [32], С.Е. Nelson, D. L. Giles [39] и других исследователей, основным условием появления полостей гидроразрыва или гидроотслоения на контактах пород является достижение флюидом «критического» давления $P_{кр}^{FL}$, способного преодолеть литостатическую нагрузку $P_{лит}$ и прочность пород. Представляется, что для возникновения таких высоких флюидных давлений необходима объемная флюидолокализирующая структура (коллектор флюида), перекрытая слабопроницаемыми породами, но открытая для поступления флюидов снизу. Идеальными флюидо- и рудолокализирующими структурами являлись экранированные линейные антиклинали в толщах переслаивания пород (например, как на известном месторождении Бендига в Австралии), купольные структуры, зоны надвига со слабопроницаемыми породами аллохтона. Для появления полостей отслоения благоприятны контакты хрупких (песчаники) и пластичных (сланцы) пород. Как показывает практика нефтедобычи, гидроразрыв может начаться и с раскрытия уже существующих тектонических трещин при флюидных давлениях, еще не достигших литостатического уровня [25].

Гидрораскрытие может начинаться по наиболее хорошо развитой тектонической трещине и развиваться прерывисто-стадийно, с нарастанием во времени зернистости жильного выполнения. Полосчато-зональное строение рудных тел является свидетельством неоднократного раскрытия (наращивания) полости вследствие флуктуации внутрифлюидного давления. Очевидно, участки максимального раскрытия соответствуют местам достижения максимальных давлений в гидротермальной системе.

Раскрытия (дораскрытия) полостей происходят от инициальной точки (где достигнуто $P_{кр}$) по градиенту снижения литостатического давления (то есть вверх и в стороны, что часто придает веерообразную форму рудному телу или коническую форму пространству, занимаемому однокорневой группой взаимосвязанных жил [8]).

Признаками гидроразрыва пород или гидравлических раскрытий полостей под действием внутрифлюидного давления в гидротермальной системе являются: одновременное раскрытие всей существующей сети трещин различных направлений, возникновение новых трещин отрыва и выполнение всех их единым минеральным комплексом; сложные взаимоотношения (сопряжения) систем одновременно формирующихся сближенных жил; неровные границы жильных тел; угловатость и отсутствие признаков тектонического перетирания обломков брекчий в цементирующей жильной массе [18]; литологическая однородность и идентичность состава обломков с прилегающими породами; присутствие в зальбандах жил породных фрагментов, еще не полностью отделившихся от субстрата.

К этому перечню признаков следует добавить и следующие: отмечаемое исследователями [7, 8, 15] ветвление жильных тел от нижних горизонтов месторождений к верхним и увеличение количества и размеров продуктивных тел в этом направлении; наблюдаемое нами строго последовательное (по мощности и во времени) развитие текстур руд от вкрапленной, прожилково-вкрапленной и сетчатой в прилегающих к жилам зонах, брекчиевой, коккардовой – в промежуточной части до массивной и друзовой – в последующих зонах. При развитии рудных тел в стиле случайных тектонических пульсаций вряд ли можно ожидать такой строгой пространственно-временной последовательности, тем более в единой структуре.

От брекчий другого генезиса (осадочных, эруптивных, флюидно-эксплозивных, гидротермально-инъекционных и других) гидротермальные брекчии гидроразрыва отличаются мономиктностью (отвечают только составу прилегающих пород), неокатанностью обломков, гидротермальным рудно-жильным цементом заполнения, тесным сочетанием с другими (вышеотмеченными) вещественно-структурными минеральными комплексами заполнения свободного пространства. Брекчиевые текстуры руд, на наш взгляд, отвечают более «зрелому» состоянию развития прожилково-сетчатых текстур, когда обломки пород оказываются более раздвинутыми, а выполняющий прожилки минеральный комплекс занимает существенную долю объема (более 30–50 %).

Рассмотрим признаки и следствия проявления механизма гидроразрыва пород и гидравлического раскрытия трещин в формировании некоторых золоторудных месторождений.

ПРИЗНАКИ ГИДРОРАЗРЫВА ПОРОД ПРИ ФОРМИРОВАНИИ РУДНЫХ ЖИЛ ТОКУРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Токурское месторождение малосульфидной золото-кварцевой формации детально изучено как в геологическом, так и в минералогическом отношении [16, 30, 33 и др.]. Расположено оно (рис. 1А) в восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса в толще терригенных пород карбона и перми. По имеющимся геологическим и геофизическим данным, Токурское золоторудное месторождение сформировалось в южном крыле широтной Челогорской антиклинали среди пологозалегающих терригенных отложений в надинтрузивной зоне мезозойского гранитоидного плутона (рис. 1Б), кровля которого находится на глубинах 1.5–2 км от современной поверхности [27, 36], а выше распространяются дайки и штоки пород преимущественно среднего состава. Южное крыло антиклинали пересечено Главным разломом продольной ориентировки, шов которого,

как и слои пород, полого (под углами 30–40°) погружается на юг. Этот разлом является на месторождении основной флюидовыводящей и рудоконтролирующей структурой [17]. Флюидопроводник и кварцевые жилы располагаются в комплексном эндогенном ореоле As, Au, Ag, W, Pb, Zn и др. элементов.

Все продуктивные жильные тела месторождения сосредоточены в его висячем крыле в слоистой существенно песчаниковой толще под экраном алевро-аргиллитов верхней части экимчанской свиты. В пределах месторождения южное крыло этого разлома расчленено дорудными поперечными сбросами на серию смещённых относительно друг друга тектоноблоков шириной порядка 250–450 м каждый. Жильная минерализация присутствует в каждом из них, но проявлена неравномерно, что можно объяснить различной их проницаемостью и экранирующей ролью разделяющих их сбросов. Максимальное количество продуктивных жил месторождения сосредоточено между Диори-

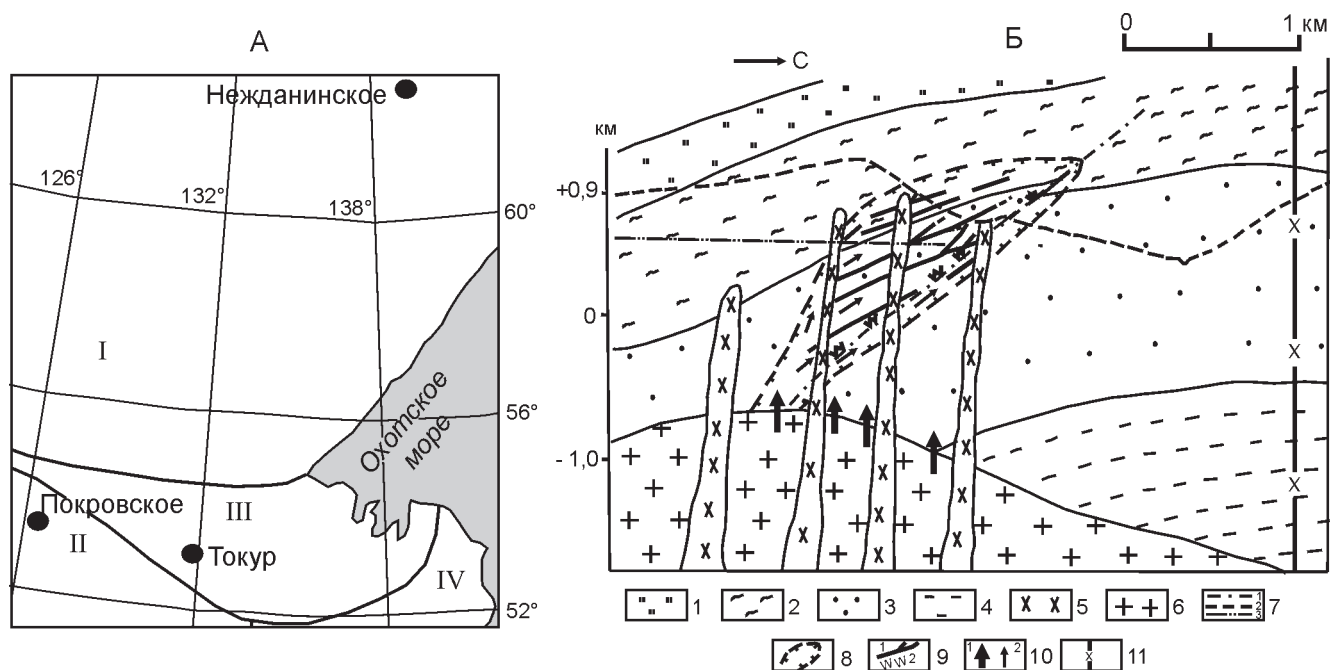


Рис. 1. Расположение (А) и схематический поперечный разрез (Б) месторождения Токур.

I – Сибирский кратон, II – Буреинский массив, III – Монголо-Охотская складчатая область (восточный фланг), IV – Сихотэ-Алинская складчатая область.

1 – кремни, песчаники, сланцы (амнусская свита); 2 – экранирующая толща: алевролиты, аргиллиты с отдельными пластами песчаника (экимчанская свита); 3 – рудовмещающая толща: песчаники с отдельными пластами алевролита и флишоида (токурская свита); 4 – кварц-серицитовые сланцы (сагурская свита) – все свиты предположительно пермо-карбонového возраста; 5 – диориты и сиенодиориты К₁; 6 – гранитоиды нескрытого плутона К₁; 7 – зона флюидоконтролирующего Главного разлома (1), поверхность современного эрозионного среза (2), глубина разведки (3); 8 – контур комплексного эндогенного ореола месторождения: Au, As, W, Ag, Pb, Zn; 9 – основные полости гидротоотслоения и гидроразрыва, вместившие золото-сульфидно-кварцевые жилы (1), зона вкрапленно-метасоматического оруденения (2); 10 – зоны поступления (1) и разгрузки (2) флюидов; 11 – осевая плоскость Челогорской антиклинали.

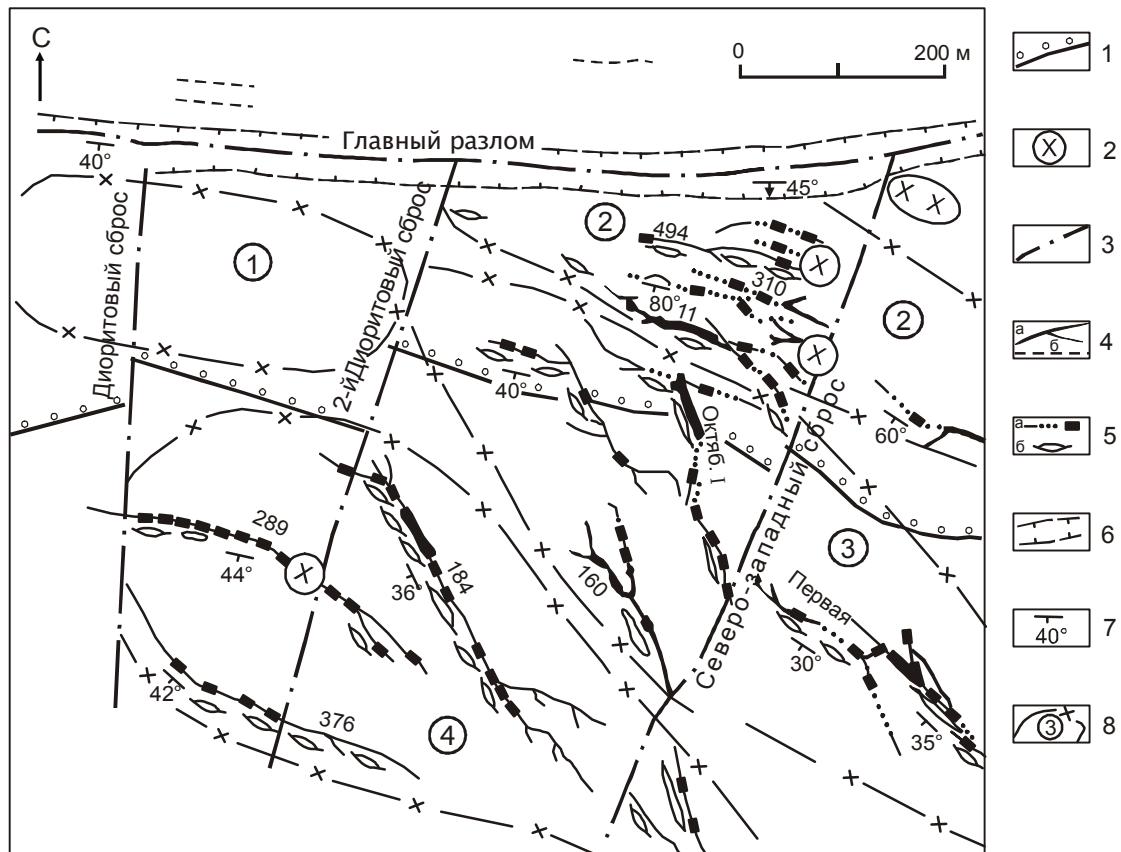


Рис. 2. Жильные системы и морфология жил. Центральная часть месторождения Токур, гор. 700 м.

1 – граница толщ песчаной (севернее) и флишоидно-аргиллитовой с пластами песчаников (южнее границы); 2 – штоки диоритов; 3 – основные разломы; 4 – кварцевые жилы (а) и маломощные зонки окварцевания (б); 5 – содержания золота в жилах (бедные, рядовые, богатые) (а) и раздувы мощности (более 0.3 м) (б); 6 – зона окварцевания и вкрапленной сульфидной минерализации; 7 – залегание разломов и жил; 8 – группы взаимосвязанных жильных систем (цифры в кругах): 1 – жилы Октябрьские V и VI, располагающиеся ниже горизонта 700 м; 2 – крутопадающие жилы 11, 103, 310, 494 и др.; 3 – жилы Октябрьские I – IV, 160 и Первая; 4 – жилы 184, 289, 376.

товым и Юго-Восточным сбросами в трех центральных блоках (рис. 2), отличающихся от остальных максимальным скоплением внутрирудных даек порфиритов и штоков диоритов мелового возраста [36]. Это свидетельствует о максимальной проницаемости именно этих тектоноблоков для флюидов и магматических расплавов и о вероятном расположении Токурского месторождения над одним из длительно формирующихся куполов не вскрытого плутона (рис. 1Б, 2), контролирующего основной поток магматогенных флюидов. По реставрации стратиграфического разреза палеозойской рудовмещающей толщи, глубина формирования верхних уровней месторождения составляла примерно 2 км от палеоповерхности [16], что соответствовало литологическим нагрузкам около 500–600 бар.

Для обоснования механизма гидравлического раскрытия жилосмещающих полостей нами использованы результаты изучения морфологии жил и жильных систем, текстурной зональности по мощности и восстанию жил, особенностей распределения мощностей жильного выполнения, содержаний золота, позиции выделений самородного золота в жилах, структуры температурного поля на этапе формирования продуктивной минерализации. Кроме этого нами было оценено максимально возможное давление флюида на ранней стадии формирования месторождения. В краткой форме признаки проявлений гидро-разрыва были обозначены нами в [21]. Охарактеризуем наиболее важные из них подробнее.

Ветвление жильных тел. Особенностью жильных тел Токурского месторождения является направленное изменение их морфологии. От нижних уровней к верхним они усложняются – ветвятся и

“обрастают” апофизами (рис. 3). Это же часто наблюдается и по простиранию жил (рис. 2). Вблизи ограничивающих тектоноблоков крупных поперечных сбросов многие жилы разветвляются, теряют мощность и выклиниваются (например, жилы 184, 160, Первая и др.). Лишь некоторые из них проникают в соседние тектоноблоки, но мощность и содержания золота в них резко снижается. Отмеченное боковое выклинивание жил можно объяснить экранирующей ролью поперечных сбросов (препятствующей боковому растеканию флюидов и прохождению трещин разрыва в соседний тектоноблок). Максимальное число гидравлических раскрытий возникло в наиболее проницаемых, насыщенных флюидами

внутренних частях тектоноблоков, примыкающих к Северо-Западному сбросу.

Дискретность раскрытия жил отражена на рис. 4, отображающем полный поперечный разрез продуктивной жилы 184. Вещественный состав и текстурно-структурная неоднородность позволяют наметить в поперечном сечении жилы пять полос и не менее четырёх зон, соответствующих нескольким этапам (ступеням) последовательного формирования жильного выполнения.

Зона I сложена угловатыми, вытянутыми параллельно контакту обломками сланца, сцементированными тонкозернистым изометричным серым кварцем ранней генерации с тонкой вкрапленностью

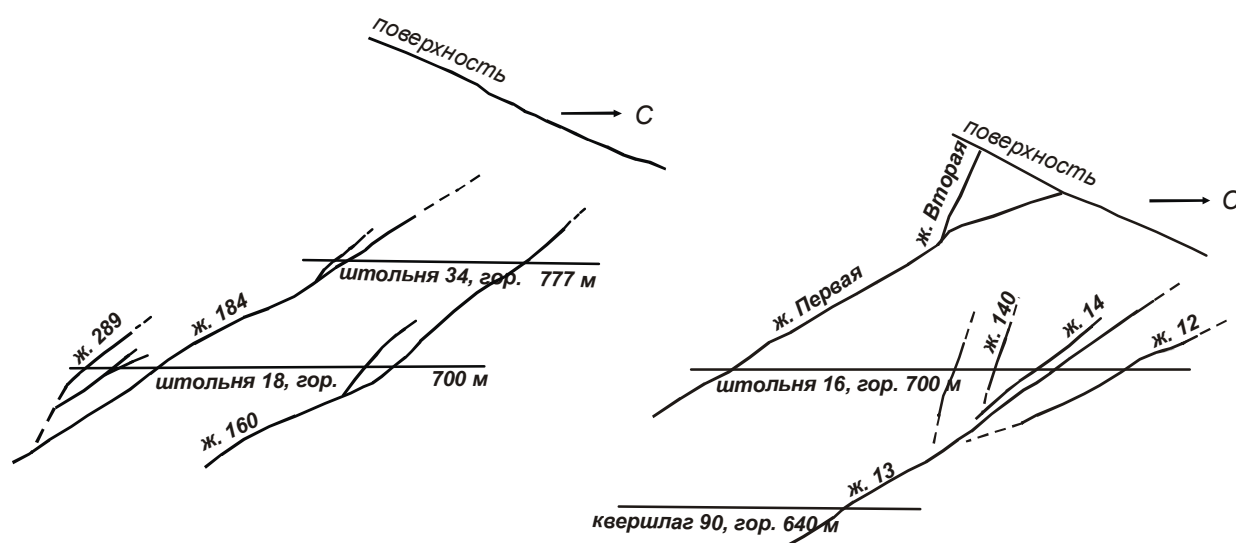


Рис. 3. Ветвление жил на верхних уровнях месторождения Токур (поперечные разрезы).

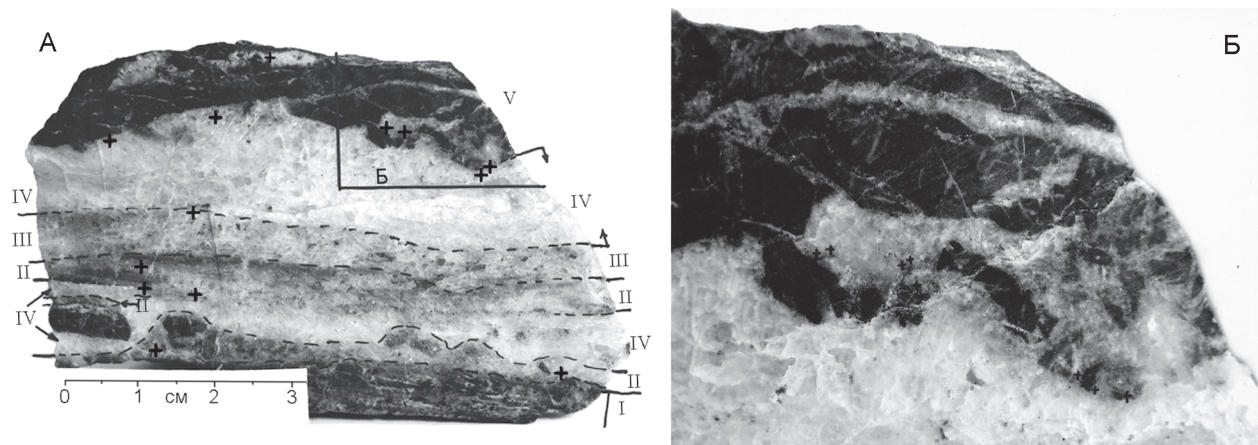


Рис. 4. Зональное строение продуктивной жилы 184 месторождения Токур.

А – поперечный разрез жилы, горизонт 777 м. I–IV – зоны в последовательности их формирования, пояснения в тексте; V – сланцевый зальбанд жилы с прожилками и гнездами кварца. Центрами крестиков отмечено положение золотин вне масштаба.

Б – деталь отчленения фрагментов вмещающей породы по трещинам, выполненным кварцем. Ув. 4х.

сульфидов. Доля обломков пород в этой зоне превышает 50% её объёма. Сульфиды присутствуют и в обломках пород.

Зона II возникла по контакту зоны I с вмещающей породой путем раздвижения трещин и образования массы мелких угловатых обломков вмещающих пород, обрастающих кварцем. 90% объёма этой зоны сложено мелкозернистым серым кварцем, цементирующим обломки пород. Позднее, после нового раскрытия, по центру этой зоны отложился поздний белый зернистый кварц, аналогичный формировавшемуся в IV зоне.

Зона III сложена серым мелко-, среднезернистым кварцем. В нем содержится масса мелких угловатых обломков сланца. Образовалась она вследствие последующего раздвижения по контакту зоны II и вмещающей породы. Текстура выполнения мелкобрекчиевая.

Зона IV сложена средне-, крупнозернистыми, кристаллографически оформленными вытянутыми кристаллами молочно-белого кварца с малым числом обломков вмещающей породы и минерального комплекса зоны III. Она занимает верхнюю часть жилы. Этот же кварц, как упоминалось выше, отложен и в полости, раскрывшейся по осевой плоскости зоны II. Здесь в нём наблюдаются отторженцы кварца и брекчии зоны I (два крупных обломка внизу слева). По трещине разрыва прожилки этого кварца под углом 90° уходит в лежащий зальбанд жилы (закрит масштабной линейкой), не смещая более ранние зоны.

Вмещающая порода выше зоны IV, содержит одновременные прожилки различной мощности и гнезда кварца, мелкую вкрапленность сульфидов. Её граница с зоной IV извилистая. На рисунке 4-А, в правой части зоны V, видны еще не полностью отделившиеся от породы фрагменты. Увеличенная деталь этого участка показана на рис. 4-Б. На ней отчетливо видны разрастание наиболее доступных для растворов трещин в породе, с превращением их в сложные прожилки и отторжение ими от массива новых фрагментов породы. Их ориентировка субпараллельна осевой плоскости жилы. Угловатые обломки зарождающейся брекчии также присутствуют в субпараллельном жиле изолированном линзовидном прожилке кварца (в самой верхней части рисунка 4-А), сформировавшемся в трещине разрыва. В зальбанде этого прожилка присутствует выделение золота размером около 0,1 мм.

В поперечных срезах продуктивной жилы 160 намечается до шести последовательных текстурно-вещественных зон и не до конца отторженные фрагменты алевrolита. Приведённые данные свидетель-

ствуют о том, что эти и другие жилы этого месторождения формировались путем дискретного раскрытия полостей вследствие раздвижения стенок с отторжением по мелким трещинам обломков вмещающей породы и ранее сформировавшихся жильных парагенезисов и цементацией их новой генерацией кварца.

Мелкие (около 0,1 мм) выделения самородного золота присутствуют в зонах II, III и IV (места его выделений отмечены на рисунках крестиками). Располагаются они в зальбандах этих зон в ассоциации с наименее мелкозернистым кварцем каждой генерации, что свидетельствует о неоднократном отложении золота в процессе формирования жилы. В некоторых прожилках кварца во вмещающей породе также имеются мелкие золотишки в той же, призальбандовой позиции (рис. 4-Б).

Изучение поперечного строения многих жил показывает, что сульфидность минеральных ассоциаций по мере развития процесса убывает. Карбонат наблюдается в друзовых пустотах в позднем кварце, в основном, на верхних уровнях жильных тел, либо в поздних прожилках

Таким образом, текстурную зональность жил Токурского месторождения можно охарактеризовать последовательной (от зальбандов или одного из них и во времени) сменой вкрапленной, прожилково-вкрапленной, брекчиевой, массивной или друзовой, а структурную – укрупнением индивидов кварца в каждой последовательной зоне, что можно связать с уменьшением перепада давления, пересыщения и скорости роста минералов при последующих раскрытиях. Приведенные результаты наблюдений интерпретируются нами как последовательное дискретное гидравлическое раскрытие флюидами жилывмещающей полости, концентрирующимися в зоне трещиноватых пород, окружающих основную жилывмещающую структуру. При этом прожилковые текстуры трансформировались, в последующем, в брекчиевые за счет прогрессирующего раздвижения фрагментов пород по подновляющимся прожилкам.

Связь рудных столбов с гидравлическим раскрытием полостей. В центральной части месторождения выделяются четыре группы взаимосвязанных продуктивных жил сложной морфологии (рис. 2). Каждая из них сформировалась от обособленной корневой системы в пределах одного – двух тектоноблоков. Из них зона I на этом горизонте не разведана (но разведана ниже). Гидравлическая взаимосвязь жил в группах подчеркивается совмещением (с частичным наложением) контуров их богатых рудных столбов в единый рудный столб (рис. 5-а), расширяющийся снизу к средним и верхним горизон-

там. Гидравлически связанными между собой посредством ответвлений и проводников можно считать и все жильные группы. Это подтверждается закономерным постепенным повышением нижней границы распространения богатых рудных столбов жил месторождения по мере удаления на юг от основного флюидопроводника – Главного разлома (рис. 5–б), что можно связать со снижением флюидного давления в гидротермальной системе по мере удаления от флюидопроводников в этом направлении. В связи с этим раскрытия полостей на продуктивной стадии происходили лишь на литологически менее нагруженных более высоких уровнях. На наиболее продуктивную группу жил № 3, включающую жилы Первую с апофизами, Октябрьскую I с апофизами,

II–VI, 360 и жилу 160, приходится 70 % промышленного золота, сосредоточенного в жильных телах месторождения.

Между такими показателями жил, как мощность минерального выполнения и содержание золота в полости жилы прямая корреляция отсутствует (рис. 6). Вместе с тем, изучение распределения содержания золота выявило для многих продуктивных жил месторождения одну важную особенность, проиллюстрированную на примере жилы Первая (рис. 5 в и г). Повышенные содержания золота в рудных телах пространственно тяготеют к участкам с максимальными мощностями жильного выполнения, но пробы с наиболее высокими содержаниями золота чаще всего располагаются на боковой и верхней пе-

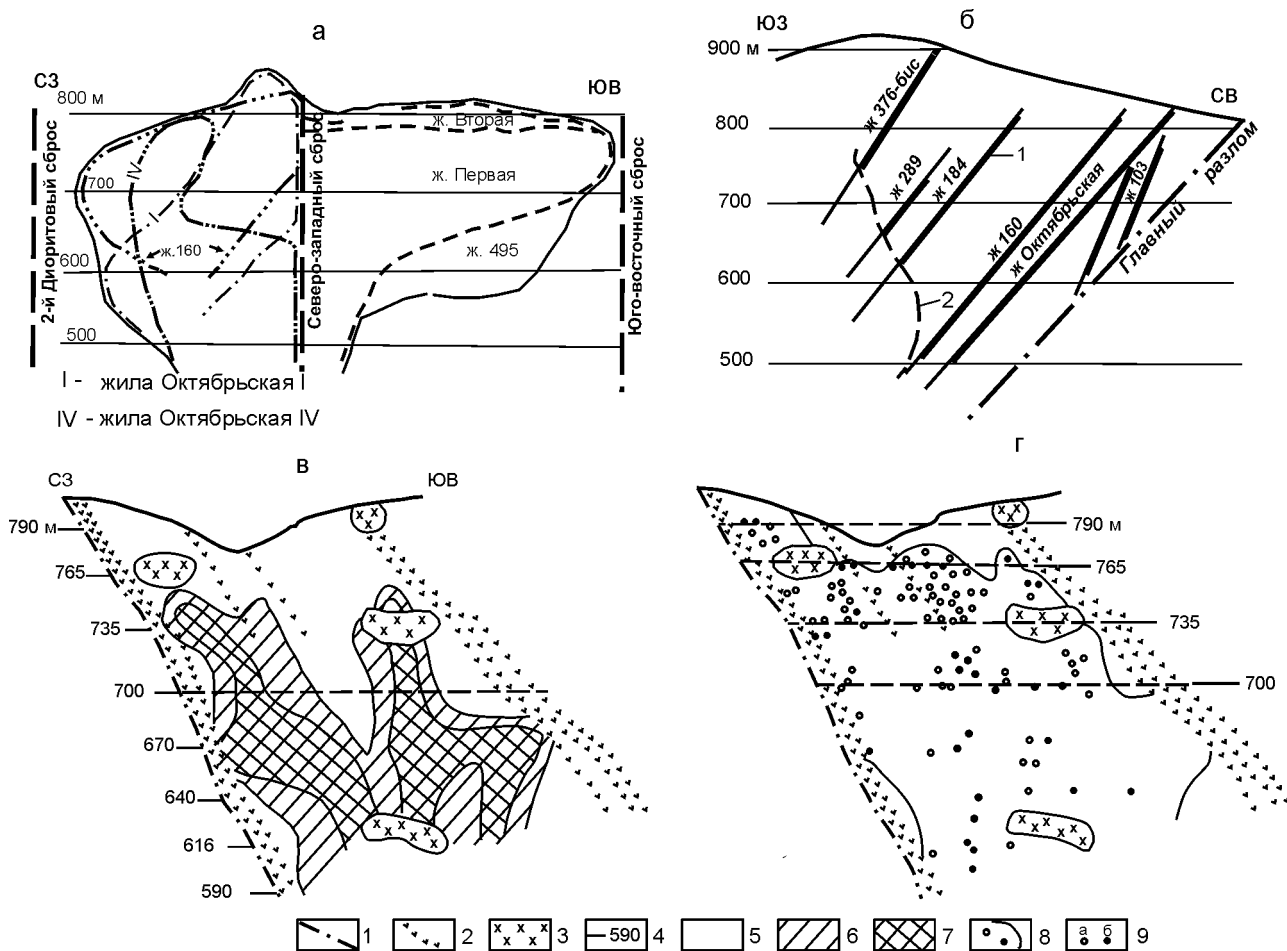


Рис. 5. Рудные столбы жил и жильных систем.

а – рудные столбы жильной системы 3 на продольной вертикальной проекции (жилы Октябрьские I, IV, Первая, Вторая, 160, 495); б – гипсометрическое размещение, 1 – рудные столбы (утолщенные линии) жил месторождения на поперечной вертикальной проекции, 2 – нижняя граница распространения рудных столбов; в–г – проекция на вертикальную плоскость западной части жилы Первая: структура мощности жильного выполнения (в) и распределение богатых золотом проб по результатам разведки и отработки жилы: 1 – дорудный сброс; 2 – дайки диоритовых порфиров; 3 – штоки диоритов; 4 – разведочные горизонты; 5–7 – мощности жильного выполнения (в см): 5–30 (5), 31–50 (6), 61–80 (7); 8 – граница участка с содержаниями более 10 г/т; 9 – пробы с содержаниями 50–100 г/т (а) и 101–300 г/т и более (б).

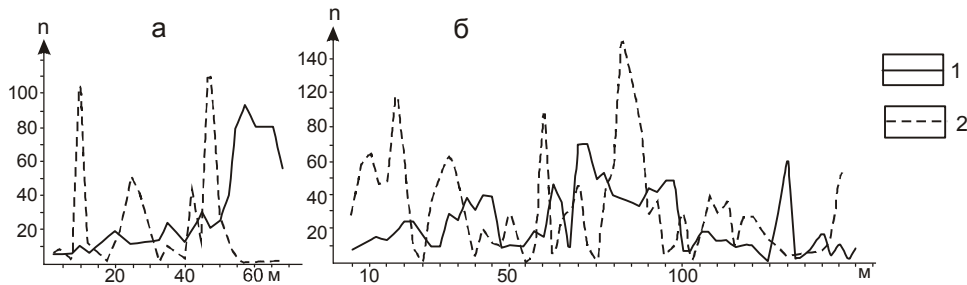


Рис. 6. Графики мощности и содержания золота по простиранию жил.

а – жила 31^а (штрек 9, горизонт 750м), б – жила 46 (траншея 5); 1 – мощность жильных тел (в см), 2 – содержания золота (в г/т).

риферии этих максимумов (рис. 5-г), то есть на участках переходных мощностей. Эта же закономерность видна и на примере жилы 160 (рис. 7-в и г) и характерна для остальных изученных продуктивных жил этого месторождения. Участки повышенных мощностей жил – это максимумы суммарных последовательных раскрытий полостей, то есть локальные участки неоднократных резких падений давлений в гидротермальной системе. Следовательно, параметр P можно считать ответственным за создание неравномерных концентраций золота в объеме жильных тел и образование золоторудных столбов.

Термобарогеохимическими исследованиями минералов методом гомогенизации* [10] и вакуумной декрепитации** [20] установлен широкий температурный интервал (360–110°C) формирования жильной минерализации этого месторождения. Температурный интервал формирования минеральной ассоциации продуктивной стадии, по данным гомогенизации, оценивается в 250–200°C [10], а по данным вакуумной декрепитации – в 270–230°C [20]. Рудообразующие флюиды, судя по включениям в кварцах допродуктивной и продуктивной стадий (таблица), имели щелочно-гидрокарбонатно-хлоридный состав и особенно высокие содержания газов (до 90.6 г/кг, в том числе CO_2 77 г/кг флюида или 2.7 моля/кг воды) и солевых компонентов (до 262 г/кг флюида) в раннем метасоматическом кварце минерализованной зоны Главного разлома [19]. От нижнего горизонта месторождения к верхним на изученном вертикальном интервале 750 м газонасыщенность флюидов в раннем метасоматическом кварце снижалась в 3.8 раз. Наличие в кварцах продуктивной стадии семейств включений с различ-

ным соотношением газовой и жидкой фаз [10] свидетельствует о проявлении гетерогенизации флюида. На основании установленных усредненных составов флюидов и максимальных температур гомогенизации по приведенным в работе [37] диаграммам P – T зависимостей оценены максимально возможные давления флюида на допродуктивном этапе минералообразования. Для глубоких горизонтов месторождения они не превышали 1.9–2.5 кбар.

Представляют особый интерес полученные на примере жилы 160 данные о соотношении концентраций золота и температурных полей флюида на продуктивной стадии рудообразования (рис. 7). Монофракции чистого кварца для этих исследований отбирались из образцов руды, взятых в горных выработках, вскрывающих жилу на различных горизонтах. Температуры декрепитации были определены в АмурКНИИ на вакуумном декрепитометре ВД-3. Интерпретация результатов измерений проводилась по методике, изложенной в [20]. Структуры температурного поля (рис. 7-а и б), отстроенные по данным начала (а) и средней (в) температуры вакуумной декрепитации, в общих чертах сходны между собой. Изотермы этих полей ориентированы субвертикально. В центре и по флангам на них выделяются по три зоны пониженных температур. Аналогичную субвертикальную ориентировку максимумов имеют поля мощностей и содержания золота в этой жиле (рис. 7-в и г). Сопоставления полей показывают, что с зонами пониженных температур удовлетворительно совмещаются богатые золотом участки жилы. Вместе с тем, отображенные по результатам обработки богатые участки жилы (рис. 7-г) занимают в

*В кварцах исследовались группы первичных включений гетерогенного захвата. Поправка к температурам на давление не требуется.

**Методом вакуумной декрепитации на установке ВД-3 искусственно выращенных во ВНИИСИМСе кварцев при параметрах, близких к параметрам природных рудообразующих систем (T – 353–360°, P – 1300 бар), установлено, что средние температуры вакуумной декрепитации (350°) близки к температуре синтеза [20] или минералообразования.

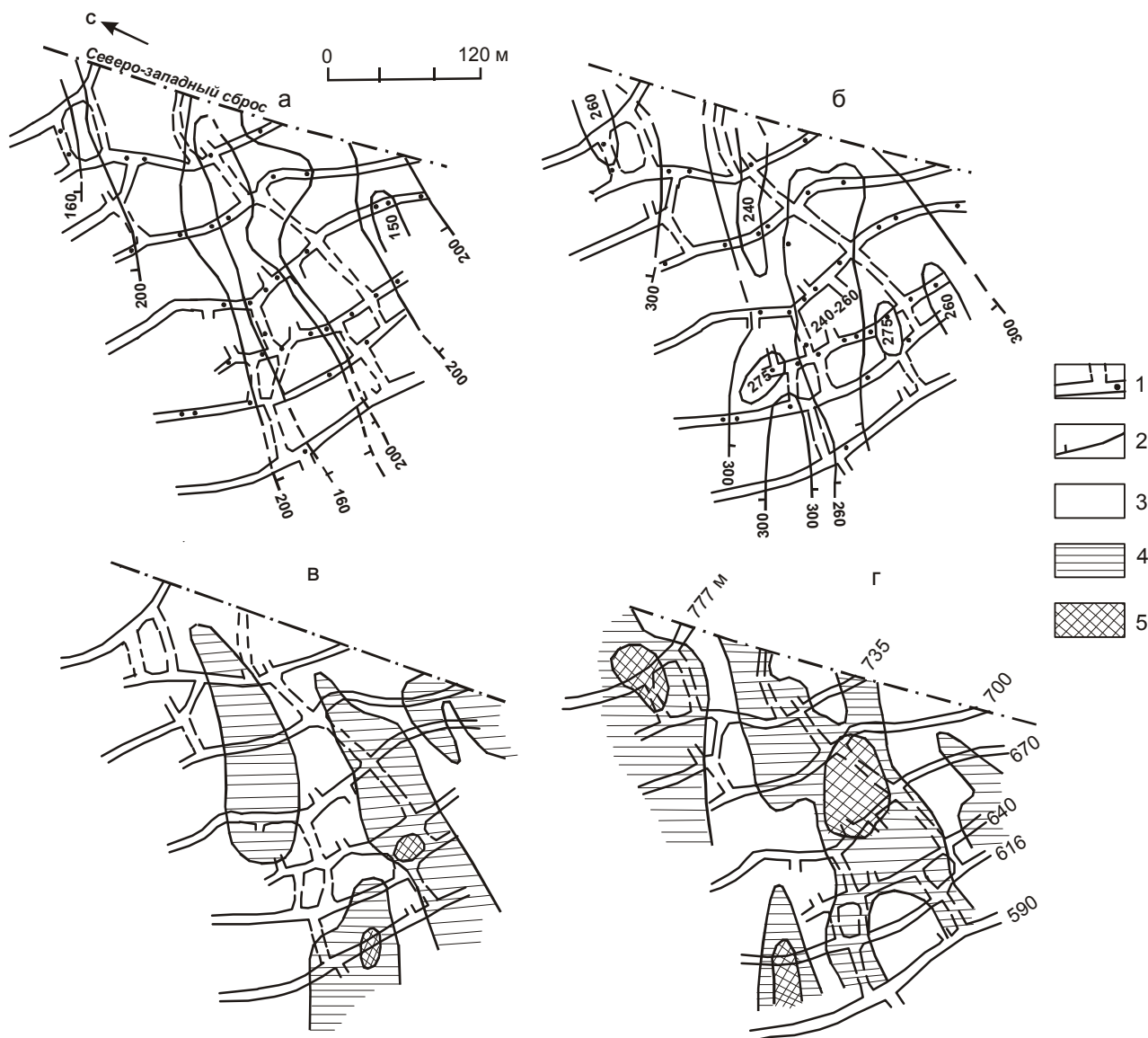


Рис. 7. Структура температурных полей на стадии формирования продуктивной стадии ассоциации (по данным вакуумной декрепитации кварца) и концентрационных полей золота жилы 160 месторождения Токур. (Проекция на горизонтальную плоскость).

а – поля начала и б – поля средних температур декрепитации кварца-2 (в °С): 1 – штреки, восстающие (штриховые линии) и точки отбора проб кварца для декрепитации по горизонтам разведки, 2 – границы полей; в – структура мощностей жилы (в см): 3 – 10–30, 4 – 31–50, 5 – 51–80; г – поля концентраций золота (в г/т): 3 – <math>< 5</math>, 4 – 5–30, 5 – 31–100 и выше.

основном периферическое положение относительно раздувов мощности (западный и восточный), либо частично совмещаются с ним с небольшим смещением относительно максимума мощности вверх (центральный). Эти соотношения мы интерпретируем как: 1) отложение золота главным образом в участках снижения средних температур декрепитации (минералообразования) (270–230 °С); 2) периферическое расположение (и частичное совме-

щение) обогащенных участков относительно раздувов является свидетельством того, что снижение температуры есть результат падения давления в адиабатическом процессе расширения флюида в раскрывшейся полости.

Резюме. Токурское месторождение сформировалось, вероятнее всего, в раннемеловое время [16, 33], то есть значительно позднее масштабных тектонических процессов коллизионного этапа замыкания

Таблица. Состав флюидов на ранней и продуктивной стадиях формирования месторождения Токур (г/кг флюида, по данным анализов вытяжек и хроматографии декрепитированных кварцев).

Компоненты флюида	Метасоматические зоны, горизонты			Кварц продуктивной стадии
	+100 м	+540 м	-780 м	
K	52.77	20.56	14.14	6.72
Na	28.46	20.04	20.02	27.22
Ca	6.93	5.57	–	2.56
Mg	7.82	6.07	1.63	6.72
NH ₄	1.240	2.57	0.93	–
Σ кат	97.23	54.82	36.72	43.22
HCO ₃	122.01	95.80	39.35	60.62
CL	12.67	4.07	4.30	19.53
F	3.47	2.57	1.67	1.60
SO ₄	26.73	15.28	20.76	7.20
BO ₃	–	–	2.26	0.36
Σ ан	164.88	117.72	68.54	89.31
Σ кат + ан	262.11	172.53	105.25	132.53
H ₂	0.78	0.42	1.04	0.15
N ₂	0.85	0.37	0.68	0.71
CO	10.84	7.18	5.47	4.79
CH ₄	1.45	1.14	1.88	0.66
CO ₂	76.69	64.19	14.57	33.65
Σ сумма газов	90.61	73.30	23.64	39.26
H ₂ O	636.13	754.17	871.11	827.51

Анализы выполнены в АмурКНИИ ДВО РАН по стандартным методикам. Аналитики: И.Д. Зайкин, С.А. Шахрай.

Монголо-Охотского палеоокеана – складкообразования и образования тектонического каркаса из продольных и поперечных разломов с большими амплитудами перемещений по ним. Формированию богатых рудных тел месторождений способствовало сочетание следующих факторов (рис. 1): глубинный очаг, явившийся источником расплавов для дифференциатов (дайки, штоки диоритов и нескрытая гранитоидная интрузия) и рудообразующих флюидов; крупный и единственный флюидопроводник (разлом Главный), сосредоточивший основную часть флюидопотока, и расположенная над ним экранированная структурная ловушка флюидов. Сланцевый экран и серия крутозалегающих поперечных сбросов (боковые экраны) способствовали максимальному накоплению глубинных флюидов в автономных тектоноблоках наиболее проницаемой центральной части месторождения и достижению здесь максимальных температур и, следовательно, внутрифлюидных давлений, в том числе превышающих литостатические.

Таким образом, давление флюида в формировании месторождения играло двойственную роль. Рост флюидного давления (за счет подтока горячих глубинных флюидов и увеличения их доли в смешанном гидротермальном растворе в подэкранном коллекторе пористых пород) привел к механическому раскрытию рудовмещающих структур. Гетерогенизация и адиабатическое расширение флюида в образовавшуюся полость приводили к быстрому падению дав-

ления. Это, в свою очередь, приводило к выкипанию газов, снижению температуры, повышению pH флюидов, пересыщению их многими, в том числе рудными, компонентами, бурному зарождению кристаллитов минералов (кварца, сульфидов, золота и др.) и их отложению с укрупнением индивидов кварца в более поздних зонах роста. Наблюдаемое строение жил и прожилков отражает эту последовательность событий (рис. 4). Таких событий (стадий) в формировании жил было несколько. Флуктуации давления, в соответствии с моделью развития экранированных гидротермальных систем [22], ответственны за стадийность формирования рудных тел, общее снижение температуры рудообразования и формирование рудных столбов. Рассмотренные признаки активного участия флюида в формировании (“дооформлении” тектонических) рудолокализирующих структур свойственны многим месторождениям различных рудных провинций.

ПРИЗНАКИ АКТИВНОЙ РОЛИ ФЛЮИДНОГО ДАВЛЕНИЯ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ДРУГИХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Покровское месторождение (Верхнее Приамурье) кратко характеризуется по материалам [23, 24, 34]. Это малоглубинное месторождение локализовано в западной периферии Тыгдо-Улунгинской вулканической депрессии на субвулканическом уровне в гранитах поздней юры–раннего мела её фундамента,

под экраном раннемеловых вулканических туфов (рис. 8-а). Месторождение представлено пологими жильно-прожилковыми залежами, сформировавшимися между подстилающим субвулканическим силлом дацитов и туфами основания вулканогенного этажа (экрана). Граниты в участках золоторудной минерализации интенсивно каолинизированы, окварцованы, содержат круто и полого ориентированные кварцевые жилы и прожилки, выполняющие, в большинстве случаев, трещины отрыва. Непосредственно у висячего бока рудоконтролирующего силла В.Г. Хомичем и Н.Г. Борискиной [34] закартированы тела гидротермальных брекчий с кварцевым цементом. На большем удалении от силла текстуры руд более разнообразные – полосчатые, брекчиевые, массивные. Считается [34], что формирование залежей обусловлено исключительно тектоническими факторами (пологие срывы). Однако такие признаки, как сопряжение различно ориентированных жил и прожилков, выполняющих трещины отрыва, без пересечений, телескопированное заполнение полостей последовательными минеральными ассоциациями, широкое распространение брекчиевых тел и зон с совершенно неокатанными обломками пород ранних генераций кварца с кварцевым цементом, наличие в прилегающих к жилам и прожилкам каолинизированных гранитах массы ветвящихся маломощных прожилков кварца невыдержанной мощности и с фрагментами измененных вмещающих пород, не противоречат версии об участии механизма гидравлического раскрытия рудоносных полостей. Высокое давление флюида, сосредоточенного между вулканогенным экраном и силлом, обеспечивалось, на наш взгляд, температурным импульсом внедрившейся магмы, формировавшей многофазный [34] рудоконтролирующий силл. Это подчеркивается установленным пространственным соответствием контуров промышленных руд и мощной части силла, а также отсутствием золотого оруденения в его лежащем боку [34].

На основании анализа опубликованных данных [1, 28, 30 и др.] и собственных материалов автора, широко известное *Березовское месторождение* (Средний Урал) имеет ряд признаков формирования его по механизму гидроразрыва [21]. Оно сформировалось в условиях средних глубин и литостатического давления примерно 1 кбар [30], под мощным экраном из слабопроницаемых вулканогенно-осадочных пород и тел серпентинитов [28]. Источником флюидов являлся очаг [3], сформировавший в позднем палеозое крупный гранитоидный плутон, составляющей частью которого является Шарташский гранитоидный массив, занимающий южную часть рудного поля. Роль флюидопроводников и коллекторов флюи-

да совмещали многочисленные дайки гранитоид-порфиоров, образовавшиеся в породах кровли при прорывах магм вдоль субмеридиональных зон растяжения над валообразными “отрогами” Шарташского купола гранитоидного плутона.

Золото-сульфидно-кварцевые жилы месторождения (рис. 8-в и г) сформировались в широтных зонах растяжения, возникших на завершающем этапе куполообразования и наложившихся на уже сформировавшиеся дайки и вмещающие их породы. Эти наиболее проницаемые для магматогенных флюидов зоны маркируются участками прерудной березитизации даек и лиственитизации вмещающих их вулканогенно-осадочных пород и серпентинитов. Флюидное давление в гидротермальной системе, по оценкам разных исследователей, составляло 1400–700 [30], 1800–900 [29] и до 3500 бар [5]. Значительное его превышение над литостатическим способствовало возникновению сложных систем раскрытых полостей и формированию взаимосвязанных серий поперечных жил выполнения (тип поперечных лестничных жил) в зонах растяжения среди наиболее флюидонасыщенных участков в гранитоидных дайках и за их пределами (тип красичных жил). Для лестничных жил этого месторождения (рис. 8-в) обычно не характерны тектонические ограничения. Красичные жилы (рис. 8-г) по морфологии напоминают инъекционные.

Нежданнинское месторождение (Саха-Якутия) кратко характеризуется по [4]. Локализовано оно в вытянутой в меридиональном направлении крупной антиклинали, ядро которой осложнено горстом. Горст ограничен с боков крутозалегающими меридиональными разломами большой протяженности и примыкает на юге к протяженному диагональному Сунтарскому глубинному разлому северо-восточного простирания. Оруденение сформировано в пределах этого горста среди пермских песчаников и алевролитов джуптагинской свиты под мощным экраном существенно сланцевой дыбинской свиты. Залегание рудоносных зон субмеридиональное, секущее, обусловленное наличием крупных крутозалегающих тектонических нарушений. В центральной части рудного поля экранирующая толща к настоящему времени срезана эрозией, вследствие чего на поверхности обнажены верхние части рудных тел. Они представлены протяженными по простиранию (1–6 км) и падению (1–2 км) минерализованными зонами дробления средней мощностью 8–10 м, содержащими вкрапленную, прожилковую и жильную сульфидо-кварцевую минерализацию. Сульфидов в рудах до 5–6 %. Среди них доминируют арсенопирит и пирит. Наиболее вы-

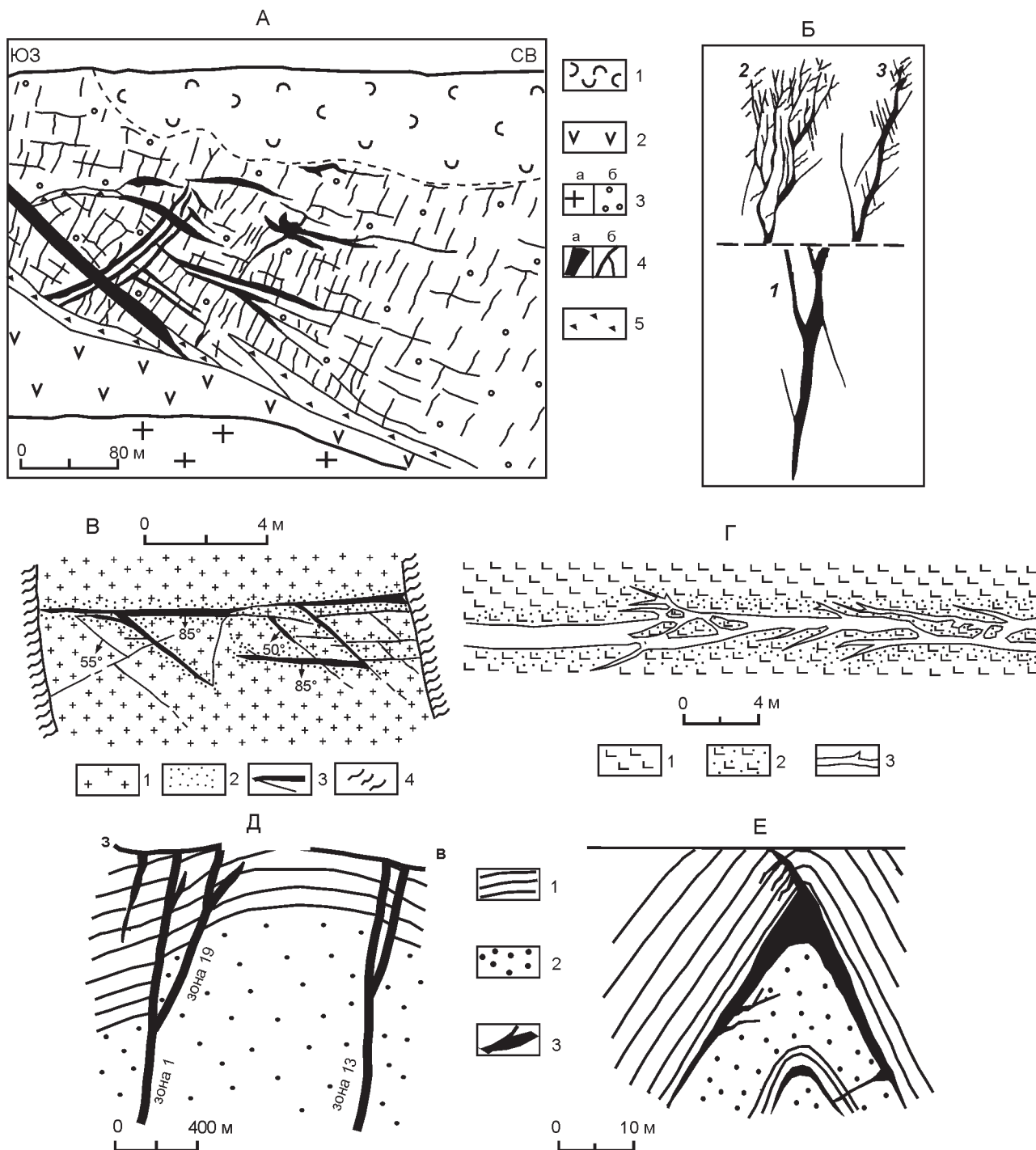


Рис. 8. Условия залегания жильных тел золоторудных месторождений.

Покровское месторождение (А) – разрез рудной залежи, по [34]: 1 – вулканические туфы; 2 – дациты сила; 3 – граниты (а), каолинизированные и окварцованные граниты (б); 4 – кварцевые жилы (а) и прожилки (б); 5 – флюидно-эксплозивные брекчи. Б – структурно-морфологическая зональность жил, по [3]: 1 – средний рудный уровень; 2 и 3 – верхний рудный уровень жильных тел на малоглубинных (2) и среднеглубинных месторождениях (3).

Березовское месторождение, по [1]. В – фрагмент строения лестничных жил в меридиональной дайке гранитоидов: 1 – гранит-порфир; 2 – березитизированная порода; 3 – жилы и прожилки; 4 – вмещающие дайку породы. Г – широтная жила в лиственитизированных породах, по [1]: 1 – тальк-карбонатные породы; 2 – листвениты; 3 – жила.

Нежданское месторождение (Д). 1 – глинистые сланцы; 2 – алевролиты; 3 – минерализованные зоны дробления с кварцево-жильными апофизами.

Месторождение Бендиго, по [15] (Е). 1 – сланцы; 2 – песчаники; 3 – кварцевые тела.

сокие содержания золота характерны для кварцевых жил, распространенных преимущественно на средних и верхних рудных уровнях.

При формировании этого среднеглубинного месторождения существовали следующие благоприятные условия для проявления механизма гидроразрыва: наличие экранированной антиклинальной структуры с объемным коллектором флюида (песчаники); наличие боковых тектонических экранов, снижавших боковое растекание флюидов и создавших совместно с верхним сланцевым экраном (дыбинская свита) условия для концентрации глубинного флюида и роста флюидного давления за счет возрастания в гидротермах доли глубинного флюида; установленное превышение флюидного давления над литостатическим [4]. О возможном проявлении отмеченного механизма при формировании продуктивной золоторудной минерализации свидетельствуют следующие признаки: нарастание объема свободного пространства (раскрытых трещинных зон и полостей) от нижних к верхним уровням месторождения, “обрастание” верхних частей рудных зон кварцево-рудными апофизами (рис. 8д); последовательно сменяющиеся по мощности прожилковые, брекчиевые, полосчатые и друзовые текстуры минеральных комплексов, заполняющих свободное пространство. В работе [4] отмечается вероятность проявления механизма гидроразрыва пород.

Месторождение Бендиго (Восточная Австралия) является наиболее ярким примером месторождений, обладающих признаками формирования по рассматриваемому механизму. К настоящему времени это крупное месторождение полностью выработано (добыто свыше 700 т золота), поэтому условия залегания и морфологию его рудных тел можно считать достаточно хорошо изученными. Однако его генезис до сих пор остается дискуссионным [10, 28]. Седловидные кварцевые жилы этого месторождения (рис. 8-е) сформированы в слоистой песчано-сланцевой толще ордовика, смятой в узкие линейные складки субмеридионального простирания. Согласно золото-сульфидно-кварцевые тела месторождения располагаются в шарнирах и крыльях антиклиналей на нескольких уровнях. Так, в шахте Виктория Кварц Майн глубиной 1385 м вскрыто 24 седловидные согласно залегающие жилы, расположенные одна над другой на различных расстояниях.

Возможность проявления механизма гидроразрыва и гидроотслоения пород при формировании этого месторождения определяется следующими факторами: наличием экранированных антиклиналь-

ных структур второго порядка, контрастной слоистостью и большим объемом в структурных ловушках проницаемых для флюидов компетентных пород, наличием глубинного, предположительно магматического, источника флюида и крупных флюидопроводников, каковыми являются скрытые разломы фундамента северо-восточного простирания; установленное высокое для среднеглубинного месторождения давление флюида – около 1.5 кбар [22].

Имеется ряд признаков, свидетельствующих о реализации этого механизма рудообразования: расположение рудных тел как в полостях отслоения пород в шарнирах антиклиналей под сланцевыми экранами, так и наличие одновременно возникших поперечных лестничных жил в маломощных слоях песчаников, экранированных с обеих сторон сланцами, и апофиз, пересекающих экран, наличие полосчатых и брекчиевых текстур руд с угловатыми, неоктантными обломками вмещающих пород, приуроченность максимальных мощностей рудных тел к шарнирам складок и быстрое выклинивание рудных тел в крыльях.

Аналогичный механизм брекчирования пород и формирования брекчиевых руд за счет внутренней энергии флюидов для близповерхностных месторождений благородных металлов отмечали и американские исследователи [2].

На основе анализа материалов по многочисленным наиболее разведанным зарубежным золоторудным месторождениям Е.М. Некрасов [15] составил обобщенную схему строения жильного ансамбля (рис. 8-б). На ней отображено прогрессирующее увеличение к поверхности объема, занимаемого рудными (жильными) телами, и усложнение их морфологии. Эта общая структурно-морфологическая закономерность характерна для разновозрастных и разноглубинных месторождений различных континентов не только золота, но и, очевидно, других металлов, и должна иметь общую причину. По нашему мнению, такой причиной является активное участие рудоносного глубинного флюида в “завоевании” объема и структурообразовании по механизму гидроразуплотнения, гидроразрыва и гидроотслоения вмещающих пород.

ОБСУЖДЕНИЕ ПРОБЛЕМЫ

Обычно всё разнообразие морфологических типов рудных тел и текстур руд принято объяснять с тектонических позиций, а стадийность минерализации – тектоническими пульсациями. Однако это не всегда так. Например, на месторождении Токур отсутствовали крупные внутрирудные тектонические подвижки, которые могли бы сместить тела, сложенные ранними минеральными ассоциациями, раздро-

бить и истереть их при продольных перемещениях по рудовмещающим трещинам, либо обусловить пересечение их поздними минеральными ассоциациями. Для жил характерно телескопирование последовательных минеральных ассоциаций. В них нет явно выраженных участков внутрирудного перетирания пород и жильной массы, а включения вмещающих пород имеют угловатую форму. Внутрирудные дайки диоритовых порфиров, выполняя поперечные трещины магморазрыва пород, не смещают жильные тела, а лишь раздвигают их и иногда захватывают ксенолиты пород и руд. Нет на месторождении и значительных пострудных смещений. По пострудным нарушениям, проходящим по зальбандам некоторых жил, пересекающие их дайки смещаются обычно на сантиметры – первые десятки сантиметров. Всё это говорит о сравнительно спокойной тектонической обстановке на этапе рудообразования. Не превышают первые десятки метров и суммарные пострудные подвижки по разграничивающим тектоноблоку поперечным сбросам [36], а также по продольному Главному разлому. В швах лишь этих нарушений образованы зоны пострудных милонитов и вязких глин.

Высокие внутрифлюидные давления в гидротермальных системах на ранних этапах формирования многих рудных полей, в том числе несколько превышающие литостатические давления на глубинах рудообразования, – объективный факт. Создаваемые флюидами высокие напряжения в породах должны были разрешаться гидравлическим раскрытием полостей различного масштаба, начиная от пор и микротрещин до раздвижений стенок крупных тектонических трещин, отслоений контактов пластов и возникновения трещин разрыва в наименее прочных породах (подобно отмеченному возникновению поперечных жил лестничного типа в маломощных пластах песчаников, заключенных в сланцы, на месторождении Бендига [15, 35], или в протяженных дайках гранитоид-порфиров в зонах растяжения на Берёзовском месторождении [1]). Такие раскрытия могли сопровождаться и разветвлением полостей в направлении снижения литостатического давления, то есть к поверхности. Всё это наблюдается на многих месторождениях и должно адекватно интерпретироваться.

Крупные дорудные тектонические нарушения – это флюидоконцентраторы и флюидопроводники, а нередко и экраны рудообразующих флюидов, в случае разграничения ими нарушенных и ненарушенных блоков пород, значительно уменьшающие чрезмерное боковое растекание флюида. Подток флюида по флюидопроводникам способствовал возрастанию давления в экранированной структуре, а по достиже-

нию критического значения приводил к гидравлическому раскрытию разномасштабных полостей и концентрированному рудоотложению.

Логично предположить зависимость текстур жильного (рудного) выполнения от величины достигнутого внутрифлюидного давления. При давлениях ниже $P_{лит}$ в гидротермальных системах могли происходить лишь накопления флюида, дорудный метасоматоз и отложение вкрапленности ранних сульфидов. При достижении $P_{лит}^{FL}$ могли формироваться прожилково-вкрапленная минерализация и штокверки. При достижении $P_{кр}^{FL}$ уже могли формироваться крупные полости, вмещающие жильные тела, а в их окаймлении – рудные прожилки. В связи с нарушенностью пород в объеме гидротермальной системы, последующие гидрораскрытия (дораскрытия) инициальных полостей достигались при более низком P^{FL} . Стадийное формирование рудных тел совершалось в режиме снижающихся P и T , вплоть до гидростатических параметров при отмирании источников глубинных флюидов.

Можно предположить, что от объёма флюидо-локализирующей структуры и степени надежности экрана зависят уровень достигаемых P^{FL} и, соответственно, преобладающий тип морфологии рудных тел. Жильные месторождения чаще формировались в структурах II–III порядка, а крупнообъемные месторождения с прожилково-вкрапленными рудами – чаще в структурах I–II порядка (Олимпиада, Мурунтау, Неждановское и др.).

Теоретическое обоснование механизма гидроразрыва пород в земной коре содержится в работах [7, 8, 25, 32, 38–41]. Необходимым условием для работы этого механизма признаётся достижение критического внутрифлюидного давления, способного преодолеть нагрузку вышележащих пород и прочность рудовмещающих пород.

О способности газово-водных флюидов разрушать породы на различных глубинах от поверхности свидетельствуют брекчиевые трубки закрытых эксплозий и обломочные инъекционные дайки, встречающиеся на месторождениях железа, полиметаллов, золота, серебра и других металлов. Анализ всех этих явлений и процессов дан в [7, 8, 31].

По представлениям П.Ф. Иванкина [7, 8], на глубинах 4–5 км от поверхности в земной коре происходит скачкообразное увеличение проницаемости пород. В этой барьерной зоне начинается расслоение магмотогенно-флюидных систем, приводящее к остановке фронта продвижения магм. За счет «взрывного» отделения флюидов возникают закрытые эксплозии (тела взрывных брекчий). Уплотняющаяся

флюидная фаза преобразует окружающие породы, формирует метасоматические рудные залежи, а на участках достижения $P_{кр}^{FL}$ инициирует гидроразрывы с образованием рудоносных тел брекчий [8, 11, 31], штокверков и жильных тел.

Основным условием проявления этого механизма и рудоконцентрации является наличие в барьерной зоне на гипабиссальных и близповерхностных уровнях экранированных структур, способных накопить значительные объемы высокотемпературных флюидов, сконцентрировать их энергетический потенциал для дальнейшего саморазвития [22].

Механизм гидроразрыва можно представить следующим образом. При достижении критического внутрифлюидного давления в экранированных структурах происходили раздвижения полостей по наиболее развитым тектоническим трещинам и опирающимся их системам и возникали массы новых трещин отрыва, что приводило к брекчированию прилегающих к трещине объемов пород. Следующие за этим падения давления в системе (вследствие увеличения объема полостей и ухода газов) приводили к некоторому обратному перемещению фрагментов пород за счет подтока флюидов из боковых пород в процессе выравнивания давления. Расширившиеся трещины заполнялись цементирующими минеральными комплексами с образованием прожилковых и брекчиевых текстур. По данным В.Ю. Прокофьева [26], на ранних стадиях формирования среднеглубинных месторождений общий перепад давлений в гидротермальных системах нередко превышал 1000 бар, что могло на локальных участках понизить температуру гидротерм на многие десятки градусов (как отображено на рис. 7-а, б) и вызвать резкие пересыщения растворов и интенсивное минералоотложение. Установлено, что золото отлагается в начале актов гетерогенизации флюидов в призальбандовых зонах раскрытий (рис. 4). В соответствии с моделью саморазвития экранированных гидротермальных систем и геологическими наблюдениями [22], механизм гидроразрыва на месторождениях проявлялся многократно.

На близповерхностных месторождениях под экранами слабопроницаемых пород, обычно окварцованных, внутрифлюидные давления достигали высоких значений, что приводило к гидроразрывам и формированию рудных брекчий и штокверков [39]. Многие горячие источники Тихоокеанского кольца располагаются в кратерах флюидных эксплозий диаметром до 500 и 1000 м с уходящими на глубину менее масштабными трубами иногда золотоносных

брекчий, порожденных взрывами гидротерм. Это роднит их с эпитермальными золоторудными месторождениями, гидроразрывы в которых не достигали поверхности [39].

В условиях значительно больших глубин земной коры (10+5 км) также возможно периодическое возникновение сверхдавлений (окололитостатических давлений) флюидов, отделяющихся при метаморфическом обезвоживании пород или от кристаллизующихся расплавов. В этих случаях происходят гидроразрывы пород, доразвитие “слепых” разломов с миграцией их вверх, формирование разрывных рудовмещающих структур [38, 40, 41].

Из изложенного следует, что механизм гидроразрыва пород принимает активное участие в структуро- и рудообразовании в широком диапазоне глубин, однако, судя по публикациям, он ещё относительно редко привлекается при интерпретации генезиса руд месторождений, особенно в отечественной практике. Нами приведены обоснование и признаки реализации механизма гидравлического раскрытия полостей при рудообразовании на материалах лишь по пяти золоторудным месторождениям, хотя те или иные из них просматриваются и на многих других месторождениях различных металлов. Публикацией этого материала авторы рассчитывают привлечь внимание исследователей к дальнейшему познанию одной из важных сторон проблемы рудообразования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ.

Изложенные материалы позволяют сделать следующие выводы.

1. Роль внутрифлюидного давления гидротермальных систем имеет определяющее значение и в создании рудных концентраций, и в формировании рудовмещающих структур.

2. Механизм гидроразрыва пород широко проявлен на месторождениях различных металлов, сформировавшихся на различных глубинах и, видимо, ответственен за формирование морфологических типов минерализации и рудных столбов.

3. Основным условием проявления механизма гидроразрыва является экранированность гидротермальных систем. Различные экраны способствуют достижению в гидротермальных системах критических внутрифлюидных давлений.

Авторы благодарны члену-корреспонденту РАН Н.С. Бортникову за прочтение рукописи и критические замечания, которые позволили улучшить изложение материала при окончательной доработке статьи.

Исследование выполнено при финансовой поддержке гранта ДВО РАН № 06-1-ОНЗ-114.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бородаевская М.Б., Рожков Н.С. Месторождения золота // Рудные месторождения СССР. Т. 3. М.: Недра, 1978. С. 47–51.
2. Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю., Раздолина Н.В. Генезис золото-кварцевого месторождения Чармитан (Узбекистан) // Геохимия. 1996. Т. 38. № 3. С. 238–257.
3. Бортников Н.С., Сазонов В.Н., Викентьева О.В. и др. Роль магматогенного флюида в формировании Березовского мезотермального золото-кварцевого месторождения // Докл. РАН. 1998. Т. 363, № 1. С. 82–85.
4. Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Алпатов В.А. и др. Минералого-геохимические особенности и условия образования Нежданинского месторождения золота (Саха – Якутия, Россия) // Геология руд. месторождений. 1998. Т. 40, № 2. С. 137–156.
5. Бортников Н.С. Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах в тектонически активных зонах // Геология руд. месторождений. 2006. Т. 48, № 1. С. 3–28.
6. Гребенщикова В.И., Прокофьев В.Ю., Трошин Ю.П. Новые данные об условиях образования золоторудных жил месторождения Коммунар (Кузнецкий Алагау) // Докл. РАН. 1995. Т. 340, № 2. С. 239–242.
7. Иванкин П.Ф. Морфология глубоковскрытых магматогенных рудных полей. М.: Недра, 1970. 288 с.
8. Иванкин П.Ф. Внутрикоровые (скрытые) магматические эксплозии и рудогенез // Рудоносные брекчии и их поисковое значение. Алма-Ата: Казахский НИИ минер. сырья. 1977. С. 3–11.
9. Многофакторные прогнозно-поисковые модели месторождений золота и серебра Северо-Востока России. М.: Наука, 1992. 140 с.
10. Моисеенко В.Г. Геохимия и минералогия золота рудных районов Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 304 с.
11. Нарсеев В.А., Левин Г.Б. Брекчиевые образования золоторудных месторождений // Рудоносные брекчии и их поисковое значение. Алма-Ата: Казахский НИИ минер. сырья, 1977. С. 189–203.
12. Наумов В.Б. Возможности определения давления и плотности минералообразующих сред по включениям в минералах // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. М.: Недра, 1982. С. 85–94.
13. Наумов В.Б., Сафонов Ю.Г., Миронова О.Ф. Некоторые закономерности пространственного изменения параметров флюида золоторудного месторождения Колар (Индия) // Геология руд. месторождений. 1988. № 6. С. 105–109.
14. Наумов В.Б., Коваленкер И.К., Мызников И.К. и др. Высокобарические флюиды гидротермальных жил Рябиновского щелочного массива (Центральный Алдан) // Докл. РАН. 1995. Т. 343, № 1. С. 99–102.
15. Некрасов Е.М. Зарубежные эндогенные месторождения золота. М.: Недра, 1988. 284 с.
16. Остапенко Н.С. О глубинах формирования и последующего эрозионного среза золоторудных месторождений Верхне-Селемджинского района в связи с оценкой их перспектив // Новые данные о минерально-сырьевых ресурсах Центральной части зоны БАМ. Благовещенск: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 69–86.
17. Остапенко Н.С. Структурные особенности локализации оруденения Токурского месторождения // Тектоника и магматизм Дальнего Востока. Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 134 – 135.
18. Остапенко Н.С., Беда В.Д. К вопросу о зональности минерализации на золоторудном месторождении малосульфидной формации (Приамурье) // Новые данные по геологии и рудоносности Монголо-Охотского пояса. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 40–51.
19. Остапенко Н.С. Изменение состава флюидов в процессе формирования золоторудного месторождения // Термобарогеохимия эндогенных процессов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. С. 96–103.
20. Остапенко Н.С., Левицкий Ю.Т., Шахрай С.А. К оценке температур декрепитации минералов по термобарограммам // Минералообразующие флюиды и рудогенез. Киев: Наук. думка, 1988. С. 228–237.
21. Остапенко Н.С. Признаки гидроразрыва вмещающих пород при формировании золоторудного месторождения Токур (Верхнее Приамурье) // Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономики, экология. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2004. С. 152–154.
22. Остапенко Н.С. Саморазвитие экранированных гидротермальных систем и гидроразрывов в структуро- и рудообразовании (общая модель формирования гидротермальных месторождений) // Докл. РАН, 2005. Т. 400, № 6. С. 789–792.
23. Остапенко Н.С. и др. Гидротермальная система Покровского рудного поля // Материалы XV Российского совещания по экспериментальной минералогии. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 191–193.
24. Остапенко Н.С., Нерода О.Н.. Сходство и различия в развитии рудоформирующих гидротермальных систем полей Березовского (Урал) и Покровского (Приамурье) месторождений золота // Материалы XV Российского совещания по экспериментальной минералогии. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 188–190.
25. Поспелов Г.Л. Предпосылки к физике рудоконтролирующих флюидопроводников // Геология и геофизика. 1963. № 3. С. 18–39.
26. Прокофьев В.Ю. Геохимические особенности рудообразующих флюидов гидротермальных месторождений золота различных генетических типов. Новосибирск: Наука, 2000. 191 с.
27. Рейнлиб Э.Л., Романовский Н.П. Изучение купольно-магматических структур по геофизическим данным (на примере Верхнеселемджинского района) // Геология Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 110–115.
28. Сазонов В.Н. Золотопродуктивные метасоматические формации подвижных поясов. Екатеринбург: УО РАН, 1998. 180 с.
29. Синяков В.И. Общие рудогенетические модели эндогенных месторождений. Новосибирск: Наука, 1986. 243 с.
30. Таланцев А.С. Геотермобарометрия по доломит-кальцитовым парагенезисам. М.: Наука, 1981. 137 с.
31. Туговик Г.И. Флюидно-эксплозивные структуры и пласто-

- вое оруденение. М.: Наука, 1989. 193 с.
32. Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981. 435 с.
33. Фатьянов И.И., Лэйер П. О времени формирования золоторудного месторождения Токур // Геология и минеральные ресурсы Амурской области. Благовещенск: Амургеолком, 1995. С. 217–219.
34. Хомич В.Г., Борискина Н.Г. Инъективные структуры и золото-серебряное оруденение Покровского рудного поля (Приамурье, Россия) // Геология руд. месторождений. 2003. Т. 45, № 1. С. 24–43.
35. Шер С.Д. Металлогения золота (Северная Америка, Австралия и Океания). М: Недра, 1972. 295 с.
36. Эйриш Л.В., Остапенко Н.С., Моисеенко В.Г. Золоторудное месторождение Токур (Дальний Восток, Россия) // Геология руд. месторождений. 2002. Т. 44, № 1. С. 42–58.
37. Brown P.E., Lamb. W.M. P-V-T properties of fluids in the system $H_2O + CO_2 + NaCl$: new graphical presentations and implications for fluid inclusion studies // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1989. V. 53. P. 1209–1221.
38. Cox S.F. Coupling between deformation, fluid pressures, and fluid flow in ore-producing hydrothermal systems at depth in the crust // *Economic Geology*, 100th Anniversary Volume, 2005, pp. 39–75.
39. Nelson C.E., Giles D.L.. Hydrothermal Eruption Mechanisms and Hot Spring Gold Deposits // *Economic Geology*. 1985. V. 80, N 6. P.1633–1639.
40. Nicholas H.S., Bons O., Bons P.D. Mechanisms of fluid flow and fluid-rock interaction in fossil metamorphic hydrothermal systems inferred from vein-wallrock patterns, geometry and microstructure // *Geofluids*. 2001. V. 1. P. 137–162.
41. Sibson R.H. Controls on maximum fluid overpressure defining conditions for mesozonal mineralisation // *Journal of Structural Geology*. 2004. V. 26, N 26. P. 1127–1136.

Рекомендована к печати С.М. Родионовым

N.S. Ostapenko, O.N. Neroda

Fluid pressure and hydrorupture of rocks in hydrothermal mineralization (as exemplified by gold deposits)

Based on the conducted detailed integrated research on the Tokur gold deposit (Upper Amur region, Russia) and the analysis of the published data on the levels of fluid pressures during the formation of other different geothermal deposits at different depths, the morphology of orebodies and the features of their location, a conclusion was made about the active role of fluids in the formation of ore-locating structures according to the mechanism of decompaction and hydrorupture of the fluid-containing medium. The conditions of appearance and possible consequences of hydrorupture of rocks in ore formation are considered. The evidence of participation of this mechanism in the formation of orebodies at the Pokrovskoe, Berezovskoe, Nezhdaninskoe (Russia) and Bendigo (Australia) gold deposits is given.

Key words: hydrothermal gold deposit, pressure, enclosing rocks, hydrorupture, Russia, Australia.

**К ПРОБЛЕМЕ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ СОСТАВА ФЛЮИДА В УСЛОВИЯХ
МЕТАМОРФИЗМА (ВЕРИФИКАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОГО
МОДЕЛИРОВАНИЯ РЕАКЦИЙ ВОДА–МИНЕРАЛ–ПОРОДА)**

В. О. Худоложкин

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Поступила в редакцию 6 октября 2005 г.

Излагаются результаты сравнения физико-химического количественного расчета состава реакционно-го флюида (на основе ПК “Winsel”) с экспериментальными данными в системах вода–электролит (NaCl, HCl, NaOH, KOH)–минерал (кварц, корунд, микроклин, плагиоклаз) и вода–электролит–порода (гранит, пелит) при T 400–800°C и P 1–10 кбар. Установлены ограничения по P , T и составу электролитов, при которых соблюдается согласие расчетов растворимости минералов и пород с данными из экспериментов.

Ключевые слова: растворимость, верификация, физико-химическое моделирование, состав метаморфического флюида.

ВВЕДЕНИЕ

Флюиды мантийных и коровых пород концентрируют различные элементы в широком диапазоне P и T и переносят их на значительные расстояния. Они активно взаимодействуют с горными породами и в условиях геохимических барьеров за счет выпадения из них минералов формируют месторождения. Современные петрологические работы выявили структурные и композиционные доказательства подвижного поведения значительных масс вещества (в частности, щелочей и кремнезема) при фильтрации насыщенных кремне-щелочных растворов в условиях градиентов P - T и химических потенциалов элементов [22, 25, 30, 38, 39]. При проведении экспериментальных и теоретических исследований реакций вода–порода с развитием мощных компьютерных технологий и баз термодинамических данных флюид представляется как электролит, равновесный породе, включающий в себя всю гамму заряженных и нейтральных водных компонентов. Газовая составляющая флюида в минералах исследована наиболее подробно и, возможно, точно [14]. Но солевой состав его остается в большой степени неопределенным даже при применении прецизионных локальных инструментальных методов [7, 32, 36]. В число компонентов флюида (из газово-жидких включений) включен обширный перечень петрогенных элементов: K, Na, Si, Al, Ca, Mg, Fe и др., однако уверенные коли-

чественные петрологические оценки содержаний главных и, тем более, микрокомпонентов флюида при высоких P - T в литературе представлены крайне редко. Ясно, что взаимодействие вода–порода в природных условиях или в эксперименте сложнее, чем описывается аппаратами равновесной термодинамики (например, программными комплексами (ПК) “Winsel” [9, 10] или “Гиббс” [27]), поэтому практически каждый автор (пользователь ПК) делает попытки показать, хотя бы качественно, реальность получаемых параметров модельных систем.

Термодинамический расчет имеет большое достоинство, т.к. в механизм взаимодействия вода–порода (W - R), кроме твердых фаз (в большинстве ПК без учета неидеальности твердых растворов), включен обширный спектр водных частиц различных форм существования элементов и их комплексов. Все это позволяет получить совершенно новую генетическую информацию, не доступную при использовании других методов [2]. Достигнуты несомненные успехи в расчетах и уточнении термодинамических параметров минералов, констант комплексообразования и диссоциации (в основном по экспериментальным данным растворимости). Для повышенных P - T проблема верификации возникла сразу же при создании и использовании модификаций эмпирического метода Дебая-Хюккеля [13, 21] и в приближенных термодинамических расчетах констант диссоци-

ации (по уравнениям Хельгесона) [24]. В химической литературе накоплен значительный экспериментальный материал о растворимости в водных растворах различных по химической природе минералов при 25–800 °С и давлениях до 5 кбар и более. Однако эти данные отражают лишь небольшую часть широкого круга соединений, интересующих геохимиков и петрологов. В связи с этим, на современном этапе термодинамических расчетов взаимодействия вода–порода верификация необходима, т.к. без решения этой проблемы невозможно дальнейшее уверенное моделирование и далее прогноз сложных геохимических процессов в природных мультисистемах. В противном случае моделирование может давать лишь формальные решения, далекие от реальности. Достижение адекватности расчетов является сложной проблемой, решение ее “требует не только высоких профессиональных знаний в области физико-химии, но и достаточного минимума геохимической и петрологической информации о моделируемом объекте” [9].

В настоящей работе предлагаются результаты количественного сравнения расчетного и экспериментального составов реакционного водного флюида в системах вода–минерал с участием кварца, (К, Na, Са)-полевых шпатов и корунда. Спектр минералов для исследования определен наличием и достоверностью экспериментальных данных по их растворимости в диапазоне P 1–6 кбар, T 400°–800°С. Сравнение проведено также для мегасистем вода–гранит и вода–пелит. Наибольший интерес представляют концентрации водных компонентов Si, Al, K, Na и Са при указанных параметрах. Поставленная задача включает в себя также “испытание работы” ПК “Winsel” в сравнении с “Гиббс” и SUPCRT92 (см. ниже). В работе используется ПК “Winsel”, основанный на минимизации термодинамических потенциалов при множестве ограничений, задаваемых системой уравнений баланса масс [10]. Уникальный алгоритм и обширные базы согласованных термодинамических параметров минералов и компонентов водного раствора описаны в [5, 9, 10]. Методические вопросы моделирования процессов флюид–порода изложены во многих исследованиях [5, 16, 23].

ПРОБЛЕМА ВЕРИФИКАЦИИ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ РАСЧЕТОВ РЕАКЦИЙ ВОДА–ПОРОДА

В предлагаемой работе верификация результатов физико-химического моделирования разделена на два этапа: для реакций вода–минерал (псевдобинарная система) и вода–порода (мультисистема). Предпосылкой тому служит установленная в экспе-

риментах значительная затрудненность предсказания поведения компонентов в многокомпонентных системах на основе экспериментальных данных для простых систем [17]. Расчет равновесий вода–минерал иллюстрирует вывод о предельном накоплении порообразующих и летучих элементов в реакционных флюидах. Модели этих реакций могут быть верифицированы наиболее полно и точно из-за наибольшего количества экспериментальных данных. Кроме того, они полезны для выявления и исправления не вполне корректных термодинамических параметров водных частиц и минералов (см. ниже).

На современном этапе развития термодинамических методов расчета реакций W/R эта проблема будет решаться авторами еще продолжительное время. Причин для этого множество. В части расчетов задача усложнена использованием эмпирических уравнений Дебая-Хюккеля, упрощенных и модифицированных [4, 18, 19, 24], использующих огромное (но не всегда достаточное и согласованное) количество термохимических параметров участвующих в реакции минералов и водных частиц. Достоверность результатов можно рассматривать лишь как обусловленную полнотой и погрешностью используемой системы коэффициентов активности и уровнем развития теории строения и свойств растворов [6]. Принципиально слабым аспектом теоретических расчетов для высоких параметров P , T , выполняемых с помощью стандартных термодинамических параметров–потенциалов минералов и водных частиц, до сих пор остаются оценка отклонений параметров реальных систем от расчетных, получаемых с помощью эмпирических коэффициентов активности в теории (уравнениях) Хельгесона. Это обстоятельство отдаляет расчетный “эксперимент” от лабораторного и от природы. В то же время, многие авторы отмечают благоприятный момент – вклады от погрешностей термодинамических параметров компонентов при расчетах исследуемых мультисистем в значительной мере взаимопогашаются, позволяя получить результаты, близкие к реальным (Карпов И.К., личное сообщение).

В части эксперимента задача усложнена, главным образом, неопределенностью в достижении равновесного состояния реакции. Во многих экспериментальных работах приводимые авторами аналитические характеристики твердых и жидких продуктов реакций (pH и Eh раствора, количества и состав фаз) неполны и неточны, что усложняет задачу верификации. В экспериментах при высоких P , T часто, кроме недиагностируемых аморфных фаз, возникают неравновесные слабоокристаллизованные метастабильные формы твердых фаз (например, слоистые

силикаты, гидроксиды, гели кремния и др.), растворимость которых выше равновесных, – отсюда изначальная причина более высоких концентраций компонентов в экспериментальном флюиде.

Свою долю в несоответствие расчетов с результатами экспериментов вносит невоспроизводимость экспериментов. В основном она происходит из-за вариаций в условиях эксперимента, в составе и структурно-механических свойствах исходного материала (гомогенности, упорядоченности), в составе исходного электролита и пр. Иллюстрацией влияния параметров эксперимента на воспроизводимость величины растворимости минералов может служить конгруэнтная (!) растворимость кварца, особенно при высоких P , T (см. список литературных источников из книги [15] и нашу статью [26]). В качестве примера в табл. 1 представлена растворимость альбита в экспериментальных неравновесных условиях, при различных скоростях протекания электролита через реактор (см. табл. 3В в [31]). Отчетливо видно, что малые скорости рожают более щелочные флюиды, в растворе становится значительно больше алюминия и щелочей, при этом концентрация кремнезема падает, вероятно, из-за более полной кристаллизации вторичных фаз.

Растворимость минералов исследуется динамическим методом, иначе, пропуская электролит при определенных P - T через реактор с образцом. Катионный состав реакционного электролита после его выпаривания измеряется методами количественного химического анализа. Состав раствора на выходе из реактора зависит от количества и свойств вторичных минералов, покрывающих (экранирующих) исходные. Например, эксперименты по растворимости полевых шпатов сопровождаются кристаллизацией вторичных минералов (бёмит, парагонит, мусковит, анальцит, нефелин (?), аморфная фаза и др.), что свидетельствует о сложном, неравновесном некон-

груэнтном растворении исследуемого минерала [31]. Выходящий из реактора раствор сильно пересыщен, и из него неизбежно выпадают в осадок наименее растворимые фазы на всем пути экспериментального тренда понижения P - T .

При моделировании систем вода–порода, отношение вода/порода (W/R) представляет собой чрезвычайно важный параметр. Влияние его на состав флюида в широком диапазоне P - T оценивалось в [18, 20] при моделировании взаимодействия воды с породами разного состава (от кислых до ультраосновных), включая невариантные точки, соответствующие реальным природным минеральным ассоциациям. Авторы [20, 21] показывают, что параметр W/R может меняться от 1000 (дно океана) до 0.001, он равен 100–25 для кислых и ~10 для основных пород. Для щелочных и ультраосновных пород невариантные равновесия (до T 800°C) получены при $W/R = 0.02$. Усредненное соотношение масс W/R для земной коры равно 1/50. Верифицирующими параметрами обычно служат упрощенный фазовый состав парагенетической ассоциации и, редко, состав реакционного флюида из экспериментов вода–порода [11, 12, 45, 47, 50].

Следует отметить важный момент – без введения в расчет термодинамики твердых растворов минералов ассоциации практически невозможно создание модельного парагенезиса, адекватного реальному [1]. Естественно, при их несоответствии расчетный состав реакционного раствора искажается.

При построении моделей реакций вода–порода возникает вопрос о составе “внешнего” метаморфизирующего флюида [1, 8]. Происхождение его может быть различным: ювенильным, поверхностным или захороненным вместе с протопородой. Расчет состава флюида, равновесного породе, в случае $W > R$ значительно усложняется из-за отсутствия какой либо информации о его количестве и составе. Из [20] известно, что введение в исходный состав породы даже кларковых концентраций C , F , Cl и S “обогащает” ими реакционный флюид от десятков до сотен и более молей (на 1 кг воды) и заметно изменяет его катионный состав. Проблема состава метаморфизирующего флюида решается более определенно в случае полного буферирования флюида породой (при $W \ll R$). В этом случае P - T и состав породы (минералов ассоциации) полностью определяют равновесный (расчетный) флюид, независимо от состава внешнего [1, 23]. Попытка оценки состава исходного раствора при метасоматическом замещении пород предпринята в [8]. Моделирование проводилось методом подбора состава простейшего раствора, содер-

Таблица 1. Компонентный состав реакционного флюида (в ppm) в системе вода–альбит в зависимости от скорости протекания электролита через реактор, по данным [31].

T , °C	P , bar	мл/час	SiO_2	Al_2O_3	Na+K	pH_{25}
500	1500	200	2820	93	51+0	8.1
500	1500	120	2076	141	83+0.8	8.3
500	1500	50	1110	259	157+1.8	10.07
500	2250	170	6900	27	17+0	7.6
500	2250	160	4007	151	149+1.4	8.3
500	2000	50	1605	397	230+6.5	10.25
600	2000	130	4236	97	99+1.1	8.4
600	2000	110	4675	197	176+3.6	9.0
600	2000	80	2576	251	209+5.3	9.6
600	2000	50	2065	281	230+5.3	10.25

жащего галоиды NaCl, KCl, HCl и KHCO_3 . Расчеты верифицированы “рождением” расчетных минеральных ассоциаций зон метасоматической колонки, близких к реальным.

Коротко остановимся на результатах верификации физико-химических расчетов, проведенных некоторыми авторами [2, 3, 8, 13]. Объектами исследования являлись поверхностные и термальные воды, наземные и подводные гидротермы. Количественное соответствие расчетных характеристик подземных вод реальным из различных гидрогеохимических систем получено лишь в случае достижения последними химического равновесия. В работе [21] сделан главный вывод – требуется адекватность модели и изучаемого объекта как необходимое условие количественного соответствия результатов моделирования реальным параметрам природных систем. Утверждается, что количественное соответствие для неравновесных систем может быть получено лишь на основе алгоритмов, дополненных элементами физико-химической гидродинамики и кинетики (с учетом принципиального влияния степени “открытости-закрытости” системы), и что проблема верификации решается успешно для более высокотемпературных систем с минимальными соотношениями W/R.

В работах [2, 8, 13, 20] установлено, что не существует прямой связи между составом породы и составом равновесного с ней водного раствора. Оказалось, что состав пород вносит вполне определенную специфику в продуцирование состава равновесного раствора и формирует область (тип) природных поверхностных и термальных вод. Реальные величины концентраций компонентов обычно ниже расчетных (предельных, равновесных). Это происходит благодаря различным скоростям (времени движения) термальных вод в породах и тому, что частные реакции взаимодействия водных компонентов с минералами породы могут быть неравновесными в различной степени. Более высокотемпературные термальные воды обнаруживают близость (и даже совпадение) расчетных и реальных содержаний водных компонентов, что связывается с большими скоростями обмена вода–порода. Наиболее основательным решением проблемы верификации расчетов реакций W–R служат немногочисленные экспериментальные и, одновременно, ЭВМ-моделирования взаимодействия вода–порода [11, 12, 45, 48].

СОСТАВ ФЛЮИДНОЙ ФАЗЫ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Некоторые результаты из экспериментальных работ по растворимости некоторых породообразую-

щих минералов представлены в таблицах (см. ниже). Наиболее изучены кварц и полевые шпаты, эпизодически – оксиды и сульфиды, сведений же о растворимости главных минералов метаморфических пород (роговых обманок, пироксенов и др.) в литературе не обнаружено.

Растворимость кремнезема. Значительные массы кремнезема транспортируются флюидом при региональном метаморфизме [30], океаническими гидротермальными системами [38] и субдукционными комплексами [39], что требует наиболее полноценной количественной информации о растворимости кремнезема на различных уровнях метаморфизма, метасоматоза и рудных процессов. Верификация конгруэнтной растворимости кремнезема в бинарной системе вода–кварц при $T < 560^\circ\text{C}$ и $P < 5$ кбар проводилась в работах [26, 49, 50], в которых показана достаточная близость расчетной растворимости экс-

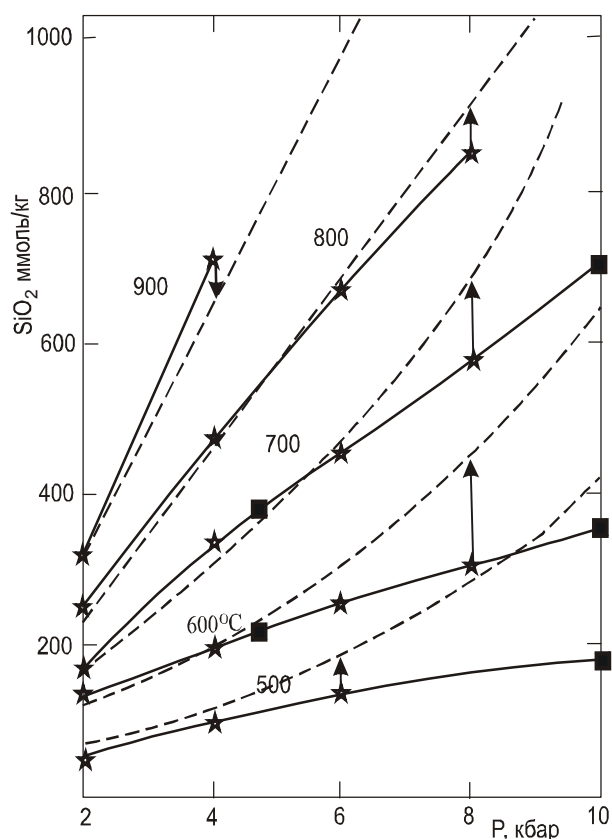


Рис. 1. Растворимость кварца по результатам физико-химического моделирования в сравнении с экспериментом.

■ – из [44], (★) – из [29]; сплошные линии – эксперимент, пунктир – расчет ПК “Winsel”. Стрелки указывают величину и направление отклонений расчетных величин от экспериментальных.

периментальной. На рисунке 1 приводим новые результаты сравнения расчетных и экспериментальных (по [2, 37, 44]) данных по растворимости кварца в чистой воде при давлениях до 10 кбар и температурах до 900 °С. Расчеты растворимости кварца осуществляются при участии однозарядного H_3SiO_4^- и нейтрального комплекса (водной частицы) SiO_2^* или H_4SiO_4^* [49]. Водный флюид, равновесный кварцу, содержит чрезвычайно высокие концентрации, до сотен ммоль SiO_2 (здесь и далее моляльность и ppm на 1 кг воды), при этом адекватность расчетов в пределах $\pm 10\div 30$ ммоль достигается до 500–900 °С при Р менее 6 кбар. При повышении давления расчетные величины растворимости становятся сильно завышенными. Результаты согласуются с выводом авторов [35, 36] о том, что термодинамические параметры водных комплексов удовлетворительно “работают” до 500–600 °С и 5–6 кбар (по их данным, неопределенность ΔG при 500 °С/2 кбар равна ± 700 кал/моль, при 1000 °С/5 кбар – ± 1500 кал/моль). Причиной несогласия с экспериментом расчетов конгруэнтного растворения кремнезема при высоких Р, Т многие авторы считают способность катиона образовывать разнообразные ассоциаты в зависимости от состава раствора, температуры и, особенно, от величины давления [15]. В связи с этим, в [33] выполнен эксперимент по растворимости кварца в чистой воде при температуре до 1300 °С и давлении до 20 кбар. Эксперимент и расчеты, в сочетании с результатами раман-спектроскопического исследования (in situ) структуры реакционного флюида-расплава, свидетельствуют в пользу цепочной полимеризации водно-кремниевых частиц на 20–25 % уже при температурах около 400 °С. Следует отметить, что изотермы растворимости кварца линейны (рис. 1) вплоть до Т 800 °С и Р 10 кбар. Это, вероятно, связано с возможностью описать его растворимость с помощью принципиально новой (или более полной) модели реакционного раствора.

Растворимость кремнезема сильно зависит от состава электролита. Из анализа газовой-жидких включений [7, 34] известно, что водные флюиды, равновесные силикатным породам земной коры, насыщены солями. Из модельных расчетов [20] известно также, что количество NaCl во флюидах, равновесных породам земной коры, находится в пределах 10–100 моль/кг (!), при этом концентрация кремнезема – в пределах 50–90 ммоль/кг (400–500! для дунита). В связи с этим, нами были проведены расчеты растворимости кварца в электролитах H_2O -NaCl при 600–800 °С и 2–10 кбар, опираясь на закалочные эксперименты [44]. Результаты представлены в табл. 2.

Таблица 2. Сравнение расчетной и экспериментальной [44] растворимости кварца в чистой воде и в электролитах H_2O -NaCl.

№	T °C/P кб	NaCl, моль/кг	Эксп. - [Winsel] моль/кг
1	600/4.35	H_2O	219 - [213]
2	– “ –	0.287	135 - [173]
3	– “ –	0.368	95 - [126]
4	700/2	H_2O	139 - [163]
5	– “ –	0.062	215 - [160]
6	– “ –	0.157	209 - [151]
7	– “ –	0.368	145 - [123]
8	– “ –	0.516	78 - [86]
9	700/4.35	H_2O	377 - [336]
10	– “ –	0.085	364 - [318]
11	– “ –	0.162	336 - [277]
12	– “ –	0.249	272 - [239]
13	– “ –	0.338	203 - [203]
14	– “ –	0.502	118 - [161]
15	750/4.35	H_2O	458 - [462]
16	– “ –	0.232	368 - [362]
17	– “ –	0.594	112 - [223]
18	500/10	H_2O	172 - [421]
19	– “ –	0.112	119 - [376]
20	– “ –	0.22	77 - [308]
21	600/10	H_2O	353 - [642]
22	– “ –	0.163	201 - [557]
23	– “ –	0.33	125 - [413]
24	800/10	H_2O	1248 - [1370]
25	– “ –	0.062	993 - [1296]
26	– “ –	0.104	908 - [1181]
27	– “ –	0.2	652 - [1004]
28	– “ –	0.301	497 - [855]

При содержании NaCl в растворе (менее 0.2–0.3 моль/кг) расчетная растворимость кварца для давлений 2–4.35 кбар близка к экспериментальной, отклоняясь от нее в пределах до 10–15 %. Но при концентрации NaCl выше 0.9 моль/кг расчетная растворимость кварца падает, а при ~2–4 моль/кг уменьшается практически до нуля. При повышении давления до 10 кбар расчетная растворимость значительно завышена (так же, как в чистой воде, см. рис. 1).

В экспериментах [46] при (500–700 °С/2 кбар) в щелочных электролитах H_2O -(K, Na)OH (в диапазоне 0–0.260 моль/кг калия или натрия) растворимость кварца растет линейно от 0.112 до 0.420 моль/кг. Расчетная растворимость при этих Р-Т практически не зависит от концентрации и вида щелочи и равна ~110 ммоль/кг. Учитывая удовлетворительную сходимость расчетов растворимости кварца в чистой воде с данными эксперимента, этот факт очевидно свидетельствует о неполноте используемых баз данных в части водных частиц (из ассоциатов кремнезема с катионами щелочей в реакциях участвует лишь единственная частица NaHSiO_3^*).

Таким образом, из наших расчетов следует, что при высоких P-T модели растворения в системах вода–NaCl–KOH–NaOH–кварц явно недостаточны для корректного расчета, как для чистой воды, так и для концентрированных щелочных электролитов.

Растворимость корунда. Оценка концентрации алюминия в природных флюидах при высоких P-T важна, как одного из главных породообразующих элементов. Наше моделирование опиралось на экспериментальные результаты из работ по растворимости корунда в чистой воде в диапазоне 272–600 °C и 0.5–2.2 кбар [46, 47, 51]. По данным авторов [47, 51], она находится в пределах ± 0.4 величины $-\lg m_{Al}$. Результаты наших расчетов близки к экспериментальным и показывают, что концентрация алюминия в чистой воде

очень мала, составляет $\sim 10^{-3\pm 5}$ моль/кг, и очень слабо зависит от P, T (табл. 3).

Моделирование растворимости корунда в зависимости от состава щелочного электролита H_2O -KOH и H_2O -NaOH выполнено в сравнении с экспериментами из [51]. Растворимость корунда по мере роста концентрации щелочи до ~ 1 моль/кг линейно возрастает до ~ 0.8 моль Al (T 500–700 °C при 2 кбар) и почти не зависит от замены в растворе катионов калия на натрий. В модельных растворах участвуют комплексы алюминия: $NaAl(OH)_4^*$, $HAIO_2^*$, $NaAlO_2^*$, AlO_2^- , $KAlO_2^*$. Согласно таблицы 4, расчетные значения Al совпадают с экспериментальными [46, 51] с точностью до $\pm 0,02$ ммоль (исправлено значение $\Delta G(KOH^*)$, см. ниже). Получен необычный результат – изобарная растворимость корунда в щелочных электролитах в диапазоне 400–700 °C практически не изменяется (так же мало, как в чистой воде [47]). Из модели следует, что это происходит (при повышении температуры) из-за взаимной компенсации роста концентрации водных комплексов $NaAlO_2^*$ и одновременного уменьшения суммы концентраций AlO_2^- и $NaAl(OH)_4^*$. Расчетная изобарная растворимость корунда в KOH-электролитах не зависит от температуры из-за постоянства концентрации комплекса AlO_2^- .

Моделирование оказалось полезно для критического анализа $\Delta G(KOH^*)$ из разных баз данных (табл. 5). Из расчетов следует, что при концентрации KOH до 0.1 моля растворимость корунда возрастает

Таблица 3. Верификация расчетов растворимости корунда в чистой воде по экспериментам [51].

T °, C	P, kb	$-\lg m_{Al, \text{exp.}}$	$-\lg m_{Al, \text{расч.}}$
272	2	3.59	4.12
400	0.5	3.502	5.15
400	1	3.123	4.77
400	2	3.121	4.52
450	1	3.24	3.41
455	3.12	4.05	4.39
500	1	3.391	4.98
500	2	3.173	4.62
600	1	4.062	5.37
600	2	3.077	4.77

Таблица 4. Верификация расчетов растворимости корунда в электролите H_2O -(K,Na)OH по экспериментальным данным из [46].

T °, C	P, kb	KOH mol	mAl, эксп.	mAl, расч.	pH _{P,T}	T °, C	P, kb	NaOH, mol	mAl, эксп.	mAl, расч.	pH _{P,T}
300	2	0,203	–	0,085*	8,17	300	2,62	0,1091	–	0,096	7,93
400	– “ –	0,203	–	0,072	7,91	400	2,62	0,1091	–	0,100	7,68
500	– “ –	0,203	–	0,056	7,84	500	2,62	0,1091	–	0,104	7,57
600	2	0,203	0,183	0,200	8,10	700	2,62	0,1091	0,104	0,104	7,62
– “ –	– “ –	1,01	0,895	0,905	8,25	– “ –	2,41	0,3041	0,273	0,290	7,91
700	2.62	0.2087	0.192	0.204	8.09	– “ –	2.38	0.5962	0.525	0.546	8.08
– “ –	2.65	0.4679	0.458	0.470	8.27	– “ –	2.34	0.9431	0.814	0.799	8.21
– “ –	2.62	0.6958	0.656	0.690	8.36	– “ –	2.62	0.00	–	$1.9 \cdot 10^{-5}$	4.73

Примечание. *) – расчеты, не сопровождающиеся экспериментом, выполнены для иллюстрации зависимости растворимости корунда от температуры и от давления.

Таблица 5. Влияние выбора значения изобарно-изотермического потенциала Гиббса водной частицы KOH* на адекватность расчета растворимости корунда в электролите H_2O -(K,Na)OH, 400° / 2kb.

KOH, mol	Al, mol, эксп.	Al, mol, расч.	pH _{P,T} реак	pH ₂₅ исх. p-па расч	KOH, mol	Al, mol, эксп.	Al, mol, расч.	pH _{P,T} реак	pH ₂₅ исх p-па расч
G(KOH*)=-112104, т.д. база Spr.					G(KOH*)=-104500, т.д. база Spr.98				
0.01	0.007	0.004	6.64	10.42	0.01	0.007	0.0093	6.64	11.95
0.04	0.027	0.012	7.00	10.72	0.04	0.027	0.037	7.00	12.5
0.08	0.058	0.019	7.17	10.90	0.08	0.058	0.076	7.17	12.83
0.1	0.069	0.022	7.22	10.92	0.1	0.069	0.097	7.22	12.92

от $\sim 10^{-4}$ до 0.097 моль/кг и заметно зависит от величины ΔG (KOH*). Измененное значение ΔG , равное 108404 кал/моль, позволяет получить совпадение концентрации Al в пределах ± 0.01 моль (расчетные значения растворимости не приводятся). В пользу нового значения ΔG (KOH*) свидетельствует лучшее согласие расчетных pH_{25} и экспериментальных из химических справочников (во всем диапазоне концентраций системы H_2O -KOH). С помощью подбора ΔG водных комплексов алюминия и корунда согласия с экспериментом не достигается. Из расчетов можно сделать вывод о довольно надежной термодинамической информации о корунде и водных комплексах алюминия, что не согласуется с критическими высказываниями о ней многих авторов (например, [9]).

Нонконгруэнтное растворение полевых шпатов. Полевые шпаты как главные породообразующие минералы при взаимодействии с водой являются основным источником катионного состава поверхностных вод и глубинных флюидов. В экспериментальных работах по растворимости полевых шпатов, на которые опирается наша верификация, к сожалению, очень мало сведений о вторичных минералах (не окристаллизованы или их слишком

мало). При гидратации альбита в [31] наблюдались значительные ($\pm 30\%$ и более) отклонения экспериментальных соотношений компонентов реакционного флюида (SiO_2 / Na и SiO_2 / Al_2O_3) от стехиометрических. По мнению автора, это указывает на различия в величинах скоростей выхода компонентов альбита во флюид в процессе растворения. Другими словами, в процесс растворения этих минералов вмешиваются кинетические факторы, усложняющие модель растворения [43] и отдаляющие результаты моделирования процесса в равновесном приближении от эксперимента.

В таблице 6 представлены составы реакционного раствора в системе альбит–вода, как иллюстрация количественных оценок отклонений термодинамического расчета от экспериментальных данных. Модельный флюид содержит следующие водные частицы: Na^+ , $HSiO_3^-$, Al^{3+} , AlO_2^- , $AlOH^{+2}$, AlO^+ , $Al(OH)^{+2}$, нейтральные $NaHSiO_3^*$, $NaOH^*$, SiO_2^* , $HAIO_2^*$, $Al(OH)_3^*$, $NaAlO_4^*$, $NaAl(OH)_4^*$, KOH^* , $KAlO_2^*$, (подчеркнуты компоненты, дающие главный вклад в общую растворимость). В реакции модельного растворения полевых шпатов в качестве возможных вторичных минералов участвуют: бёмит, диаспор,

Таблица 6. Растворимость альбита по экспериментальным (литературным) данным и по расчетам (ПК Winsel).

№	Минерал, T °C/P,кб	Вторичные минералы, эксп.	(Na+K)-Al-Si, эксп., ppm; (Na-Al-Si) эксп., mmol; [Na-Al-Si] Winsel, mmol	Источник
1	Ab ^{350/0,34}	H ₂ O, Anl, Mu > Prg	36(1.16)-57(1.12)-225(3.74) * [2.1-0.7-6.8]	[41]
2	Ab ^{500/1}	-	91(1.48)-135(1.33)-543(9.04) [2.8-2.1-17]	[40]
3	Ab ^{500/2}	-	313(10.1)-507(9.94)-1854(30.86) [8.8-7.7-28.3]	[40]
4	Ab ^{500/1}	-	76(3.3)-126(2.47)-574(9.55) [5.7-2.1-17]	[31]
5	Ab ^{500/2}	-	230(10.0)-397(7.78)-1605(26.71) [8.8-7.7-28.3]	[31]
6	Ab ^{400/1}	-	89(3.9)-127(2.49)-490(8.15) [4.1-1.9-15.5]	[31]
7	Ab ^{400/2}	-	170(7.4)-230(4.51)-1017(16.93) [6.6-2.4-19.9]	[31]
8	Ab ^{400/3}	-	280(12.2)-324(6.35)-1805(30.04) [11.4-2.9-34.3]	[31]
9	Ab ^{500/3}	-	545(23.7)-738(14.47)-3201(53.28) [15.5-9.05-48.4]	[31]
10	Ab ^{600/1}	-	40(1.74)-36(0.71)-550(9.15) [1.7-0.87-14.7]	[31]
11	Ab ^{600/2}	-	230(10)-281(5.51)-2065(34.37) [14.3-10.2-43.1]	[31]
12	Ab ^{600/3}	-	319(13.87)-400(7.84)-2760(45.94) [17.5-13.5-52.2]	[31]
13	Ab ^{295/0.17}	Bmt, Prg, allopphan?	32(1.03)-38(0.74)-172(2.86) [1.75-0.45-5.6]	[40]

Примечание. * – значения без скобок – экспериментальные концентрации водных компонентов в ppm, в круглых скобках – экспериментальные в mmol., в квадратных – результаты ПК “Winsel”, mmol. Mu – мусковит, Prg – парагонит, Bmt – бёмит?, Anl – анализим.

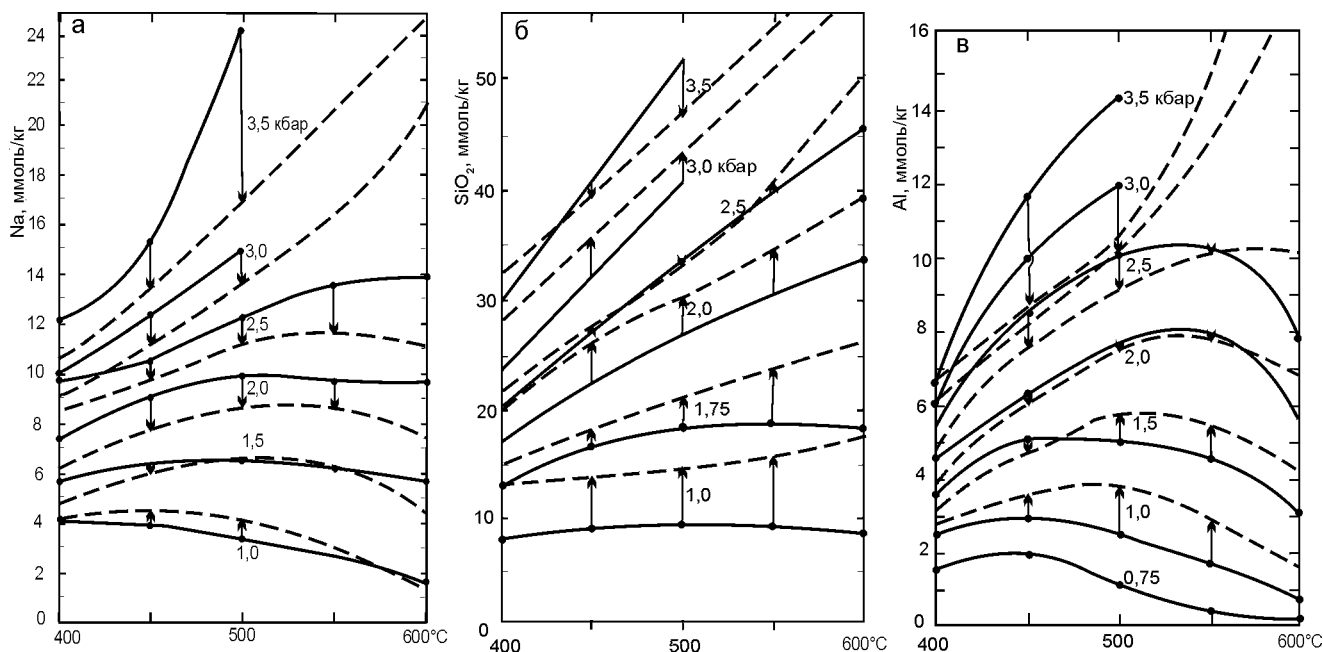


Рис. 2. Изобары растворимости компонентов Na (а), Si (б), Al (в) в системе альбит–вода в сравнении с экспериментом из [31].

Сплошные линии – эксперимент (• – экспериментальные точки), пунктир – расчет ПК “Winsel”. Стрелки указывают величину и направление отклонений расчетных величин от экспериментальных.

гиббсит, корунд, парагонит, анальцим, цоизит, нефелин, каолин, анортит, микроклин. Для контроля расчетов растворимости альбита использованы экспериментальные результаты из [31], в которых аналитические ошибки для Al и Na в растворе – около 10 %, для Si – 5 %. Выход в раствор алюминия в экспериментах вплоть до 2.5–3.5 кбар имеет куполообразную зависимость с максимумом при 450–500 °С. Уменьшение концентрации алюминия при приближении к критической линии воды связано с выпадением слаборастворимых гидроксидов алюминия и алюмосиликатов. Расчетная растворимость альбита в чистой воде в виде изобар концентраций Si, Al и Na представлена пунктиром на рисунках 2 (а, б, в), причем, из модели исключены водные комплексы NaAlO_4^* , $\text{NaAl}(\text{OH})_4^*$. Включение их в состав раствора при повышении температуры от 400 °С до 600 °С увеличивает концентрацию алюминия относительно эксперимента на 15–40 %, соответственно. При этом концентрации кремнезема и щелочей (до 3 кбар) в растворе остаются близкими к экспериментальным. “Выключение” частиц не правомерно, тем более, что без их использования невозможно было бы получить сходимость величин расчетной и экспериментальной растворимости корунда (см. выше). Попытки же улучшить сходимость величин концентраций компонентов раствора расчетных с экспериментальными во всем диапазоне

P-T с помощью изменения (подбора) ΔG водных частиц, а также исходных и вторичных минералов, сопровождающих гидролиз полевых шпатов, успехом не увенчались. Поэтому можно сделать вывод о необходимости дополнительных исследований при формировании модели вода–альбит, но, возможно, при проведении экспериментов.

Таким образом, расчетные концентрации компонентов Na, Si, Al в реакционном растворе заметно отличаются от экспериментальных. Но в первом приближении сходимость величин концентраций кремнезема, натрия и даже алюминия при давлениях менее 3 кбар (при 400–600 °С) может быть принята приемлемой для оценки ожидаемых концентраций макрокомпонентов альбита в природном процессе.

Растворимость микроклина в чистой воде близка растворимости альбита, выход компонентов в раствор представлен в таблице 7. Растворимость альбита и микроклина свидетельствует в пользу близкой подвижности катионов калия и натрия, что подтверждается в работе [22]. В ней было показано, что состав образующегося твердого раствора полевого шпата в реакционных каймах и микропрожилках чарнокитовой породы наследует K/Na-соотношение породы и внешнего углекисло-солевого флюида.

Растворимость анортита в чистой воде при 700 °С / 2 кбар исследовалась в работе [28]. Установ-

Таблица 7. Компонентный состав флюида в равновесии микроклина с чистой водой по экспериментальным данным и расчетам (ПК Winsel).

№	Минерал, T, ° C/P, кб	Вторичн. минералы, эксп.	(Na+K-Al-Si), эксп., ppm; (Na-Al-Si) эксп., mmol; [Na-Al-Si] Sel, mmol	Источник
1	Mc ^{295/0.17}	Bmt, Mu,	11(0.23)-21(0.42)-121(2.01) [1.27-0.36-3.72]	[42]
2	Mc ^{350C/0.34}	Mu> Bm	46(0.74) 45(0.44)-178(2.96) [1.13-0.79-5.01]	[41]
3	Mc ^{500C/1}	– “ –	123(1.3)-128(1.25)-511(8.5) [4.27-3.73-12.83]	[40]
4	Mc ^{500C/2}	– “ –	392(4.16)-396(3.88) 1691(28 14) [7.48-5.65-22.31]	[40]
5	Mc _{0.75} Ab _{0.15} ^{295/0.170}	Mu	11(0.36)+14(0.3)-21(0.82) 121(2.01) [(1.31+1.1)-0.7-4.5]	[42]

Примечание. Mu – мусковит, Bmt – бёмит?, Bt – бёмит.

Таблица 8. Результаты расчетов растворимости анортита в хлоридных растворах (компонентный состав реакционного флюида [48], концентрации в моль/кг.).

№	T °C	Cl, м, р-р исходн.	m, Ca, эксп.	pH ²⁵ _{exp}	ПК “Winsel”			
					m, Ca	pH	Si	Al**)
1	600	0.4946	0.2239	1.45	0.2292	4.05	0.106	7.9·10 ⁻⁵
2	– “ –	0.1212	0.05246	1.85	0.0553	4.04	0.110	8.0·10 ⁻⁵
3	– “ –	0.01267	0.00521	2.67	0.0051	4.06	0.112	8.1·10 ⁻⁵
4	– “ –	1.451	0.6841	1.00	0.6905	4.41	0.102	7.4·10 ⁻⁵
5	500	1.225	0.6121	1.99	0.6077	4.55	0.016	7.4·10 ⁻⁵
6	– “ –	0.00635	0.00315	4.27	0.0030	4.15	0.069	4.2·10 ⁻⁵
7	– “ –	0.1149	0.05455	3.18	0.0530	4.34	0.066	4.1·10 ⁻⁵
8	– “ –	0.02841	0.01406	3.57	0.0141	3.93	0.068	4.2·10 ⁻⁵
9	400	0.504	0.246	4.49	0.2502	4.38	0.024	1.2·10 ⁻⁵
10	– “ –	0.2935	0.1443	4.14	0.1451	4.34	0.030	1.5·10 ⁻⁵
11	– “ –	0.0131	0.00655	5.03	0.0066	4.47	0.037	1.8·10 ⁻⁵
12	– “ –	0.1101	0.05463	4.41	0.0517	4.47	0.037	1.8·10 ⁻⁵
13		0.00	-	-	3.4·10 ⁻⁵	5.46	0.038	5.8·10 ⁻⁵

Примечание. **) – основная форма алюминия в растворе – HAlO_2^* ; Ca^{2+} , CaCl^* , CaCl^+ , CaCl^{2+} – формы водных частиц Ca в последовательности убывания концентрации.

лено, что суммарная растворимость его составляет 0.09 ± 0.03 % вес., т.е. в три раза ниже растворимости альбита (0.30 ± 0.03). (По нашим расчетам, полная растворимость при этих параметрах составляет 0.30 % для альбита и 0.08 % для анортита). Установлено, что в чистой воде процесс растворения твердого раствора альбит-анортит происходит за счет выхода в раствор лишь K-, Na-компонентов (растворимость лабораторита составляет $0.29 (\pm 0.03)$ %). Минал же анортита, несмотря на полную перекристаллизацию твердого раствора (включая кислородный каркас, изначально допированный изотопом ¹⁸O), выпадает в нерастворимый осадок. Выход Ca в водный раствор из анортита, вероятно, подавляется компонентами альбита, но, как следует из эксперимента [48], значительно увеличивается при введении в электролит галоген-ионов. В этой работе растворимость анортита исследована в хлоридных растворах H_2O -(HCl , CaCl_2) при 400, 500 и 600 °C/ 2 кбар. Концентрация кальция измерена в реакционном растворе системы H_2O -анортит-андалузит-кварц (минералы взяты в мольном соотношении 3/2/2, W/R = 4÷7).

Результаты экспериментов и наших расчетов представлены в таблице 8. В последней строке для сравнения приведен расчет взаимодействия ассоциации с чистой водой.

Из таблицы видно, что расчетные концентрации Ca в модельном реакционном растворе значительны и практически совпадают с экспериментальными. Это объясняется достоверностью термодинамической информации об участвующих в реакции твердых и жидких компонентов и тем, что процесс растворения анортита в модели и в эксперименте буферирован андалузитом и кварцем как вторичными минералами. Расхождения в значениях pH обусловлены тем, что pH исходного раствора в эксперименте задавался суммой HCl и CaCl_2 , соотношение которых авторами не приводится (как и кремнезема и алюминия).

На основе проведенного моделирования перейдем к верификации термодинамических расчетов состава равновесного реакционного флюида в некоторых системах вода-порода.

Гранит-вода. Результаты нашего моделирования процесса грейзенизации гранита кислыми раство-

Таблица 9. Компонентный состав (в моль/кг) равновесного флюида в системе гранит–(H₂O+HCl), 500 °С, 1 кб по результатам эксперимента [12] и физико-химического моделирования, W/R=10.

mHCl на 1 кг H ₂ O	mAl · 10 ⁻³		mK · 10 ⁻³		mNa · 10 ⁻³		mCa · 10 ⁻³		mFe · 10 ⁻³		pH	
	Эксп.	*Sel., ** [12]	Эксп.	Sel, [12]	Эксп.	Sel, [12]	Эксп.	Sel, [12]	Эксп.	Sel, [12]	Эксп.	Sel., [12]
0.05	-	0.77	-	9.2	-	42	-	10-2	-	10-5	-	6.32
	1.68	0.006	27	11.2	29	36.2	0.9	1.29	2.2	1.44	6.15	6.32
0.1	-	0.63	-	20	-	96	-	10-1	-	10-5	-	6.16
	0.87	0.005	41	21.5	47	67.4	1.87	5.52	4.6	1.44	5.96	6.16
0.2	-	0.41	-	59	-	133	-	10	-	10-4	-	3.74
	0.12	0.004	46	29.2	80	133	6.77	10.5	14	1.55	4.19	4.972
0.3	-	0.15	-	160	-	135	-	9.5	-	10-1	-	2.98
	0.22	0.003	62	90.7	95	131	9	10.5	16	12.3	3.35	3.62
0.4	-	0.3	-	250	-	130	-	10.4	-	10-1	-	2.64
	0.2	0.004	96	90.7	96	131	9.31	10.5	17	25.3	2.8	2.98
0.5	-	0.70	-	90	-	130	-	9.6	-	10-1	-	2.43
	0.5	0.005	96	90.7	96	131	11	10.5	17	25.3	2.57	2.66

Примечание. *) – результаты расчета: *Sel. - ПК “Winsel”, **) - результаты моделирования авторов, ПК “Гиббс” [12].

рами в сравнении с экспериментальными данными и данными теоретических оценок (ПК “Гиббс”) авторов [11, 12] представлены в таблице 9. Различия в расчетах отражают влияние на состав реакционного флюида вариаций в наборе участвующих в модели минералов и водных компонентов (также их параметров).

Из таблицы видно, что полученные нами концентрации макрокомпонентов флюида (также pH) близки (за исключением Al) к экспериментальным и к рассчитанным авторами эксперимента. Концентрации Al по нашим расчетам ближе к экспериментальным из-за включения в список водных частиц комплекса AlO₂⁻ и водных комплексов щелочей с алюминием. Наибольшие расхождения наблюдаются для микрокомпонентов Ca и Fe. Сходимость расчетов и эксперимента для этих элементов значительно хуже из-за неполного соответствия используемых моделей и механизма реального растворения. Верификация по фазовому составу парагенезиса, как часто это происходит, к сожалению, оказалась невозможна по причине неполноты и лишь качественной оценки его в эксперименте. В связи с этим следует отметить, что в большинстве петрологических работ последних десятилетий утерян важнейший для использования с позиций термодинамики параметр породы – количественное соотношение минералов в парагенезисе.

Пелит–вода. Верификация опирается на эксперименты растворения пелитовой ассоциации альбит–микроклин–андалузит–кварц при 650 °С/2 кбар в кислых (pH от 3.5 до 1.2) хлоридных растворах H₂O-(KCl, NaCl, HCl), с содержанием Cl от 0.01 до 3, Na до 2.05, K до 0.74 моль/кг, W/R = 2.5÷5 [45].

Измеренные концентрации Al и Si в пределах точности эксперимента оказались практически постоянными и равны 0.5 и 190 ммоль/кг, соответственно. Наше моделирование данного эксперимента показало полное буферирование состава раствора исследуемой ассоциацией (отсутствие вторичных минералов, так же как в эксперименте [48]). Расчетные концентрации Al и Si в реакционном растворе практически не изменяются во всем диапазоне хлоридности исходного раствора и близки к экспериментальным (0.5 и 201 ммоль/кг, соответственно). Термодинамические оценки (использован SUPCRT92) состава реакционного флюида авторов эксперимента [45] вполне согласуются с нашими результатами.

ВЫВОДЫ

1. Результаты термодинамических расчетов состава реакционного флюида в исследованных системах вода–полевошпат и вода–кварц, в целом, близки экспериментальным данным. В то же время, обнаружены области P-T и концентраций щелочей калия и натрия, в которых соответствие расчетов эксперименту значительно нарушается. Это объясняется ограниченностью моделей, неполнотой и неточностью термодинамической информации об участвующих в растворении водных компонентах. Сравнение расчетных и экспериментальных данных о составе реакционного флюида в системах вода–электролит–кварц и вода–альбит при высоких P-T позволяет оценить величину и направление отклонений расчетных концентраций от экспериментальных.

2. Верификация термодинамических расчетов взаимодействия вода–минерал–порода при исполь-

зовании ПК “Winsel” в большинстве случаев убеждает в их адекватности экспериментам, природе и результатам, получаемым с помощью других ПК. Это дает дополнительную уверенность (для пользователей ПК) в расчетах состава раствора, равновесного исследуемому минеральному объекту. Становится ясно, что с помощью современных ПК, подобных “Winsel”, можно получить огромное количество принципиально новой и важной количественной информации, недоступной для получения ее никакими другими методами.

Из проведенного анализа следует, что на современном этапе невозможно ожидать совершенно полного совпадения результатов физико-химического моделирования и природных (экспериментальных) данных во всех системах вода–минерал–порода. Работа показывает необходимость дальнейших усилий в разработке физико-химических моделей природных систем, особенно при высоких Р-Т. Но, учитывая интенсивность развития теории физико-химического моделирования и пополнения термодинамических баз данных, можно надеяться на успешное решение проблемы в недалеком будущем.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авченко О.В. Физико-химическое моделирование минеральных ассоциаций в метаморфических породах // Докл. РАН. 2005. Т. 401, № 3. С. 1–6.
2. Борисов М.В., Рыженко Б.Н., Крайнов С.Р. Влияние кислотно-основных свойств горных пород на состав равновесного водного раствора // Геохимия. 1984. № 5. С. 705–713.
3. Борисов М.В. Геохимические и термодинамические модели жильного гидротермального рудообразования, М.: Науч. мир, 2000. 356 с.
4. Брызгалин О.В. Оценка коэффициентов активности некоторых групп электролитов в широком диапазоне концентраций и Р-Т-условий // Геохимия. 1994. № 6. С. 836–849.
5. Бычинский В.А., Исаев В.П., Тупицин А.А. Физико-химическое моделирование в нефтегазовой геохимии. Ч. 1 и 2, Иркутск, 2004. 270 с.
6. Васильев В.П. Термодинамические свойства растворов электролитов, М., 1982. 320 с.
7. Доломанова Е.И., Лосева Т.И., Цепин А.И. Химический состав осадков в газовой-жидких включениях по данным рентгеноспектрального микроанализа. // Термобарогеохимия минералообразования. Ростов: Изд-во Ростовского ун-та, 1976. 167 с.
8. Иванов И.П., Борисов М.В. Оценка состава исходного раствора при метасоматическом замещении пород // Геохимия. 1980. № 12. С. 1797–1806.
9. Карпов И.К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1981. 245 с.
10. Карпов И.К., Чудненко К.В., Бычинский В.А. Краткая инструкция к программному продукту Селектор-С. 1997. Иркутск, 1997. 102 с.
11. Коваленко Н.И., Рыженко Б.Н., Велюханова Т.К. и др. Экспериментальное и ЭВМ-моделирование грейзенизации в системе гранит-SnO₂-H₂O-HF-NaF // Геохимия. 1994. № 8–9. С. 1255–1274.
12. Коваленко Н.И., Рыженко Б.Н., Барсуков В.Л. Экспериментальное и ЭВМ-моделирование процесса грейзенизации в системе гранит-SnO₂-H₂O-HCl // Геохимия. 1996. № 6. С. 538–550.
13. Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Шваров Ю.В. Возможности и ограничения физико-химического моделирования на ЭВМ взаимодействий вода–порода при решении вопросов формирования химического состава подземных вод // Геохимия. 1983. № 9. С. 1342–1358.
14. Летников Ф.А. и др. Флюидный режим метаморфизма. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1980. 193 с.
15. Мицук Б.М., Горогоцкая Л.И. Физико-химические превращения кремнезема в условиях метаморфизма. Киев: Наук. Думка, 1980. 233 с.
16. Пампура В.Д. Физико-химическая модель процесса гидротермальных изменений пород в областях активного вулканизма // Физико-химические модели петрогенеза и рудообразования. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1984. С. 72–83.
17. Равич М.И. Водно-солевые системы при повышенных температурах и давлениях, М.: Наука, 1974. 151 с.
18. Рыженко Б.Н. Термодинамика равновесий в гидротермальных растворах, М.: Наука, 1981. 190 с.
19. Рыженко Б.Н., Малинин С.Д., Плясунов А.В. Состояние изученности форм существования элементов в гидротермальных системах // Петрология. 1997. Т. 5, № 1. С. 51–62.
20. Рыженко Б.Н., Барсуков В.Л. и др. Флюиды земной коры; химические свойства (состав, рН, Eh) и определяющие их факторы: Доклад на международном симпозиуме “Физико-химические проблемы эндогенных геологических процессов”, посвященном 100-летию акад. Д.С. Коржинского, Москва – Черногоровка, 13–15 сентября 1999 г.
21. Рыженко Б.Н., Крайнов С.Р., Шваров Ю.В., Физико-химические факторы формирования состава природных вод (верификация модели вода–порода) // Геохимия. 2003. № 6. С. 630–640.
22. Сафонов О.Г. Реакционные структуры и подвижность щелочей при метаморфизме и гранитизации: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. М., 1997. 32 с.
23. Сутурин А.Н. Методические вопросы моделирования метасоматических процессов (на примере нефритообразования) // Физико-химические модели в геохимии. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1988. С. 4–37.
24. Хельгесон Г. Комплексообразование в гидротермальных растворах. М.: Мир, 1967. 183 с.
25. Ходоревская Л.И. Экспериментальные исследования фильтрации флюидов через амфиболиты при высоких параметрах // Вестн. отд-ния наук РАН, 2003. № 1(21).
26. Худоложкин В.О., Авченко О.В., Исследование форм существования растворенных частиц в системе вода-кремнезем в докритических и сверхкритических условиях методом термодинамического моделирования // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 4. С. 92–102.
27. Шваров Ю.В. Общий критерий равновесия в изобарно-изотермической модели химической системы // Геохимия. 1981. № 7. С. 981–988.
28. Adams J.B. Differential solution of plagioclase in supercritical water // Amer. Miner. 1968. V. 53. P. 1603–1612.
29. Anderson G.M., Burnham C.W. The solubility of quartz in supercritical water // Amer. J. Sci., 1965. V. 236, N 6. P. 494–511.

30. Ague J.J. Mass transfer during Barrovian metamorphism of pelites, south-central Connecticut. I., Evidence for changes in composition and volume // Amer. J. Science, 1994. V. 294. P. 989–1057.
31. Curie K.I. On the solubility of albite in supersritical water in the range 400–600 °C and 750-3500 bar // Amer. J. Sci. 1968. V. 266. P. 321–341.
32. Enler R., Hellner E. Hydrothermale und rentgenographische Untersuchungen an gesteinsbildenden mineralen // Geochim. et Cosmochim. Acta, 1958. V. 13. P. 220–231.
33. Gerya T.V., Maresch Walther V. et al. Thermodynamic modeling of solubility and speciation of silica in H₂O-SiO₂ fluids up to 1300°C and 200 kbar based on the chain reaction formalism // European Journal of Mineralogy. 2005. V. 17, N 2. P. 269–283.
34. Heinrich, C.A., C.G. Ryan, T.P. Mernaugh, P.J. Eadington, Segregation of Ore Metals between Magmatic Brine and Vapor: a Fluid Inclusion Study using PIXE Microanalysis // Economic Geology, 1993. V. 87. P. 1566–1583.
35. Helgeson H.C., Kirkham D.H., Flowers G.C. Theoretical prediction of the thermodynamic behavior of aqueous electrolytes at high pressures and temperatures: Summary of the thermodynamic / electrostatic properties of the solvent // Amer. J. Sci., 1974. V. 10. P. 1089–1198.
36. Helgeson H.C., Kirkham D.H., Flowers G.C. Theoretical prediction of the thermodynamic behavior of aqueous electrolytes at high pressures and temperatures: IV. Calculation of activity coefficients, osmotic coefficients and apparent molar and standard and relative partial molar properties to 600°C and 5 kb // Amer. J. Sci., 1981. V. 281. P. 1249–1516.
37. Kennedy G.C. A portion of the system silica-water // Economic Geology, 1950. V. 45. N 7. P. 629–653.
38. Lowell R.P., Van Cappellen P., Germanovich L.N., Silica precipitation in fracture and evolution of permeability in hydrothermal upflow zones // Science. 1993. V. 260. P. 192–194.
39. Manning C.E. Coupled reaction and flow in subduction zones: Silica metasomatism in the mantle wedge // In Fluid flow and transport in rocks (ed. Jamtveit B. and Yardley W.D.), 1997. P. 139–148.
40. Morey G.W., Hesselgesser The solubility of some minerals in superheated steam at high pressure // Econom. Geol., 1951. V. 46, N 8. P. 821–835.
41. Morey G.W., Chen W.T. The action of hot water on some feldspars // Amer. Miner., 1955. V. 40, N 11–12. P. 996–1000.
42. Morey G.W., Fournier R.O. The decomposition of microcline, albite and nepheline in hot water // Amer. Miner., 1961. V. 46, P. 688–699.
43. Murphy W.M., Helgeson H.C. Surface exchange and the hydrolysis of feldspar // Geochim. Cosmochim. Acta, 1989. V.53, N 2, P. 559.
44. Newton R.C., Manning C.E. Quartz solubility in H₂O-NaCl and H₂O-CO₂ solutions at deep crust – upper mantle pressures and temperatures: 20-15 kbar and 500-900°C // Geochim. Cosmochim. Acta, 2000. V.64. N 17. P. 2993–3005.
45. Pak T.M., Hauzenberger C.A., Baumgartner L.P. Solubility of the assemblage albite+K-feldspar+andalusite+quartz in supercritical aqueous chloride solutions at 650°C and 2 kbar // Chemical Geology, 2003. V. 200. P. 377–393.
46. Pascal M.L., Anderson G.M. Speciation of Al, Si and K in supercritical solutions: Experimental study and interpretation // Geochim. Cosmochim. Acta, 1989. V. 53, N 8. P. 1843–55.
47. Ragnarsdottir K.V., Walther J.V. Experimental determination of corundum solubility in pure water between 400-700°C and 1-3 kbar // Geochim. Cosmochim. Acta, 1985. V. 49, N 10. P. 2109–2117.
48. Rossele G.T., Baumgartner L.P. Experimental determination of anorthite solubility and calcium speciation in supercritical chloride solutions at 2kb from 400 to 600°C // Geochim. Cosmochim. Acta, 1995. V. 59, N 8. P. 1539–1549.
49. Stefansson A. Dissolution of primary minerals of basalt in natural waters. I. Calculation of mineral solubilities from 0° to 350 °C // Chemical Geology, 2001. V. 172. P. 225–246.
50. Walther J.V., Helgeson H.C. Calculation of the thermodynamic properties of aqueous silica and the solubility of quartz and its polymorphs at high pressures and temperatures // Amer. Journ. Sci., 1977. V. 277. P.1315–1351.
51. Walther J.V. Experimental determination and interpretation of the solubility of corundum in H₂O between 350 and 600 °C from 0.5 to 2.2 kbar // Geochim. Cosmochim. Acta // 1997. V. 61, N 23. P. 4955–4964.

Рекомендована к печати О.В. Авченко

V. O. Khudolozhkin

The problem of quantitative evaluation of fluid composition under metamorphism (verification of physical-chemical modeling of water – mineral – rock reactions)

The paper offers results of comparison of physical-chemical quantitative calculation of the reaction fluid's composition (based on the "Winsel" software package) with experimental data for the systems water– electrolyte (NaCl, HCl, NaOH, KOH) – mineral (quartz, corundum, microcline, plagioclase) – rock (granite, pelite) at T 400°-800°C and P 1-10 kbar. P-T and fluid composition constraints have been established which ensure agreement of calculations of rock and mineral dissolution and experimental data.

Key words: Solubility, verification, physical-chemical modeling, composition of metamorphic fluid.

ЮБИЛЕИ

К 70-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ ВЛАДИМИРА НИКОЛАЕВИЧА ВОЕВОДИНА

Владимир Николаевич Воеводин родился 16 января 1937 г. в г. Харькове, окончил геологический факультет Харьковского госуниверситета в 1960 г.

Трудовую деятельность начинал в Восточно-Чукотской геологоразведочной экспедиции Северо-Восточного Геологического Управления Министерства геологии СССР (г. Магадан), работал техником-геологом, геологом, начальником полевых партий, с 1966 г. главным геологом экспедиции. Занимался геологосъемочными работами масштаба 1:200 000, 1:50 000, а также поисковыми и геологоразведочными работами на олово, вольфрам, золото, ртуть в пределах Чукотских мезозоид и Охотско-Чукотского вулканического пояса. В 1970 г. подготовил кандидатскую диссертацию на тему “Новый тип оловянного оруденения на Центральной Чукотке” и в 1970 г. защитил ее во Всесоюзном научно-исследовательском институте минерального сырья в Москве.

В 1970 г. был приглашен на работу в Дальневосточный научно-исследовательский институт минерального сырья (ДВИМС, г. Хабаровск). Работал старшим научным сотрудником, заведующим сектором, заведующим отделом. В 1977 он был назначен на должность заместителя директора ДВИМСа по научной работе. Курировал исследования по эндогенному оруденению редких, благородных и цветных металлов. Проводил собственные исследования по геологии и металлогении олова, вольфрама и сопутствующего оруденения золота, ртути, сурьмы, молибдена. в Приамурье, Северном Сихотэ-Алине, в Центрально-Колымских районах, Западной Чукотке, Якутии, Корякии.

Именно на 70–80-ые годы XX столетия и приходится наиболее плодотворная научная деятельность В.Н. Воеводина. Он подготовил докторскую диссертацию на тему “Геологические основы прогноза и поисков вольфрамового оруденения в северо-западном секторе Тихоокеанского пояса” и защитил ее в 1985 г. в ВИМСе.

В.Н. Воеводин неоднократно публиковал результаты своих исследований в журнале “Тихоокеанская геология”.

Он является одним из ведущих специалистов бывшего СССР в области геологии и металлогении эндогенных рудных месторождений редких, благородных и цветных металлов.

В конце 1989 г. В.Н. Воеводин был приглашен на работу в Харьковский госуниверситет на должность профессора и работает там до настоящего времени. Помимо педагогической деятельности он ведет активную научную работу.

В научном активе В.Н. Воеводина свыше 170 опубликованных работ. Как основные результаты его деятельности следует отметить следующие:

- Разработка трехступенчатых принципов рудноформационного анализа на вещественном, генетическом, металлогеническом уровнях, новой классификации вольфрамового оруденения.

- Исследования в области теории рудообразования позволившие кардинально пересмотреть устоявшиеся представления о рудогенезе и металлогении вольфрама.

- Обоснование присутствия базальтофильного вольфрамового оруденения в структурах базит-гипербазитового магматизма. В процессе этих работ установлен ряд принципиально новых генетических типов вольфрамового оруденения: листовитовый, магматический, карбонатитовый, родингитовый и др.

- Выяснение геологических условий комплексирования и сепарации оруденения различных металлов и установление направлений эволюции магматизма и эндогенного благородно-редкометалльного оруденения в процессе развития фанерозойских подвижных областей.

- Выяснение специфики оловянного и золотого оруденения в докембрийских структурах.

В настоящее время основные научные направления исследований В.Н. Воеводина: геология рудных месторождений редких, благородных и цветных металлов; металлогения; рудноформационный анализ; проблема новых и нетрадиционных типов оруденения; экологические последствия горнопромышленного производства в Украине и возможные пути их преодоления.

В.Н. Воеводин активный и увлеченный человек, его самая большая страсть – геология. Желаем ему здоровья и дальнейших творческих успехов.



Редколлегия

К 70-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ ВАЛЕНТИНА ПАВЛОВИЧА УТКИНА

12 апреля 2007 г. исполняется 70 лет Валентину Павловичу Уткину, выдающемуся российскому геологу, доктору геолого-минералогических наук. Валентин Павлович – признанный и титулованный ученый в области структурной геологии, геодинамики, тектоники, геотектоники. Благодаря таланту, работоспособности и результативности он хорошо известен среди российских и зарубежных геологов-тектонистов. Область его научных интересов весьма обширна – от структур рудных районов и месторождений до глобальной тектоники континентов и океанов. Научные достижения Валентина Павловича – яркий пример логически безукоризненных теоретических построений на основе анализа громадного фактического материала, новых творческих находок. Поэтому все его разработки не только по-настоящему фундаментальны, но и применимы практически, а многие из них уже с успехом использовались при проведении поисков и разведки рудных и нерудных месторождений.

Юбиляр родился в 1937 г. в селе Култук Слюдянского района Иркутской области. В 1952 г. он поступил в Благовещенский геолого-разведочный техникум.

После его окончания до 1981 г. Валентин Павлович работал в Южно-Приморской геолого-съемочной экспедиции Приморского геологического управления. Высшее образование он получил, работая на производстве. Уже в молодые годы ярко проявились его наблюдательность, изобретательность, критичность к традиционности, трудолюбие и жажда к самосовершенствованию, особенно в сфере возникших интересов к структурной геологии и тектонике. Преодолев негативное отношение к серьезному изучению структур, он внедрил в практику геологической съемки специализированные структурно-тектонические исследования, в результате которых им и под его руководством были изучены структуры ряда оловорудных и золоторудных районов и месторождений, составлена геолого-структурная карта Центрального Сихотэ-Алиня и геолого-геодинамическая схема Приморья. Тем самым Валентин Павлович, образно говоря, вдохнул жизнь в геологические карты и схемы, распознавая и показывая истинную направленность блоковых движений и векторов полей напряжения, определивших формирование структурных парагенезов, в том числе и рудоконтролирующих. Благодаря этим исследованиям обозначились новые перспективы поисков рудных объектов. В ряду рудоконтролирующих структур им выявлена новая форма – эшелонированные разрывы растяжения. Он автор и соавтор ряда отчетов по изучению тектоники Приморья, комплексной методики структурных исследований. В то время и заложились его собственная колея в мир науки. Он успешно продолжил дело своего учителя – Бориса Алексеевича Иванова.

Важнейшим достижением “доакадемического” периода творческой деятельности юбиляра следует признать вывод о доминанте в мезозое сдвиговых дислокаций и определяющей их роли в организации структур рудных районов и месторождений Сихотэ-Алиня. Его смело можно приравнять к крупному научному открытию. Это положение стало основой кандидатской диссертации, которую Валентин Павлович блестяще и защитил в 1977 г. в совете при “косыгинском” ИТИГе ДВНЦ АН СССР.

Основные фундаментальные достижения производственного периода научной деятельности В.П. Уткина опубликованы в 20-ти статьях в главных отечественных периодических изданиях и обобщены в первой авторской монографии: “Сдвиговые дислокации и методика их изучения”, изданной в “Науке” под редакцией академика Ю.А. Косыгина в 1980 г.



В 1981 г. Валентин Павлович возглавил созданную им лабораторию геодинамики магмо- и рудоконтролирующих структур Дальневосточного геологического института АН СССР. С этой временной отметки и до ныне он целиком погружен в научную деятельность.

В этот период им обоснованы ранее выдвинутые (1978–1980 гг.) представления, согласно которым Азиатско-Тихоокеанская зона перехода в мезозое и кайнозое развивалась как глобальная сдвиговая зона, названная автором Восточно-Азиатской. В дальнейшем это поистине фундаментальное открытие было подтверждено китайскими исследователями, описавшими так называемую сдвиговую систему Тань-Лу. В.П. Уткин показал, что формирование эпиконтинентальных депрессий и окраинных морей, вулканических поясов, а также становление рудных объектов восточной окраины Азии происходили в условиях разнорангового сдвигового растяжения континентальной коры.

Позднее юбиляром было выдвинуто представление о формировании эпиконтинентальных бассейнов восточного края азиатского континента – не благодаря простому прогибанию коры, а вследствие ее хрупкой деструкции. Это позволило Валентину Павловичу объяснить закономерность пространственно-временной связи вулканизма, поступления глубинных растворов и седиментогенеза. Детальным изучением строения нескольких угольных месторождения Приморья, он показал, что в формировании промышленных скоплений углей решающая роль может принадлежать не солнечной энергии, а глубинным вещественным и тепловым ресурсам Земли, поступавшим в верхние слои по разломам. Локальное высвобождение этих ресурсов на поверхность обеспечивалось оптимальным растяжением континентальной коры в условиях сдвигового геодинамического режима.

Не менее интересной новацией является положение, обоснованное В.П. Уткиным на базе большого фактического материала, о том, что восточно-приморский мегаблок представляет собой смятую в складки и чешуированную моноклиналь. Согласно этому представлению, в неогене в результате образования Япономорской рифтогенной впадины мегаблок и входящий в его состав Восточно-Сихотэ-Алинский магмо-металлогенический пояс наклонились на юго-восток. Последовал вывод, что зональность, проявленная в косом эрозионном срезе пояса по горизонтали с запада на восток, является отражением вертикальной магмо-металлогенической зональности. Другими словами, при изучении структуры крупнейшего вулканоплутонического сооружения, развивавшегося на протяжении 110–60 млн лет, его магматизма и металлогении, Валентин Павлович впервые применил метод исследования косых эрозионных срезов, который широко используется в ходе анализа вертикальных разрезов стратифицированных образований. Таким образом, мы считаем важнейшим методическим моментом его указание на прямую зависимость геологического рисунка на дневной поверхности от глубинного строения крупных рудно-магматических объектов, а не только стратифицированных.

На базе этих и других наработок Валентин Павлович защищает в 1989 г. докторскую диссертацию “Сдвиговые дислокации и их роль в проявлениях магматизма и рудообразования Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода”. Она также снискала множество положительных откликов. Вот один из них: “Диссертант на основе детального изучения Сихотэ-Алинского фрагмента зоны перехода и других участков разработал новую геодинамическую концепцию формирования и развития зоны перехода, как зоны сдвиговых дислокаций. Это главное выдающееся достижение автора, которое сделало бы честь целым научным коллективам. Предложенная концепция упорядочивает многие эмпирически установленные закономерности строения и развития локальных районов зоны перехода, открывает новые закономерности в проявлениях магматизма и рудообразования, расширяет возможности прогноза скрытого оруденения, уточняет стратегию поиска полезных ископаемых...”.

После защиты диссертации юбиляр с неиссякаемой энергией продолжает анализировать фондовые и опубликованные материалы, проводит специализированные полевые исследования по выявлению роли тектонических дислокаций в процессах седиментогенеза и магматизма. Впервые, увязав огромный объем информации по стратиграфии, литологии, магматизму с направленностью тектонических движений на примере Амуро-Уссурийского региона, он разрабатывает геодинамическую модель развития коры, показывающую что сдвиговые дислокации на ранних этапах начались с формирования региональных горст-аккреционных, воздымающихся структур сжатия, чередующихся с зонами сосдвигового растяжения коры, определивших собою положение раннемеловых осадочных бассейнов, названных автором рифто-грабенами. Он выявляет и с геодинамических положений обосновывает синхронное развитие базит-гипербазитовых плутонов в горст-аккреционных структурах и конседиментационного базитового вулканизма в рифто-грабенах. Доказывает, что аккреционные призмы Сихотэ-Алиня могли формироваться не обязательно в условиях субдукции океанических плит, как принято считать, а являются следствием фронтального, чешуированного скусывания литопластин, перемещавшихся по субгоризонтальным срывам, генетически связанным с активизацией сдвигов. Им предложен новый термин – “ректадукция” литопластин (rectaduction: ductus – ведение, recta – прямо).

В свое время (1976, 1980 гг.), В.П. Уткин обнаружил в Приморье наложение мезозойских сдвиговых дислокаций, происходивших в условиях субмеридионального сжатия, на протоструктуры – производные субширотного сжатия. Было выдвинуто представление, согласно которому формирование Восточной окраины Азии в палеозое и ме-

зозое происходило в разных геодинамических обстановках, обусловленных сменой направлений сжатия (и перемещения) сочленяющихся литосферных плит. По аналогии с Восточно-Азиатской глобальной сдвиговой зоной, Валентин Павлович, на основе анализа литературных источников, выделил и другие глобальные сдвиговые зоны (левые и правые), обрамляющие континенты северного полушария и наложенные на зоны окраинно-континентального орогенного скупивания масс, отвечающего дислокациям фронтальных поясов сжатия, смещающихся континентов. На основе установленной им смены геодинамических режимов развития окраин континентов он разработал глобальную геодинамическую модель тектогенеза окраин континентов и распада Лавразийского и Гондванского суперконтинентов как следствие неравномерного осевого вращения Земли. Важно заметить, что позднее в рамках сотрудничества с Приморской поисково-съёмочной экспедицией при геологическом доизучении площадей ГДП – 200 им получен уникальный фактологический материал, доказывающий это положение и свидетельствующий о смене на рубеже перми и триаса широтного сжатия на субмеридиональное.

В начале нынешнего столетия Валентину Павловичу было предложено разработать геодинамическую модель вулканизма Тихого океана. На примере Магелановых гор он прежде всего изящно решает динамические условия формирования гайотов: от их формирования как вулканических построек до погружения после их абразии. В дальнейшем изучая инфраструктуру вулканических поясов, он приходит к выводу, что протяженные на тысячи километров вулканические пояса Французской Полинезии, Маршала, Лайн и др. сформированы над активизированными северо-западными правосторонними сдвигами нижней литосферы. Предложенную модель развития вулканических поясов Тихого океана академик Ю.М. Пушаровский определил как новый и исключительно интересный подход в решении этой важной проблемы.

В рамках международного сотрудничества Валентин Павлович участвовал в монографическом описании глобальной сдвиговой системы Тань-Лу (издано в Лондоне в 1993 году под редакцией профессора Сюй Цзявэя). Монография получила широкий международный резонанс. Он – активный участник крупных коллективных проектов: “Структурно-формационная карта Северо-Западной части Тихоокеанского подвижного пояса”, “Разломная карта СССР и сопредельных стран”, “Тектоническая карта Дальнего Востока”. Валентин Павлович участвовал во всесоюзных и международных совещаниях и был активным организатором нескольких форумов по проблемам структурной геологии и тектоники.

В.П. Уткин всегда уделял большое внимание внедрению теоретических разработок в практику поисков и разведки рудных месторождений. Главная суть научно-производственных выводов в том, что рудные месторождения, по Уткину, размещены в разноранговых структурах растяжения, расположенных вдоль сдвиговых зон северо-восточного простирания, которые он назвал металлогеническими. Установленный им на этой основе единый иерархический ряд генетически соподчиненных сдвиговых структур, контролирующих рудные объекты различных рангов, позволил ему разработать принципиальную основу стратегии поисков рудных объектов различных рангов – от рудных районов до отдельных рудных тел, которая была внедрена им в практику производственных организаций.

Валентин Павлович, кроме Приморья, участвовал в качестве руководителя и ответственного исполнителя в прикладных научно-исследовательских проектах по изучению геодинамики формирования рудоконтролирующих структур Солнечного, Придорожного и Фестивального месторождений Комсомольского рудного района. Он работал по целевой программе Дальневосточного отделения Российской академии наук над составлением карты кинематики и динамики разломов Приморья с целью обоснования размещения новых энергетических объектов. Проводилось изучение геологических критериев сейсмоопасности Партизанской и Артемовной электростанций.

В.П. Уткин – активный член Ученого совета ДВГИ и ряда специализированных советов по защитах докторских и кандидатских диссертаций. В разное время он был членом секции Межведомственного тектонического комитета РАН, входил в состав Межведомственной комиссии по сейсмическому районированию (Дальневосточная секция), а также являлся членом НТС по сейсмостойкому строительству и инженерной защите от стихийных бедствий на территории Приморского края.

Результаты исследований В.П. Уткина отражены в 9 монографиях и более 120 научных статьях. В 1996 г. он был избран действительным членом Международной Академии минеральных ресурсов, а в 1998 г. вклад в науку В.П. Уткина отмечен присуждением ему почетного звания “Заслуженный деятель науки”. За внедрение научных разработок в практику он награжден медалями “За заслуги в разведке и освоении недр Хабаровского края” и “За заслуги в разведке недр Приморского края”.

Свое семидесятилетие Валентин Павлович встречает полным творческих сил и планов. Пожелаем же ему в день славного юбилея доброго здоровья, неиссякаемой энергии, новых больших успехов на благо России и геологической науки.

ПОТЕРИ НАУКИ

РОДИОНОВ СЕРГЕЙ МИХАЙЛОВИЧ

(1948–2007)



*Словно черный снег лег на землю вдруг.
Не найти теперь снега чистого.
Ты ушел от нас не директор — друг,
Потеряли мы человека близкого.*

*Что отпущен был столь короткий срок,
Знал, наверное, сердцем чувствовал.
Не жалея сил, делал все, что мог,
Отгоняя прочь все предчувствия.*

*Все, что сделано, продолжает жить,
Пусть хранится в памяти остро
И слова, и улыбки, и наклон головы.
Жизнь прожить — это так не просто!*

10 февраля 2007 г. скоропостижно скончался крупный ученый, член-корреспондент Российской академии наук, директор Института тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН.

С.М. Родионов в 1971 г. окончил геологический факультет Московского государственного университета им. Ломоносова, получив специальность “геология и разведка месторождений полезных ископаемых”. Научную деятельность он начал еще в студенческие годы, участвуя в составе тематической группы ИГЕМ АН СССР в исследованиях геологии оловорудных месторождений Хабаровского края. Эти исследования С.М. Родионов продолжил в аспирантуре при ИГЕМ АН СССР, после окончания которой в 1975 г. успешно защитил кандидатскую диссертацию.

С 1975 г. С.М. Родионов продолжает научную деятельность в Дальневосточном НИИ минерального сырья, где он прошел путь от старшего научного сотрудника до заведующего отделом. Дальнейшие исследования С.М. Родионова включали широкий спектр таких важных для теории рудообразования проблем, как зональность и структурные особенности рудных месторождений и рудных районов, минералогия руд, типизация рудных месторождений, локальная и региональная металлогения и геодинамика, тектонический контроль оруденения.

С 1998 г. Сергей Михайлович полностью сосредоточился на научных исследованиях в Институте тектоники и геофизики ДВО РАН сначала в должности ведущего научного сотрудника, затем — заместителя директора по научной работе, а с 2003 г. — директора института.

Главными направлениями исследований С.М. Родионова в эти годы являлись тектоника и глубинное строение рудоносных территорий и рудных месторождений. В качестве руководителя и ответственного исполнителя он участвовал в выполнении ряда крупных международных и интеграционных проектов, программ ДВО и ОНЗ РАН. Под его руководством и при непосредственном участии выполнены крупные коллективные обобщения по оловоносности и молибденоносности юга Дальнего Востока и Северо-Востока России, по геодинамике, магматизму и металлогении Востока России, составлена серия прогнозно-металлогенических карт. Им предложен принципиально новый

подход в разработке общих методологических принципов прогнозирования рудных районов, разработана оригинальная экспертная компьютерная система прогнозирования.

Выполненные теоретические разработки по геологии месторождений олова Дальнего Востока, а также другие результаты обширных металлогенических исследований были обобщены С.М. Родионовым в диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук “Металлогения олова Востока России”, успешно защищенной им в 2003 г. Основным научным результатом работы явилось создание общей металлогенической модели формирования оловянного оруденения, выявлены и проанализированы наиболее существенные факторы рудообразования.

В последние годы исследования С.М. Родионова были ориентированы на решение таких важных проблем рудной геологии, как эволюция процессов рудообразования в истории земной коры, связь рудных районов и рудных месторождений с глубинным строением. Им разработаны основы нового направления геологической науки – глубинной металлогении. В 2006 г. С.М. Родионов был избран членом-корреспондентом Российской академии наук по специальности “геология рудных месторождений”. Творческое наследие С.М. Родионова включает более 170 работ, в т.ч. 9 монографий.

Научные исследования С.М. Родионова успешно сочетал с активной научно-организационной деятельностью. Возглавляя Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, он являлся председателем Дальневосточного отделения Российского минералогического общества, членом Президиума Хабаровского научного центра ДВО РАН, заместителем главного редактора журнала “Тихоокеанская геология”, членом редколлегии журнала “Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН”, членом двух диссертационных советов.

С.М. Родионов сыграл выдающуюся роль в организации и проведении совместных исследований тектоники, геодинамики и металлогении Циркумпацифики с зарубежными коллегами в рамках двух международных проектов.

Сергей Михайлович был жизнерадостным, доброжелательным, интеллигентным и разносторонне одаренным человеком. С большим интересом относился к различным техническим новшествам, был заядлым рыбаком и охотником, увлекался художественной резьбой по дереву.

Сергей Михайлович находился в расцвете своей научной и научно-организационной деятельности. Был полон творческих планов. Его жизнь оборвалась на взлете.

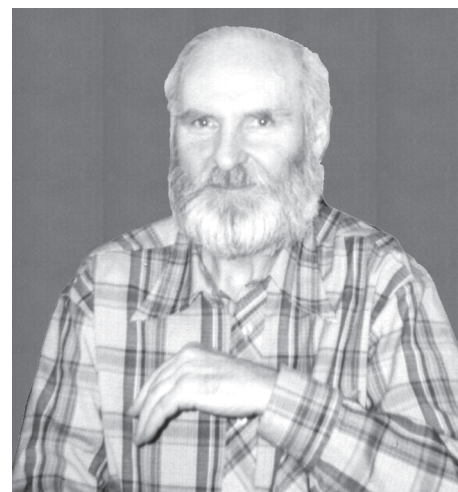
Светлая память о Сергее Михайловиче Родионове – нашем директоре, коллеге и товарище – останется в наших сердцах.

Редколлегия, коллектив Института тектоники и геофизики ДВО РАН

СВАРИЧЕВСКИЙ АЛЕКСАНДР СТЕПАНОВИЧ
(1943–2006)

13-го ноября 2006 года в г. Санкт-Петербурге после тяжелой продолжительной болезни ушел из жизни бывший ведущий научный сотрудник ТОИ ДВО РАН Сваричевский Александр Степанович.

А.С. Сваричевский в 1969 году закончил географический факультет Ленинградского государственного университета им. А.А. Жданова и сразу выбрал местом своей профессиональной деятельности Дальний Восток, поступив на работу в Сахалинский комплексный НИИ ДВНЦ АН СССР. За почти 30-летний стаж работы в дальневосточных институтах Академии наук СССР он прошел путь от лаборанта до ведущего научного сотрудника. За это время он участвовал в многочисленных морских экспедициях, российских и международных проектах и программах. Общий список опубликованных им работ в отечественных и зарубежных изданиях включает около 80 наименований.



В 1985 году А.С. Сваричевский защитил диссертацию “Геоморфология морского дна в Южно-Охотском регионе” на соискание степени кандидата наук по специальности “Геоморфология и палеогеография”, а в 1986 году перешел в Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, в котором проработал более 15 лет.

Александр Степанович занимался выяснением закономерностей строения, происхождения и эволюции рельефа дна Тихого океана, включая зону перехода к Азиатскому континенту, анализом деятельности современных экзогенных рельефообразующих процессов. Он принимал активное участие в составлении банка данных по результатам морских геолого-геоморфологических и геофизических исследований, полученных в экспедициях разных отечественных и зарубежных организаций и ведомств.

Особые успехи А.С. Сваричевским достигнуты в картографировании рельефа морского дна. В период 1992–2003 гг. он являлся соруководителем работ по программе “Геологическое и геоморфологическое картирование дна Тихого океана и его окраинных морей”, целью которых было обобщение экспедиционных геоморфологических материалов по программе WESTPAC. Долгие годы он плодотворно работал над созданием методик генетической интерпретации и структурно-морфологического анализа элементов рельефа морского дна, занимался разработкой легенд к геоморфологическим картам разного масштаба северо-западной части Тихого океана, включая окраинные моря. Свои идеи и представления он широко использовал при построении ряда оригинальных геоморфологических карт: Охотского и Берингова морей, геоморфологической карты Курило-Камчатской островной системы; геологической карты Дальнего Востока. Один из важных результатов его деятельности – комплект батиметрических карт на отдельные акватории дна Тихого океана, вошедшие в состав международного “Геолого-геофизического атласа Тихого океана”. Кроме того, им построены и подготовлены к изданию батиметрические карты дна Охотского и Японского, Берингова и Филиппинского морей, которые учитывают и обобщают все известные на тот период времени данные и могут служить основой для теоретических разработок, создания проектов дальнейшего геолого-геоморфологического изучения этих регионов. Созданные им карты рельефа акустического фундамента Охотского и Берингова морей послужили основой для выбора местоположения планируемых скважин глубокого бурения по международному проекту ODP в Охотском и Беринговом морях.

А.С. Сваричевский постоянно находился в тесном научном контакте с морскими геоморфологами и геологами ИО, АКИН, ВНИРО, ГИН, ЛГУ, МГУ, ВНИИОкеангеология и других научных и учебных учреждений России, участвовал в различных международных проектах, активно сотрудничал с учеными Японии, Кореи,

США и других стран. Он был официальным рецензентом объединенного Международного комитета GEBCO, Межправительственной Океанографической комиссии и Международной Гидрографической организации (ИОС-ИНО) по северо-западной части Тихого океана, входил в состав рабочей группы по геоморфологии дна морей и океанов, Комиссии по проблемам Мирового океана.

В период работы в ТОИ ДВО РАН А.С. Сваричевский – один из наиболее осведомленных и широко эрудированных ученых, ведущих исследования геоморфологии и тектоники дна западной части Тихого океана и переходной зоны между океаном и прилегающими континентами. Он утверждал, что дальнейший прогресс в области морских наук, связанных с проблемами освоения минеральных ресурсов дна морей и океанов, а также решение других многочисленных задач прикладного значения невозможны при существующем уровне геоморфологической изученности дна акваторий, и настаивал на активизации геоморфологических исследований.

Болезнь обрушилась на него внезапно, на пике его творческой активности. Несмотря на недомогание, он продолжал работать до последнего дня. Александр Степанович ушел из жизни очень рано. Многие его планы остались нереализованными, карты – незаконченными, статьи – незавершенными.

Александр Степанович был интеллигентным, общительным и очень эрудированным человеком, ученым, который много успел сделать для развития морской геоморфологии Дальнего Востока. Таким он и останется в нашей памяти, в памяти его близких, друзей и коллег.

Редколлегия, сотрудники ТОИ им. В. И. Ильичева ДВО РАН.