

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. Баринов⁴, В.М. Чубаров⁵*

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

²Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, г. Ново-Сибирск

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, горючесланцевых 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 позднплейстоцен-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, вивианит, 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, отобраным 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.).

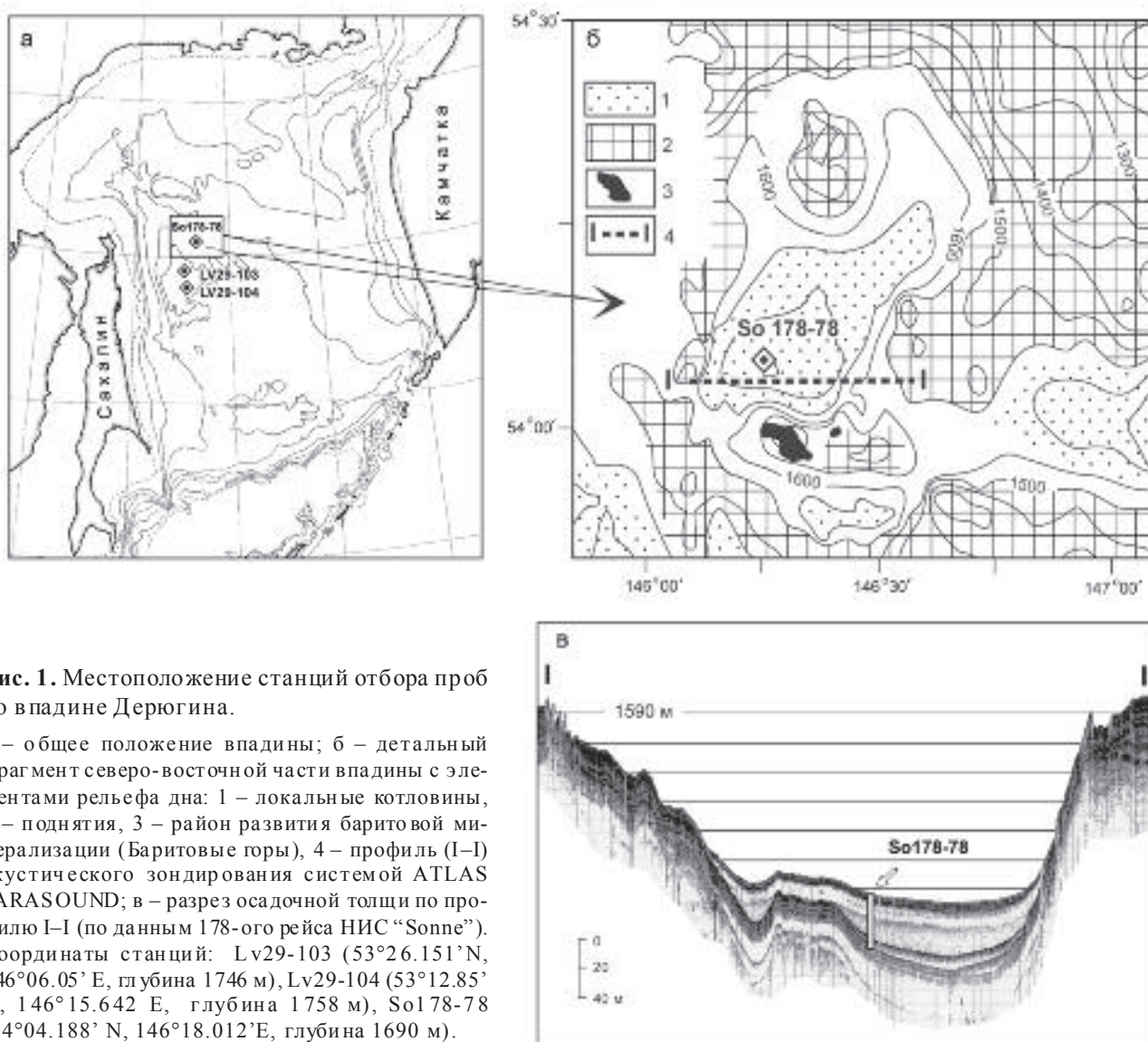


Рис. 1. Местоположение станций отбора проб во впадине Дерюгина.

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).

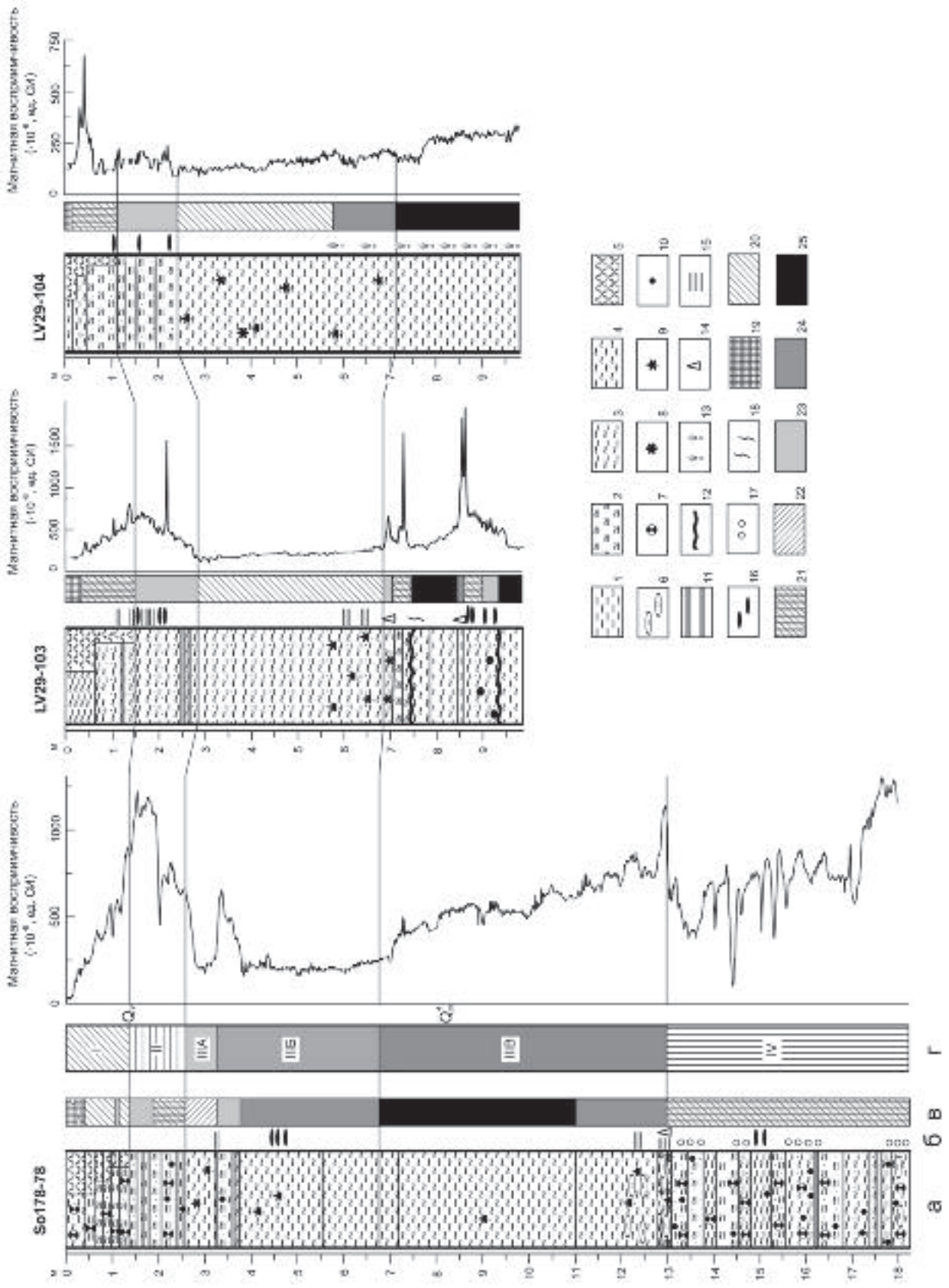
Микрозондовые определения химического состава аутигенных минералов выполнены в ИВиС ДВО РАН (Чубаров В.М.). Определение органического углерода проводилось в ТИГ ДВО РАН (Богданова Н.А.). В основу метода количественного определения C_{org} в осадках положена методика его окисления раствором бихромата 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, околнуриваясь 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, околнуренных 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 заложен 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 эманацй на морском дне и связанная с этим процессом аутигенная минерализация Mn-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 разновозрастных отложениях Охотского моря по комплексу литологических, геохимических, изотопно-кислородных, радиоуглеродных, тефрохронологических, 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 Mn-кальцитовые образования; 8 – глендонит; 9 – растительные остатки; 10 – галька и гравий ледового разнота, 11 – уплотненные, диагенетически измененные прослои голубовато-зеленого цвета; 12 – перерывы в осадконакоплении с отчетливой эрозионной границей; 13 – газонасыщенная текстура отложений; 14 – турбидитовые прослои; 15 – слоистость; 16 – прослои 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 Mn-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 несопласием 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 IIIВ (гидротроилитовая) представлена однородными по составу тонкодисперсными пелитами черного цвета, которые постепенно сменяются отложениями темно-серого цвета. Она прослеживается в наиболее пубоководных районах впадины Дерюгина и полностью вскрыта на ст. Sol 78-78, 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 однородностью, 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 IIIВ характеризуется в колонке LV29-103. В ней черные гидротроилитовые гомогенные пелиты встречаются на двух горизонтах (745–847 и 936–987 см – IIIВ₁ и IIIВ₃), которые разделены зеленовато-серыми алевропелитами с примесью песка и единичной гальки (IIIВ₂). Близкие по составу алевропелиты (IIIВ₁) 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-эрозивная. 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 вышезалегающими 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 вышезалегающих 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 зеленоватого-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.

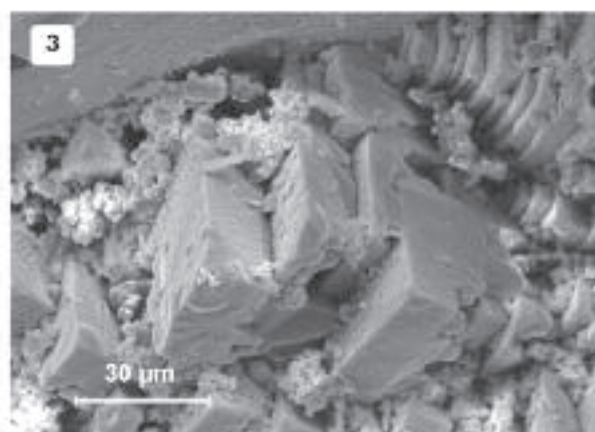
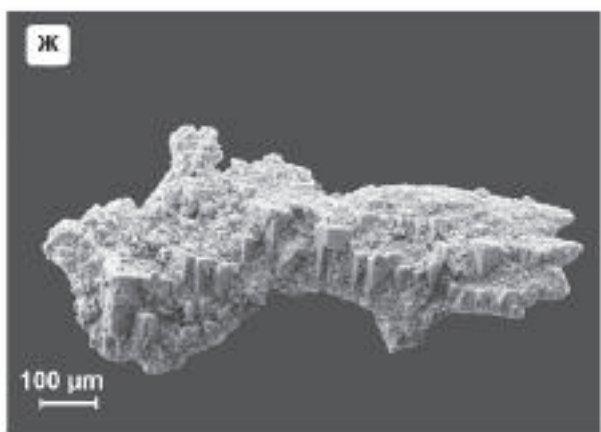
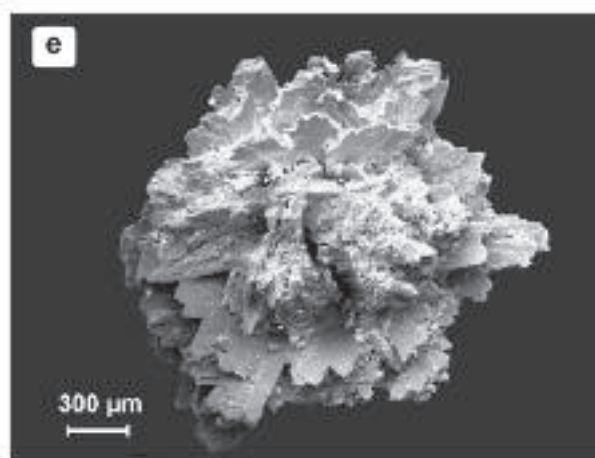
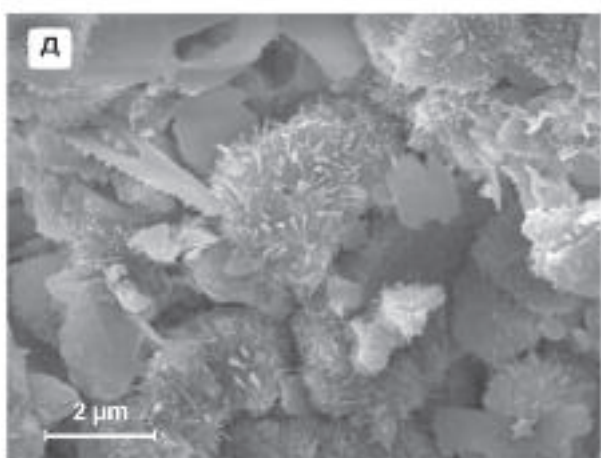
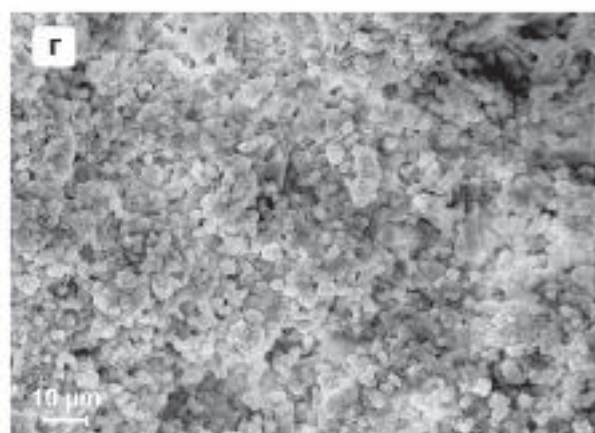
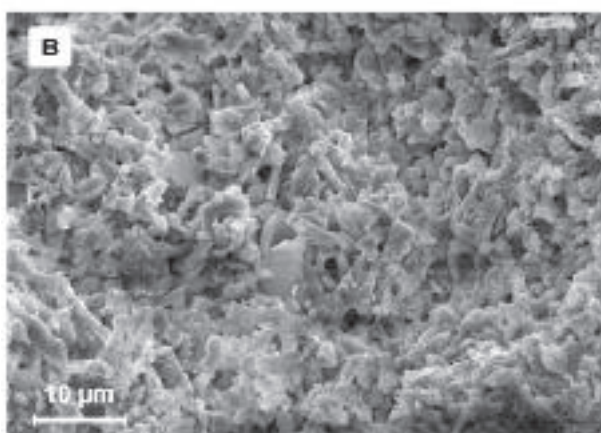
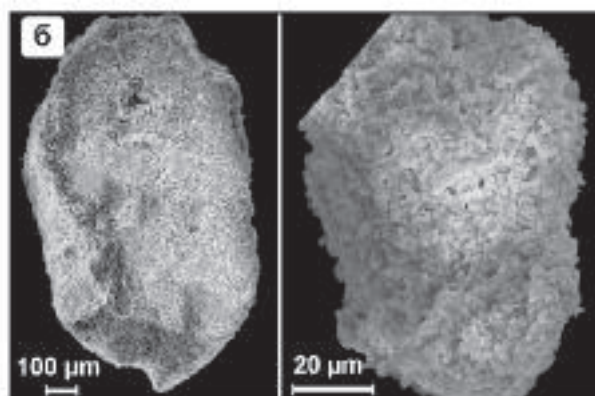
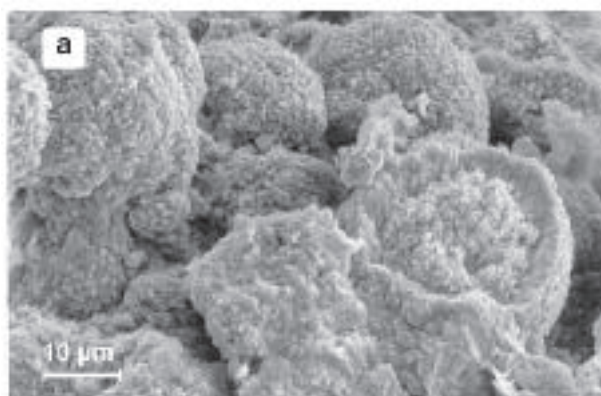
По данным рентгеноструктурного, микрозондового и электронно-микроскопического анализов, основные морфологические типы карбонатов представлены сложными многокомпонентными образованиями изоморфного ряда кальцит–родохрозит. Относительно чистые родохрозиты были обнаружены только в колонке So178-78 на горизонте 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 загущивает 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).

Близкие 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 плендонитовые 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).



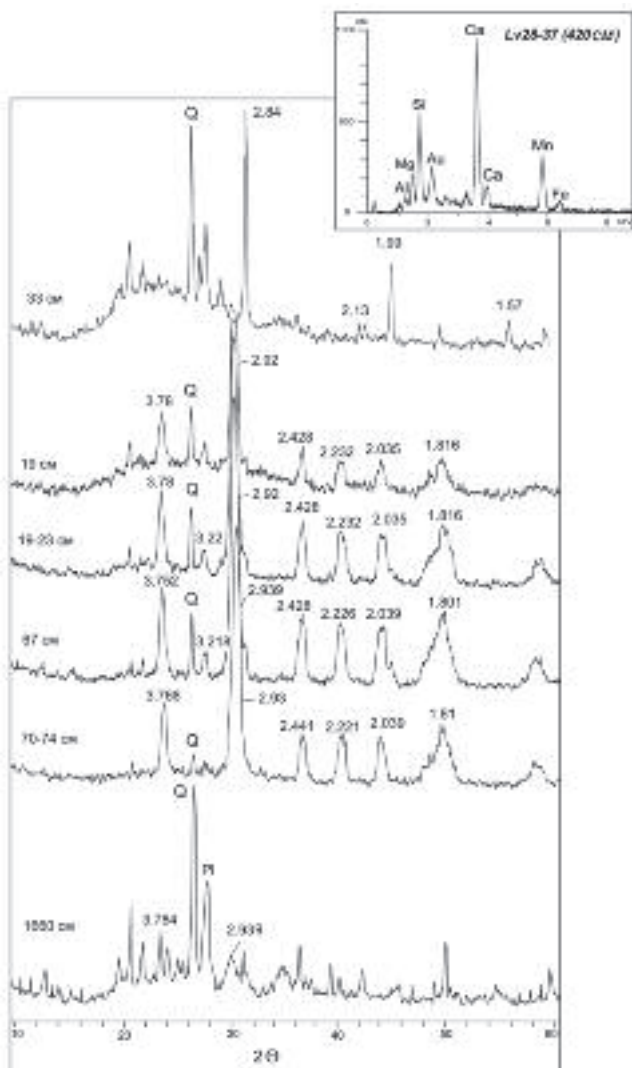


Рис. 4. Рентгенограммы Mn-карбонатов из отложений колонки So178-78.

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 пирит-

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 μm. В матрике заметны включения обломков терригенных минералов и диатомей; **д** – структура комковатого зерна бежевого цвета, сложенного пластинчатыми и 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**).

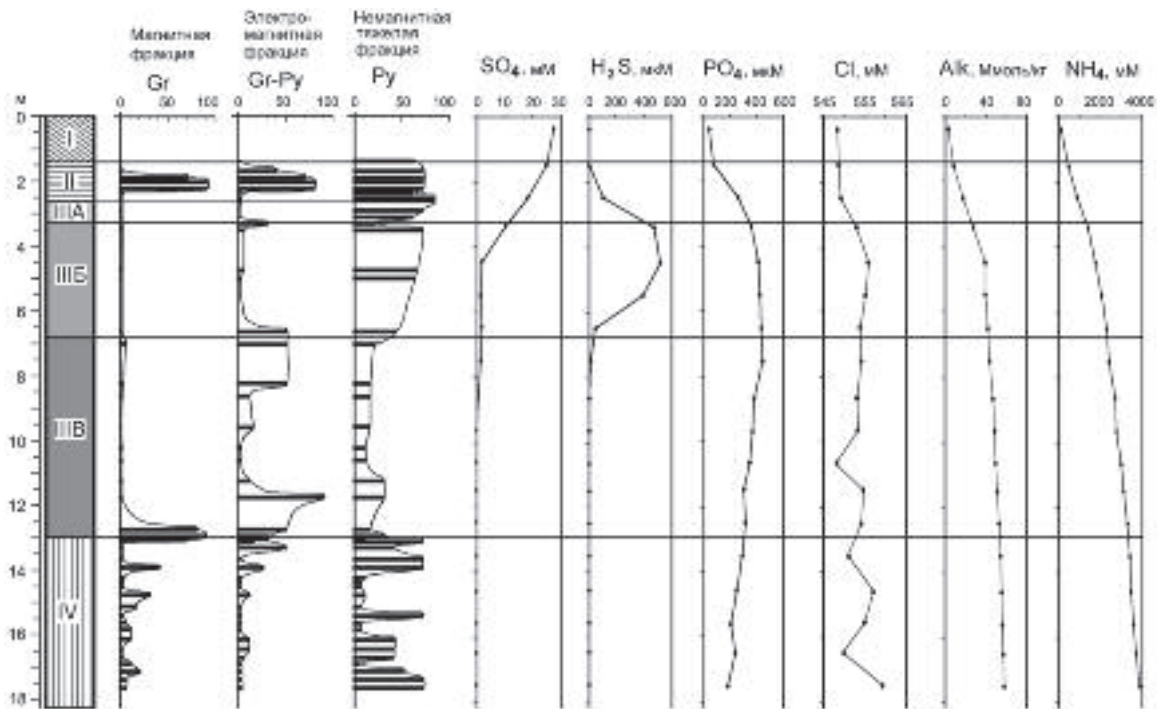


Рис. 5. Характер вертикального распределения сульфидной минерализации и состава поровых вод в отложениях колонки Sol 78-78.

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: мМ – миллимоли, мкМ – 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 Sol 78-78 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 маговой, 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. So 178-78).

Таблица 1. Средний химический состав пиритов из отложений колонки So178-78 по данным микронзондового 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	
So178-78	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 моносulfидов 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. Здесь они присутствуют в виде агрегатов кристаллов, образующих розетковидные микростяжения размером до 1 мм (рис. 3е) и представленных довольно редкой разно-

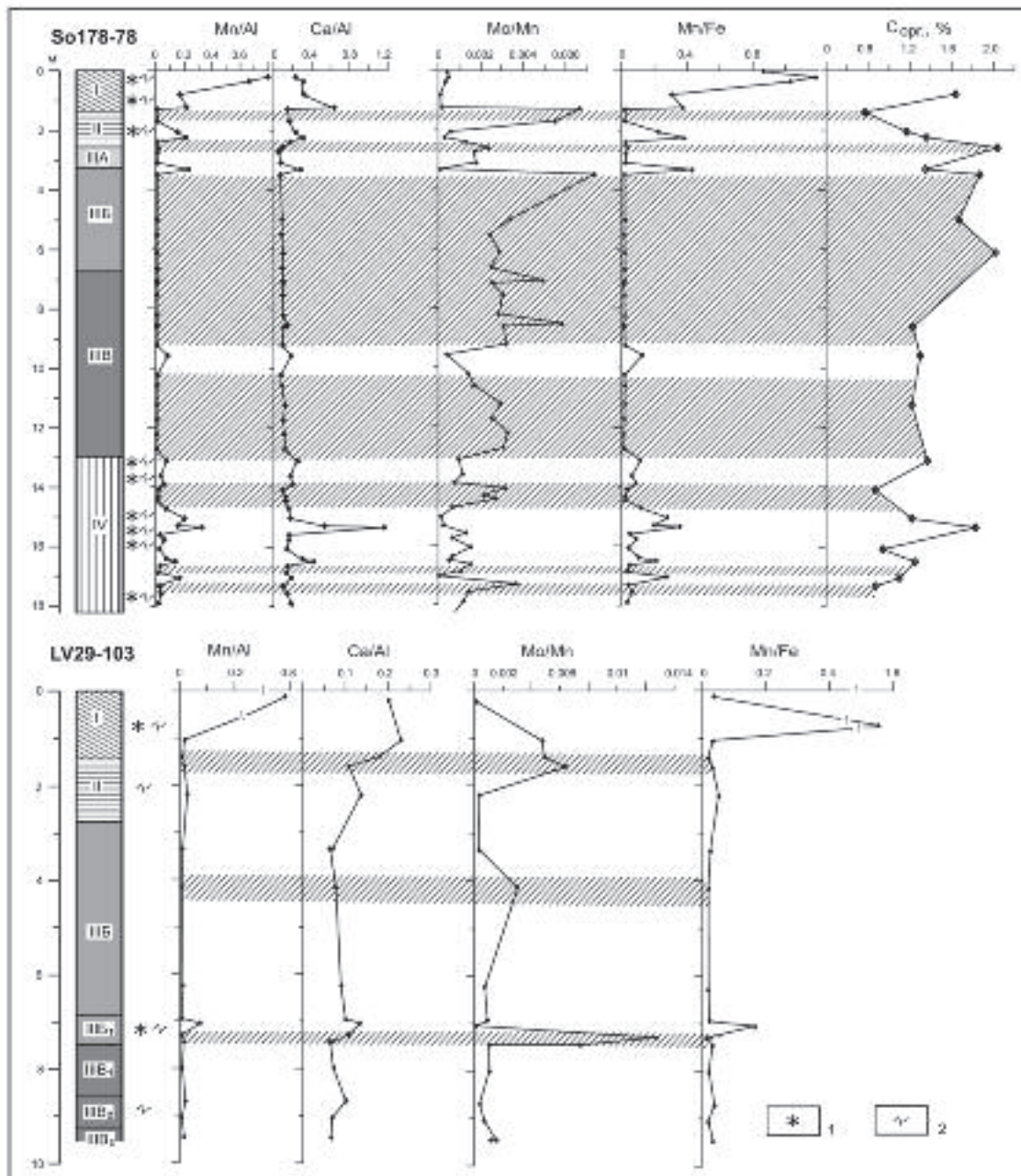


Рис. 6. Геохимические параметры отложений из колонок So178-78 и LV29-103.

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 ПШВ₂).

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.

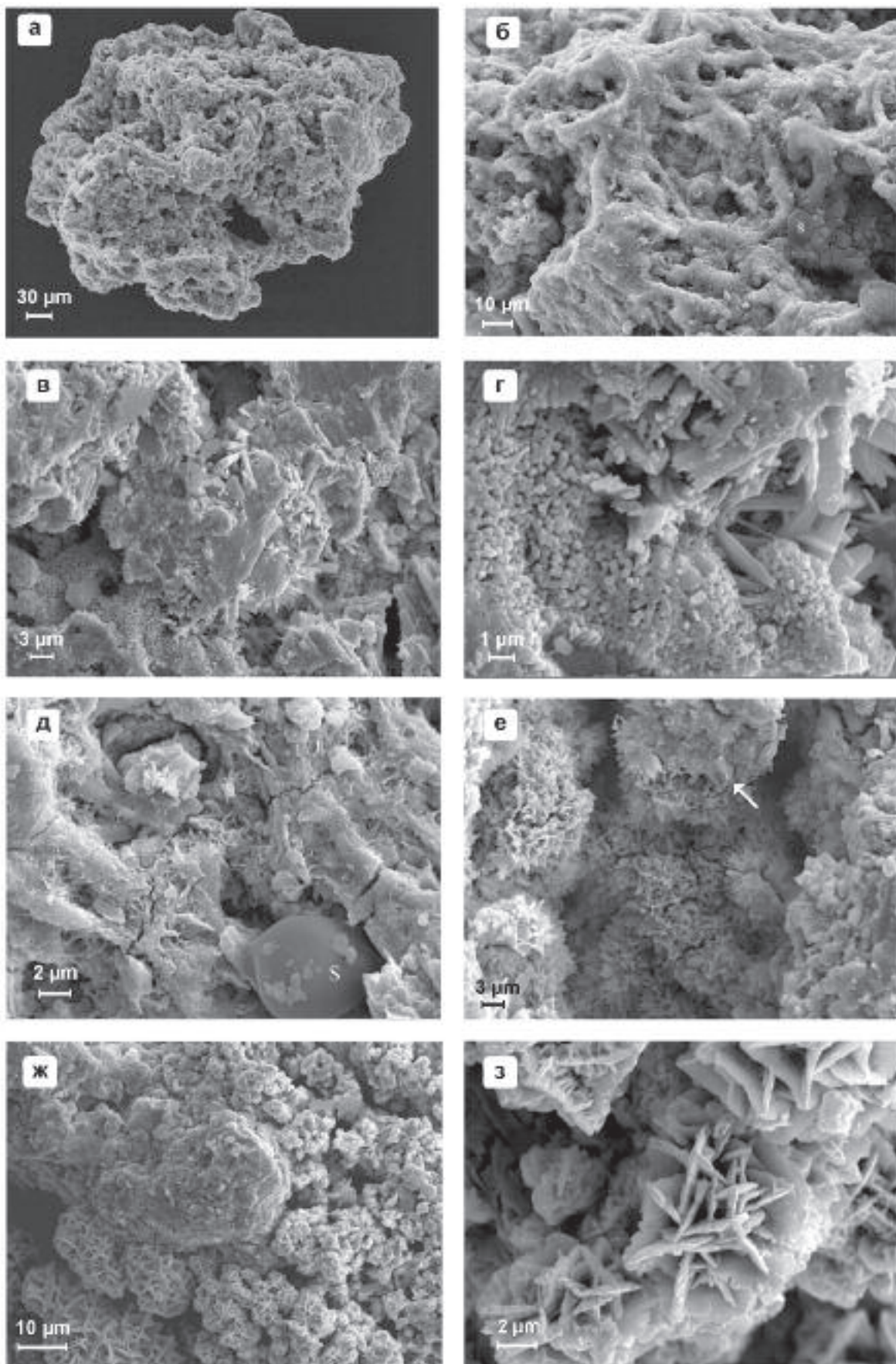
Прежде чем переходить к выяснению особенностей распределения химических элементов по разрезу колонок, рассмотрим наиболее общие закономерности, которые просматриваются при анализе корреляционных взаимоотношений между элементами. С этой целью массивы аналитических данных (как суммарные, так и по отдельным 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 РЗЭ). 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 (РЗЭ), 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 $C_{\text{орг}}$ [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 процессами 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-



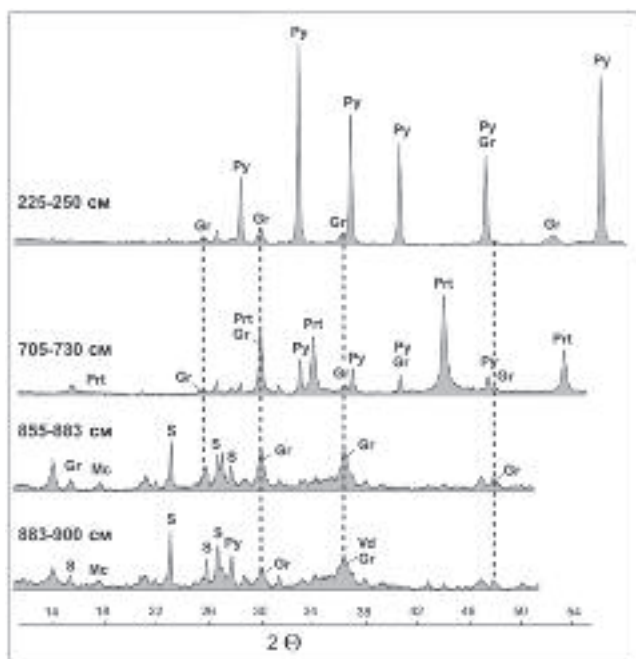


Рис. 8. Рентгенограммы сульфидных минералов из отложений колонки LV29-103.

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-

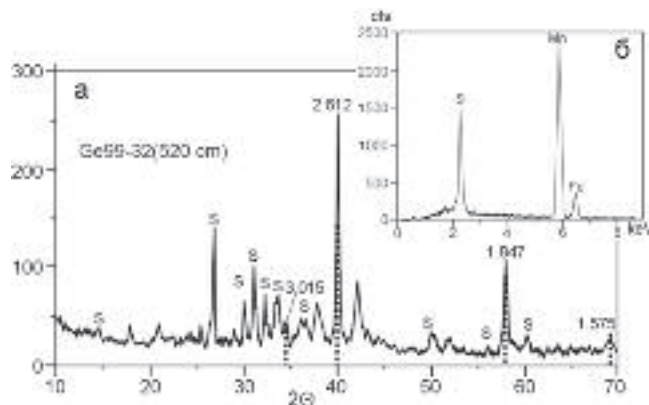


Рис. 9. Рентгенограмма (а) и энергодисперсионный спектр (б) алабандина из отложений впадины Дерюгина (район Баритовых гор).

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 двоякованных 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 содержаний 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 (ПВ) 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 прослои 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 Sol 78-78 характеризуется довольно высокими значениями (0.8–2.1 %). На этом относительно повышенном фоне содержаний $C_{орг}$ отмечаются колебания с амплитудой более одного процента (рис. 6). Причем, при некотором разбросе значений все же заметен отчетливый тренд уменьшения содержаний 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 содержаний характерен для отложений I литокомплекса. Кроме перечисленных элементов сюда входят Ba, Ni и Co. Незначительное увеличение содержаний (относительно кларка глин) наблюдается для Fe в терригенных отложениях позднего плейстоцена–раннего голоцена (II–IV литокомплексы).

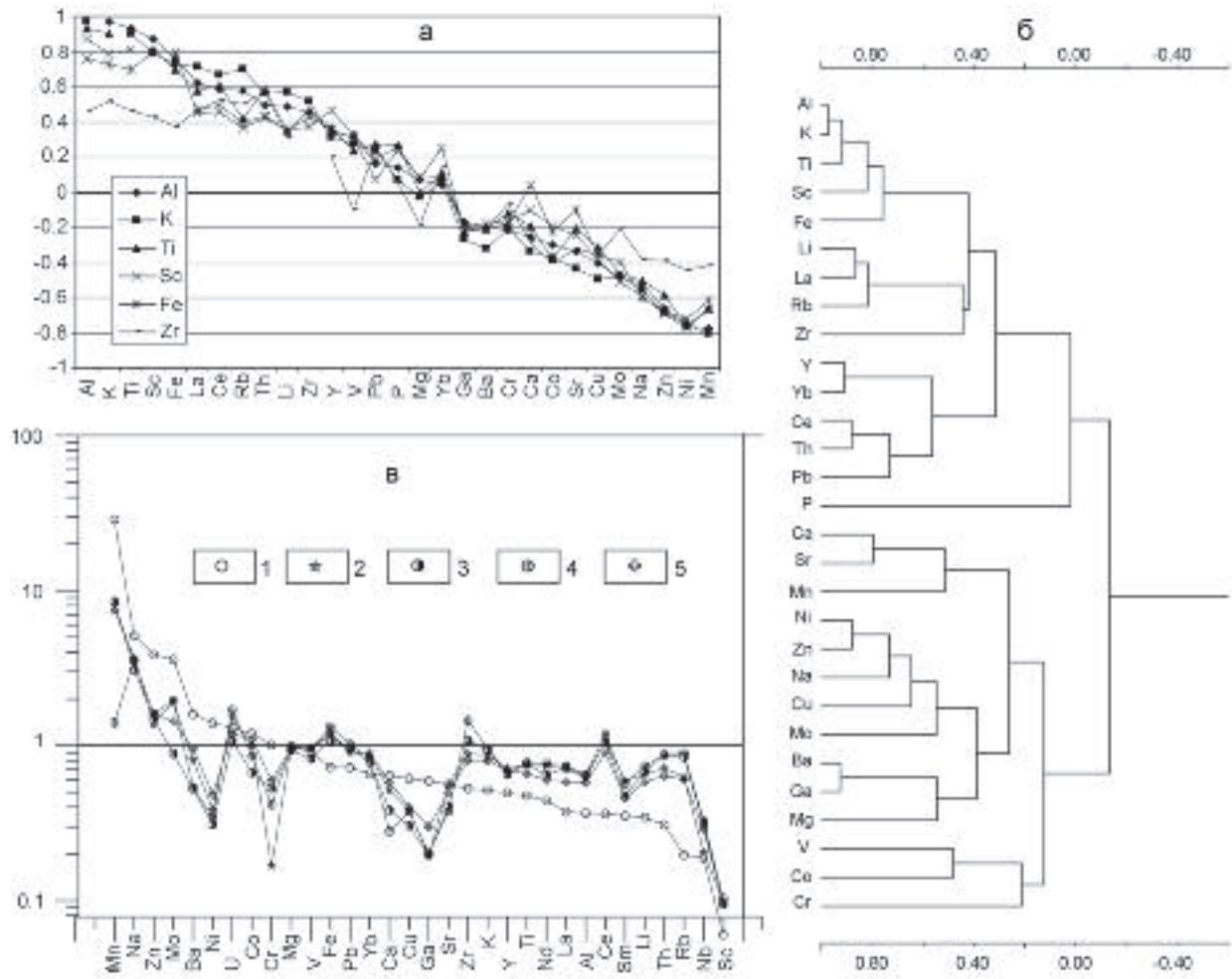


Рис. 10. Особенности химического состава отложений из колонки So 178-78.

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 органophilную ассоциацию отложений черносланцевых формаций. Несмотря на то, что элементы отчетливо разделились на кластофильную и органophilную 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 Сорг 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 Сорг 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 постагматическо-

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-

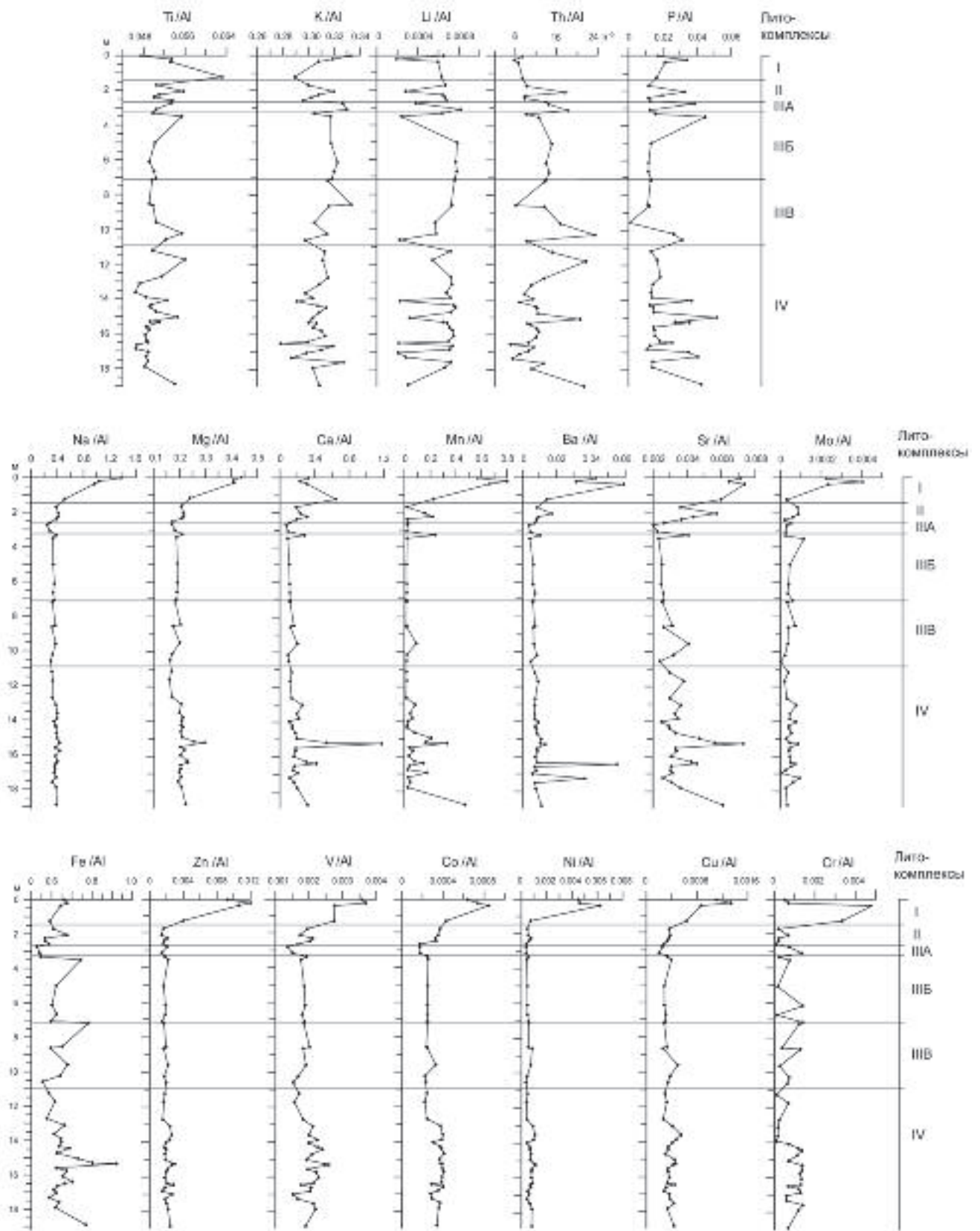


Рис. 11. Распределение химических элементов, нормированных по Al, в отложениях колонки So 178-78.

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 содержания 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 ($\delta^{13}C = -10.0...-11.8 \text{ ‰}$, $\delta^{18}O = +3.5...+4.5 \text{ ‰}$

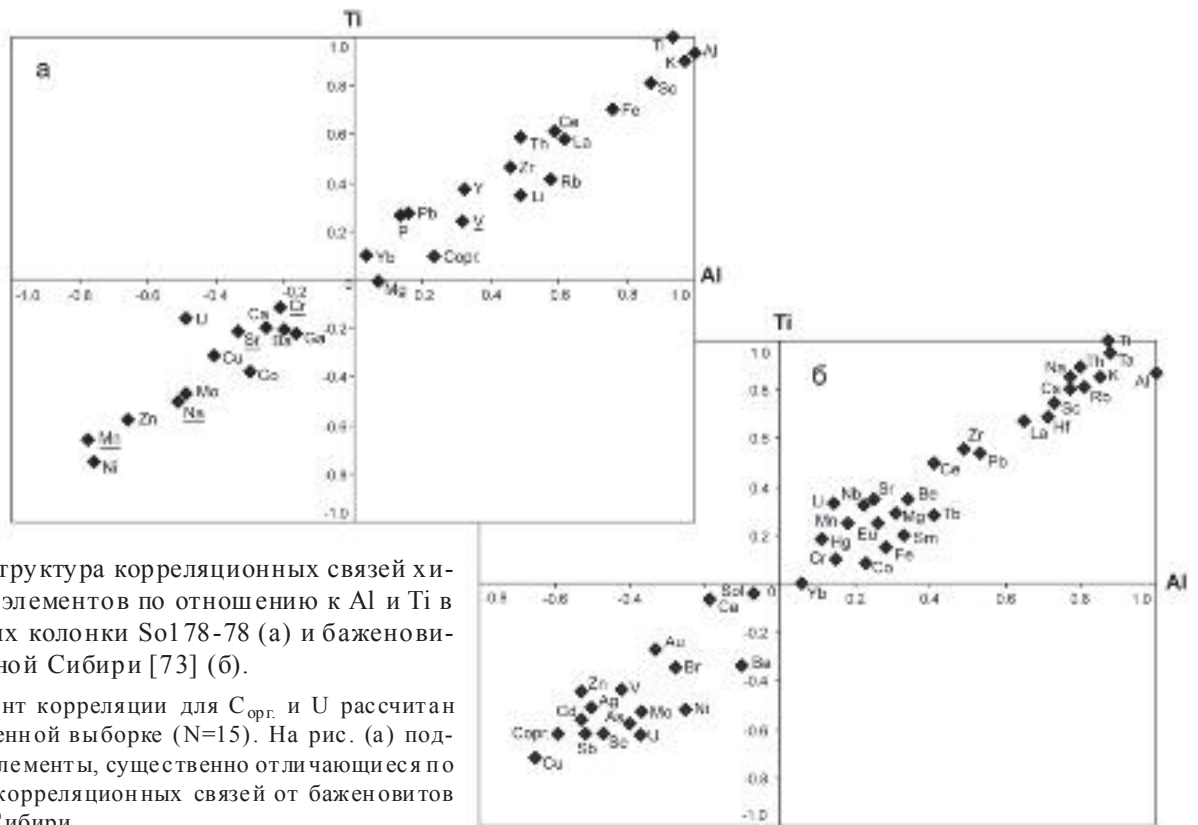


Рис. 12. Структура корреляционных связей химических элементов по отношению к Al и Ti в отложениях колонки So178-78 (а) и баженовитах Западной Сибири [73] (б).

Коэффициент корреляции для $C_{орг.}$ 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].

Загравивая 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 ($\delta^{34}\text{S} = -42.3 \dots -21.1 \text{ ‰}$ STD) 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 аллотригенного (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 депляциации, 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 депляциации 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 органофильной 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-

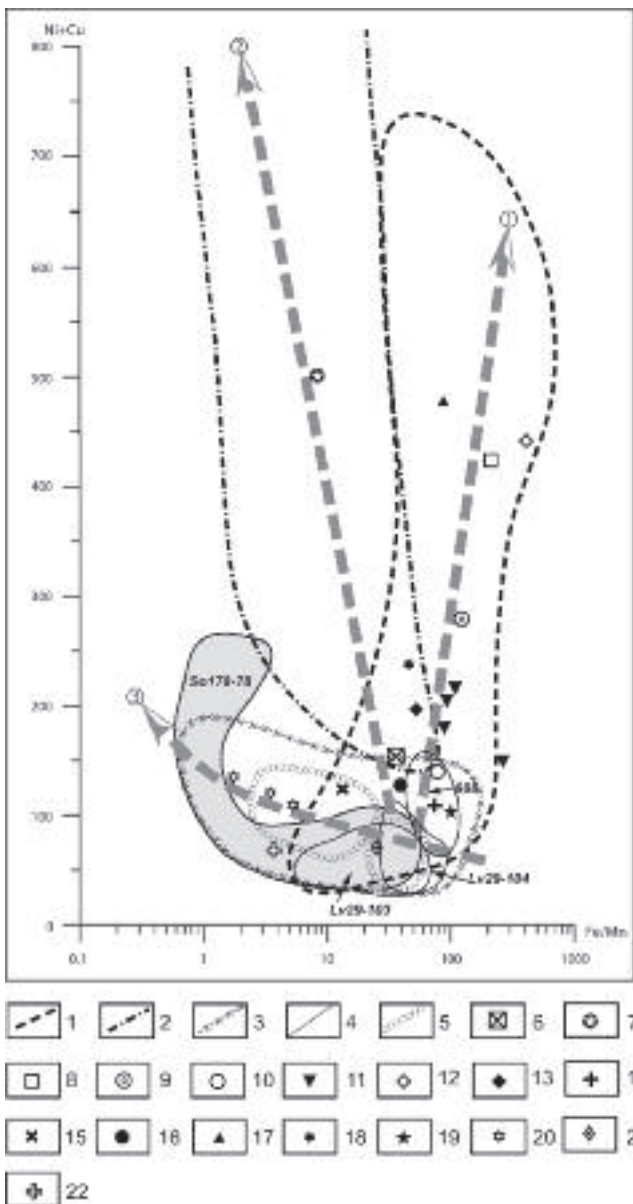


Рис. 13. График зависимости химического состава отложений от условий их образования.

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], позднелепалеоценовые 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 позднелепалеоценовых 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 – Приамурских горючих сланцев; 18 – Таджикской депрессии, ур. Курпай; 19 – ур. Гуру-Фатъма; 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 $n \cdot 10^{-4}\%$.

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 пробоборников, 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. Слинько и Ю.М. Шульге (ТОИ ДВО РАН) за помощь в проведении аналитических исследований, а также Л. Лембке (Институт морской исследований 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 // Строевание, 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. Грецкая 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. Алумосиликатный карбонатно-марганцевый 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 (псевдогелюсит, 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.: Госгеолтехиздаг, 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-марганцевородного 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. Стрoение земной коры // Стрoение и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона. М.: РАН, Нац. геофиз. ком., 1996. С. 91–111.
58. Холодов В.Н. Орoли 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. Rezentische 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. Mozherovskiy, 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 organophilic 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.