ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ, 2004, № 6, с. 651-666

УДК 551.351.2:551.794(268.52; 282.251.2)

ИСТОРИЯ ГОЛОЦЕНОВОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ

© 2004 г. М.А. Левитан, М.В. Буртман*, Л.Л. Демина*, В.В. Крупская, Э.М. Седых, М.Ю. Чудецкий**

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН 119991 Москва, ГСП-1, ул. Косыгина, 19

** Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН 117218 Москва, Нахимовский пр., 36;*

*** Институт проблем нефти и газа РАН 119991 Москва, ул. Губкина, 3;*

Поступила в редакцию 17.10.2003 г.

В статье детально описаны две колонки донных осадков, расположенные вдоль Енисейского профиля на юге Карского моря: BP00-23/7 и BP00-7/6. Приведены данные об их гранулометрическом составе, комплексах глинистых и тяжелых минералов, о распределении большой группы химических элементов. Для обеих колонок имеются радиоуглеродные датировки, полученные методом ускорительной масс-спектрометрии и свидетельствующие о голоценовом возрасте вмещающих отложений. Дополнительно использованы литературные материалы о физических свойствах и фораминиферах. Выявлена фациальная принадлежность выделенных литостратиграфических подразделений. По различным индикаторам реконструирована история речных выносов Енисея в голоцене.

Речной сток в Северный Ледовитый океан оказывает сильное влияние на формирование морского льда, стратификацию водной толщи, термохалинную циркуляцию и другие связанные с климатом Арктики параметры. На Енисей приходится почти четверть ежегодного речного стока в этот океан [*Aagaard, Carmack, 1989*], поэтому очевидно, что история стока Енисея чрезвычайно важна для понимания палеоклимата Арктики.

В течение длительного времени изучение геологической истории Карского моря в конце плейстоцена-голоцене сдерживалось отсутствием серьезной геохронологической базы. Приходилось использовать литолого-стратиграфические [*Кошелева, Яшин, 1999*] или экостратиграфические [*Левитан и др., 1994*] построения. Лишь начиная со второй половины 90-х годов прошлого века появляются публикации на данную тему, основанные на радиоуглеродных датировках, полученных методом ускорительной масс-спектрометрии [*Левитан и др., 2000; Hald et al., 1999; Polyak et al., 1997, 2000, 2002; Stein et al., 2002*]. В этих публикациях, в частности, отмечено, что в начале голоцена на большей части Карского моря осадконакопление происходило с повышенной скоростью, обусловленной мощными речными выносами Оби и Енисея. Затем скорости седиментации заметно снизились.

Химическому и минеральному составу донных осадков Карского моря посвящено довольно много публикаций [*Белов, Лапина, 1961; Гурвич и др., 1994; Gurevich, 1995; Schoster, Stein, 1999; Siegel etal., 2001a, b; Levitan et al., 1996, 2002*]. Однако пока нет ни одной работы, в которой рассматривалась бы эволюция химического и минерального состава донных осадков Карского моря, основанная на надежной геохронологической базе и связанная с историей седиментации в голоцене. В предлагаемой статье отмеченные проблемы освещаются впервые. Особое внимание уделено истории речных выносов Енисея, основанной на изучении литологических, минералогических, геохимических и - по литературным данным - микропалеонтологических индикаторов.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ, МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Авторами изучены донные осадки из двух колонок енисейского профиля, полученных в 2000 г. в ходе рейса НИС «Академик Борис Петров» по российско-германскому проекту SIRRO: BP00-23/7 (координаты 73°28.5' N, 79°51.3' E; глубина моря 33 м) и BP00-7/6 (координаты 74°39.5' N, 81°08.5 E; глубина моря 38 м). Помимо макроописаний и результатов исследования смер-слайдов [*Stein, Levitan, 2001*] были использованы данные по влажности и плотности натурального осадка, полученные весовым способом [*Kodina et al., 2001*]. Гранулометрический анализ комбинированным методом по В.П. Петелину [*1967*] выполнен в Аналитической лаборатории ИО РАН под руководством В.П. Казаковой. Для лучшего сопоставления с результатами соответствующих исследований наших немецких коллег в качестве границы между песчаными и алевритовыми фракциями принята величина 0.05 мм, а между алевритовыми и пелитовыми - 0.002 мм. Названия литологических типов осадков даны в

Таблица 1. Радиоуглеродный возраст образцов раковин двустворчатых моллюсков *Portlandia*

Лаб. номер	Колонка	Горизонт, см	Вес, мг	$\Delta^{13}C$	^{14}C возраст, лет
AA44370	BP00-07/6	240	77	–2.76	4185 +/– 43
AA44371	BP00-07/6	645	108	–2.86	7482 +/– 50
AA44372	BP00-23/7	137	79	–4.04	8607 +/– 50
AA44373	BP00-23/7	290	36	–5.00	8891 +/– 62

соответствии с классификацией В.Т. Фролова [*1995*].

Радиоуглеродный анализ методом ускорительной масс-спектрометрии выполнен на ускорителе университета штата Аризона по гранту Полярного научно-исследовательского центра Берда. Исследованию подверглись раковины двустворчатых моллюсков *Portlandia arctica*. Результаты приведены в табл. 1. Для последующих расчетов полученные датировки скорректированы на возраст резервуара - 440 лет [*Stein et al., 2002*], а затем трансформированы в календарный возраст в соответствии с методикой [*Stuiver et al., 1998*]. Далее в тексте статьи все датировки даны в шкале календарного возраста (лет тому назад).

Для характеристики химического состава осадков в ГЕОХИ использованы данные инструментального нейтронно-активационного анализа, методика которого описана ранее [*Колесов, 1994*]. Кроме того, концентрации ряда элементов определены методами индукционно-связанной плазмы и атомной абсорбции [*Седых и др., 2000*]. Для дополнительной характеристики изученных осадков привлечены результаты полуколичественного определения численности бентических фораминифер [*Ivanova, 2001*], а также результаты анализов комплексов глинистых и тяжелых минералов, выполненные, соответственно, В.В. Крупской и М.В. Буртман. Глинистые минералы анализировались во фракции менее 0.001 мм, а тяжелые - в тяжелой подфракции (выделенной бромоформом с n = 2.89 г/см^3) фракции 0.1-0.05 мм.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Колонка BP00-23/7

В Енисейском заливе в направлении с юга на север можно выделить следующие фациальные зоны современных осадков: наземную дельту, подводную дельту, проксимальную зону маргинального фильтра, депоцентр и дистальную зону маргинального фильтра (рис. 1). Рассматриваемая колонка расположена в дистальной зоне.

Литологический и гранулометрический состав. В колонке выделены следующие литостратиграфические горизонты (сверху вниз):

0-85 см - песчанисто-алевритовая глина с прослоем песчано-алевритовой глины в средней части горизонта; цвет осадка варьирует от оливково-серого и темного оливково-серого до черного. В горизонте 0-25 см встречены два обломка древесины размером 1-3 см, а на уровне 24 см - детрит двустворчатых моллюсков. Начиная с 25 см вниз по разрезу отмечаются черные пятна гидротроилита, развита биотурбация малой и средней интенсивности. Под микроскопом видно, что осадки примерно на 50% состоят из глинистых минералов, на 25-30% из кварца и на 10-15% из полевых шпатов. В верхних 25 см до 5-7% осадка составляют обломки горных пород и тяжелые минералы, а ниже их концентрации не превышают 3-5%, присутствуют также диатомеи и растительные остатки (менее 5%). В горизонте численность бентических фораминифер оценивается как редкая (т.е. 2-5%).

Содержание песчаных фракций (рис. 2) в верхних 60 см колеблется от 13 до 20%, а ниже резко падает до 8%. Концентрация алеврита, напротив, возрастает к основанию горизонта от 27-30 до 34%. Содержание пелита стабильно - 52-57%. В верхних 25 см влажность резко падает от 52 до 40%, а ниже растет до 50%. Плотность осадков постепенно увеличивается вниз по разрезу от 1.20 до 1.40 г/см^3.

Таким образом, по совокупности имеющихся данных рассматриваемый горизонт можно подразделить на два подгоризонта - 0-25 и 25-85 см.

85-335 см - алевритово-пелитовые илы оливково-серого цвета. Слои осадков черного цвета мощностью 2-4 см развиты в интервалах 144-159 и 183-192 см. Детрит двустворок встречен на уровнях 88, 120, 137 и 290 см. Характерны обильные пятна и примазки гидротроилита, умеренная или сильная биотурбация. По сравнению с вышележащим горизонтом заметно меньше концентрация кварца, а содержание глинистых минералов и растительных остатков существенно выше. От 90 до 230 см сохраняется редкая численность

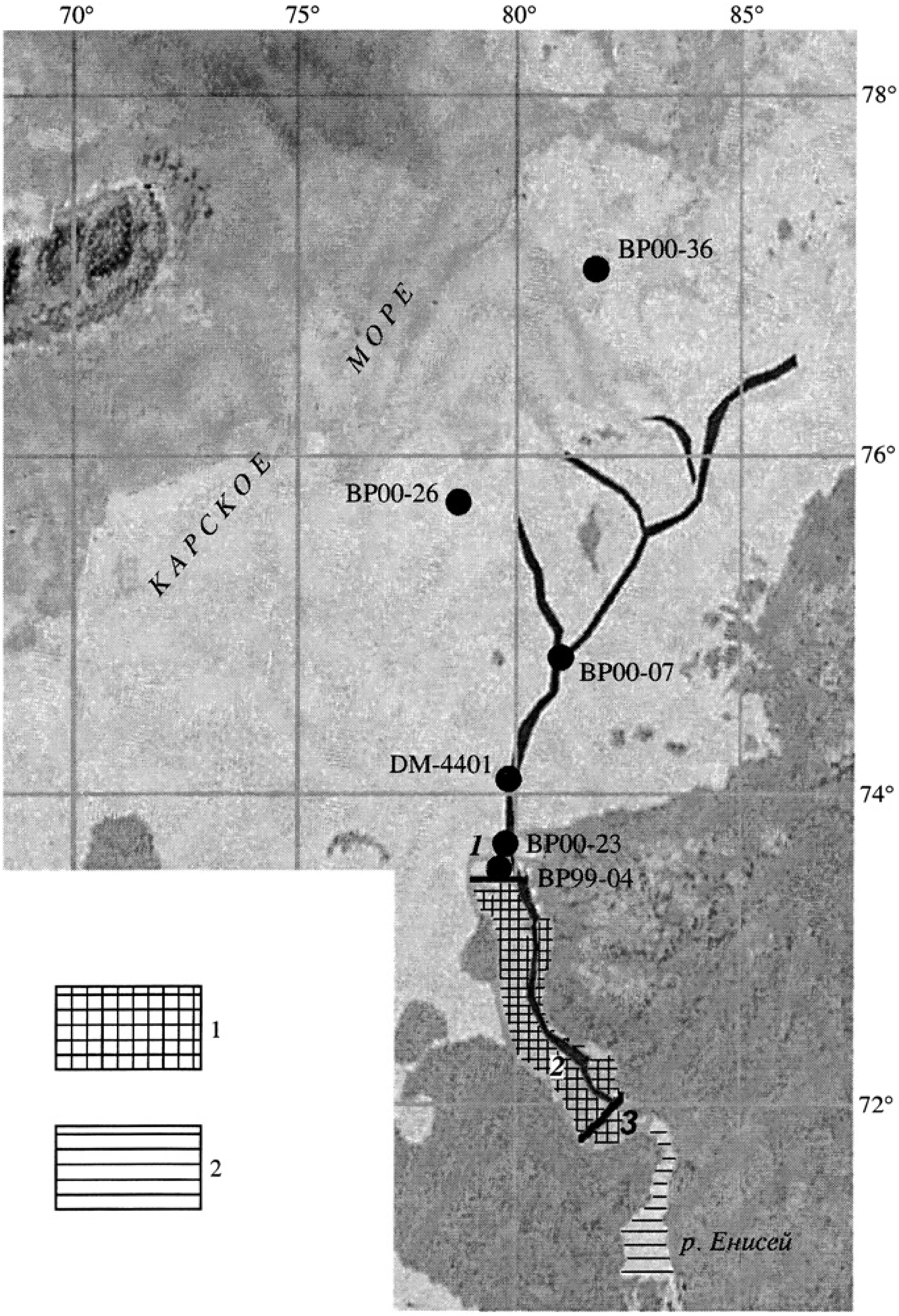

Рис. 1. Расположение геологических станций Енисейского профиля в Карском море.
1 – маргинальный фильтр: *1* – дистальная часть, *2* – депоцентр, *3* – проксимальная часть; 2 – дельта.

бентических фораминифер, а ниже по разрезу она возрастает до обычной (т.е. 5-10%).

По гранулометрическому составу намечаются два подгоризонта: 85-175 и 175-335 см. В первом из них содержание песка падает вниз по разрезу от 8 до 1%, алеврита - от 36 до 28%, а концентрация пелита возрастает с 57 до 72%. Ниже содержание песка слабо варьирует от 0.7 до 2.1%, суммарная концентрация алевритовых фракций увеличивается вниз по разрезу от 30 до 38%, а пелита - уменьшается от 70-72 до 61%, причем это уменьшение становится более четко выраженным, начиная с 230 см, возможно, за счет возрастания остатков фораминифер. В верхнем подгоризонте влажность осадка практически не меняется, находясь на уровне 50-52%; плотность здесь уменьшается с 1.40 до

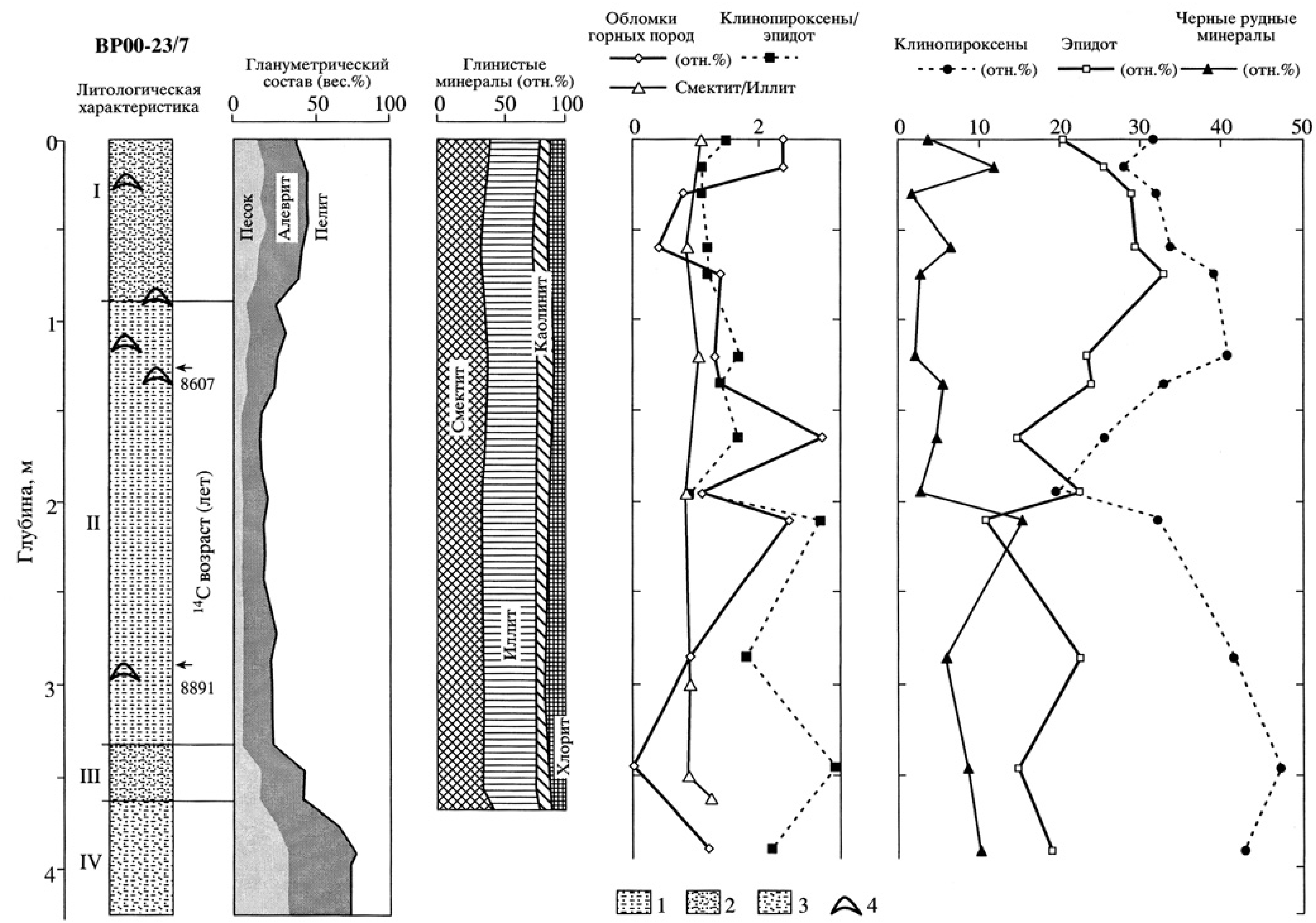

Рис. 2. Вещественный состав осадков колонки BP00-23/7 и распределение в них некоторых минералов.
I–IV – литостратиграфические горизонты. Стрелками указаны радиоуглеродные датировки (см. табл. 1).
1 – алевритово-пелитовые илы; 2 – песчано-алевритовые глины; 3 – глинисто-песчаные алевриты и алевритовые пески; 4 – раковины двустворчатых моллюсков.

1.20 г/см^3 на уровне 130 см, между 130 и 140 см скачком возрастает до 1.47 г/см^3 и ниже по разрезу сохраняется без изменений. В нижнем подгоризонте влажность 50-52% сохраняется до 230 см, ниже резко уменьшается до 42%, и вниз по разрезу растет до 50%. Плотность составляет 1.47 г/см^3, образуя небольшой максимум (до 1.50 г/см^3) на уровне 280 см. В сумме имеющиеся данные позволяют выделить три подгоризонта: 85-175,175-230 и 230-335 см.

335-374 см - песчано- и песчанисто-алевритовые глины. Осадки имеют оливково-серый цвет, слабо биотурбированы. В них заметно уменьшается содержание глинистых минералов, резко возрастает концентрация обломков горных пород и тяжелых минералов, включая черные рудные. Отмечены редкие бентические фораминиферы.

В осадках горизонта содержание песка в среднем составляет 14-16% , алеврита - от 33 до 38%. Содержание пелитовой фракции равно 50%. Влажность сверху вниз уменьшается с 50 до 24%. Плотность равна 1.47 г/см^3.

374-427 см - глинисто-песчаные алевриты и (в основании разреза) глинисто-алевритовые пески оливково-серого цвета. Отложения обладают четко выраженной горизонтально-слоистой текстурой с мощностью слойков 1-2 см. В них очень мало глинистых минералов (до 5-10% в забое). Обломки горных пород составляют до 25%, резко повышена концентрация тяжелых минералов и прежде всего - черных рудных. Довольно много растительных остатков и панцирей пресноводных диатомей. Бентические фораминиферы отсутствуют.

В алевритовых прослоях содержание песка составляет 32%, а в песчаных - доходит до 44-41%; алеврита, соответственно, более 50 и 24-27%, а пелита - до 26-31%. К забою влажность доходит до 30%, а плотность - до 1.75 г/см^3.

Минеральный состав. По разрезу колонки комплекс глинистых минералов во фракции менее 0.001 мм довольно однообразен (см. рис. 2). Содержание смектита колеблется от 34.2 до 44.3% (в среднем 38.3%), иллита - от 35.6 до 41.8% (в среднем 39.5%), каолинита - от 6.8 до 13.5% (в среднем 9.9%), хлорита - от 8.1 до 15.7% (в среднем 12.3%). Среднее смектит/иллитовое отношение равно 1.0 (при этом подавляющая часть образцов имеет отношение 0.9 и выше), а хлорит/каолинитовое отношение - 1.2. Обращает на себя внимание слегка повышенное смектит/иллитовое отношение в низах колонки и в поверхностном слое. Доминирует хлорит-смектит-иллитовая ассоциация.

Ассоциации тяжелых минералов во фракции 0.1-0.05 мм, напротив, демонстрируют довольно отчетливый тренд (см. рис. 2): снизу вверх по разрезу уменьшается величина клинопироксен/эпидотового отношения, а также содержание клинопироксенов и, не так четко, черных рудных. Так же, как и для смектит/иллитового, отмечено увеличение клинопироксен/эпидотового отношения в поверхностном слое осадков и в нижней половине колонки. В средней части второго горизонта наблюдается обогащение гидроксидами железа и зернами в железистой оболочке. Обращает на себя внимание заметное возрастание в поверхностном слое осадков концентраций таких минералов, как базальтическая роговая обманка, энстатит-гиперстен, сфен, флюорит, андалузит, мусковит, силлиманит, а также обломков горных пород.

Химический состав. Нами отмечены пять типов распределения по разрезу ряда химических элементов и их отношений: «песчаный», «алевритовый», «пелитовый», «полевошпатовый» и «эпидотовый». Названия даны в кавычках, поскольку являются условными. Итак, в «песчаном» типе La/Yb отношение возрастает в верху и низу разреза и уменьшается в средней части (рис. 3), что вполне естественно, учитывая геохимическое поведение легких и тяжелых редких земель, а также гранулометрический состав осадков колонки. К «алевритовому» типу распределения с более или менее постоянными величинами концентрации по разрезу относятся Zr, Cd, Ni, Ti; в этом типе мало меняются также значения Ce/La, Eu/Sm, La/Sm (см. рис. 3). Часть этих элементов действительно концентрируется преимущественно в алеврите, содержание которого по колонке подвержено меньшим изменениям, чем песка или пелита.

По «пелитовому» типу, т.е. с возрастанием концентрации в средней части разреза и убыванием в верхней и нижней, распределяется множество элементов: Al, Fe, Mn, P, U, Mo, Cu, Zn, Co, Cr, Th, Sc, Yb, Lu (см. рис. 3). Видимо, особое внимание следует уделить распределению Al и Fe. Первый из этих элементов явно сосредоточен, главным образом, в кристаллических решетках глинистых минералов. Для Fe характерно нарастание концентраций от 2.0-2.5% в отложениях четвертого горизонта до 6.0-6.5% в середине второго горизонта (в связи с этим укажем на весьма высокие - порядка 20% содержания и гидроксидов железа и зерен в железистой оболочке среди тяжелых минералов

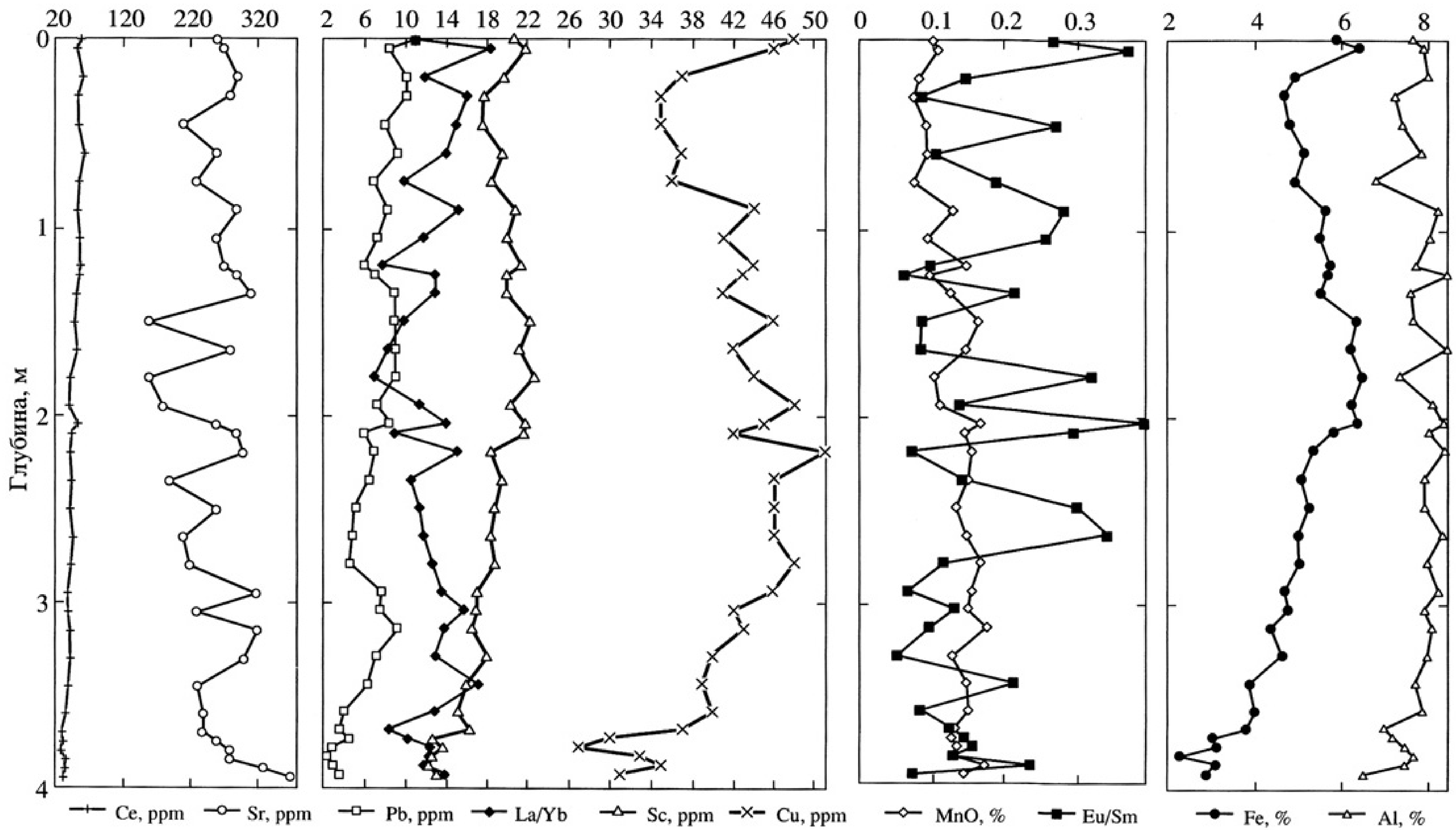

Рис. 3. Распределение по глубине ряда химических элементов и их отношений в колонке ВР00-23/7.

Таблица 2. Содержание редкоземельных элементов (ppm) в осадках Енисейского маргинального фильтра

Элементы	Донные осадки колонки BP00-23/7		Трапповые базальты плато Путоран, Мокулаевская свита [Lightfoot et al., 1990]	Осадочные породы платформ [Балашов, 1976]
	Пачка 0–80 см (n = 7)	Пачка 370–400 см (n = 6)		
La	30.0	17.3	6.9	35.5
Ce	56.1	32.0	16.5	67.0
Nd	23.2	13.2	11.2	33.0
Sm	6.53	3.3	3.21	6.7
Eu	1.19	0.47	1.11	1.24
Tb	0.95	0.62	0.65	1.0
Yb	2.28	2.86	2.36	2.95
Lu	0.37	0.25	0.36	0.45

середины второго горизонта). Учитывая, что наиболее высокие концентрации Al наблюдаются в осадках второго горизонта по всей его мощности, такое «запаздывание» максимума концентраций Fe по сравнению с Al следует объяснить хорошо известным для современных зон смешения речных и морских вод сдвигом максимальных содержаний железа в осадках в сторону депоцентра, где происходит массированный переход Fe из истинно растворенной формы в коллоидную, и осаждение его на дно в виде коллоидных частиц и железоорганических соединений. В Енисейском заливе в современную эпоху такие процессы происходят при солености поверхностных вод 5‰ [*Dai, Martin, 1995*]. Al, сосредоточенный в глинистых минералах, напротив, начинает выпадать в осадок уже в проксимальной зоне маргинального фильтра, в начале смешения пресных речных вод с морскими, и этот процесс продолжается вплоть до фронтальной зоны фильтра. Поскольку большая часть микроэлементов рассматриваемой ассоциации связана либо с глинистыми минералами, либо со свежими гидроксидами железа, поведение этих минеральных форм объясняет и поведение микроэлементов. В этой связи интересно отметить, например, что распределение Sc с точностью до деталей копирует распределение Fe (см. рис. 3). Разумеется, определенную роль играет и коагуляция растворенного органического вещества, которая происходит одновременно с трансформациями форм железа [*Артемьев, 1993*].

К «полевошпатовому» типу распределения относится только Sr, чья концентрация неуклонно растет вниз по разрезу (см. рис. 3). Вероятно, это явление объясняется преобладанием в низах колонки обломочного материала речных выносов. Ранее нами было показано, что источником большинства полевых шпатов (и прежде всего - плагиоклазов основного-среднего состава) являются выносы Енисея [*Левитан и др., 1998*]. В исследованных осадках карбонатность не превышает первых процентов, поэтому основная масса Sr сосредоточена в кристаллических решетках полевых шпатов, особенно калиевых, которые доминируют в осадках [*Левитан и др., 1998*].

Наконец, к «эпидотовому» типу распределения относятся такие элементы, как Hf, Pb, Cs; La, Ce, Nd, Sm, Eu. Для них характерно падение концентрации вниз по разрезу (см. рис. 3). Это явление мы связываем с изменением фациальной обстановки седиментации от подводной дельты (горизонт 4), через проксимальную зону маргинального фильтра (горизонт 3) и депоцентр (горизонт 2) к дистальной зоне маргинального фильтра с участием продуктов береговой абразии полуострова Таймыр (горизонт 1). Действительно, для редких земель подобное поведение при переходе от аллювиальных фаций к прибрежно-морским уже давно описано [*Балашов, 1976*]. При интерпретации именно такого распределения редких земель нами выявлено, что осадки низов разреза (370-400 см) близки трапповым базальтам Сибири, а по концентрации редкоземельных элементов осадки первого (верхнего) горизонта почти совпадают с осадочными породами платформ (табл. 2).

Скорости седиментации и абсолютные массы накопления осадочного материала. Перевод приведенных в табл. 1 радиоуглеродных датировок в календарную шкалу, использование линейной интер- и экстраполяции позволили определить возраст второго горизонта: 9.2-9.6 тыс. лет, и скорость его накопления - 475 см/тыс. лет. В таком случае скорость седиментации первого горизонта равна 10.5 см/тыс. лет. Учитывая гранулометрический состав осадков этого горизонта, можно утверждать, что вверх по разрезу происходило определенное уменьшение скорости осадконакопления. Если исходить из радиоуглеродного возраста границы третьего и четвертого горизонтов в 10 тыс. лет [*Polyak et al., 2000, 2002; Stein, 2001*], то скорость седиментации третьего горизонта в принятой нами возрастной шкале около 20 см/тыс. лет. Для четвертого горизонта скорость осадконакопления неизвестна. С учетом приведенных выше данных по влажности и плотности натурального осадка абсолютные массы накопления осадочного материала для первого горизонта равны около 8.2 г/см^2 в тыс. лет, для второго - 357.5 г/см^2 в тыс. лет, для третьего -20.6 г/см^2 в тыс. лет.

История осадконакопления. Интерпретация изложенного материала позволяет сделать вывод, что в основании разреза исследуемой колонки нами вскрыты отложения подводной дельты, образовавшиеся в пресной воде Енисея более 11.3 тыс. лет назад (четвертый горизонт). Дополнительным доводом в пользу такой интерпретации служит полное отсутствие в этих отложениях бентических фораминифер. В современных осадках описываемого района эти фораминиферы исчезают именно в отложениях подводной дельты, где придонная вода имеет нулевую соленость [*Khusid, Korsun, 1996*]. Значительная часть довольно крупнозернистых осадков четвертого горизонта, судя по минеральному и химическому составу, сложена продуктами размыва базальтов Путоранского плато и развитых на них кор выветривания.

Выше (в третьем горизонте) залегают несколько более тонкозернистые осадки проксимальной зоны маргинального фильтра [*Levitan, 2001*]. В поверхностных водах изучаемого района нулевая изогалина существовала 11.3 тыс. лет назад, а позже до 9.6 тыс. лет назад происходило довольно медленное нарастание солености до уровня около 4‰. Гидродинамический барьер в зоне столкновения активных течений подводной дельты и спокойной массы морской воды способствовал преимущественному осаждению относительно крупных гранулометрических фракций, причем абсолютная масса осадочного материала составила примерно 20.6 г/см^2 в тыс. лет.

Всего за несколько сот лет в рассматриваемом районе Енисейского залива формируется депоцентр. Из водной взвеси в зоне смешения на дно выпадает огромное количество пелитового материала, представленного в основном глинистыми минералами, к которому примерно 9.4 тыс. лет назад (при достижении поверхностными водами солености 5‰) добавилась значительная масса железа, органического вещества и микроэлементов. Абсолютные массы осадочного материала достигли гигантских значений - 357.5 г/см^2 в тыс. лет. Так сформировались осадки второго горизонта. Событие подобного масштаба могло произойти только в связи с мощным и быстрым повышением влажности на водосборном бассейне Енисея, например, в связи с потеплением [*Mac-Donald et al., 2000*] и вызванной им активной деградацией многолетней мерзлоты. Многочисленные примеры повышенных скоростей седиментации в рассматриваемый отрезок времени в Карском море приведены в статьях [*Polyak et al., 1997, 2000, 2002; Stein et al., 2002*].

После 9.2 тыс. лет назад скорость седиментации резко замедляется в основном за счет пелитовых фракций. На этом фоне происходит пассивное обогащение осадков более крупными фракциями. При уменьшении относительной роли речных выносов источником алевритово-песчаного материала становятся продукты береговой абразии рядом расположенного полуострова Таймыр, сложенного нижнепалеозойскими обломочно-глинистыми отложениями, метаморфизованными до зеленокаменной фации [*Геологическое..., 1984*]. Лишь для самых верхних слоев первого горизонта, точный возраст которого неизвестен, на основании минералогических данных можно говорить об относительном возрастании роли речных выносов. В среднем абсолютные массы осадочного вещества составили 8.2 г/см^2 в тыс. лет, а за 9.2 тыс. лет соленость поверхностных вод изучаемого района выросла от ~10 до 20‰.

Незначительная мощность дистальных осадков в рассмотренной колонке не дает возможность подробно описать историю речных выносов в течение последних 9.2 тыс. лет. Это можно сделать по результатам изучения рядом расположенной колонки BP99-04/7 (см. рис. 1) [*Stein et al., 2000,2002; Polyakova, Stein, 2002*]. В указанной колонке граница проксимальных осадков маргинального фильтра и депоцентра проходит на рубеже 9.25 тыс. лет, а заметное ослабление магнитной восприимчивости, связанное, вероятно, с уменьшением концентрации ферримагнетиков, поставляемых при эрозии Путоранских траппов, отмечено на уровне 650 см [*Stein et al., 2000*] или 8.74 тыс. лет. Существенное уменьшение скорости седиментации (в два раза) произошло после 8.0 тыс. лет.

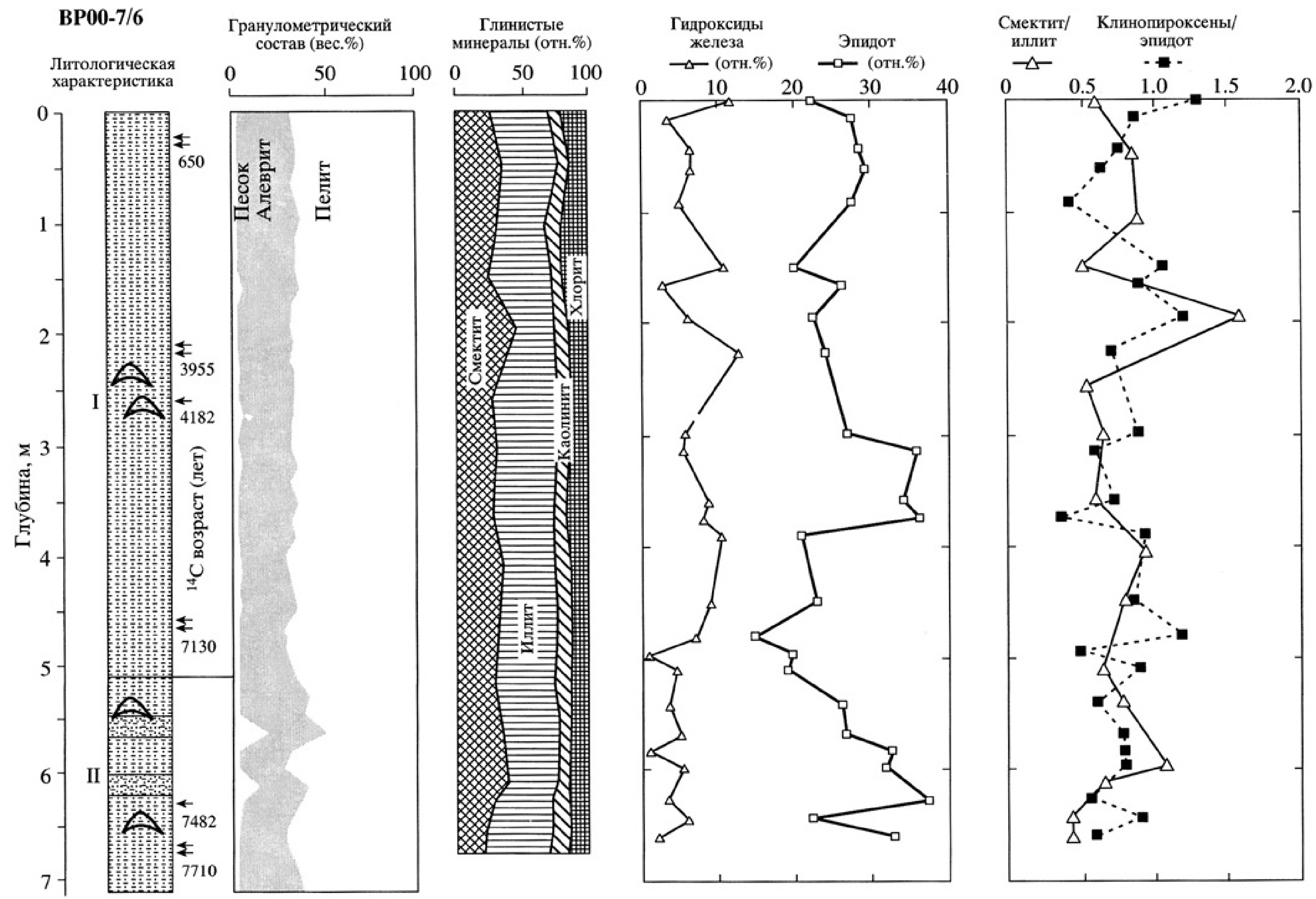

Рис. 4. Вещественный состав осадков колонки BP00-07/6 и распределение в них некоторых минералов.
I–II – литостратиграфические горизонты. Радиоуглеродные датировки указаны стрелками для кол. BP00-07/6 (см. табл. 1) и двойными стрелками – для кол. BP00-07/7 [Stein et al., 2002]. Условные обозначения см. рис. 2.

Колонка BP00-7/6

Рассматриваемая колонка расположена несколько севернее колонки BP00-23/7 (см. рис. 1) в заполненном осадками канале - одной из речных долин гидрографической сети пра-Енисея на шельфе Карского моря.

Литологический и гранулометрический состав. В колонке выделены следующие литостратиграфические горизонты (сверху вниз):

0-510 см - алевритово-пелитовые илы с единичными прослоями пелитовых илов (рис. 4). В верхних 365 см преобладают осадки темного оливково-серого и темно-серого цветов. Ниже доминируют темно-серые и черные цвета. Осадки верхних 25 см обладают гомогенной текстурой, а ниже отложения умеренно и сильно биотурбированы. По всему разрезу развиты пятна и примазки гидротроиллита. Раковины двустворчатых моллюсков найдены на глубинах 237 и 270 см. В составе осадков доминируют глинистые минералы (50-75%), кварц (25-50%), полевые шпаты (5-10%). Содержание тяжелых минералов и обломков горных пород не превышает 5%. На некоторых уровнях, например, 49 см, концентрация фрагментов горных пород увеличена до 8-10%. Изредка (уровни 325 и 430 см) встречаются растительные остатки. На большей части горизонта численность бентических фораминифер описывается термином «обычная», и лишь ниже 430 см уменьшается до «редкой».

Гранулометрический состав (см. рис. 4) весьма однообразен и стабилен: в среднем содержание песчаных фракций составляет 2%, алевритовых - 30%, пелита - 68%. Влажность падает с 70% на поверхности до 50% в основании горизонта, с промежуточными максимумами на уровнях 100, 200 и 350 см, а также с сильно выраженным минимумом - 150 см. Плотность, естественно, изменяется в противофазе с влажностью: от 1.15 г/см^3 на поверхности до 1.35 г/см^3 в основании и с теми же флуктуациями, которые были отмечены для влажности.

510-665 см - темно-серые и черные алевритово-пелитовые илы с редкими прослоями пелитовых илов и единичными слойками (525 и 568 см) песчано-алевритовых глин. Отложения умеренно и сильно биотурбированы. Содержат раковины двустворок на уровнях 544 и 644 см. Осадки имеют в целом тот же состав, что и в вышележащем горизонте, но в более крупнозернистых прослоях уменьшено количество глинистых минералов, увеличено содержание обломков горных пород и тяжелых минералов. Не отмечены растительные остатки. Для большей части горизонта характерна «редкая» численность бентических фораминифер, и только ниже 610 см она возрастает до «обычной».

Гранулометрический состав характеризуется резкой изменчивостью, типичной для осадков со слоистой текстурой. Тонкие илы имеют примерно тот же состав, что и в вышележащем горизонте, а в более крупнозернистых разностях содержание песка доходит до 17%, алеврита до 39%, а концентрация пелита падает до 51%. Следует отметить, что и песчаные, и алевритовые фракции распределяются по колонке независимо друг от друга. Влажность слабо уменьшается вниз по разрезу до 45% с некоторыми флуктуациями, а плотность практически остается на прежнем уровне, слабо реагируя на изменения гранулометрического состава.

Минеральный состав. Среди глинистых минералов доминирует ассоциация каолинит - хлорит смектит - иллит (см. рис. 4). Содержание смектита колеблется от 21.6 до 45.2% (в среднем 30.5%), иллита - от 28.5 до 50.4% (в среднем 42.8%), каолинита - от 8.0 до 14.9% (в среднем 10.9%), хлорита - от 12.9 до 21.2% (в среднем 15.8%). Среднее смектит/иллитовое отношение составляет 0.7, а хлорит/каолинитовое - 1.5. Заметное увеличение смектит/иллитового отношения (более 1.0) отмечено на уровнях 195 и 600 см, а значение 0.9 свойственно образцам из верхнего (0-510 см) горизонта на уровнях 45-110 см и 405 см. Наиболее низкие значения этого отношения (0.4) характерны для отложений нижней части колонки. В целом смектит/иллитовое отношение несколько выше в интервале 0-510 см по сравнению с нижележащим горизонтом.

В составе тяжелых минералов с полной очевидностью устанавливается рост клинопироксен/эпидотового отношения вверх по разрезу (см. рис. 4). Значения этого отношения более 0.8 зафиксированы на уровнях 650, 590, 500-520, 320, 145-210, 60 и 0-20 см. В целом интервалы увеличения данного отношения практически совпадают с интервалами повышенного смектит/иллитового отношения, отмеченными выше. Несколько менее четко выражена тенденция роста в этом же направлении концентрации клинопироксенов, гидроксидов железа, черных рудных минералов, сфена и хлорита. Вверх по

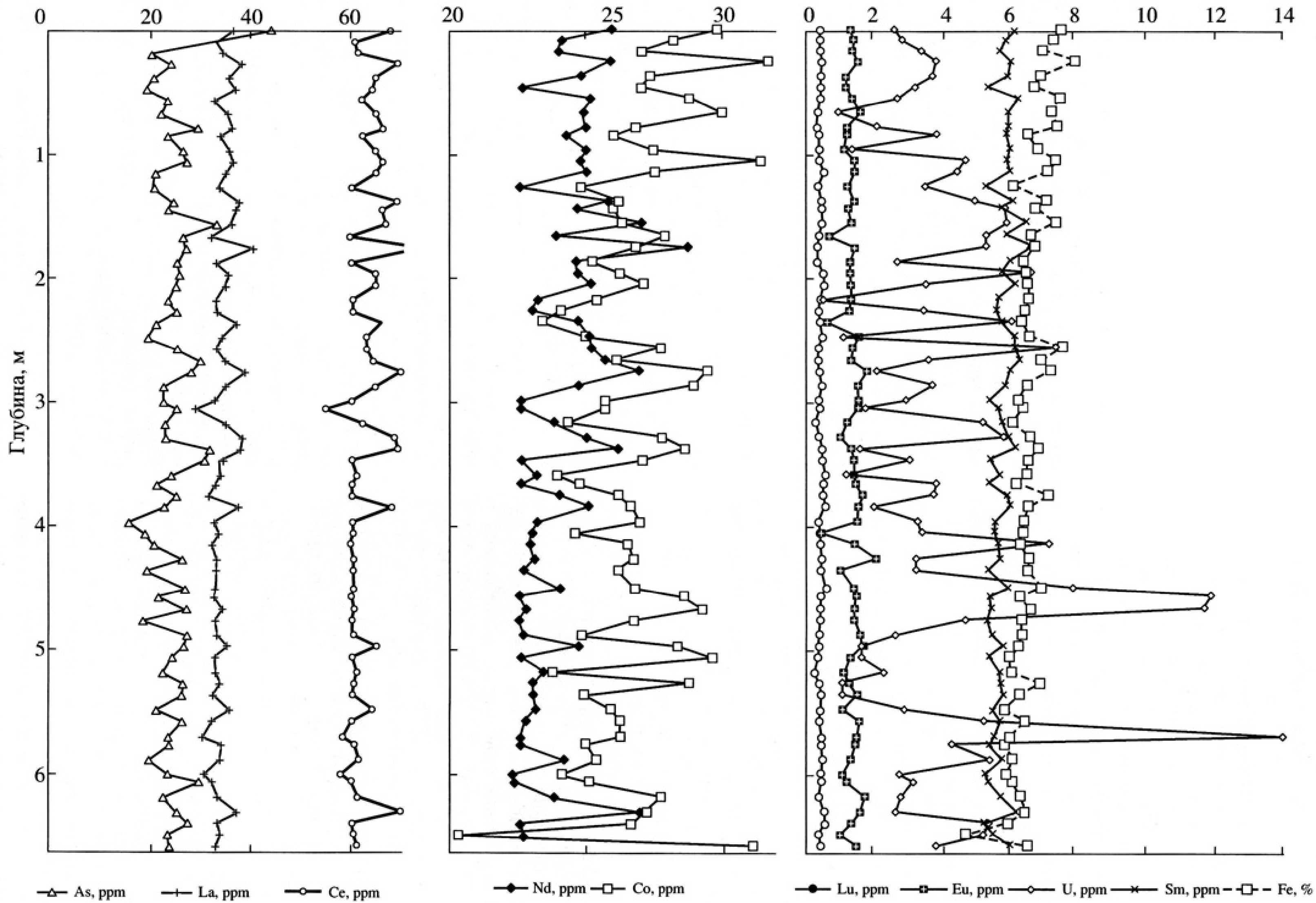

Рис. 5. Распределение по глубине ряда химических элементов и их отношений в колонке ВР00-07/6.

разрезу наблюдается уменьшение содержания эпидота. В целом осадки второго (нижнего) горизонта более обогащены эгирин-авгитом и обломками горных пород, чем отложения первого, в которых отмечено слабое обогащение турмалином, хромшпинелью, вулканическим стеклом. Остальные изученные минералы распределены неравномерно.

Химический состав. Рассмотрение химического состава осадков выявило очень небольшую его изменчивость по колонке. Во всяком случае, можно определенно говорить о существовании одной питающей провинции и сходных условиях накопления химических элементов. Нами выделены две группы элементов, различающиеся, в основном, по типу материала, сорбировавшего их из морской воды. В группу, которая сорбировалась оксидами и гидроксидами железа, входят Sc, Co, Cr, Sb; La, Ce, Nd, Sm. Так же, как и для железа, для указанных элементов свойственно слабое уменьшение концентраций вниз по разрезу (рис. 5). Интересно, что в осадках черного цвета (ниже 365-400 см) при сохранении общего стиля поведения элементов данной ассоциации в разрезе размах колебаний концентраций меньше, чем в вышележащих отложениях серого цвета. Таким образом, содержание гидротроилита, определяющего черный цвет, оказывает некоторое воздействие на химический состав осадков. Вторая группа элементов сорбировалась, преимущественно, на глинистых минералах. В нее входят Th, U, Ba, Zr, Zn, Se, As; Eu, Tb, Yb, Lu. Для редких земель именно такое распределение по сорбентам было отмечено в работе [*Гурвич и др., 1980*]. Как правило, концентрация этих элементов по разрезу почти не меняется, колеблясь около средних значений (см. рис. 5). Некоторая специфика ощущается в поведении As и U. Содержание As в поверхностных осадках резко увеличивается, что связано, вероятно, с техногенным загрязнением [*Siegel et al., 2001a,b*]. Для U характерны редкие четкие максимумы, обусловленные, скорее всего, связью с органическим веществом в отдельных прослоях (см. рис. 5).

Скорости седиментации и абсолютные массы накопления осадочного материала. При расчетах скоростей седиментации для рассматриваемой колонки мы сделали два допущения. Во-первых, наши наблюдения показали, что грунтовые трубки в тонких пелитовых илах разбивают до 15 см осадка, поэтому мощность первого сверху интервала, для которого рассчитывалась скорость седиментации, была увеличена на 15 см. Во-вторых, исследования магнитной восприимчивости нескольких колонок, взятых на ст. BP00-07 [*Dittmers et al., 2001*], показали, что выделяемые в них слои совершенно идентичны по положению в разрезе, т.е. в течение работы на станции под судном не изменились ни глубина дна, ни геологическое строение разреза. Поэтому мы посчитали возможным использовать радиоуглеродные датировки для колонки BP00-07/7 [*Stein et al., 2002*] (см. рис. 4). Расчеты показали, что в период с 8 133 до 7 905 лет (т.е. во время образования второго горизонта) скорости седиментации были очень высокими - 789.5 см/тыс. лет, что привело к накоплению больших абсолютных масс осадочного материала - 525.0 г/см^2 в тыс. лет. С нашей точки зрения, такие величины в данной конкретной геологической обстановке могут быть получены только за счет подводного оползня. Дополнительным доказательством справедливости этого предположения являются практически одинаковые возраста осадков слоев 510 см (7 905 лет) и 645 см (7 875 лет). После 7.9 тыс. лет скорость седиментации и абсолютные массы колебались в пределах, соответственно, 57.6-93.4 см/тыс. лет и 31.6-47.6 г/см^2 в тыс. лет вплоть до 268 лет назад, когда они выросли до 171.6 см/тыс. лет и 72.1 г/см^2 в тыс. лет, соответственно.

История осадконакопления. Обь-Енисейское мелководье, на котором расположена станция BP00-07, представляет собой затопленную аллювиальную равнину позднеплейстоценового возраста. Основными процессами, определявшими историю геологического развития этого района в конце плейстоцена-голоцене, являлись глобальный эвстатический подъем уровня Мирового океана [*Fairbanks, 1989*] и неравномерность поставки речных выносов Енисеем, при этом доминировал первый фактор. Подъем уровня Мирового океана приводил к последовательной миграции с севера на юг береговой зоны и, соответственно, Енисейского маргинального фильтра. О твердом стоке Енисея можно судить по таким индикаторам речного материала в осадках, как остатки древесины [*Levitan, 2001*], повышенные клинопироксен/эпидотовое и смектит/иллитовое отношения [*Levitan et al., 1996*]. Судя по составу тяжелых минералов, в наибольшей степени речное влияние отражают клинопироксены, гидроксиды железа, но прежде всего - клинопироксен/эпидотовое отношение (рис. 6). Особенно четко речные выносы (судя по растительным остаткам и минеральному составу осадков) проявлены в

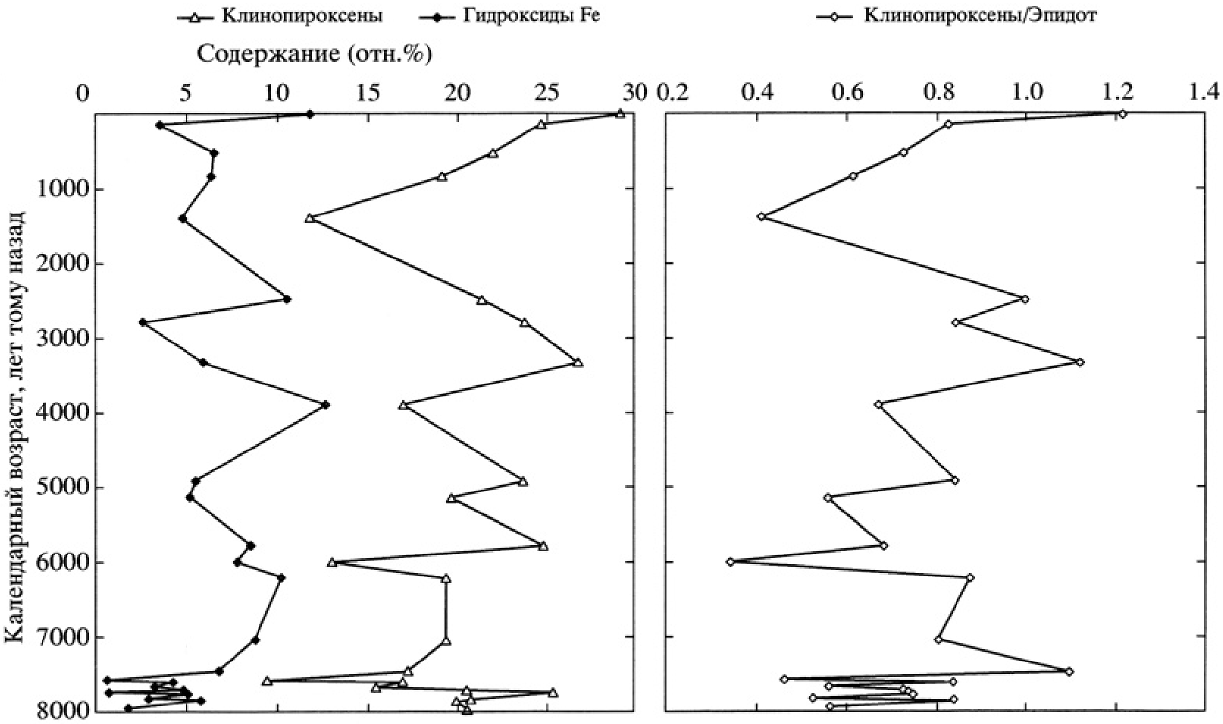

Рис. 6. Распределение по возрасту некоторых тяжелых минералов и их отношений в колонке BP00-07/6.

отложениях возрастом 7.5 - 6.2 и 3.3 - 2.4 тыс. календарных лет назад. Соответственно, с 6.2 до 3.3 и с 2.4 до 1.4 тыс. лет назад эти выносы были минимальными. Начиная примерно с 1.4 тыс. лет, постепенно роль речного материала, поставляемого Енисеем, начинает возрастать и в современную эпоху (отражая глобальное потепление XX века) является наиболее значительной.

Наши данные хорошо совпадают с результатами по магнитной восприимчивости [*Stein et al., 2003*], остракодам и двустворчатым моллюскам [*Taldenkova et al, 2003*] для колонки BP00-07/5. Частичное совпадение отмечено с данными по изотопам кислорода и углерода в раковинах остракод [*Simstich et al., 2003*] и слабое совпадение - с результатами по бентическим фораминиферам [*Ivanova, 2003*] из этой же колонки.

Следует отметить, что высказанное выше мнение о существовании подводного оползня в нижней части изученной колонки поддерживается не только радиоуглеродными датировками, но отсутствием изменения плотности внутри второго горизонта и его специфическим гранулометрическим составом. Интерпретации второго горизонта как части маргинального фильтра противоречат данные о распределении индикаторов речного материала.

Таким образом, в течение последних 7.9 тыс. лет осадконакопление в изученном районе южной части Карского моря происходило на фоне развивавшейся голоценовой трансгрессии, а двумя главными источниками осадочного материала являлись выносы пелитовых частиц придонными течениями с окружающих данный канал подводных возвышенностей, с одной стороны, и часть речных выносов Енисея, преодолевших маргинальный фильтр, - с другой. Как было показано, в течение рассмотренного периода геологической истории соотношение между обоими источниками осадочного материала неоднократно изменялось. В целом следует подчеркнуть, что даже в моменты наиболее активной поставки вещества Енисеем (судя по всем имеющимся у нас данным) район станции BP00-07 оставался за пределами маргинального фильтра в течение изученного отрезка времени.

Между колонками BP00-07/6 и BP00-23/7 в канале - одном из притоков пра-Енисея - расположена колонка ДМ-4401 (см. рис. 1), описанная в статье [*Polyak et al., 2002*]. Нами рассчитаны для нее скорости седиментации и абсолютные массы осадочного материала. В результате установлено, что в период с 0 до 3.27 тыс. лет скорость седиментации (см/тыс. лет) составляла 26.7, а абсолютные массы (г/см^2 в тыс. лет) - 22.6; с 3.27 до 7.92 тыс. лет - 17.2 и 17.6; с 7.92 до 8.28 тыс. лет -120.6 и 106.1, соответственно. Вероятно, последняя из указанных величин скорости седиментации сохранялась до уровня 353 см, возраст которого неизвестен (возможно, слегка превышает

9.4 тыс. лет). Ниже вплоть до забоя (415 см) располагаются осадки с очень четко выраженными признаками речного влияния (с высокими содержаниями клинопироксенов и большим клинопироксен/эпидотовым отношением, повышенной концентрацией растительных остатков и панцирей пресноводных диатомей, легким изотопным составом кислорода в раковинках бентосных фораминифер) и явно более крупнозернистые. Для них мы предполагаем еще более высокие скорости седиментации и формирование в зоне маргинального фильтра.

Таким образом, в начале голоцена (до 9.4 тыс. лет назад?) в данной колонке зафиксировано очень сильное влияние речных выносов. Судя по всем индикаторам, это влияние уменьшилось в период до 7.2 тыс. лет, а затем слабо возросло вплоть до уровня примерно 1.5 тыс. лет. Далее данные противоречивы: информация по тяжелым минералам свидетельствует о заметном уменьшении вклада выносов Енисея, а результаты диатомового анализа, напротив, - об его увеличении. Возможно, причина этого заключается в различных механизмах переноса тяжелых минералов, с одной стороны, и диатомей, - с другой. В первом случае можно ожидать преимущественного переноса тяжелых минералов в нефелоидном слое в придонной водной массе [*Levitan et al., 1996*], а во втором - в поверхностных водах. Подтверждение этой идеи можно найти в наших данных по значениям Ni/Al отношения в осадках рассматриваемой колонки. Считая это отношение одним из фациальных индикаторов речных выносов Енисея [*Schoster, Stein, 1999*] и принимая, что оно характеризует, главным образом, состав пелитовых фракций, транспортируемых, в основном, в поверхностных водах, мы обнаружили, что Ni/Al отношение в осадках моложе 3.27 тыс. лет больше 12.4×10^{-4}, а в более древних отложениях (вплоть до забоя) колеблется между 10.1 и 11.0×10^{-4}.

История голоценовой седиментации в южной части Карского моря на Енисейском профиле

Нам удалось показать, что в каждой из крупных фациальных зон шельфовой седиментации [*Levitan et al., 1996*], к которым относятся изученные колонки, а именно: в зоне смешения речных и морских вод в Енисейском заливе (Енисейский маргинальный фильтр) и в древней речной долине одного из притоков пра-Енисея на Обь-Енисейском мелководье история голоценовой седиментации обладала собственной спецификой. Для маргинального фильтра установлена историко-геологическая последовательность смены осадков подводной дельты отложениями зоны смешения: проксимальными осадками, отложениями депоцентра, накапливавшимися с лавинными скоростями, и, наконец, дистальными осадками с участием продуктов береговой абразии. Большая часть геологического тела маргинального фильтра в изученном районе сформировалась в течение очень короткого промежутка времени: с 9.6 до 9.2 тыс. лет тому назад.

В колонке BP00-07/6, расположенной севернее, удалось по различным фациальным индикаторам установить следующие периоды повышенного влияния речных вод: 7.5-6.2, 3.3-2.4 и с 1.4 тыс. лет по современную эпоху. Нижняя часть колонки, скорее всего, представляет собой часть подводного оползня.

В целом, голоценовая история седиментации на юге Карского моря обусловлена синхронно протекавшими процессами глобального эвстатического подъема уровня Мирового океана [*Fairbridge, 1989; Stein et al., 2002*]; прогибания, компенсированного осадконакоплением в Енисейском маргинальном фильтре [*Gurevich, 1995*]; варьировавшими речными выносами Енисея. Скорее всего, судя по представлениям о менявшейся глубине бассейна [*Stein et al., 2002*], в изученный район атлантические воды не проникали.

Прежде всего о величине речных выносов Енисея следует судить по абсолютным массам речного материала, которые имеют максимальные значения в депоцентре. При сопоставлении всех доступных данных по Енисейскому профилю (см. рис. 1), изложенных в статьях [*Polyak et al., 2002; Stein et al., 2002*] и в данной работе, получается вполне закономерная картина омоложения границы маргинального фильтра (точнее, его депоцентра) с вышележащими шельфовыми морскими осадками при движении с севера на юг: 11.0 тыс. лет в колонке BP00-36/4; 9.8 тыс. лет в колонке BP00-26/4; в колонках BP00-07/5, 6, 7 до этой границы не дошли; 9.4 (?) тыс. лет в колонке ДМ-4401; 9.2 тыс. лет в колонке BP00-23/7 и 8.8 тыс. лет в колонке BP99-04/7. Это явление обусловлено фландрской морской трансгрессией в южном направлении, вызванной глобальным эвстатическим подъемом уровня моря. Скорость трансгрессии в начале голоцена на севере Карского моря (в соответствии с наиболее надежными данными) составила порядка 146 км/тыс. лет (возможно, до первых сотен км в тыс. лет), а позднее (в пределах современного маргинального фильтра) уменьшилась до 22 км/тыс. лет. Возможной причиной такого отличия в скоростях трансгрессии является углубление северных районов Баренцева и Карского морей в течение дегляциации и начала голоцена, обусловленное гляциоизостазией [*Lubinski et al., 2001*]. На юге Карского моря такого углубления не было. Вместе с тем, отмеченное отличие в скоростях трансгрессии может быть объяснено более высокой скоростью подъема уровня Мирового океана в интервале 11.0-9.5, чем в интервале 9.5-8.0 тыс. лет назад [*Fairbanks, 1989*]. Эта причина кажется нам более вероятной, т.к. имеет глобальное происхождение. В то же время нельзя исключить одновременного действия обеих причин.

Последовавшие флуктуации речных выносов Енисея, как правило, демонстрировали величины речного стока, в несколько раз (иногда на порядок и более) меньшие, чем в начале голоцена. Различные индикаторы речного материала, в зависимости от своей природы и механизма переноса, указывают на слегка различающиеся периоды усиления или ослабления влияния Енисея в каждой изученной колонке.

Авторы признательны Л.В. Поляку за содействие в анализе четырех образцов раковин двустворчатых моллюсков, выполненному методом ускорительной масс-спектрометрии на ускорителе университета штата Аризона (США). Мы благодарим Р. Штайна (AWI, Бремерхафен, Германия), приславшего радиоуглеродные датировки по колонке BP00-07/7 до их публикации. Дискуссия по ряду историко-геологических аспектов интерпретации данных по колонке BP00-07/6 с И. Симстихом (Кембриджский университет, Великобритания) была весьма полезной. Чрезвычайно плодотворным оказалось обсуждение геохимических аспектов статьи с А.А. Мигдисовым.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 02-05-64017 и ФЦП «Мировой океан», грант № 43.634.11.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Артемьев В.Е. Геохимия органического вещества в системе река-море. М.: Наука, 1993. 204 с.

Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 266 с.

Белов Н.А., Лапина Н.Н. Донные осадки Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1961. 214 с.

Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. Моря Советской Арктики. Л.: Недра, 1984. 280 с.

Гурвич Е.Г., Лукашин В.Н., Лисицын А.П., Куринов А.Д. Редкоземельные элементы и иттрий // Геохимия элементов-гидролизатов. М.: Наука, 1980. С. 71-116.

Гурвич Е.Г., Исаева А.Б., Демина Л.В. и др. Химический состав донных осадков Карского моря и эстуариев Оби и Енисея // Океанология. 1994. № 5. С. 766-775.

Колесов Г.М. Определение микроэлементов: нейтронно-активационный анализ в геохимии и космохимии // Журнал аналитической химии. 1994. Т. 49. № 1. С. 55-66.

Кошелева В.А., Яшин Д.С. Донные осадки арктических морей. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1999. 286 с.

Левитан М.А., Хусид Т.А., Купцов В.М. и др. Типы разрезов верхнечетвертичных отложений Карского моря // Океанология. 1994. № 5. С. 776-788.

Левитан М.А., Буртман М.В., Горбунова З.Н., Гурвич Е.Г. Кварц и полевые шпаты в поверхностном слое донных осадков Карского моря // Литология и полезные ископаемые. 1998. № 2. С. 115-125.

Левитан М.А., Арнольд М., Буртман М.В. и др. К истории голоценовой седиментации в восточной части Карского моря // Океанология. 2000. № 4. С. 614-620.

Петелин В.П. Гранулометрический анализ морских донных осадков. М.: Наука, 1967. 128 с.

Седых Э.М., Старшинова Н.П., Банных Л.Н. и др. Определение тяжелых металлов и форм их нахождения в водах и донных отложениях водохранилищ методами атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой и электротермической атомно-абсорбционной спектрометрией // Журнал аналитической химии. 2000. Т. 55. № 4. С. 385-391.

Фролов В.Т. Литология. Т. 1. М.: Изд-во МГУ, 1995. 345 с.

Aagaard K., Carmack E.C. The role of sea ice and other fresh water in the Arctic circulation // J. Geophys. Res. 1989. V. 94 (C 10). P. 14485-14498.

Dai M.-H., Martin J.-M. First data on trace metal level and behavior in two major Arctic river-estuarine systems (Ob and Yenisei) and in the adjacent Kara Sea, Russia // Earth and Planet. Sci. Lett. 1995. V. 131. P. 127-141.

Dittmers K., Stein R., Steinke T. Core logging: Magnetic susceptibility // Ber. Polarforsch. 2001. № 393. P. 89-91.

Fairbanks R.G. A 17.000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation // Nature. 1989. V. 342. P. 637-642.

Gurevich V.I. Recent sedimentogenesis and environment on the Arctic shelf of western Eurasia. Oslo, Norsk Polarinstitutt, 1995. 92 p.

Hald M., Kolstad V., Polyak L. et al. Late-glacial and Holocene paleoceanography and sedimentary environments in the St. Anna Trough, Eurasian Arctic Ocean // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 1999. V. 146. P. 229-249.

Ivanova E. Benthic foraminifera in sediments from the southern Kara Sea: Preliminary results // Ber. Polarforsch. 2001. №393. P. 141-150.

Ivanova E.V. Benthic foraminiferal assemblages of Kara Sea: response to salinity variation during the Holocene // Progr. and Abstr. 4th Intern. Workshop SIRRO. M., GEOKHI. 2003. P. 17.

Khusid T.A., Korsun S.A. Modern benthic foraminiferal assemblages in the Kara Sea // Ber. Polarforsch. 1996. № 212. P. 308-314.

Kodina L.A., Tokarev V.G., Sukhoruk V.I. et al. Preliminary results of geochemical investigations of sediment cores along the Yenisei profile (acoustic units I-II) // Ber. Polarforsch. 2001. № 393. P. 179-184.

Levitan M. Facies variability of surface sediments along the Yenisei transect based on grain-size composition, heavy and light mineral data // Ber. Polarforsch. 2001. № 393. P. 92-106.

Levitan M.A., Dekov V.M., Gorbunova Z.N. et al. The Kara Sea: A reflection of modern environment in grain size, mineralogy, and chemical composition of the surface layer of bottom sediments // Ber. Polarforsch. 1996. №212. P. 58-80.

Levitan M.A., Kolesov G., Chudetsky M. Chemical characteristics of main lithofacies based on instrumental neutron-activation analysis data // Ber. Polarforsch. 2002. №419. P. 101-111.

Lightfoot P.C., Naldrett A.J., Gorbachev N.S. et al. Geochemistry of the Siberian Trap of the Norilsk area, USSR, with implication for the relative contributions of crust and mantle to flood basalt magmatism // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. V. 104. P. 631-644.

Lubinski D.J., Polyak L., Forman S.L. Freshwater and Atlantic water inflows to the deep northern Barents and Kara seas since ca 13 ^{14}C ka: foraminifera and stable isotopes // Quatern. Sci. Rev. 2001. V. 20. P. 1851-1879.

MacDonald G.M., Velichko A.A., Kremenetski C.V. et al. Holocene treeline history and climate change across Northern Eurasia // Quaternary Res. 2000. V. 53. P. 302-311.

Polyak L., Forman S.L., Herlihy F.A. et al. Late Weichselian deglacial history of the Svyataya (Saint) Anna Trough, northern Kara Sea, Arctic Russia // Mar. Geol. 1997. V. 143. P. 169-188.

Polyak L., Levitan M., Gataullin V. et al. The impact of glaciation, river-discharge and sea-level change on Late Quaternary environments in the southwestern Kara Sea // Int. J. Earth Sci. 2000. V. 89. P. 550-562.

Polyak L., Levitan M., Khusid T. et al. Variations in the influence of riverine discharge on the Kara Sea during the last deglaciation and the Holocene // Global and Planet. Change. 2002. V. 32. P. 291-309.

Polyakova Ye., Stein R. Holocene variations in the Eurasian Arctic shelf surface water salinity and sea ice regime: Evidences from diatom assemblages of the Siberian Arctic shelf, Kara Sea // Program and Abstracts EMMM'2002. Vienna. 2002. P. 164-165.

Schoster F., Stein R. Major and minor elements in surface sediments of Ob and Yenisei estuaries and the adjacent Kara Sea // Ber. Polarforsch. 1999. № 300. P. 196-207.

Siegel F.R., Kravitz J.H., Galasso J.J. Arsenic and mercury contamination in 31 cores taken in 1965, St. Anna Trough, Kara Sea, Arctic Ocean // Environmental Geol. 2001a. V. 40. P. 528-542.

Siegel F.R., Galasso J.J., Kravitz J.H. Geochemistry of thirteen Voronin Trough cores, Kara Sea, European Arctic: Hg and As contaminants at a 1965 timeline // Applied Geochem. 2001b. V. 16. P. 19-34.

Simstich J., Stanovoy V., Bauch D., Erlenkeuser H., Spielhagen R.F. Holocene variability of bottom water hydrography on the Kara Sea shelf depicted in multiple single-valve analyses of stable isotopes in ostracods // Progr. and Abstr. 4th Intern. Workshop SIRRO. M., GEOKHI. 2003. P. 27.

Stein R. Lithostratigraphy of gravity cores and correlation with sediment echograph profiles ("Akademik Boris Petrov" Kara Sea expeditions 1999 and 2000) // Ber. Polarforsch. 2001. № 393. P. 120-140.

Stein R., Boucsein B., Hefter J. et al. Marine geology // Ber. Polarforsch. 2000. № 360. P. 49-69.

Stein R., Dittmers K., Fahl K. et al. Terrigenous sediment supply in the Holocene Kara Sea: Sources, burial, variability and paleoenvironment // Progr. and Abstr. 4th Intern. Work¬shop SIRRO. M., GEOKHI. 2003. P. 30-32.

Stein R., Levitan M. Lithological core description // Ber. Polarforsch. 2001. № 393. P. 247-283.

Stein R., Niessen F., Dittmers K. et al. Siberian river run-off and Late Quaternary glaciation in the southern Kara Sea, Arctic Ocean: Preliminary results // Polar Res. 2002. V. 21. P. 315-322.

Stuiver M., Reimer PJ., Bard E. et al. INTCAL 98 radiocarbon age calibration, 24.000-0 cal BP // Radiocarbon. 1998. V. 40. P. 1041-1083.

Taldenkova E., Stepanova A., Simstich J. Downcore variations in species composition of ostracods and mollusks in core BP00-07/5 and some paleoenvironmental implementations // Progr. and Abstr. 4th Intern. Workshop SIRRO. M.: GEOKHI, 2003. P. 41

Ссылка на статью:

Левитан М.А., Буртман М.В., Демина Л.Л., Крупская В.В., Седых Э.М., Чудецкий М.Ю. **История голоценовой седиментации в южной части Карского моря** // Литология и полезные ископаемые, 2004, № 6, с. 651-666.