

УДК 551.312.3:551.351(268.52)

ФАЦИАЛЬНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ ОСАДКОВ ОБЬ-ЕНИСЕЙСКОГО МЕЛКОВОДЬЯ И ЭСТУАРИЕВ ОБИ И ЕНИСЕЯ

© 2005 г. М.А. Левитан, М.В. Буртман*, Л.Л. Демина*, М.Ю. Чудецкий**, Ф. Шостер***

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН 119991 Москва, ГСП-1, ул. Косыгина, 19; E-mail: levitan@geokhi.ru

* Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН 117218 Москва, Нахимовский проспект, 36; E-mail: mbourtman@sio.rssi.ru

** Институт проблем нефти и газа РАН 119991 Москва, ул. Губкина, 3; E-mail: chudetsky@mail.ru

*** Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung D-27568, Bremerhaven, Columbusstrasse, Germany; E-mail: fschoster@awi-bremerhaven.de

Поступила в редакцию 15.06.2004 г.

Описаны географические фации и литофации современных осадков южной части Карского моря. Для характеристики фациальной изменчивости использованы данные по многочисленным фациальным индикаторам: литологическим, минералогическим, геохимическим, микропалеонтологическим. Вскрыты некоторые механизмы минералогической и геохимической дифференциации, вносящие свой вклад в формирование фациальной зональности.

Фациальный анализ современных морских и океанических осадков [Мурдмаа, 1987 и др.] по-прежнему является одним из основных инструментов морских геологов, занимающихся изучением литологии донных отложений. Проблема фациальной структуры современных осадков восточной части Карского моря, находящейся под сильным влиянием Оби и Енисея, была поставлена уже в работах первых литологов, изучавших этот регион [Уль, 1936; Кординов, 1953; Горшкова, 1957; Белов, Лапина, 1961; Куликов, 1961]. Традиционно большое внимание фациальному анализу уделялось в многочисленных экспедициях ВНИИОкеангеология, ВНИИМоргео, ММБИ, МАГЭ, АМИГЭ, проведенных в 60-80-е годы прошлого века. Серьезное обобщение полученных данных было сделано В.И. Гуревичем [Gurevich, 1995]. Во всех перечисленных работах в качестве изменявшихся фациальных признаков рассматривались, главным образом, цвет, гранулометрический и минеральный состав (тяжелые, легкие и глинистые минералы), концентрации ряда химических компонентов (CaCO_3 , $\text{C}_{\text{орг}}$, SiO_2 ам.) и тяжелых металлов (Fe, Mn и др.). Такой же подход был использован нами [Levitan et al., 1996], причем мы базировались на понимании фаций А. Грессли в изложении В.Т. Фролова [1995, с. 240]: «Фации выделяются эмпирически, на основе непосредственных наблюдений в поле... по объективным литологическим, палеонтологическим и другим геологическим признакам» (курсив В.Т. Фролова - М.Л.).

Следующий этап изучения фациальной структуры осадков поверхностного слоя восточной части Карского моря связан с совместными российско-германскими исследованиями, проводившимися в рейсах НИС «Поларштерн» (1995 г.) и НИС «Академик Борис Петров» (1997, 1999, 2000, 2001, 2002, 2003 гг.). Особенностью данного этапа явилось не только комплексное океанологическое изучение среды седиментации, продолжившее работы Института океанологии им. П.П. Ширшова, выполненные в 49-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» (1993 г.), но и добавление целого ряда новых фациальных индикаторов для донных осадков: некоторых биогенных остатков (динофлагеллят, диатомей, фораминифер); петрографического состава фракций 63-125 и более 125 мкм; скоростей седиментации; большого набора химических элементов, определенных прецизионными методами (рентгено-флюоресцентным и инструментальным нейтронно-активационным). Сгущение сети геологических станций и геофизических профилей, а также расширение географических рамок района исследования по сравнению с работами в 49-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» позволило нам выделить более широкий набор фациальных зон и подзон, формирующих фациальную структуру изучаемого района [Levitan, 2001, 2002]. В данной статье, основанной на собственном фактическом материале и всех доступных литературных данных, детально рассмотрены выделенные фации с использованием

большого числа фациальных индикаторов. Вероятно, фациальная зональность современной седиментации изучаемого региона, определяемая взаимодействием суши и моря и включающая переходы от речного осадконакопления к авандельтовому в условиях эстуариев крупных рек и - далее - к шельфовой морской седиментации, интересна не только для морских геологов, но и для литологов, изучающих аналогичные седиментационные системы геологического прошлого.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

На рисунке и в табл. 1 показано расположение геологических станций, выполненных в указанных выше рейсах НИС «Дмитрий Менделеев», «Поларштерн», «Академик Борис Петров». Исследуемый регион охватывает нижнее течение рек Оби и Енисея, правый приток Оби - реку Таз, Обскую губу, Енисейский залив, Обь-Енисейское мелководье и южные части желобов Святой Анны и Воронина. С юга район работ ограничен 68°40' с.ш., с севера - 78° с.ш., с запада - 72° 15' в.д. и с востока - 92°00' в.д. Три станции НИС «Поларштерн» расположены восточнее указанного региона, около Северной Земли: две станции в проливе Вилькицкого и одна - в желобе Воронина.

Таблица 1. Расположение станций нис «Поларштерн» на востоке Карского моря

Станция	Северная широта	Восточная долгота	Глубина, м
PS 2718	77°31'05"	97°04'04"	153
PS 2719	77°36'00"	97°32'00"	135
PS 2792	79°33'05"	87°33'01"	245

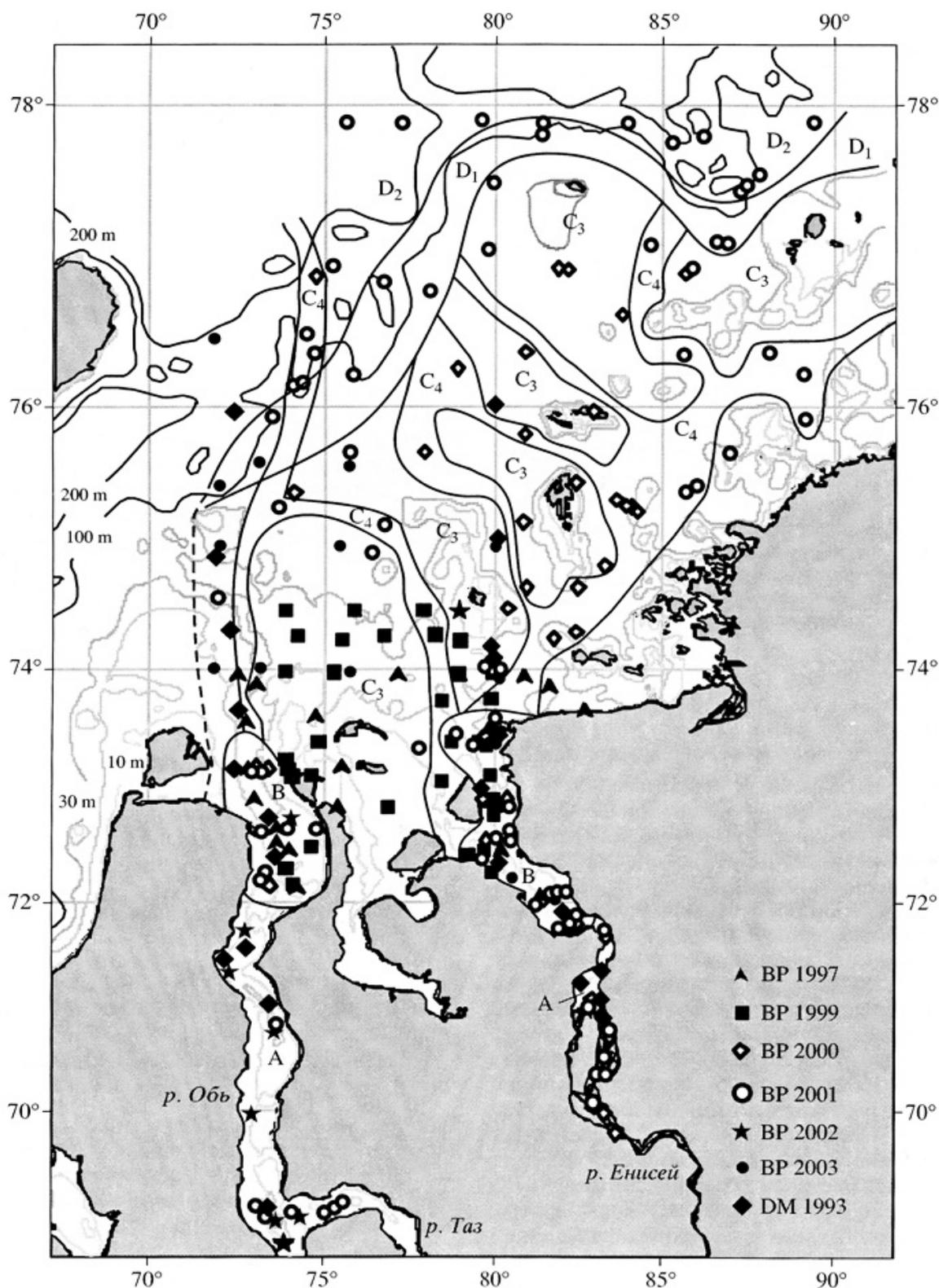
Для изучения особенностей состава современных осадков изучались пробы интервала 0-1 см, отобранные из бокскореров и - реже - из дночерпателей «Океан-0.25». Литологический состав осадков поверхностного слоя, поднятых в 49-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев», рассмотрен в статьях [Левитан и др., 1994; Levitan et al., 1996]. Описание осадков, полученных в отмеченных рейсах НИС «Поларштерн» и «Академик Борис Петров», содержится в опубликованных отчетах по рейсам [Rachor, 1997; Matthiessen, Stepanets, 1998; Stein, Stepanets, 2000, 2001, 2002; Schoster, Levitan, 2003, 2004]. Гранулометрические анализы выполнены в Аналитической лаборатории ИО РАН и в Институте им. Альфреда Вегенера (AWI). Частично полученные результаты отражены в работах [Levitan et al., 1996; Muller, Stein, 1999; Levitan,

2001], причем в настоящей статье использована гранулометрическая классификация В.Т. Фролова [1995]. Состав фракции более 63 мкм описан в [Levitan, 2002; Levitan, Krupskaya, 2003; Levitan et al., 2004]. Составу комплексов тяжелых минералов, проанализированных в ИО РАН, посвящены публикации [Levitan et al., 1996, 1999; Levitan, 2001; Bourtman, Levitan, 2002]. Распределение легких минералов, изученных в ИО РАН, приведено в статьях [Leeu-ман и др., 1998; Levitan, 2001]. Глинистые минералы, исследованные в AWI и ГЕОХИ, описаны в работах [Шелехова, 1998; Muller, Stein, 1999; Steinke, 2002; Krupskaya, Levitan, 2003], при этом данные Е.С. Шелеховой по фракции менее 1 мкм пересчитаны на фракцию менее 2 мкм, используя вычисленные ею коэффициенты [Шелехова, 1998]. Для изучения распределения ряда элементов и химических соединений в поверхностном слое донных осадков мы использовали результаты методов «мокрой химии» [Кордиков, 1953; Nurnberg, 1996], рентгенофлуоресцентного анализа, проведенного в береговых лабораториях Германии и России [Schoster, Stein, 1999], наши неопубликованные данные, полученные в ГЕОХИ под руководством И.А. Рощиной, а также нейтронно-активационного анализа [Levitan et al., 2002]. При подготовке проб к анализу они не отмывались от морских солей. Многочисленные публикации, основанные на методах полуколичественного спектрального и рентгенофлуоресцентного анализов, выполненных в судовых условиях, приняты во внимание, но в настоящей статье эти результаты не использованы. Важное значение имеют данные по распределению палиноморф [Matthiessen, 1999], диатомей [Polyakova, 2003] и бентических фораминифер [Khusid, Korsun, 1996]. Наконец, трудно переоценить фациальное значение прямых определений скоростей седиментации радиохимическими методами, главным образом, по ¹³⁷Cs [Stepanets et al., 1999, 2000, 2003].

ФАЦИАЛЬНЫЕ ОБСТАНОВКИ

В качестве основных современных фациальных обстановок в исследуемом районе мы выделяем (см. рис.): речные - нижние течения рек Таза, Оби и Енисея (код А), эстуариев Оби и Енисея (код В), внутреннего шельфа - Обь-Енисейское мелководье (код С), внешнего шельфа - желобов Воронина и Святой Анны (код D).

Для речных фациальных обстановок (см. рисунок) характерен пресный состав воды (тщательно контролировавшийся зондом Нила-Брауна и солемером от поверхности до дна),



Фациальная зональность и расположение геологических станций в восточной части Карского моря. Рейсы: BP – нис “Академик Борис Петров”; DM – нис “Дмитрий Менделеев”. Числа – годы.

ширина речной долины в несколько километров (на юге Обской губы достигает первых десятков километров), глубина до 8-10 м, быстрое течение (до нескольких дециметров в секунду), неровное дно с многочисленными выступами, сложенными обнажениями коренных пород, практическое отсутствие скоплений руслового аллювия. Как правило, мощность рыхлых от-

ложений не превышает первых десятков сантиметров и только при впадении Таза в Обь достигает 2-3 м. Для рассматриваемых обстановок весьма характерна сезонность поставки как твердого стока, так и пресной воды в Карское море: их подавляющая часть поставляется с мая по сентябрь [Gordeev et al., 1996]. Большую часть года реки покрыты льдом. Значительный

интерес представляют различия в геологическом строении водосборов: Обь и левые притоки Енисея дренируют огромную площадь Западно-Сибирской платформы, сложенной с поверхности плащом рыхлых обломочных неоген-четвертичных отложений; правые притоки Енисея размывают породы древней Восточно-Сибирской платформы, причем в нижнем течении большую роль играют продукты размыва траппов Путоранского плато пермо-триасового возраста; в нижнем течении Таз протекает в широтном направлении по Гыданскому полуострову, участвуя в эрозии рыхлых четвертичных отложений.

Эстуарии Енисея (Енисейский залив) и Оби (северная часть Обской губы) (см. рис.) рассматриваются нами с уровня появления морской воды на юге до резкого гидрологического фронта - северной границы зоны смешения, соответствующей в обоих случаях солёности поверхностной воды 20 psu [Буренков, Васильков, 1995]. Как известно, ширина обоих эстуариев составляет первые десятки километров, глубина не превышает 30 м для Оби и 37 м для Енисея. Упрощенно структуру водной толщи с точки зрения распределения солёности можно представить в виде двух клиньев: клин относительно пресной воды направлен к северу, причем с юга на север его солёность возрастает, а нижележащий клин морской воды направлен на юг, и его солёность в южном направлении уменьшается. Скорость течений в эстуариях гораздо меньше, чем в нижних течениях рек, и, как правило, не превышает первых сантиметров в секунду. Сильная изменчивость направления течений во времени обусловила непостоянство южной границы рассматриваемой обстановки в водной толще. Дно в основном ровное и представлено поверхностью мощного (до 20-30 м) комплекса голоценовых авандельтовых осадков. В то же время ближе к бортам эстуариев располагаются узкие и глубокие понижения, представляющие собой современные или более древние русла, по которым транспортируются (или переносились в прошлом) основные потоки воды и твердого вещества. Около бортов, а также северного и южного ограничений в обоих эстуариях наблюдается резкое уменьшение мощности осадочной голоценовой толщи (до первых метров).

Основным источником осадочного материала служат реки, поставляющие взвесь, растворенное вещество, растительные остатки (древесину), пресноводную флору. Дополнительным источником осадочного вещества является береговая абразия. Небольшую роль играет материал ледового разноса. По мере продвижения к северу все большее значение при-

обретает деятельность солоноватоводной и морской флоры и фауны, отражающаяся в осадках. На крайнем юге рассматриваемой фациальной обстановки можно выделить ее проксимальную часть (код В1), представленную барьерной гидродинамической зоной взаимодействия быстро текущих речных вод с относительно медленно текущими водами собственно эстуария. В результате такого взаимодействия в данной обстановке выпадает повышенное количество относительно крупнозернистого осадочного материала. Севернее - в дистальной части (код В2) - в водной толще доминируют седиментационные процессы, основанные на физико-химических и биологических явлениях [Лисицын, 1994]. При движении с юга на север сначала преобладают процессы выпадения пелитового вещества за счет изменения заряда глинистых минералов, а затем - коагуляции коллоидов, флокуляции растворенного железа и растворенного органического вещества. Привнесенные и вновь образованные природные сорбенты адсорбируют весьма значительные количества элементов из морской воды. Севернее все большую роль начинает играть повышенная первичная продукция морского бактерио- и фитопланктона [Ведерников и др., 1994]. В зонах смешения морских и речных вод оседает до 90% выносимого реками взвешенного материала [Лисицын, 1994], и прежде всего - песчано-алевритового.

Фациальные обстановки внутреннего шельфа (см. рис.) охватывают большую площадь Обь-Енисейского мелководья - до глубин 50-60 м, которые находятся несколько южнее бровки внутреннего шельфа. Рассматриваемое мелководье представляет собой пологую подводную равнину (код С3), очень слабо наклоненную на север, рельеф которой местами осложнен рядом архипелагов островов (Известий ЦИК, Академии наук и др.), а также шельфовыми западинами и затопленной гидрографической сетью пра-Оби и пра-Енисея (код С4). Рельеф на востоке площади развития рассматриваемой обстановки изучен относительно плохо из-за особенностей ледового режима, однако можно предположить, что ряд небольших гряд сложены плейстоценовыми моренами [Stein et al., 2002]. Относительные превышения и глубины, как правило, не превышают нескольких метров. Водная толща довольно четко стратифицирована [Буренков, Васильков, 1994]: в летний сезон поверхностная водная масса сложена относительно теплыми и распресненными Карскими водами (солёность возрастает с юга на север до 34.5 psu), ниже располагается промежуточный слой, образованный за счет перемешивания поверхностных и глубинных

вод. Последние представлены более солеными и холодными водами, их генезис обусловлен выхолаживанием поверхностного слоя при осенне-зимнем формировании морского льда и опусканием образующихся плотных вод в нижние горизонты. Считается, что доминируют течения северо-восточных румбов [Морецкий, 1985], хотя реальная картина поверхностной циркуляции весьма сложна и изменчива, например, временами играет весьма важную роль северо-западный перенос [Буренков, Васильков, 1994]. Обычно скорость поверхностных и придонных течений составляет первые сантиметры в секунду, но в струйных течениях широтного направления она может достигать первых десятков сантиметров в секунду (данные С.И. Муякшина из статьи [Levitan et al., 1996]).

Большая часть Обь-Енисейского мелководья представляет собой эрозионную или аккумулятивно-эрозионную поверхность, обусловленную сочетанием новейшего воздымания и активной эродирующей деятельности придонных течений [Gurevich, 1995]. Поэтому мощность рыхлых отложений здесь не превышает первых десятков сантиметров, местами - на полях развития железомарганцевых конкреций - уменьшаясь до первых сантиметров или до нуля, с выходом на поверхность дна коренных пород, представленных в основном меловыми или докембрийскими песчаниками и алевролитами [Gurevich, 1995]. Редкие небольшие шельфовые западины приурочены, как правило, к зонам разломов или их пересечениям [Объяснительная записка..., 1998] и выполнены рыхлыми четвертичными осадками, в которых мощность только голоцена достигает 5-8 м [Левитан и др., 2000]. Система затопленных речных долин (каналов) разного порядка шириной до 5-6 км на Обь-Енисейском мелководье лучше всего освещена в работе [Мусатов, 1989]. В нижнем течении долины пра-Оби и пра-Енисея пересекают склон Обь-Енисейского мелководья, располагаясь среди фациальной обстановки внешнего шельфа (см. рис.). Часть каналов в той или иной степени (иногда полностью) заполнена осадочным материалом (мощность голоцена составляет от нескольких до десяти метров [Stein, 2001; Dittmers, Schoster, 2004]), а некоторые каналы представляют собой подводные врезы, лишенные осадков. Доминирующие на большей части Обь-Енисейского мелководья эрозионные процессы способствуют выносу и переотложению тонкого пелитового материала в затопленных каналах и шельфовых впадинах, которые служат природными осадочными ловушками. В то же время очевидно, что эти же каналы в значительной степени способствуют транспортировке осадочного вещества в неф-

лоидном слое. В рассматриваемой обстановке преобладающая часть осадочного материала поступает за счет донной эрозии подстилающих отложений, определенную роль играет также вещество речных выносов, преодолевшее зону смешения. Кроме того, необходимо отметить продукты эрозии небольших островов и материал ледового разноса.

Фациальные обстановки внешнего шельфа (см. рис.) приурочены к переходной зоне между Обь-Енисейским мелководьем и более глубоководными районами поперечных желобов Воронина и Святой Анны (код D1), а также к самим желобам (код D2). В переходную зону входит наиболее северная часть мелководья, примыкающая к его бровке, крутой склон и подножье. Как склон, так и подножье характеризуются сильно расчлененным палеорельефом, перекрытым почти сплошным чехлом голоцена мощностью 3-7 м. Перепад глубин между мелководьем и подножьем достигает 100-150 м. Для D2 типичен гляциальный рельеф моренных комплексов [Niessen, Dittmers, 2002] с превышениями в первые десятки метров, на котором местами залегают маломощные (до нескольких десятков сантиметров) рыхлые осадки. В то же время в других районах рассматриваемых желобов развиты гораздо более мощные толщи молодых отложений [Rachor, 1997; Polyak et al., 1997]. Для рассматриваемых обстановок характерна поставка вещества с Обь-Енисейского мелководья и за счет донной эрозии. Подчиненную роль играет материал ледового разноса.

Стратификация водной толщи в изученных районах фациальных обстановок внешнего шельфа практически не отличается от таковой на внутреннем шельфе, но в более северных районах с глубинами свыше 200-300 м появляются промежуточные теплые и соленые атлантические воды [Polyak et al., 1997]. Исходя из общих гидрофизических соображений и по аналогии с другими регионами можно предположить, что в районе бровки Обь-Енисейского мелководья и склона наблюдается повышенная гидродинамическая активность водной толщи, однако результаты прямых наблюдений скоростей течений отсутствуют. Соленость в поверхностной водной массе весьма постепенно нарастает в северном направлении, достигая местами на 78° с.ш. 34.7 psu.

ФАЦИИ

В состав речных фаций входят осадки, представленные русловым аллювием и подводно-дельтовыми отложениями. Для них характерен серый или зеленовато-серый цвет. По гранулометрическому составу (в зависимости от

Таблица 2. Средний гранулометрический состав фаций (вес.%)

Фации	Размер, мм													<0.001
	>10	10–7	7–5	5–3	3–2	2–1	1–0.5	0.5–0.25	0.25–0.1	0.1–0.05	0.05–0.01	0.01–0.005	0.005–0.001	
A (n = 8)	3.52	0.61	0.58	0.12	0.22	0.16	0.51	7.48	14.92	16.10	2.24	8.59	18.42	26.53
B1 (n = 9)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19	0.32	1.42	10.71	15.08	11.89	2.42	8.24	17.85	31.88
B2 (n = 13)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.40	0.10	0.53	5.70	2.91	4.44	14.72	29.23	41.97
C3 (n = 19)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.43	0.13	1.19	19.17	12.47	3.26	10.14	20.76	32.46
C4 (n = 12)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.38	0.20	0.26	1.38	2.49	2.35	19.15	31.92	41.87
D1 (n = 9)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.35	0.15	1.24	2.28	0.45	14.13	30.69	50.71

Примечание. n – число исследованных проб.

гидрологического режима) они колеблются от гравийно-песчаных отложений до алевритово-пелитовых илов. В среднем состав речных фаций отвечает песчаной глине (табл. 2). На юге Енисейского залива и в зоне смешения Таза и Оби отмечены слабокремнистые диатомово-глинистые алевритово-пелитовые илы [Krupskaya, Levitan, 2003], содержащие свыше 5% биогенного опала [Nurnberg, 1996]. Во фракции менее 2 мкм в речных осадках доминирует иллит-смектитовый комплекс глинистых минералов с примерно равным количеством каолинита и хлорита (табл. 3). При этом детальное исследование изменчивости осадков в Обской губе позволило выявить, что река Таз является локальным источником хлорита, и после ее слияния с Обью вверх по течению происходит постепенное «разбавление» хлорита другими глинистыми минералами, приносимыми Обью [Krupskaya, Levitan, 2003]. Енисейские осадки обогащены смектитом и - в меньшей степени - каолинитом и обеднены иллитом по сравнению с обскими [Steinke, 2002]. Среди легких минералов фракции 0.1-0.05 мм преобладают калиевые полевые шпаты и кварц, величина кварц/полевошпатового отношения равна 3.3 (табл. 4). В этой же фракции среди тяжелых минералов доминирует комплекс эпидота, черных рудных и клинопироксенов, с клинопироксен/эпидотовым отношением 1.7 (табл. 5). Фракция 63-125 мкм и - особенно - свыше 125 мкм сильно обогащена обломками горных пород и остатками древесины [Levitan, 2002]. Среди особенностей химического состава обращает на себя внимание высокое содержание SiO₂, Ba, Y, La, Ce, Nd, Sm и низкое - MnO, P₂O₅, Cr, Eu (табл. 6). Средние содержания C_{орг} находятся в диапазоне 1.0-1.5% и лишь в песчаных разностях опускаются ниже 1.0% [Stein et al., 2004]. Для осадков характерны высокие содержания пресноводных диатомей [Polyakova, 2003]. Бентосные фораминиферы отсутствуют [Khusid, Korsun, 1996].

Следует отметить весьма пестрый состав речных осадков по всем параметрам: гранулометрическим, минералогическим, химическим.

Достаточно указать на то, что на юге Енисейского залива в осадках ст. ВР03-16 фракция более 125 мкм полностью состоит из остатков древесины и чешуек мусковита [Levitan et al., 2004]. Такое сочетание не встречено в осадках ни одной из окружающих станций. Осадки, взятые на расстоянии менее одного километра друг от друга, нередко представлены сильно различающимися литотипами.

Представляет несомненный интерес проблема специфики осадков каждой из крупных рек исследуемого района - Оби и Енисея. По нашим данным, наиболее типичными индикаторами речных выносов Енисея являются черные рудные минералы, остатки древесины в песчаной фракции, высокое клинопироксен/эпидотовое отношение, высокое смектит/иллитовое отношение, повышенные значения Ni/Al и Fe, высокая магнитная восприимчивость. Для осадков Оби характерно отсутствие черных рудных минералов и высокое содержание остатков древесины в песчаной фракции, пониженное смектит/иллитовое отношение, высокие значения K/Al, Rb/Al, низкая магнитная восприимчивость [Levitan et al., 1996; Levitan, 2001; Schoster, Stein, 1999; Stein et al., 2004].

Таблица 3. Состав комплексов глинистых минералов (отн. %) в различных фациях

Фация	Иллит	Смектит	Смектит/иллит	Хлорит	Каолинит
A (n = 11)	24	46	1.9	16	14
B (n = 30)	25	44	1.8	17	14
C3 (n = 23)	22	47	2.1	16	15
C4 (n = 16)	23	49	2.1	15	13
D1 (n = 7)	30	44	1.5	16	10
D2 (n = 4)	38	39	1.0	14	9

Примечание n – число исследованных проб.

В барьерной зоне слияния Таза и Оби современные речные осадки накапливаются со скоростью 350 см/тыс. лет [Stepanets et al., 2003]. На большей части поверхности дна заметной седиментации не происходит, поскольку интенсивные течения или уносят тонкие фракции при оседании в водной толще, или эродируют дно речных долин.

Таблица 4. Средний состав комплексов легких минералов (фракция 0.1–0.05 мм) в различных фациях (отн. %)

Фации	Кварц	Основные-средние плагиоклазы	Кислые плагиоклазы	Калиевые полевые шпаты	Сумма полевых шпатов	Кварц/полевошпатовое отношение
A (n = 8)	68.2	3.0	5.3	12.3	20.6	3.3
B1 (n = 9)	55.4	6.8	8.4	5.8	21.0	2.6
B2 (n = 13)	58.5	3.9	6.5	14.1	24.5	2.4
C3 (n = 19)	65.8	2.5	3.9	18.3	24.7	2.7
C4 (n = 12)	66.4	3.7	1.4	21.9	27.0	2.5
D1 (n = 9)	59.0	0.5	7.1	13.7	21.3	2.8

Примечание. n – число исследованных проб.

Таблица 5. Содержание главных тяжелых минералов (фракция 0.1–0.05 мм) в различных фациях (отн. %)

Фации	Клинопироксены	Эпидот	Черные рудные минералы	Роговая обманка	Гранат	Клинопироксен/эпидотовое отношение
A (n = 8)	31.6	17.6	24.7	7.7	2.9	1.7
B1 (n = 9)	37.2	13.0	25.7	8.2	3.0	3.3
B2 (n = 13)	44.4	12.1	14.3	8.9	3.5	3.3
C3 (n = 19)	31.0	14.5	21.7	8.3	6.0	2.0
C4 (n = 12)	36.2	14.8	18.8	5.8	5.5	2.5
D1 (n = 9)	21.9	23.5	19.8	5.1	8.0	0.9
D2 (n = 4)	21.7	26.8	17.8	7.0	7.6	0.8

Примечание. n – число исследованных проб.

Осадки эстуариев (зон смешения речной и морской воды) весьма специфичны по составу. Обычно это довольно однообразный тонкий пелитовый ил (B2) оливково-серого или черного цвета. Только в проксимальной фации (B1) эти осадки сменяются алевритово-песчаной глиной (см. табл. 2). Иногда и в пелитовых илах отмечается примесь крупнозернистого материала, обусловленная привнесением продуктов береговой абразии [Левитан и др., 2004]. По составу глинистых минералов осадки зон смешения практически не отличаются от речных отложений (см. табл. 3). Комплекс легких минералов фракции 0.1–0.05 мм в проксимальных и дистальных осадках описываемой фации почти идентичен и отличается от аллювия лишь слегка более низким содержанием кварца и, соответственно, пониженным кварц/полевошпатовым отношением. При этом необходимо указать на весьма низкое содержание калиевых полевых шпатов в проксимальных осадках (см. табл. 4). Среди тяжелых минералов на фоне сохранения прежней доминирующей ассоциации наблюдаются заметные различия между проксимальными и дисталь-

ными осадками: по мере приближения к северной границе маргинального фильтра растет содержание клинопироксенов, роговых обманок, граната и величины клинопироксен/эпидотового отношения, а концентрация эпидота и черных рудных минералов уменьшается (см. табл. 5). Во фракции более 125 мкм преобладают остатки древесины и полихеты [Levitan, 2002]. Химический состав осадков фации B2 отличается максимальными концентрациями Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , MgO , CaO , Co , Sc , S ; Eu , Tb , Yb , Lu (см. табл. 6). Концентрации $C_{орг}$, как правило, превышают 1.5% [Stein et al., 2004], а содержание биогенного опала составляет 3–5% [Nürnberg, 1996]. Среди органических остатков доминируют пресноводные водоросли (прежде всего - диатомеи). Бентосные фораминиферы представлены солоноватоводной фауной комплекса *Elphidium clavatum* - *Haynesina orbicularis* [Khusid, Korsun, 1996].

Скорость седиментации в депоцентре зон смешения в современную эпоху весьма высока и колеблется как для Енисея, так и для Оби в пределах от 440 до 1080 см/тыс. лет [Stepanets et al., 1999, 2000]. Совместное рассмотрение данных по гранулометрии, глинистым минералам, химическому составу и скоростям накопления осадков зон смешения приводит к выводу, что ведущим седиментационным механизмом в этой фациальной зоне является выпадение из водной взвеси гигантского количества глинистых минералов при смешении речной воды с морской.

Донные осадки внутреннего шельфа (Обь-Енисейского мелководья) заметно различаются по своим фациальным признакам в зависимости от того, где они накапливаются: в палеоречных долинах и шельфовых впадинах (C4) или на «плечах» речных долин, представленных участками погребенных равнин (C3). К фации C3 принадлежат относительно крупнозернистые осадки, как обломочные (разнообразные пески, песчаные и крупные алевриты), так и обломочно-глинистые (песчаные и песчано-алевритовые пелитовые илы). В среднем гранулометрический состав отвечает алевритово-песчаной глине (см. табл. 2). Состав комплексов глинистых минералов в осадках данной фациальной зоны практически не отличается от осадков зоны смешения (см. табл. 3), однако по мере продвижения на север содержание иллита возрастает, а смектита - уменьшается [Шелехова, 1998]. В прибрежной зоне Северного Таймыра повышено содержание иллита и каолинита, а концентрация смектита резко понижена [Muller, Stein, 1999]. Среди легких минералов в описываемой литофаии заметно возрастает содержание кварца и величина

Таблица 6. Средний химический состав различных фаций [Кордилов, 1953; Levitan et al., 2002; Schoster, Stein, 1999; наши неопубликованные данные]

Фация	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Ba	Co	Cr	Ni	Sc	Sr	V	Y	Zn	Zr	S	Cu	Pb	Rb	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	
A	макс.	74.97	13.7	7.43	0.87	2.17	2.08	2.32	2.52	0.36	650	21	111	50	15	210	140	27	93	310	0.04	120	85	77	42	72	26	6	1.25	1.14	4	0.57	
	мин.	59.9	9.89	3.65	0.7	1.15	0.93	0.09	2.06	0.08	424	13	48	33	10	138	95	20	40	167	0.03	120	16	70	22	38	15	4	1.00	0.73	2	0.33	
	средн.	68.01	11.94	5.8	0.79	1.18	1.33	1.52	2.26	0.2	508	17	65	42	12	173	118	25	70	235	0.04	120	53	74	33	58	22	5	1.00	0.95	3	0.43	
	n	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	6	6	5	5	3	6	5	4	6	6	2	1	4	2	3	3	3	3	3	3	3	3
B2	макс.	63.52	14.68	9.97	1.15	4.62	3.92	7.67	2.68	0.5	550	39	123	90	24	450	196	28	108	201	0.23	180	73	101	34	64	27	7	2.02	1.20	3	0.54	
	мин.	43.7	10.1	6.41	0.57	1.87	0.84	2.54	1.7	0.18	21	16	63	21	13	115	111	23	40	24	0.21	14	12	58	22	41	18	4	0.78	0.81	2	0.37	
	средн.	53.73	12.77	8.05	0.82	2.96	1.95	4.26	2.04	0.28	364	24	75	46	18	214	153	25	80	141	0.22	53	25	79	27	49	21	5	1.51	0.97	3	0.46	
	n	32	32	32	32	32	32	32	32	32	32	31	31	30	28	13	31	24	23	31	2	12	20	17	9	9	9	9	9	9	9	9	9
C3	макс.	83.5	13.57	9.87	0.88	3.4	2.69	6.28	2.83	0.33	790	27	124	330	21	765	200	31	90	450	0.26	130	93	79	30	55	23	6	1.56	1.00	4	0.60	
	мин.	49.15	5.8	2.16	0.45	0.02	0.59	0.74	1.7	0.08	318	3	37	14	6	140	55	12	19	80	0.12	11	11	68	3	8	4	1	0.16	0.29	1	0.26	
	средн.	67.27	10.12	5.05	0.66	1.83	1.51	3.32	2.18	0.18	516	13	52	59	12	243	109	21	46	236	0.14	38	43	80	29	43	17	4	1.12	0.80	2	0.40	
	n	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26	23	23	24	21	19	23	15	16	23	5	5	9	3	13	13	13	13	13	13	13	13	13
C4	макс.	78.53	16.39	11.75	0.87	1.58	3.35	2.59	6.54	3.22	61	735	34	112	350	20	335	211	28	150	412	0.27	300	79	93	30	59	25	7	2.52	1.13	4	0.65
	мин.	47	10.18	3.54	0.36	0.06	1.33	0.99	1.42	1.75	0.08	300	14	61	32	10	120	107	19	50	55	0.15	19	13	82	21	37	14	3	0.60	0.67	2	0.33
	средн.	56.16	12.51	7.61	0.7	0.59	2.51	1.43	4.27	2.38	0.25	400	23	72	74	15	203	176	24	85	169	0.22	109	45	83	28	52	21	5	1.37	0.96	3	0.45
	n	33	33	33	33	33	33	33	33	33	32	25	25	23	23	17	25	19	18	25	25	8	12	16	8	15	15	15	15	15	15	15	15
D1	макс.	76.9	13.9	9.36	0.76	2.63	3	1.65	7.85	2.5	2.42	594	32	87	53	14	230	211	27	85	184	0.24	190	91	53	95	34	8	1.53	1.23	4	0.57	
	мин.	46.3	7.5	2.5	0.38	0.19	0.75	0.89	2.41	1.97	0.12	316	11	31	19	5	110	73	12	24	100	0.03	110	65	19	35	14	3	0.82	0.66	1	0.17	
	средн.	57.17	11.32	6.94	0.62	1.17	2.24	1.23	4.66	2.29	0.42	466	21	40	40	10	182	158	19	59	152	0.17	162	74	30	54	21	5	1.21	0.90	2	0.40	
	n	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	9	9	8	9	5	9	9	6	9	9	9	5	9	10	10	10	10	10	10	10	10	10
D2	макс.	61.92	14.97	8.36	0.88	2.35	3.25	1.73	6.23	2.86	0.29	546	36	92	60	15	201	226	25	94	200	0.21		86	35	63	22	5	1.50	0.92	2	0.41	
	мин.	50.9	10.7	5.2	0.58	0.49	1.99	0.9	3.39	2.14	0.15	428	17	73	40	10	161	156	19	60	156	0.15		79	27	47	19	4	0.91	0.80	2	0.36	
	средн.	55.84	12.69	6.76	0.71	1.13	2.46	1.34	4.83	2.4	0.21	484	23	84	49	12	189	188	22	75	180	0.18		81	30	54	21	5	1.19	0.87	2	0.38	
	n	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	4		3	3	3	3	3	3	3	3	3	3

Примечание. макс. – максимальное значение, мин. – минимальное значение, средн. – среднее значение, n – число исследованных проб; оксиды – в %, элементы – в ppm.

кварц/полевошпатового отношения (см. табл. 4). Необходимо отметить при этом, что типоморфные особенности кварца в осадках Обь-Енисейского мелководья сильно отличаются от таковых в ранее описанных фациях [Левитан и др., 1998]. В рассматриваемых отложениях кварц происходит из подстилающих коренных пород мезозоя, а в аллювии и в осадках зоны смешения преобладает кварц дальнего привноса реками. Отложения фации С3 относительно обогащены такими тяжелыми минералами, как черные рудные, обыкновенные роговые обманки и гранаты, а концентрация клинопироксенов и величина клинопироксен/эпидотового отношения понижены (см. табл. 5). На площади Обь-Енисейского мелководья выделены несколько ассоциаций тяжелых минералов [Levitan et al., 1999], отражающих как локальные различия в питающих провинциях, так и дифференциацию тяжелых минералов при транспортировке. Во фракции свыше 125 мкм относительно мало обломков горных пород; среди биогенных остатков на траверзе Оби преобладают полихеты, в притаймырской зоне - агглютинированные бентосные фораминиферы, а на большей площади развития рассматриваемых осадков - двусторчатые моллюски [Levitan, 2002]. Химический состав отличается высокими концентрациями SiO_2 , максимальными значениями содержания Ва, Sr и Zr (см. табл. 6), что обусловлено преимущественно обломочным составом осадков с преобладанием кварца и полевых шпатов. Содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ обычно ниже 1.0% [Stein et al., 2004], а концентрации биогенного опада пренебрежимо малы [Nürnberg, 1996]. При движении к северу концентрация пресноводных диатомей очень быстро падает до значений ниже 20% [Polyakova, 2003], столь же быстро растет концентрация динофлагеллят [Mattiessen, 1999]. В фауне бентических фораминифер доминирует комплекс секреторных морских форм *Elphidium clavatum* - *Cassidulina reniforme* [Khusid, Korsun, 1996].

Практически везде фация С3 представлена конденсированными разрезами, поэтому нет возможности использовать короткоживущие изотопы (^{137}Cs , ^{210}Pb и т.п.) для вычисления скоростей седиментации. Исходя из общих соображений, в среднем эти скорости составляют первые сантиметры в тысячу лет. На северо-востоке и юго-западе зоны развития фации С3 закартированы две области распространения железомарганцевых конкреций [Gurevich, 1995].

Фация С4 сложена тонкими пелитовыми илами (см. табл. 2) оливково- или светло-коричнево-серого цвета. Как отмечалось выше, состав комплексов глинистых минералов в них

почти не отличается от такового фации С3, что вполне естественно, т.к. они транспортируются по преимуществу в поверхностной водной массе, широко распространенной по акватории, и оседают на дно из этого же слоя. При этом на Енисейском разрезе содержания смектита несколько выше, чем на Обском [Steinke, 2002]. Более интересно, что и легкие минералы фракции 0.1-0.05 мм образуют практически сходный комплекс в фациях С3 и С4, только кислых плагиоклазов несколько больше в С3, а калиевых полевых шпатов - в С4 (см. табл. 4). В рассматриваемой фации ассоциация тяжелых минералов отличается слегка повышенным содержанием клинопироксенов и, соответственно, отношение клинопироксен/эпидот немного выше, чем в осадках литофации С3 (см. табл. 5). Возможно, это объясняется определенным вкладом речного материала. Такому выводу соответствуют и высокие значения магнитной восприимчивости, по которым можно трассировать данную фацию в каналах пра-Енисея (данные K.Dittmers из [Stein et al., 2004]). Концентрация фракции более 125 мкм явно ниже, чем в осадках фации С3, но ее состав в том или ином районе практически не меняется [Levitan, 2002]. Для химического состава характерны наиболее высокие концентрации Ni, Zn, S; в целом значительны содержания Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO, K_2O , Co, Sc, V, Sm, Eu, Tb, Yb и Lu (см. табл. 6). Такой состав обусловлен, прежде всего, очень высоким содержанием пелитовых фракций, глинистых минералов и оксидов железа. Концентрации $\text{C}_{\text{орг}}$ обычно превышают 1.5% [Stein et al., 2004], содержание биогенного опада незначительно [Nürnberg, 1996]. В рассматриваемых осадках развиты практически те же комплексы морской флоры и фауны, что и в фации С3. По данным радиоуглеродного метода [Левитан и др., 2000, 2004], скорость седиментации составляет десятки сантиметров в тысячу лет.

Донные осадки внешнего шельфа представлены коричневым и темно-коричневым очень тонким пелитовым илом (см. табл. 2), иногда (на возвышенных участках) слабо обогащенными песчано-алевритовыми фракциями. Состав ассоциаций глинистых минералов заметно отличается от осадков внутреннего шельфа: иллита содержится почти столько же, сколько и смектита (фация D2), а хлорита несколько больше, чем каолинита [Steinke, 2002]. По содержанию кварца и суммы полевых шпатов осадки фации D1 близки к отложениям депонцентра зоны смешения (см. табл. 4). Среди тяжелых минералов отмечено заметное снижение концентраций клинопироксенов, возрастают содержания эпидота и граната, уменьшается клинопироксен/эпидотовое отношение (см.

табл. 5). При этом различия в минеральном составе между фациями D1 и D2 незначительны. В рассматриваемой фации обращают на себя внимание повышенные содержания черных рудных минералов и обломков горных пород (в пересчете на abiогенное вещество) во фракции более 125 мкм [Levitan, Krupskaya, 2003]. В этой фракции среди биогенных остатков на востоке доминируют полихеты, а на западе - агглютинированные бентические фораминиферы [Levitan, 2002]. Для химического состава осадков внешнего шельфа характерно максимальное содержание MnO_2 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , Cr, V, Cu, Pb; относительно низки концентрации РЗЭ. В осадках фации D1 SiO_2/Al_2O_3 отношение заметно выше, чем в D2. По другим элементам и отношениям различия не столь велики. Концентрации $C_{орг}$ обычно составляют 1.0-1.5% [Stein et al., 2004], а биогенного опаала - не более 1.0% [Nürnberg, 1996]. Среди остатков водорослей доминируют морские формы диатомей и динофлагеллят [Matthiessen, 1999; Polyakova, 2003]. Современные бентические фораминиферы представлены комплексом *Cristobromostomoides subglobosum* - *Tritaxis nana* [Khusid, Korsun, 1996], т.е. преимущественно агглютинированными относительно глубоководными морскими формами. Судя по радиоуглеродным данным [Polyak et al., 2002], для фации D1 характерны скорости седиментации порядка первых десятков сантиметров в тысячу лет. Фации D2 свойственен гораздо более широкий диапазон скоростей осадконакопления [Polyak et al., 1997].

Таким образом, осадки фации внешнего шельфа по минеральному, химическому и микрорепалеонтологическому составу заметно отличаются от осадков внутреннего шельфа. При этом ряд фаціальных индикаторов указывает на участие в составе этих осадков вещества речного или эстуарного происхождения. На наш взгляд, такой вывод лишь внешне является парадоксальным. С учетом генезиса и возраста геологических тел, выходящих на поверхность морского дна, а также его рельефа, логично ожидать, что в рассматриваемом районе располагаются остатки дельт и/или эстуариев позднелайстоценового возраста [Stein et al., 2004], которые вносят свой вклад в формирование современных осадков. Возможно, что имеющихся данных пока недостаточно для более подробного расчленения фации внешнего шельфа.

Важную роль в создании современной фаціальной структуры играют процессы минералогической и геохимической дифференциации. Рассмотрим данную проблему несколько подробнее на материале по распределению тяжелых минералов и химическому составу осадков.

Q-метод факторного анализа тяжелых минералов показал, что ведущим фактором их распределения является гидродинамическая активность в нефелоидном слое (включая эрозию дна и транспортировку в придонном слое холодными рассолами); второй фактор относится к переносу в поверхностной водной массе таких плавучих минералов, как биотит и хлорит. Следующие по значению два фактора связаны со спокойными гидродинамическими условиями, и, учитывая косвенные данные, можно предположить, что третий фактор отражает механизм биотранспорта тяжелых минералов на дно, а четвертый - механизм ледовой седиментации [Levitan et al., 1999]. Этот же метод позволил выделить 7 ассоциаций тяжелых минералов: 1) оксиды/гидроксиды железа-гранатурил-ставролит-турмалин-хромшпинель (высокорезистентная ассоциация из метаморфических пород, обогащающая осадки в зоне интенсивной переработки придонными течениями); 2) клино-пироксены-хлоритоид (эрозионные продукты сибирских траппов в основном приносятся в Карское море Енисеем); 3) ромбические пироксены-анатаз-шпинель-андалузит (похожа по генезису на 1 ассоциацию, но менее резистентна); 4) черные рудные минералы (за счет высоких удельных весов обогащают прибрежные области или районы активной эрозии донных осадков); 5) биотит-хлорит (транспортируются на большие расстояния поверхностными течениями); 6) лейкоксен-эпидот-апатит-сфен-дистен (источниками являются коренные породы морского дна, представленные слабо метаморфизованными гранитоидами и/или осадочными горными породами); 7) магнетит-нормальная роговая обманка-актинолит/тремолит-глаукофан (поставляется при эрозии пород амфиболитовой фации метаморфизма и, частично, пород, метаморфизованных при низкой температуре/высоком давлении) [Levitan et al., 1999].

По использованным рентгенофлюоресцентным данным (61 проба) проведен анализ корреляционных связей 20 элементов на доверительном уровне 0.95. Значимыми положительными коэффициентами корреляции (0.60 и более) между собой обладают элементы, входящие в следующие ассоциации: 1) Al-Ti-Mg-Fe-Co-Ni-Y-Zn-Zr (в основе лежит комплекс глинистых минералов и оксидов/гидроксидов железа вместе с сорбированными микроэлементами, характерный для тонкозернистых осадков); 2) Si-Ba-Zr (комплекс кварца, полевых шпатов и циркониевых минералов, типичный для песков и алевритов или кластической составляющей обломочно-глинистых отложений); 3) Mn-Co-V (раннедиагенетическая ассоциация

с кобальтом и ванадием, сорбированными на оксидах марганца); 4) Ca-Sr (биогенная ассоциация, основанная на изоморфном замещении кальция стронцием в биогенном кальците и арагоните: раковинах фораминифер, двусторчатых моллюсков и остракод); 5) Fe-Sc-P (скандий сорбируется железом и входит в состав его соединений, а фосфор вместе с органическим веществом обогащает те же тонкозернистые осадки, в которых содержатся повышенные концентрации железа); 6) Mg-Na (наиболее подвижные элементы, концентрирующиеся в осадках внешнего шельфа, которые характеризуются наиболее далеко зашедшей геохимической дифференциацией). Вполне очевидно, что существует ряд элементов, каждый из которых связан с несколькими минералами-носителями. Например, кобальт коррелирует с Al, Fe, Mn, Mg и P, носителями которых являются различные минеральные фазы, при этом наиболее сильная корреляция ($r = 0.82$) отмечена с железом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Фациальный облик современных осадков восточной части Карского моря является результатом наложения целого ряда процессов и факторов. На наш взгляд, ведущими среди них являются источники осадочного вещества, рельеф и гидрологическая структура фациальной зоны, процессы дифференциации осадочного материала при транспортировке, процессы смещения при накоплении осадков.

Для **речных осадков** основным источником осадочного вещества являются области водосбора, заметно отличающиеся по своему геологическому строению для Оби и Енисея. Рельеф речных долин и общий высокий гидродинамический уровень среды седиментации вносят важный вклад в формирование гранулометрического состава осадков. Речная вода определяет пресноводный характер фитопланктона и отсутствие бентических фораминифер. Начальные стадии дифференциации (гравитационной, гранулометрической, минералогической, геохимической) объясняют незрелость обломочного материала, большое содержание обломков горных пород и черных рудных минералов в тяжелой фракции, высокие концентрации обломков древесины и т.п. Дополнительную роль играет смешение чисто речного материала с продуктами береговой абразии и донной эрозии.

Для **осадков эстуариев** основные источники осадочного вещества, по сути, те же, что и для речного аллювия. Однако резкое изменение условий седиментации из-за смешения речных

вод с морскими привело к сильному изменению фациального облика формирующихся осадков. Изменение заряда глинистых минералов при добавлении электролита - морской воды - вызвало массивованное выпадение их из взвеси в осадок с лавинными скоростями; перевод истинно-растворенных форм органического вещества и соединений железа в коллоидные и взвешенные способствовал флокуляции и переводу в донные осадки соответствующих соединений. При этом из морской воды было сорбировано весьма значительное количество микроэлементов. В составе осадков появились небольшие количества отмерших морских форм планктона и солоноватоводные секреторные бентические фораминиферы. Седиментационная дифференциация по-прежнему развита слабо. Некоторую роль играет поставка продуктов береговой абразии.

Для современных **осадков внутреннего шельфа** основными источниками осадочного материала являются горные породы и осадки этого бассейна седиментации (в том числе - островов), частично - речные выносы, которым удалось преодолеть зону смешения речных и морских вод, в некоторой степени - эоловая взвесь [Шевченко, 2000] и материал ледового разноса. Активные придонные течения на «плечах» затопленных речных долин позднеплейстоценовой-раннеголоценовой речной сети способствовали формированию обломочных и обломочно-глинистых отложений (частично, вероятно, реликтовых и резидуальных), состоящих из осадочного материала различной степени зрелости (местами - из зрелых кварцевых хорошо сортированных песков). При этом наиболее тонкие фракции осадков вымывались и переотлагались в упомянутых долинах, которые здесь дополнялись пелитовыми фракциями из зон эстуариев, преодолевшими барьер маргинального фильтра. Нормальные морские условия в сочетании с небольшой глубиной рассматриваемой фациальной области привели к преобладанию в осадках остатков морского фитопланктона и карбонатных мелководных бентических фораминифер.

Осадки внешнего шельфа получают осадочный материал, главным образом, за счет окружающих массивов суши и донной эрозии [Левитан и др., 1999]. Некоторую роль при этом может играть эоловый и ледовый материал. Значение речных выносов понижено: большее значение имеют не современные речные осадки, а древние, аккумулятивные тела которых выходят на поверхность морского дна на склонах Обь-Енисейского мелководья. Значительная удаленность от главных для Карского моря источников осадочного материала - бере-

гов Западно-Сибирской равнины и Таймыра, а также Оби и Енисея обусловили относительно низкие скорости седиментации и высокий окислительно-восстановительный потенциал в верхнем слое осадков. В результате этих явлений и относительно развитой геохимической дифференциации в рассматриваемой зоне повышено содержание таких подвижных элементов, как Mn, P, S, Cu и т.д. Ослабление влияния современных речных выносов и возрастание первичной продукции планктона привело к увеличению в составе $C_{орг}$ планктоногенного органического вещества, хотя терригенный органический углерод продолжает доминировать [Fahl et al., 2003]. Среди органических остатков в осадках преобладают морские водоросли и агглютинированные относительно глубоководные бентические фораминиферы.

Итак, мы показали, что современные литофации изученного района формируются в результате наложения целого ряда относительно независимых процессов, связанных с изме-

нением гидродинамической и гидрохимической структуры водной толщи, глубины дна, удаленностью от основных источников сноса, различными питающими провинциями и т.д. Эти процессы влияют на дифференциацию и смешение основных компонентов современных осадков.

Рассмотренный ансамбль фациальных обстановок и фаций представляет интерес не только для изучения в Арктике современного и позднечетвертичного седиментационного процесса в зоне контакта континент-океан, но и для расшифровки гораздо более древних фациальных обстановок в геологической летописи континентов и океанов.

Авторы признательны Е.Г. Гурвичу за помощь в факторном анализе минералогических данных и в использовании геохимических данных А.А. Кордикова из банка данных "PAN-GAEA" (AWI, Германия).

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белов Н.А., Лапина Н.Н. Донные осадки Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеоздат, 1961. 214 с.
- Буренков В.Л., Васильков А.В. К влиянию речных вод на пространственное распределение гидрологических характеристик вод Карского моря // Океанология. 1994. № 5. С. 652-661.
- Ведерников В.И., Демидов А.Б., Судьбин А.И. Первичная продукция и хлорофилл в Карском море в сентябре 1993 года // Океанология. 1994. № 5. С. 693-703.
- Горшкова Т.Н. Осадки Карского моря // Тр. Всесоюз. гидробиологического общества. 1957. Т. 8. С. 66-72.
- Кордиков А.А. Осадки Карского моря // Тр. НИИГА. 1953. Т. 56. 142 с.
- Куликов Н.Н. Осадконакопление в Карском море // Современные осадки морей и океанов. М.: Наука, 1961. С. 437-447.
- 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 полез. ископаемые. 1998. № 2. С. 115-125.
- Левитан М.А., Тарасов Г.А., Буртман М.В., Кукина Н.А. [Минеральный состав поверхностного слоя донных осадков желоба Святая Анна](#) // Океанология. 1999. №6. С. 903-911.
- 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.
- Левитан М.А., Буртман М.В., Демина Л.Л. и др. История голоценовой седиментации в южной части Карского моря // Литология и полез. ископаемые. 2004. № 6. С. 651-666.
- Лисицын А.П. [Маргинальный фильтр океанов](#) // Океанология. 1994. № 5. С. 735-747.
- Морецкий В.Н. // Распределение и динамика распресненных вод Карского моря // Тр. ААН ИИ. 1985. Т. 389. С. 33-39.
- Мурдмаа И.О. Фации океанов. М.: Наука, 1987. 304 с.
- Мусатов Е.Е. [Развитие рельефа Баренцево-Карского шельфа в кайнозое](#) // Геоморфология. 1989. № 3. С. 76-84.
- Объяснительная записка к тектонической карте Баренцева и Карского морей. М.: ИЛОВМ РАН, 1998. 178 с.
- Уль Г.Ф. Горные породы дна и берегов Карского моря. Л.: НИИГА, 1936. 136 с.
- Фролов В.Т. Литология. Т. 1. М.: Изд-во МГУ, 1995. 345 с.
- Шевченко В.П. Аэрозоли - влияние на осадконакопление и условия среды в Арктике / Автореф. дисс.... канд. геол.-мин. наук. М.: ИО РАН, 2000. 32 с.
- Шелехова Е.С. Закономерности распределения глинистых минералов в поверхностном слое осадков Баренцева и Карского морей / Автореф.

дисс.... канд. геол.-мин. наук. М.: ИО РАН, 1998. 29 с.

Bourtman M.V., Levitan M.A. New data on heavy mineral distribution in Southern Kara Sea bottom sediments // *Ber. Polarforsch.* 2002. № 419. P. 87-100.

Dittmers K., Schoster F. Ancient riverine channels at the Kara Sea floor // *Ber. Polarforsch.* 2004. № 479. P. 43-59.

Fahl K., Stein R., Gaye-Haake B. et al. Bio-markers in surface sediments from the Ob and Yenisei estuaries and the southern Kara Sea: Evidence for particulate organic carbon sources, pathways, and degradation / Eds Stein R. et al. *Siberian river run-off in the Kara Sea: characterization, quantification, variability, and environmental significance.* Proc. in Mar. Sci. V. 6. Amsterdam: Elsevier, 2003. P. 329-348.

Gordeev V.V., Martin J.M., Sidorov I.S., Sidorova M.V. A reassessment of the Eurasian river input of water, sediment, major elements, and nutrients to the Arctic Ocean // *Amer. Journ. Sci.* 1996. V. 296. P. 664-691.

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

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

Krupskaya V.V., Levitan M.A. Sediment types of surface sediments // *Ber. Polarforsch.* 2003. № 450. P. 35-40.

Levitan M.A. 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. Composition of fraction >63 mkm of surface sediments from Ob, Taz, and Yenisei rivers and the southern Kara Sea // *Ber. Polarforsch.* 2002. № 419. P. 80-86.

Levitan M.A., Krupskaya V.V. Composition of fraction >125 mkm from surface sediments (on BP01 and BP02 data) // *Ber. Polarforsch.* 2003. № 450. P. 27-34.

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., Ivanov G.I., Bourtman M.V. et al. Provenance of the Kara Sea surface sediments based on heavy mineral data // *Ber. Polarforsch.* 1999. № 342. P. 160-171.

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.

Levitan M.A., Krupskaya V.V., Frolova E.A., Vlasova L.N. First results of the sediment studies // *Ber. Polarforsch.* 2004. № 479. P. 60-68.

Matthiessen J. Distribution of palynomorphs in surface sediments from the Ob and Yenisei estuaries (Kara Sea, Arctic Ocean) // *Ber. Polarforsch.* 1999. № 300. P. 222-235.

Matthiessen J., Stepanets O.V. Scientific cruise report of the Kara Sea expedition of RV "Akademik Boris Petrov" in 1997 // *Ber. Polarforsch.* 1998. № 266. P. 102.

Muller C., Stein R. Grain-size distribution and clay-mineral composition in surface sediments and suspended matter of the Ob and Yenisei rivers // *Ber. Polarforsch.* 1999. № 300. P. 179-187.

Niessen F., Dittmers K. GeoChirp and ELAC sediment echograph profiling // *Ber. Polarforsch.* 2002. № 419. P. 64-73.

Nürnberg D. Biogenic barium and opal in shallow Eurasian shelf sediments in relation to the pelagic Arctic Ocean environment // *Ber. Polarforsch.* 1996. № 212. P. 96-118.

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., 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. Diatom assemblages in surface sediments of the Kara Sea (Siberian Arctic) and their relationship to oceanological conditions / Eds Stein R. et al. *Siberian river run-off in the Kara Sea: characterization, quantification, variability, and environmental significance* // Proc. in Mar. Sci. V. 6. Amsterdam: Elsevier, 2003. P. 375-400.

Rachor E. Scientific cruise report of the Arctic expedition ARK-XI/1 of RV "Polarstern" in 1995 // *Ber. Polarforsch.* 1997. № 226. P. 104.

Schoster F., Levitan M. Scientific cruise report of the joint Russian-German Kara Sea expedition in 2002 with RV "Akademik Boris Petrov" // *Ber. Polarforsch.* 2003. № 450. 109 p.

Schoster F., Levitan M. Scientific cruise report of the Kara Sea expedition with RV "Akademik Boris Petrov" in 2003 within the frames of the Russian-German project "SIRRO" and the Russian-Norwegian project "MAREAS" // *Ber. Polarforsch.* 2004. № 479. P. 147.

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.

Stein R. Lithostratigraphy of gravity corers and correlation with sediment echograph profiles ("Akademik Boris Petrov" Kara Sea expeditions

1999 and 2000) // *Ber. Polarforsch.* 2001. №393. P. 120-140.

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.

Stein R., Dittmers K., Fahl K. et al. Terrigenous sediment supply and paleoenvironment of the Holocene Kara Sea (Arctic Ocean) // *Journ. Quatern. Sci. Rev.* 2004.

Stein R., Stepanets O. Scientific cruise report of the joint Russian-German expedition of RV "Akademik Boris Petrov" in 1999 // *Ber. Polarforsch.* 2000. № 360. P. 141.

Stein R., Stepanets O. The German-Russian project on Siberian river run-off (SIRRO): Scientific cruise report of the Kara-Sea expedition "SIRRO 2000" of RV "Akademik Boris Petrov" and first results // *Ber. Polarforsch.* 2001. № 393. P. 287.

Stein R., Stepanets O. Scientific cruise report of the Kara-Sea expedition 2001 of RV "Akademik

Boris Petrov": The German-Russian project on Siberian river run-off (SIRRO) and the EU project "ESTABLISH" // *Ber. Polarforsch.* 2002. №419. P. 278.

Steinke T. Rekonstruktion spatquartarer Palao-Umweltbedingungen in der Kara See anhand sedimentologischer und mineralogischer Untersuchungen. Unpublished Master Thesis. Bremen University, 2002. 98 p.

Stepanets O.V., Borisov A.P., Solov'eva G.Yu. Distribution of anthropogenic radionuclides in the estuaries of Ob and Yenisei rivers and adjacent Kara Sea // *Ber. Polarforsch.* 1999. № 300. P. 132-140.

Stepanets O.V., Borisov A.P., Komarevsky V.M. et al. Research of ecological conditions in the Ob and Yenisei estuaries and adjacent Kara Sea shelf // *Ber. Polarforsch.* 2000. № 360. P. 84-91.

Stepanets O.V., Borisov A.P., Ligaev A.N. et al. Study of anthropogenic pollution in the Kara Sea and adjacent estuaries of Yenisei and Ob in 2002 // *Ber. Polarforsch.* 2003. № 450. P. 72-84.

Ссылка на статью:



Левитан М.А., Буртман М.В., Демина Л.Л., Чудецкий М.Ю., Шостер Ф. **Фациальная изменчивость поверхностного слоя осадков Обь-Енисейского мелководья и эстуариев Оби и Енисея** // *Литология и полезные ископаемые.* 2005. № 5. С. 472-484.