

СОВРЕМЕННОЕ ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ В КРИОЛИТОЗОНЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АНАДЫРСКОГО ЗАЛИВА (БЕРИНГОВО МОРЕ)

О.В. Дударев*, А.И. Боцул*, В.В. Аникиев,
Г.М. Колесов***, Д.Ю. Сапожников*****

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

**Национальный Комитет экологической безопасности России, г. Москва

***Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского, г. Москва

В настоящее время большая часть поверхности дна северо-западной части Анадырского залива является аседиментогенной зоной, где залегают реликтовые и современные прибрежно-морские осадки. Конус выноса р. Анадырь формируется за пределами границы воздействия на дно волновых процессов. Вне области влияния стоковых речных вод, во впадине залива, терригенный профиль современного осадкообразования нивелируется биогенным кремненакоплением. Обедненность донных осадков большинством изученных химических элементов связана с мобилизацией осадочного материала в условиях континентальной криолитозоны. Влияние процессов криогенеза прослеживается в характере полей температуры придонных вод, распределения донных осадков и некоторых химических элементов, например Na и Br.

Ключевые слова: современное осадкообразование, криолитозона, придонные воды, донные осадки, химический состав, Анадырский залив, Берингово море.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение закономерностей современного осадкообразования в шельфовой зоне высокоширотных морей представляет особый интерес. Под воздействием термо- и литодинамических процессов здесь формируются условия для развития полярного литогенеза с особым составом и физико-химическим состоянием донных осадков [24–26, 33, 37].

С этой целью в пределах российского сектора Арктики в Беринговом море был выбран модельный полигон, расположенный в области влияния стока р. Анадырь в северо-западной части Анадырского залива (рис. 1). Криолитозона района исследований характеризуется развитием охлажденных ниже 0°C пород, содержащих соленые воды, рассолы [13, 31], и особыми условиями теплообмена между водными массами у дна и осадками. К северу от градиентного раздела, приуроченного к тальвегу палеодолины реки, выделена зона отрицательных температур придонных вод с минимумом -1,75°C. Низкая температура создает условия для концентрации солей, вследствие чего осадки не промерзают, а сохраняются в реликтовом виде постоянно. К югу от осевой части палеодолины на фоне положительных температур, значения которых достигают +2°C, формируется благоприятная обстановка для раз-

рушения субаквальной криолитозоны и образования в летний период талого слоя осадков (рис. 2). Мощность последнего, к примеру, в море Лаптевых составляет 50–80 см [23, 38].

Доминирующий объем терригенного материала поставляется в приемный бассейн вследствие дренирования обширной Анадырской низменности, выходящей к побережью с запада. Она характеризуется широким развитием термокарстовых озер, заболоченных флювиогляциальных равнинных участков, моренных холмов и гряд четвертичного оледенения. Многолетнемерзлые породы, мощность которых превышает 100 м, а основание может располагаться ниже современного уровня моря, представлены галечниками, песками и суглинками [11, 15].

Глинистые и коллоидные продукты криогидратного выветривания мобилизуются в результате размыва иллювия глеевого горизонта сезонно-талого слоя, восстановленного и выщелоченного под влиянием агрессивных фульвокислот [24, 25, 31]. В русло реки они транспортируются солифлюкционными и флювиальными потоками в весенне-летнее половодье в июне, когда происходит максимальная разгрузка. Более грубые частицы задерживаются на месте и вымываются после окончательного протаивания в период летне-осенних дождевых паводков.

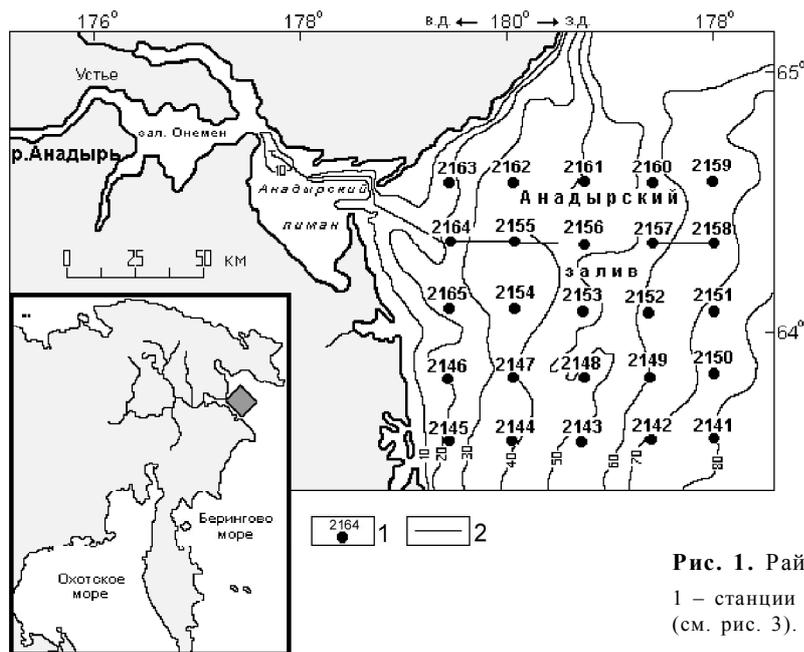


Рис. 1. Район исследований.

1 – станции наблюдений и их номера; 2 – положение разреза (см. рис. 3).

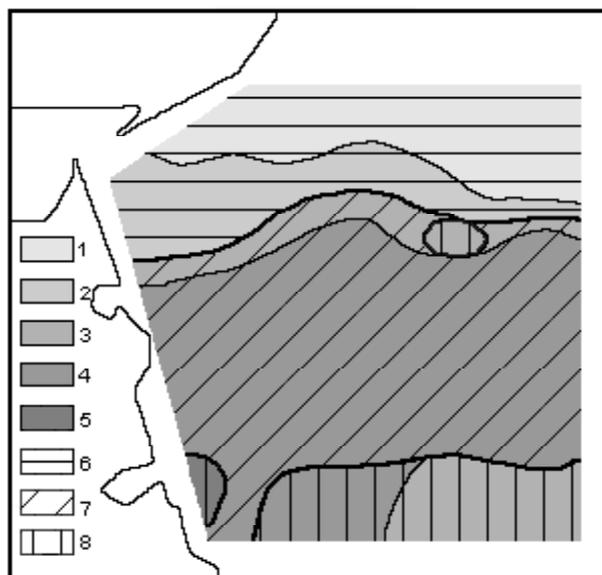


Рис. 2. Распределение температуры, солености придонных вод в летний период и типы состояния криогенных пород дна.

Температура: 1 – $<(-1^{\circ})$; 2 – $(-1^{\circ})-0^{\circ}$; 3 – $0-1^{\circ}$; 4 – $1-2^{\circ}$; 5 – $>2^{\circ}$.
Соленость (%): 6 – 33,4; 7 – 33,4–33,0; 8 – $<33,0$. Зона устойчивого состояния охлажденных ниже 0° пород (усл. об. 6); зона сезонного протаивания и промерзания (усл. об. 7, 8).

С севера акватория полигона ограничивается абразионным побережьем с выходами к урезу воды шлейфов дельвиальных отложений различной льдистости [11, 13, 31].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В основу статьи положены результаты наблюдений, выполненных на НИС «Академик А. Несмеянов» в июне 1992 г., рейс № 19 (рис. 1).

Дночерпателем типа Van Veen отобрано 25 образцов осадков. Размерный состав проб изучался методом классического водно-механического анализа с последующей литологической типизацией по соотношению содержания фракций псаммита, алеврита и пелита [27]. Минеральный состав легкой и тяжелой подфракций, выделенных из фракции 0,1–0,05 мм, определялся в иммерсионных препаратах. Содержание химических элементов исследовалось нейтронно-активационным анализом (NAA), кроме редкоземельных Pr, Gd, Dy, Ho, Er и Tm, концентрации которых рассчитаны экстраполяцией. Содержание органического углерода изучалось спектрофотометрически, после бихроматного сжигания пробы.

Синхронно с пробоотбором осадков регистрировались параметры гидрохимической и гидробиологической структуры водных масс, распределение взвеси (стандартные методы). При помощи зондирующего акустического комплекса оценивались характеристики поля течений. Результаты этих исследований подробно рассмотрены в [2, 3].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Особенности динамической и плотностной циркуляции вод. Специфика осадочного процесса в северо-западной части Анадырского залива тесно связана с характером морфологии морской части эстуария р. Анадырь. Последняя включает объединенные

Таблица 1. Гранулометрический состав донных осадков и его статистические параметры.

Фракции (мм), статистические параметры	Прибрежно-морские осадки			Осадки продельты			Осадки впадины
	псефит (9)	псаммит средне-зернистый (1)	псаммит мелкозернистый (8)	псаммит алевроитовый (1)	алевроит пелитовый (1)	миктит алевроитовый (3)	алевроит пелитовый (1)
>10.0 (галька)	5.09–97.80 49.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10.0–1.0 (гравий)	1.97–75.19 40.45	2.18	0.44–2.57 0.91	0.00–0.31 0.16	0.00	0.18–1.14 0.58	0.00
1.0–0.1 (псаммит)	0.33–35.94 9.20	97.73	95.91–98.65 97.53	50.70–68.81 59.76	0.14	23.49–42.31 33.91	0.53
0.1–0.01 (алевроит)	0.02–2.49 0.86	0.09	0.32–1.79 1.08	18.24–40.24 29.24	65.83	40.78–45.76 42.80	52.48
<0.01 (пелит)	0.00–3.49 0.73	0.00	0.00	12.95–8.75 10.85	34.03	11.75–35.30 22.71	46.99
Hg	0.056–0.758 0.478	0.412	0.194–0.357 0.288	0.527–0.533 0.530	0.515	0.636–0.741 0.689	0.533
x	-3.774–(-1.157) -2.530	1.604	2.023–2.506 2.283	3.731–3.991 3.861	6.607	4.108–5.732 4.833	7.284
C	-4.078–(-3.653) -3.923	-0.588	-3.921–0.416 -1.042	1.278–2.033 1.656	3.702	-0.721–1.194 0.382	3.675
Md	-3.671–(-1.151) -2.935	1.597	1.988–2.500 2.273	2.986–3.308 3.147	6.068	3.529–5.608 4.379	6.533

Примечание. Значения содержаний гранулометрических фракций "от-до" / среднее (в %). Hg – сортировка по значению нормированной энтропии, в долях единицы. Статистические параметры: x – среднееарифметическое, C – 1%-ный квантиль, Md – 50%-ный квантиль, в единицах ф. В скобках – количество анализируемых образцов.

между собой приливные акватории, сформировавшиеся во время последней ингрессии моря вглубь низменного побережья [14]:

- внутренний залив Онемен, в вершине которого расположено устье реки;
- полузакрытый Анадырский лиман с ограниченным водообменом;
- свободно сообщающийся с морем Анадырский залив, выход в который блокирован крупными косами-стрелками и удален от устья на 140 км (рис. 1, 3).

Гидрологический режим акватории формируется при взаимодействии шельфовых вод Берингова моря с лиманными и встречным Наваринским течением, огибающим полигон с востока. Эстуарные воды прослеживаются по распространению умеренно стратифицированных вод с резкими горизонтальными и вертикальными градиентами солёности (рис. 3, 4). Фронтальная зона между стоковыми и беринговоморскими водными массами выражена в системе микромасштабных вихревых образований диаметром 30–40 км. Динамическое состояние поверхностного квазиоднородного слоя определяется турбулентным характером взаимодействия приливных, стоковых и дрейфовых течений. Эпюра скоростей течения имеет здесь вертикальный вид. Активность при-

донных вод с экспоненциальным видом эпюры контролируется режимом приливных движений.

Приливные воды совершают реверсивные по направлениям движения и не участвуют в поступательном транспорте осадочного материала в залив, за исключением остаточного стокового течения. Вследствие этого, большая часть взвешенных и влекомых наносов р. Анадырь распределяется в лимане. Расчетный поток осадочного материала для безледного периода здесь составляет 2,2 г/(м²·сут) при ежегодной аккумуляции около 0,8 тыс.т/км², тогда как в заливе величина потока ниже на порядок [3, 19].

Плотностная стратификация ослабляет перемешивание и регулирует распределение поступившей из лимана взвеси. В шлейфе распресненных вод в период весенне-летнего половодья ее содержание не превышает 6,7 мг/л с отчетливой тенденцией уменьшения значений до 0,1 мг/л к передней части интрузии стоковых вод (рис. 3–5). Наоборот, в этом же направлении в придонных низкотемпературных водах они возрастают от 0,1 до 3–4 мг/л, а мористее перегиба рельефа дна к впадине залива между 50–60 м изобатами (свал глубин) достигают максимума – 16,7 мг/л (рис. 3, 6). Считается, что формирование высокосолёной придонной водной массы является следствием предшествующего кон-

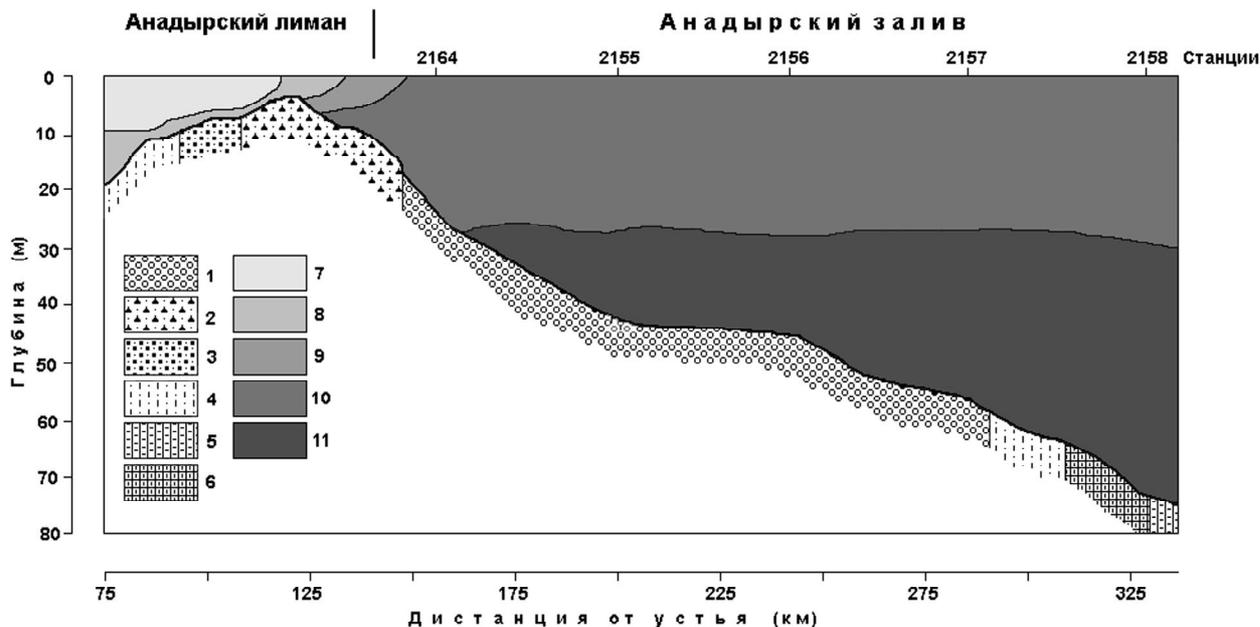


Рис. 3. Разрез через морскую часть эстуария.

Донные осадки: 1 – галька и гравий; 2 – гравий с псаммитом; 3 – псаммит; 4 – псаммит алевроитовый; 5 – алевроит пелитовый; 6 – миктит алевроитовый. Соленость (‰): 7 – <1; 8 – 1–10; 9 – 10–20; 10 – 20–30; 11 – >30. Положение разреза показано на рис. 1.



Рис. 4. Соленостная стратификация водной толщи.

Стратификация: 1 – умеренно перемешанные воды; 2 – стратифицированные воды. Соленость в поверхностном горизонте (‰): 3 – <26; 4 – 26–30; 5 – >30.

вективного перемешивания на мелководье в период льдообразования [8].

В масштабе тонкой вертикальной структуры водной толщи, рост содержания взвеси в придонном горизонте может определяться:

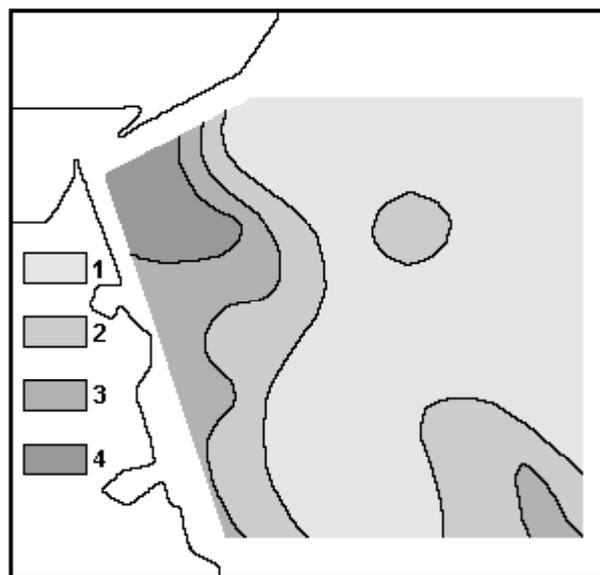


Рис. 5. Распределение взвеси в поверхностном горизонте (мг/л).

1 – <1; 2 – 1–2; 3 – 2–4; 4 – >4.

- формированием органо-минеральных агрегатов, активизирующимся на фоне повышенного содержания глинистых частиц и коллоидов органического вещества (иллювий глеевого горизонта);

- транспортом оттоковыми течениями после штормовых нагонов, как происходит в эстуариях рек Амур и Юкон [20, 42];

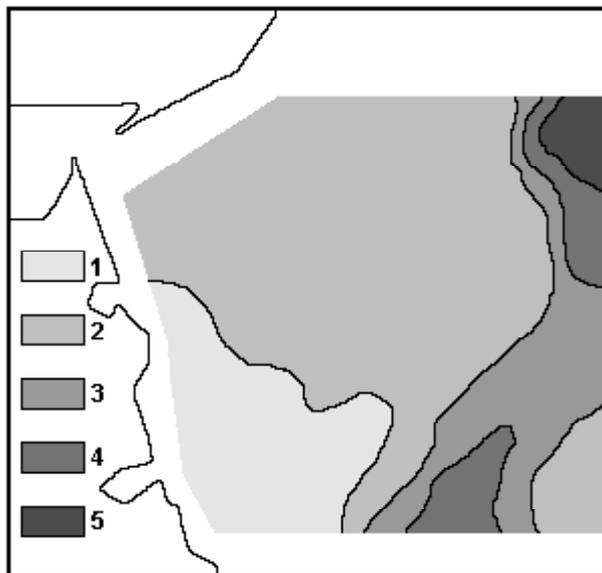


Рис. 6. Распределение взвеси в придонном горизонте (мг/л).

1 – <1; 2 – 1–5; 3 – 5–10; 4 – 10–15; 5 – >15.

- накоплением взвеси у верхней границы пикноклина (литоклина) с прорывом в нижележащие слои при достижении критического насыщения (около 100 мг/л [29]).

По указанным причинам вблизи дна формируется зона повышенного содержания взвеси с вертикальными градиентами до 0,5 мг/(л·м). Придонный нефелоид зарегистрирован и гидрооптическими наблюдениями по низким величинам коэффициента пропускания и высоким показателям ослабления света в 10-метровом слое от дна.

Влияние гидродинамического режима вод и плотностной циркуляции находит отражение в пространственной дифференциации состава осадочного материала.

Распределение донных осадков. В области высокой гидродинамической активности залегают прибрежно-морские осадки. Даже при спокойной гидрометеорологической обстановке придонные скорости течения здесь существенно превышают сдвиговые и в зависимости от фазы прилива колеблются от 31 до 121 см/с [2, 19].

Прибрежно-морские осадки распространены на пологоволнистой поверхности дна от побережья до свала глубин, где во время позднеголоценового замедления подъема уровня моря находилась береговая черта [24]. В настоящее время к этой отметке приурочена граница воздействия на дно волновых процессов.

В направлении от лимана к впадине залива прослеживается широтный врез, фиксирующий по-

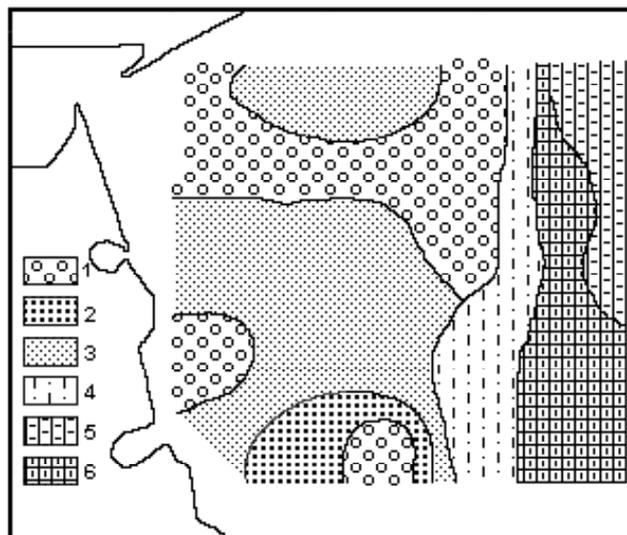


Рис. 7. Донные осадки.

1 – галька и гравий; 2–4 – псаммиты: 2 – среднезернистые, 3 – мелкозернистые, 4 – алевритовые; 5 – алеврит пелитовый; 6 – миктит алевритовый.

ложение палеодолины р. Анадырь. Она была выработана в результате выдвигания ледникового языка в позднем плейстоцене и эрозионного размыва в более поздние регрессионные эпохи [11, 24, 33]. В отличие от древних речных долин арктического шельфа, где обычно вскрываются илистые осадки [6,33], здесь абразией придонных течений обнажаются реликтовые *гравий и галька* (ст. 2155, 2156, 2163, 2164). Возможно псефиты залегают почти сплошным покровом. Заполнителем являются хорошо промытые крупно-, среднезернистые псаммиты и раковинный детрит (табл. 1; рис. 3, 7). Некоторые гальки обросли губками, баянусами и водорослями; среди других бентосных гидробионтов обнаружены плоские ежи видов *Echinarochnins parva*, *Mirabiles* и молодь крабов.

Окатанные галечники выявлены на отдельных участках вдоль 20-метровой изобаты (ст. 2146), а также в районе древней береговой линии на глубинах 50–60 м, но здесь они покрыты тонким наилком (ст. 2143, 2152, 2160). На станции 2157 (гл. 53 м) заполнитель представлен кремнистыми диатомовыми илами мощностью до 3 см; имеются признаки сероводородного заражения.

К значимым источникам псефитов относится ледовый разнос [25, 26]. На это указывает соответствие друг другу границ распространения гравийно-галечных разностей и шлейфа стоковых вод. Последними из лимана в начале лета выносятся льды, интенсивно деградирующие в области распреснения (рис. 4, 7). Аналогичные траектории их дрейфа характерны для областей смешения устьев рек полярных морей [40]. Грубые продукты криоседимента-

ции, иногда размерами до 15×20 см, неравномерно рассеяны по поверхности дна.

Псаммитовые осадки имеют зеленовато-серый цвет, обусловленный влиянием дезинтегрированных андезитовых туфов, и одинаковый состав заполнителя (раковинный детрит, обросшие губками и баянцами галька и гравий). Видовое разнообразие бентосной фауны представлено ежами, звездами, ракообразными и полихетами.

Наибольшее распространение имеют умеренно и хорошо сортированные *мелкозернистые псаммиты* (содержание модальной фракции 95,9–98,6%), залегающие от подножья подводного берегового склона до границы волнового воздействия.

Умеренно сортированные *крупно-, среднезернистые псаммиты* входят в состав заполнителя в более грубых осадках, как было отмечено выше. Кроме этого они образуют ареал в области развития антициклонического круговорота на юге (ст. 2144), где абрадируется реликтовая морена (табл. 1; рис. 7).

Зона накопления мелкозернистых псаммитов является запретной для седиментации частиц <0,1 мм, о чем свидетельствует крайне низкое содержание этой фракции в осадках и придонной взвеси (табл. 1; рис. 6). Поэтому *современный конус выноса р. Анадырь (продельта)* формируется мористее границы волнового воздействия. Инструментально зафиксированные скорости придонных течений здесь также очень высокие и достигают 77 см/с [2, 19], что ограничивает седиментацию взвеси, часть которой, к тому же, представлена легкими диатомеями. Учитывая непродолжительность периодов “стоп-воды” между кульминациями прилива, время прохождения частиц различной гидравлической крупности через толщу придонных вод, согласно нашим расчетам, может варьировать от нескольких часов до 2 месяцев. Процессы осаждения интенсифицируются под льдом, когда динамическая активность вод снижается более чем в 2,5 раза [14, 30]. Затронутые раннедиагенетическими преобразованиями вновь образованные осадки с трудом поддаются размыву в последующий безледный период [6, 20].

Серые и зеленовато-серые *осадки продельты* представлены обводненными, плохосортированными и однородными *псаммитами алевритовыми, алевритами пелитовыми и миктитами алевритовыми* (рис. 3, 7).

Вихревые образования фронтальных зон играют важную роль в изменчивости характеристик водной толщи [39]. Область развития такой структуры на юго-востоке прослеживается по ареалам относительно повышенного содержания взвеси в поверхностном горизонте и высокого – в придонном, а на дне распространены миктитовые осадки (рис. 5-7). От других осадков конуса выноса они отличаются низкими значениями сортированности при среднем со-

держании фракций псаммита 34%, алеврита 43% и пелита 23%.

В псаммите алевритовом соотношение этих фракций выглядит следующим образом: 60, 29 и 11%, соответственно. Алевриты пелитовые представлены модальной алевритовой фракцией (66%) и пелитом (34%) (табл. 1).

На северо-востоке осадки продельты фациально замещаются плохо сортированными серыми и зеленовато-серыми алевритами пелитовыми *впадины Анадырского залива*. Для них характерно бимодальное распределение фракций 0,1–0,01 мм и <0,01 мм при содержании каждой около 50%, что объясняется вкладом фитопланктона определенных видовых сообществ. Присутствие в водах у дна и в осадках сероводорода объясняет угнетенность бентосной фауны, за исключением единично встречающихся *Polychaeta*.

Минеральный и вещественный состав. Полимиктовость, относительная выветрелость, окатанность полевых шпатов и вулканических стекол – основные черты минерального состава крупноалевритовой фракции. Устойчивые минералы – слабоокатанные и угловатые, что предполагает непродолжительность процесса миграции из-за близости источника поступления.

Главные минералы *легкой подфракции* – полевые шпаты (доминируют плагиоклазы), обломки пород и кварц. Руководящими минералами являются (указаны в порядке убывания процентного содержания): в прибрежно-морских осадках – полевые шпаты, обломки пород, биотит, кремнистые компоненты, кварц (величина кварц/полевошпатового отношения $Q/FS=0,17$); в осадках продельты – полевые шпаты, кварц, обломки пород, биотит, коричневое и бесцветное вулканические стекла ($Q/FS=0,28$); в осадках впадины – кремнистые компоненты, вулканические стекла, полевые шпаты и кварц ($Q/FS=0,27$).

Среди биогенных компонентов наибольшее распространение получили кремнесодержащие организмы (диатомеи, вклад которых в фитоценозе достигает 93%; радиолярии и спикулы губок). В прибрежно-морских осадках их содержание не превышает 23%, в осадках впадины – 33%, а в илистом заполнителе (ст. 2157) – около 90%.

Диатомеи имеют хорошую сохранность и представлены обычными для фитоценоза арктического региона ледово-неритическими и криофильными видами *Thalassiosira nordenskioldii* Cl. (доминант в планктоне и осадках), *Bacterosira fragilis* Gran, *Nitzschia grunowi* Hasle, *Chaetoceros septentrionalis* Oestr., *Odontella aurita* (Lyngbye) Agardh. Обнаружены и холодноводные океанические виды *Actinocyclus curvatulus* Janisch, *Coscinodiscus oculus iridis*

Ehrenberg, *Thalassiothrix longissima* Cl. et Grun. Из-за разрушения и частичной перекристаллизации внутренней структуры раковин сохранность радиоларий значительно хуже, поэтому относительно достоверно определены только виды *Spongodiscus* sp. и *Tholospira* sp.

Основная причина низкого содержания карбонатных компонентов (преимущественно фораминиферы), характерного для осадков арктических морей [6], связана с растворением раковинных скелетов, вследствие чего насыщение придонных вод CO_2 может достигать 27%. В осадках станций вблизи побережья содержание биогенных карбонатов не превышает 9%, на остальной части полигона – менее 1% или они вообще не обнаружены.

В *тяжелой подфракции* по среднему содержанию выделяются устойчивые и относительно устойчивые минералы: ильменит, гранат, циркон, анатаз, сфен, эпидот, хлорит, актинолит. Ареалы их распространения свидетельствуют о мобилизации в результате абразии эффузивов побережья. Далее по убыванию следуют моноклинные (преимущественно авгит) и ромбические пироксены, трудно идентифицируемые обломки пород, бурая и буро-зеленая роговые обманки, слюды и гидроокислы железа.

Ассоциация *глинистых минералов* соответствует представлениям о значении климатического фактора в процессах выветривания пород области питания и характеризуется резким преобладанием гидрослюды и хлорита [24–26].

Вещественно-генетическая типизация донных осадков. На основе классификационной схемы, базирующейся на содержании главных осадкообразующих компонентов [5], были выделены:

- реликтовые и современные прибрежно-морские осадки: терригенные обломочные, терригенные слабоскремнистые (SiO_2 аморф – 10–30%) и кремнистые (SiO_2 аморф – более 50%);

- современные терригенные обломочные и терригенные слабоскремнистые осадки проделты;

- современные терригенные слабоскремнистые и терригенные кремнистые (SiO_2 аморф – 30–50%) осадки впадины залива (рис. 8).

Органический углерод. По трофической структуре водные массы Анадырского залива относятся к эвтрофным [1, 2, 36]. Повышенная концентрация биогенных элементов, в том числе органического углерода в области влияния речного стока, обеспечивает условия для бурного развития планктонных сообществ.

Между тем, в отличие от придонной взвеси, содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ в осадках на порядок ниже и не превышает 2% (рис. 9), что соответствует уровню для арктических морей [2, 6, 19]. Выявленное несоответ-

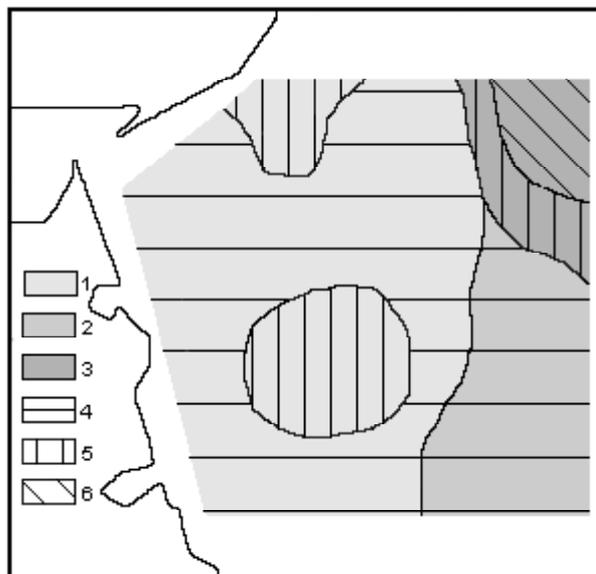


Рис. 8. Вещественно-генетические типы донных осадков.

Генетические типы: 1 – прибрежно-морские осадки; 2 – осадки проделты; 3 – осадки впадины залива.

Вещественные типы: 4 – терригенные обломочные; 5 – терригенные слабоскремнистые; 6 – терригенные кремнистые.

ствие объясняется быстрой утилизацией органического вещества гетеротрофным микропланктоном и расходом на диагенетические преобразования в пограничном слое “вода-осадки”. Немаловажную роль играют физико-химические процессы на ранних стадиях смешения вод в лимане, в пользу чего свидетельствует 3-4-кратное превышение валового содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ по сравнению с заливом.

Пределы значений $\text{C}_{\text{орг}}$ в прибрежно-морских осадках – $0,13 \div 0,91\%$ (среднее 0,57%), в осадках конуса выноса – $0,26 \div 1,50\%$ (0,83%). Наибольшее содержание (1,88%) отмечено в кремнистых илах (табл. 2).

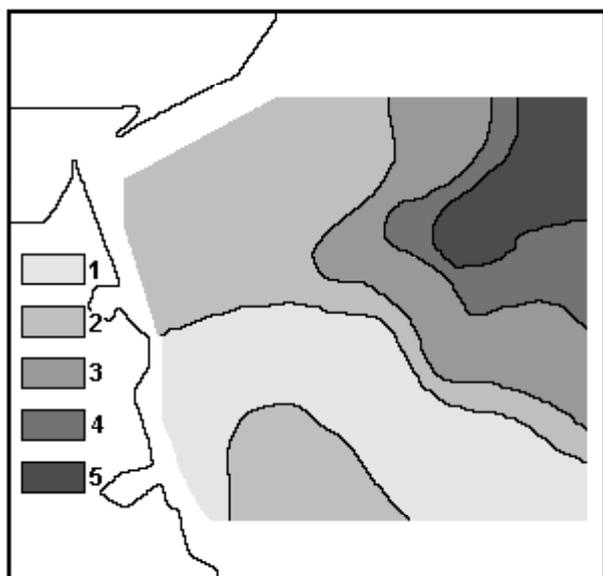
В целом, измеренные величины не противоречат приводимым, например, для шельфовых осадков моря Лаптевых – $0,42 \div 1,07\%$ [6].

Замедленная скорость трансформации органического вещества при низких температурах и значительных вертикальных градиентах плотности компенсируется увеличением продолжительности его нахождения над пикноклином и в придонных водах, где измерено максимальное содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ во взвеси. Для Анадырского залива время полной деструкции органического вещества 15–20 суток, за которые может полностью измениться гидрофизическая, гидрохимическая и гидробиологическая структура водных масс [1, 2].

Распределение химических элементов. По отношению к среднему содержанию в осадочных породах

Таблица 2. Содержание главных и рассеянных элементов (мкг/г).

Элементы	Осадки			Среднее в осадках (18)	Среднее в осадочных породах континентов [9, 10]
	прибрежно-морские (11)	продельты (6)	впадины (1)		
Ca	6000–36000 23250	23000–33000 27670	11000.00	23960.0	25300.0
Na	27000–79000 36250	32000–40000 37330	31000.00	36275.0	6600.0
Rb	34.00–92.00 67.00	50.00–91.00 70.00	40.00	65.5	200.0
Cs	1.10–2.60 1.70	1.60–3.30 2.17	1.90	1.9	1.2
Sr	160.00–690.00 301.00	210.00–450.00 307.00	190.00	296.0	450.0
Ba	320.00–750.00 540.50	370.00–490.00 418.00	310.00	466.7	800.0
Cr	4.00–422.00 92.00	62.00–273.00 119.00	38.00	98.0	100.0
Sc	6.40–14.50 10.20	10.10–12.10 11.30	6.20	10.1	10.0
Hf	1.30–26.10 5.10	4.00–8.80 5.70	2.10	5.2	6.0
Th	2.80–6.80 4.10	3.90–7.00 5.20	3.30	4.5	11.0
U	0.50–1.80 1.20	1.10–2.60 1.70	1.60	1.5	3.2
Br	0.90–85.00 12.45	8.50–47.00 23.20	41.00	18.7	6.0
Ta	0.10–0.25 0.19	0.11–0.47 0.24	0.19	0.2	3.5
As	9.00–94.00 32.50	26.00–54.00 38.50	54.00	37.3	6.6
Fe	12500.00–30000.00 22563.00	22000.00–24000.00 22830.00	17000.00	22196.0	33300.0
Co	2.90–8.70 5.75	6.30–7.70 7.30	3.80	6.3	20.0
C _{орг}	0.13–0.91 0.67	0.26–1.50 0.83	1.88	0.8	-



континентов, донные осадки в 3–6 раз обогащены Na, Br и Cs; обеднены Rb, Sr, Ba и Th в 1,5–3 раза, а Ta – в 17 раз. Только содержание Ca, Cr, Sc и Hf соответствует уровню сравниваемых объектов (табл. 2; рис. 10).

Распределение щелочных Na, Rb и Cs контролируется изменчивостью вклада псаммитовой и пелитовой фракций. Различия в поведении Na, Rb, с одной стороны, и Cs – с другой, вероятно определяются более тесным сродством последнего с глинистыми минералами, в структуру которых он входит. Связь же с ними Na зависит от сорбционных процес-

Рис. 9. Распределение органического углерода (%) в донных осадках.

1 – <0,25; 2 – 0,25–0,50; 3 – 0,50–1,00; 4 – 1,00–1,50; 5 – 1,50–2,00.

сов. Очевидно из-за этого не наблюдается выраженных пространственных колебаний значений Na и Rb, тогда как для Cs прослеживается тренд их увеличения в илах (рис. 7, 10). Влияние глинистых минералов прослеживается по уменьшению значений соотношения Rb/Cs (геохимического индикатора изменений размерного состава) при росте доли мелкодисперсных частиц и уменьшении вклада псаммитовых. Увеличение содержания Na, кроме его вхождения в состав кристаллических решеток гидрослюды и алюмосиликатных породообразующих минералов, может быть обусловлено прижизненной экстракцией фитопланктоном. Уровень содержания натрия в нем уступает только $C_{орг}$ и для Финского залива составляет 3,3% [22].

В области циклонического круговорота на северо-востоке (ст. 2157) рассчитанные значения коэффициентов концентрирования Na, Vg и As по сравнению с осадочными породами континентов и осадками полигона достигают 12; 14; 13 и 2,5; 4 и 3, соответственно (рис. 9). Ядро этого вихревого образования фиксируется по низкому содержанию взвеси (рис. 5, 6). Распределение солёности по вертикали здесь имеет гомогенный характер. Между поверхностным и придонным горизонтами ее различия всего 0,6‰ и столько же между прилегающими водами у дна, тогда как градиенты температуры колеблются от 1,83 до -1,47°C. Придонные воды отличаются насыщением CO_2 и концентрацией SiO_3 (пониженные значения), величиной pH (повышена на 0,2 единицы).

Очевидно, что выявленные отклонения значений параметров водной толщи обусловлены выходом на поверхность дна субмаринных газовых источников. Результаты газохимических исследований показали высокие концентрации в придонной воде метана, почти в 5 раз превышающие измеренные в Беринговом море ранее [2, 43]. Аномалии CH_4 , коррелирующиеся с повышенным содержанием органического вещества в донных осадках, обнаружены в придонной воде и других арктических морей [7, 12].

Подъем придонных вод вызывает интенсивное развитие планктона, в результате отмирания и седиментации которого идет накопление диатомовых илов с повышенным содержанием $C_{орг}$, Na, Vg и As. То, что обогащение, к примеру, Na зависит от вклада биогенного фактора, подтверждается близким содержанием этого элемента во взвеси у дна, где оно достигает 6,3% [19, 21].

Среднее содержание Na на порядок выше, чем в осадках охотоморской части эстуария р. Амур, расположенной в условиях гумидного климата умеренных широт [20], а пространственные вариации минимальных и максимальных значений Na изменяются в 4÷12 раз. Можно предположить поступление элемен-

та в результате физико-химических процессов в субаквальной криолитозоне. Активизация динамического состояния вод в летний период сопровождается уплотнением протаявших осадков, что может вызвать диффузионный метасоматоз ионов Na^+ и Vg^+ из рамы поровых вод к поверхности. Последующее вымораживание солевых растворов сопровождается осаждением сульфатов или (и) галогенидов: известно образование мирабилита при отрицательных температурах [16]. Диффузия усиливается при понижении температуры осадков в направлении к фронту промерзания [38]. Насыщенные ионами Na^+ и Vg^+ плотные солевые растворы под действием силы тяжести стекают по уклонам дна и могут являться дополнительным источником этих элементов во впадине залива. Представляется возможной диффузия ионов из придонных вод в осадки с последующей седиментацией твердой фазы при отрицательных температурах.

Процессы криогидратного выветривания, таким образом, могут сопровождаться избирательным накоплением одних химических элементов и, наоборот, переходом в растворенную форму других.

К факторам обогащения Vg следует отнести и его способность образовывать нерастворимые соединения типа $AgVg$, а из-за высокой биофильности – аккумулироваться в планктоне и водорослях [34].

Для щелочноземельных Ca, Sr и Ba (рис. 10) выявлена общность механизма накопления. Сходство в поведении Ca и Sr объясняется свойством изоморфно замещать друг друга в биогенных карбонатных минералах и влиянием планктонного сообщества [18, 34], а некоторые отличия могут зависеть от присутствия раковинного детрита. Биогенная составляющая Ba коррелируется с содержанием органического вещества фитопланктона, что типично для арктических морей, терригенная же – с повышенным вкладом слюд (ст. 2157).

Для Hf и Th наблюдается обратная связь со слюдой, тогда как их высокое содержание характерно для осадков с значительной долей тяжелых минералов (рис. 10).

В распределении U прослеживается тенденция роста значений в илах, объясняющаяся следующими обстоятельствами:

- влиянием планктонного сообщества;
- хемо- и биогенным осаждением элемента в связи с изменением валентного состояния;
- ассоциированием с взвешенными формами фосфора, содержание которых в придонных водах достигает максимума, а также с гидроксидами железа и органо-минеральными агрегатами, в состав которых входят гидроксиды.

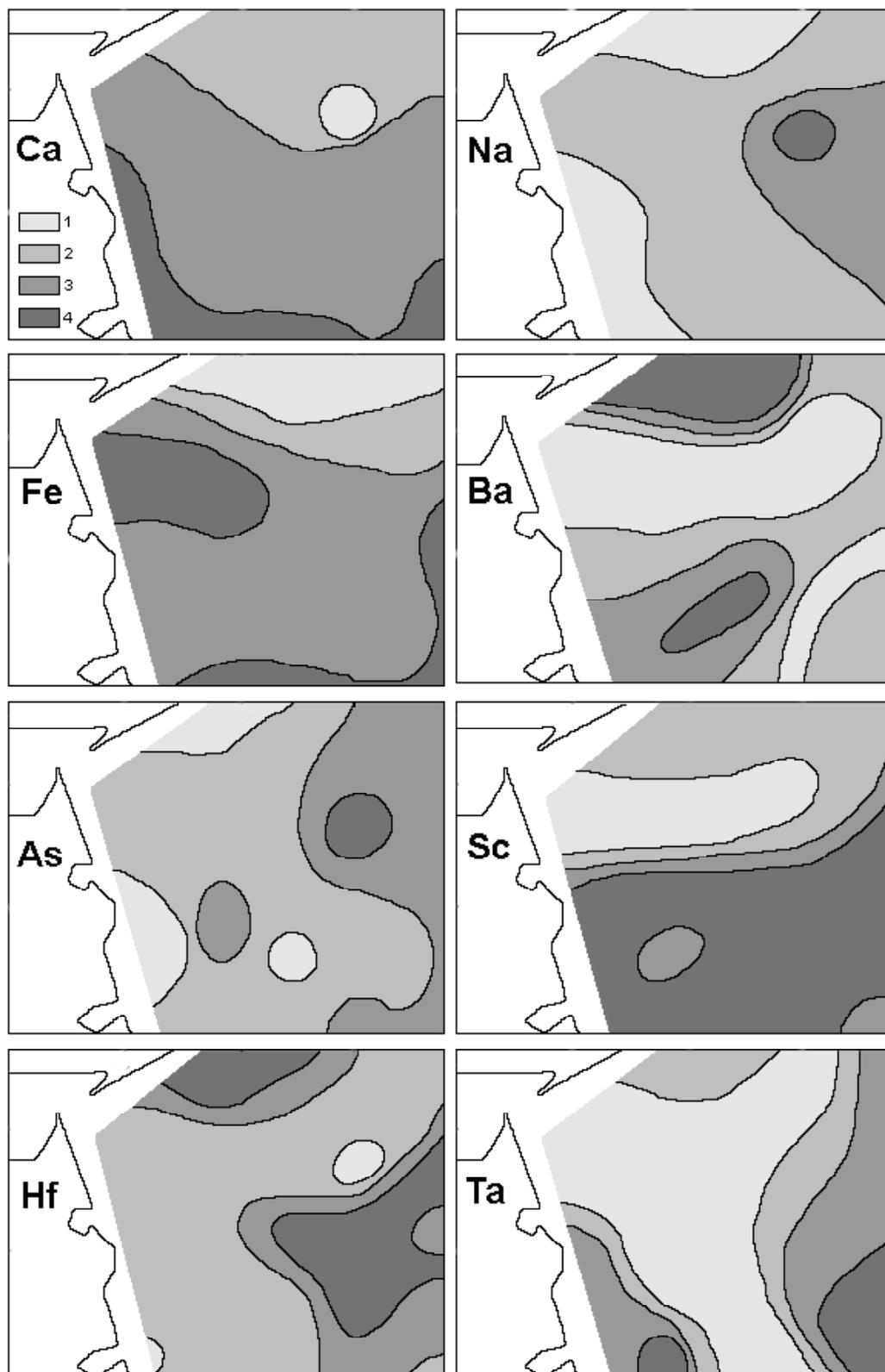


Рис. 10. Распределение Na, Ca, Fe, Ba, Ta, Sc, As и Hf в донных осадках.

Na(%): 1 – <3; 2 – 3–4; 3 – 4–5; 4 – >5. **Ca**(%): 1 – <1; 2 – 1–2; 3 – 2–3; 4 – >3. **Fe**(%): 1 – <1,5; 2 – 1,5–2,0; 3 – 2,0–2,5; 4 – >2,5. **Ba**(мкг/г): 1 – <400; 2 – 400–500; 3 – 500–600; 4 – >600. **Ta**(мкг/г): 1 – <0,15; 2 – 0,15–0,20; 3 – 0,20–0,25; 4 – >0,25. **Sc**(мкг/г): 1 – <6; 2 – 6–8; 3 – 8–10; 4 – >10. **As**(мкг/г): 1 – <20; 2 – 20–40; 3 – 40–60; 4 – >60. **Hf**(мкг/г): 1 – <2; 2 – 2–4; 3 – 4–6; 4 – >6.

В поведении As (рис. 10) обнаружены черты сходства с U. Коэффициент концентрирования мышьяка в осадках впадины залива равен 8, что отражает присутствие в области питания полисульфидной золотоносной провинции, где формируются минеральные комплексы с участием нерастворимых арсенатов Au [3, 28].

Обращает на себя внимание обеднение донных осадков железом, а также отсутствие в них окисленного слоя. Наряду с этим наблюдается повышенное содержание железа и марганца во взвеси придонных вод [19]. Взаимодействуя с осаждающимися на дно твердыми гидроксидами Fe(III) и Mn(IV), продуцируемый в толще осадков сероводород переводит их в растворимые соединения Fe(II) и Mn(II) [17, 32, 35]. Последние, поступая из осадка в придонную воду, окисляются кислородом с образованием твердых соединений Fe(III) и Mn(IV), которые опять осаждаются – и цикл повторяется вновь. Таким образом, формирование окисленного слоя не происходит; в то же время, и скорость окисления H_2S такова, что он, ве-

роятно, не достигает придонного слоя воды, о чем может свидетельствовать отсутствие запаха сероводорода в пробах.

Кроме Fe, илистые осадки обеднены Co и Cr: коэффициенты их концентрирования в 1,5–3 раза ниже по сравнению с таковыми в осадочных породах. Распределение характеризуется пятнистостью, что свидетельствует о воздействии нескольких факторов, к одному из которых следует отнести ассоциирование с планктонным сообществом.

Среднее содержание легких *редкоземельных элементов* в осадках оценивается в 63%, средних и тяжелых – в 30 и 7%, соответственно (табл. 3). Пространственная дифференциация (рис. 11) их распределения проявляется в 1,5–2-кратном обеднении ими осадков впадины залива в отличие от прибрежно-морских и конуса выноса. Повышенное содержание лантаноидов отмечено в псаммитах на северо-западе, обогащенных темноцветными тяжелыми минералами (ильменит, гранат, сфен и циркон). В илах продельты высокое содержание РЗЭ, вероятно, обуслов-

Таблица 3. Содержание редкоземельных элементов (мкг/г).

Элементы	Осадки			Среднее в осадках (18)	Среднее в осадочных породах континентов [9, 10]
	прибрежно-морские (11)	продельты (6)	впадины (1)		
La	<u>8.00–22.90</u> 16.15	<u>15.70–21.60</u> 17.97	10.10	16.32	40.00
Ce	<u>15.80–37.00</u> 30.00	<u>30.00–37.50</u> 38.75	19.50	30.35	50.00
Pr	<u>1.85–4.00</u> 3.25	<u>3.20–3.90</u> 3.62	2.20	3.38	5.00
Nd	<u>7.20–14.50</u> 12.15	<u>12.00–15.50</u> 13.55	8.00	12.37	23.00
Sm	<u>2.00–3.60</u> 3.13	<u>3.10–4.40</u> 3.52	2.20	3.22	6.50
Eu	<u>0.59–1.07</u> 0.86	<u>0.80–1.02</u> 0.89	0.64	0.85	1.00
Gd	<u>2.15–4.80</u> 3.59	<u>3.10–5.20</u> 4.15	2.60	4.10	6.50
Tb	<u>0.31–0.61</u> 0.61	<u>0.48–0.76</u> 0.61	0.38	0.59	0.90
Dy	<u>1.75–4.10</u> 3.13	<u>2.80–4.50</u> 3.57	2.30	3.22	4.50
Ho	<u>0.39–0.87</u> 0.67	<u>0.60–1.04</u> 0.79	0.51	0.71	1.00
Er	<u>1.05–2.40</u> 1.93	<u>1.65–3.10</u> 2.20	1.45	2.24	2.50
Tm	<u>0.15–0.37</u> 0.30	<u>0.24–0.50</u> 0.33	0.22	0.31	0.25
Yb	<u>1.84–1.85</u> 1.60	<u>1.38–3.00</u> 1.81	1.25	1.65	3.00
Lu	<u>0.14–0.35</u> 0.29	<u>0.23–0.53</u> 0.31	0.22	0.30	0.70

лено их свойством легко образовывать комплексные соединения с органическими и неорганическими лигандами с последующим частичным осаждением (растворением), в зависимости от окислительно-восстановительных условий среды [4, 41]. Обратная корреляция содержания лантаноидов наблюдается с высоким содержанием слюд (табл. 3; рис. 11).

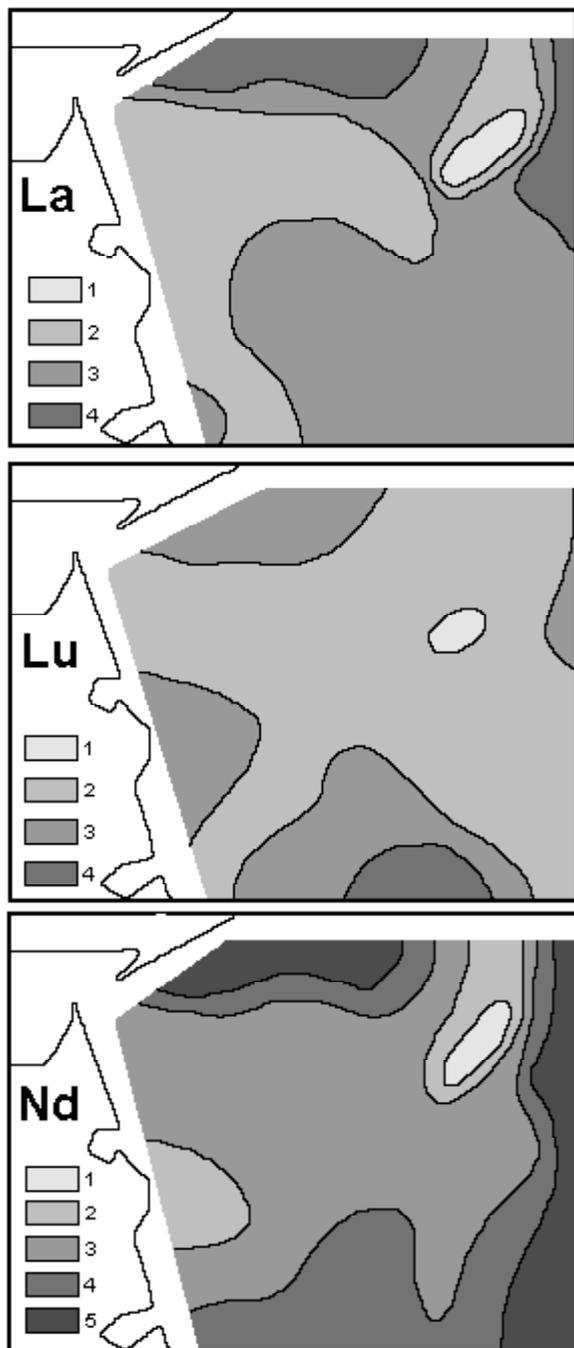


Рис. 11. Распределение La, Nd и Lu (мкг/г) в донных осадках.

La: 1 – <10; 2 – 10–15; 3 – 15–20; 4 – >20. **Nd:** 1 – <8; 2 – 8–10; 3 – 10–12; 4 – 12–14; 5 – >14. **Lu:** 1 – <20; 2 – 20–30; 3 – 30–40; 4 – >40.

Незначительное утяжеление состава РЗЭ в осадках проделты может связываться с увеличением доли РЗЭ, сорбированных глинистыми частицами. Относительное обогащение миктитов алевритовых легкими и средними, а псаммитов алевритовых тяжелыми лантаноидами, вероятно, регулируется содержанием псаммитовой фракции.

ВЫВОДЫ

Несмотря на положение акватории северо-западной части Анадырского залива в области влияния речного стока, поступление терригенного материала сюда ограничено. Только 5% взвеси, оставшейся в транзите после осаждения на седиментационном барьере в лимане, транспортируются в шлейфе остаточного стокового течения в залив.

Высокая гидродинамическая активность препятствует ее аккумуляции в области смешения речных и морских вод в заливе, как это обычно происходит в других эстуариях под влиянием динамических, физико-химических и биологических процессов.

Поэтому большая часть поверхности дна района исследований в настоящее время является аседиментогенной зоной, где залегают реликтовые и современные прибрежно-морские осадки.

Конус выноса осадков реки формируется в результате седиментации взвеси за пределами границы волнового воздействия из придонного нефелоида. Приливные движения замедляют этот процесс и, таким образом, поддерживают существование нефелоида в безледный период, вследствие чего устойчивая аккумуляция происходит только в подледной обстановке.

Вне области влияния речного стока во впадине залива терригенный профиль осадконакопления нивелируется современным биогенным кремненакоплением.

Осадки залива обеднены большинством изученных химических элементов. Это обусловлено их поступлением в составе первичного обломочного комплекса, мобилизованного в условиях континентальной криолитозоны, последующим осаждением тяжелых минералов на седиментационном барьере, а также трансформацией речного стока на ранних стадиях смешения в лимане.

В осадках залива поведение элементов контролируется следующими процессами:

- литодинамическими, регулируемыми фракционирование и отдельную аккумуляцию тяжелых минералов и тонкодисперсных частиц;
- биогенными, в результате которых планктонным сообществом продуцируются органо-минеральные агрегаты;

- хемогенными, определяющими изменение соотношения содержания элементов в стратифицированной по окислительно-восстановительным условиям системе “вода-осадки” (сорбция глинистыми частицами, комплексообразование с коллоидами высокомолекулярных органических соединений, ионообменные процессы на фоне диагенетических преобразований);

- термодинамическими, проявляющимися в изменении состояния морской криолитозоны.

Выявлена моноэлементная аномалия содержания As, предположительно связанная с техногенным источником в континентальной области питания.

Процессы криогидратного выветривания находят отражение в характере полей распределения донных осадков и некоторых химических элементов, как, например, Na и Br.

Источником осадочного материала в удаленных от эстуария и побережья районах Берингова моря являются воды нефелоида. Под влиянием устойчивой антициклонической циркуляции они могут перемещаться по уклону дна вдоль изобат в восточном и юго-восточном направлениях.

Работа выполнена в рамках подпрограмм “Исследования природы Мирового океана” (проекты 4.2.2 и 4.3.4.) ФЦП “Мировой океан” и “Комплексные исследования океанов и морей Арктики и Антарктики” ФЦНТП “Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития науки и техники гражданского назначения” (проект “Состояние и устойчивость экосистем дальневосточных морей”).

Авторы признательны сотрудникам ТОИ ДВО РАН Н.А.Николаевой, А.В.Сорочинской, П.Я.Тищенко, В.В.Шастиной и И.Б.Цой за помощь при подготовке статьи.

ЛИТЕРАТУРА

- Агатова А.И., Лапина Н.М. Оценка скоростей трансформации органического вещества и регенерации биогенных элементов в Беринговом море // Изв. АН. Сер. биол. 1994. № 12. С. 278.
- Аникиев В.В., Варлатый Е.П., Дударев О.В. и др. Распределение, потоки и баланс углерода в эстуарии р. Анадырь - Берингово море // Геохимия. 1996. № 12. С. 1220-1229.
- Аникиев В.В., Дударев О.В., Колесов Г.М. и др. Влияние литодинамических факторов на распределение благородных металлов во взвеси и донных отложениях морской части эстуария р. Анадырь // Геохимия. 1997. № 5. С. 535-551.
- Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
- Безруков П.Л., Лисицын А.П. Классификация осадков современных морских водоемов // Тр. ИО АН СССР. 1960. Т. 32. С. 3-14.
- Биогеохимия органического вещества арктических морей. М.: Наука, 1982. 240 с.
- Большаков А.М., Егоров А.В. Результаты газометрических исследований в Карском море // Океанология. 1995. Т. 35, № 3. С. 399.
- Варламов С.М., Лучин В.А., Семилетов И.П. и др. Закономерности межгодовой изменчивости зимних климатических условий в Беринговоморском регионе // Тр. Аркт. регион. центра. Владивосток, 1998. Т. 1. С. 65-85.
- Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555-571.
- Виноградов М.Е. Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 212 с.
- Втюрин Б.И. Криогенное строение четвертичных отложений. М.: Наука, 1964. 152 с.
- Геодекян А.А., Авилов В.И., Авилова С.Д. Газобиогеохимический характер современных осадков северных морей // Докл. АН СССР. 1986. Т. 289, № 5. С. 1217.
- Геокриологическая карта СССР. 1:5 000 000 / Изд. ГУГК при Совмине СССР. М., 1977.
- Гидрология морских устьев рек Дальнего Востока // Тр. ДВНИГМИ. 1989. Вып. 38. 183 с.
- Глотов В.Е. Газобиохимические особенности сезонного слоя в Анадырской и Хатырской низменностях // Криология почв. Пушино, 1991. С. 80-86.
- Годовиков А.А. Минералогия. М.: Недра, 1975. 519 с.
- Грамм-Осипов Л.М., Тищенко П.Д., Стащук М.Ф. и др. Железо-марганцевая система // Химия морской воды и аутигенное минералообразование. М.: Наука, 1989. С. 112-203.
- Дегенс Э. Геохимия осадочных образований: М.: Мир, 1967. 299 с.
- Дударев О.В., Боцул А.И., Аникиев В.В., Уткин И.В. Потоки взвешенного материала и некоторых химических элементов в морской части эстуария р. Анадырь (Берингово море) // Климатическая и межгодовая изменчивость в системе атмосфера-суша-море в американо-азиатском секторе Арктики: Тр. Аркт. регион. центра. Владивосток, 1998. Т. 1. С. 127-136.
- Дударев О.В., Боцул А.И., Аникиев В.В. и др. Современное осадконакопление в эстуарии р. Амур // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19, № 3. С. 30-43.
- Дударев О.В., Боцул А.И., Уткин И.В. и др. Оценка современного осадочного процесса в морской части эстуария р. Анадырь // Гидрометеорологические и биогеохимические исследования в Арктике: Тр. Аркт. регион. центра. Владивосток, 2000. Т. 2. Ч. 1. С. 131-144.
- Емельянов Е.М. Процессы седиментогенеза в Финском заливе, связанные с антропогенными нагрузками // Океанология. 1995. Т. 35, № 5. С. 770-779.
- Жигарев Л.А. Океаническая криолитозона. М.: Изд. МГУ, 1997. 320 с.
- Ионин А.С., Медведев В.С., Павлидис Ю.А. Шельф: рельеф, осадки и их формирование. М.: Мысль, 1987. 205 с.
- Лисицын А.П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М.: Наука, 1966. 574 с.

26. Лисицын А.П. Ледовая седиментация в Мировом океане. М.: Наука, 1994. 448 с.
27. Лихт Ф.Р., Астахов А.С., Боцул А.И. и др. Структура осадков и фации Японского моря /Изд. ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1983. 287 с.
28. Лихт Ф.Р. Россыпеобразующие формации побережья и шельфа морей Востока СССР // Проблемы морских минеральных ресурсов. Владивосток, 1986. С. 48–63.
29. Лонгинов В.В. Литодинамика материковой окраины // Лавинная седиментация в океане. Ростов: Изд. Ростов. ун-та, 1982. С. 129–135.
30. Лоция Берингова моря. Ч. 1. Западная часть моря / МО СССР. ГУ. 1969. 420 с.
31. Любомиров А.С. Геокриологические условия побережья Анадырского лимана // Региональные и криолитологические исследования в Сибири. Якутск, 1979. С. 47–55.
32. Лю Лей, Волков И.И., Стриж В.П. Соединения серы в воде и осадках зон смешения морских и речных вод // Океанология. 1995. Т. 35, № 5. С. 683–692.
33. Павлидис Ю.А., Ионин А.С., Щербаков Ф.А., Дунаев Н.Н., Никифоров С.Л. Арктический шельф. Позднечетвертичная история. М., 1998. 187 с.
34. Перельман А.И. Геохимия. М.: Высш. шк., 1979. 423 с.
35. Розанов А.Г. Окислительно-восстановительная стратификация воды Черного моря // Океанология. 1995. Т. 35, № 4. С. 544–549.
36. Сорокин Ю.И., Сорокина О.В., Мамаева Т.И. и др. Первичная продукция и бактериопланктон в Беринговом море и северной части Тихого океана // Докл. АН. 1994. Т. 336, № 4. С. 542.
37. Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.
38. Фартышев А.И. Особенности прибрежно-шельфовой криолитозоны моря Лаптевых. Новосибирск: Наука, 1993. 136 с.
39. Федоров К.Н. Физическая природа и структура океанических фронтов. Л.: Гидрометеоздат, 1983. 286 с.
40. Чувардинский В.Г. Дрифтовые процессы и их значение для методики поисков. // Природа и хозяйство Севера. Л., 1971. Ч. 2. С. 82–85.
41. Haskin L.A., Frey F.A., Schmitt R.A., Smith R.H. Meteoritic, solar and terrestrial rare-earth distributions // Physics and chemistry of the Earth. Oxford and N. Y.: Pergamon Press, 1966. V. 7. P. 167–321.
42. Knebel H.J., Creager J.S. Yukon River: Evidence for extensive migration during the Holocene transgression // Science. 1973. Vol. 179, N 4079. P. 1230–1232.
43. Whitledge T.E., Bidigare R.R., Zecman S.I. et. al. Biological measurements and related chemical features in Soviet Union and United States region of the Bering Sea // Cont. Shelf Res. 1988. V. 8, № 12. P. 1299.

Поступила в редакцию 22 июня 2000 г.

Рекомендована к печати Р.Г. Кулиничем

O.V. Dudarev, A.I. Botsul, V.V. Anikiev, G.M. Kolesov, D.Yu. Sapozhnikov

Modern sedimentation in the Northwestern Anadyr Bay Cryolithozone (the Bering Sea)

At the present time, the largest part of the bottom surface within the northwestern part of the Anadyr Bay is defined as the asedimentogenic zone, wherein both relict and recent near-coastal sediments occur. The plume of the Anadyr River is formed beyond reach of the wave process influence on the bottom. Outside the area with the river water runoff action, within the bay basin, the terrigenous profile of the recent sediment accumulation is balanced by the biogenic silica sedimentation. The bottom sediment depletion in the most of the chemical elements is connected with the sedimentary material mobilization under conditions of the continental cryolithozone. The cryogenic process influence is traced in the temperatural field character for the near-bottom waters and in the distribution features for the bottom sediments and individual elements like *Na* and *Br*.