

**СОВРЕМЕННОЕ ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ В ПРИБРЕЖНО-ШЕЛЬФОВОЙ КРИОЛИТОЗОНЕ ПРОЛИВА ДМИТРИЯ ЛАПТЕВА (ВОСТОЧНО-СИБИРСКОЕ МОРЕ)**

*О.В. Дударев, А.И. Боцул, И.П. Семилетов, А.Н. Чаркин*

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

На основе результатов двухлетних литодинамических наблюдений исследуются процессы осадкообразования в криолитозоне пролива Дмитрия Лаптева в безледный период. Выявлена широтная циркумтерральная структура (параллельно береговой линии и изобатам) распределения взвеси в толще вод и донных осадков. Эта структура является отражением взаимодействия циркуляции вод и рельефа дна, определяющего локализацию участков эрозии, транзита, аккумуляции и формирования мелкомасштабных барьерных зон.

**Ключевые слова:** криолитозона, взвесь, донные осадки, циркуляция вод, рельеф дна, седиментация, Восточно-Сибирское море.

**ВВЕДЕНИЕ**

Полярный литогенез является зональным типом осадкообразования и играет важную роль в развитии шельфа арктических морей, неоднократно подвергнувшегося воздействию трансгрессий в позднечетвертичное время. В регрессивные ледниковые эпохи часть шельфа осушалась, и на его поверхности существовала низменная суша с криогенными условиями литогенеза. Промерзшие в такой обстановке толщи осадков затопливались в трансгрессивные эпохи, а при понижении уровня моря вновь осушались [2, 21, 29, 34, 35]. Подобным образом формировались реликтовые многолетнемерзлые и высокольдистые породы (ММП) криолитозоны, локализованные в пределах перегляциальных шельфов морей Северного Ледовитого океана [12, 20, 33, 45].

В удалении от эстуариев – приемных бассейнов твердой фазы речного стока – береговые ММП становятся главным источником терригенного осадочного материала, интенсивность подготовки и мобилизацию которого определяют ледовый и термический режимы. Ледовый режим контролирует динамическое состояние шельфов, регулирующих теплообменные процессы в системе "суша – море" [24]. У кромок льдов мелководных арктических бассейнов происходит трансформация волнения и усиление вдольбереговых потоков энергии [1, 7]. Протаивание на фоне положительных среднесуточных температур вызывает деформации и обрушение крупных блоков береговых ММП [9, 12, 36]. Вышеперечисленные процессы в

значительной мере раскрывают особенности механизма термоабразии, под воздействием которой в субаквальные условия ежегодно переходят десятки квадратных километров побережья [3, 4, 13, 18, 19, 33].

Как видно, прибрежная криолитозона является высокодинамичной природной системой и нуждается в постоянном мониторинге своего состояния. Важным критерием, позволяющим оценить развитие и изменение этой системы, может служить характер современного осадочного процесса. С этой целью на модельном полигоне в проливе Дмитрия Лаптева Восточно-Сибирского моря Арктическим региональным центром ТОИ ДВО РАН в рамках ФЦП "Мировой океан" был организован и осуществлен ряд береговых и морских наблюдений.

**МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ**

Комплекс работ на 16 морских и 3 береговых станциях выполнен с борта гидрографических судов "Дунай" (12–15 сентября 1999 г.) и "Николай Коломейцев" (5–6 сентября 2000 г.) (рис. 1). Характеристика исследований приведена в таблице 1.

**ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИБРЕЖНО-ШЕЛЬФОВОЙ КРИОЛИТОЗОНЫ**

**Геолого-морфологическое строение.** Пролив Дмитрия Лаптева расположен между островом Большой Ляховский (архипелаг Новосибирские острова) и заболоченной приморской низменностью континентального побережья. Протянувшиеся в широтном направлении и выровненные берега практически повсе-

Таблица 1. Виды и методы аналитических исследований.

Виды исследований	Методы пробоотбора и исследований	Литература
Пробоотбор донных осадков	Дночерпатель Van Veen	[16, 17]
Дискретный отбор и выделение взвеси	PVC-багометры Niskin; поликарбонатные фильтры NUCLEOPORE PC с диаметром пор 0,4 $\mu\text{M}$	[15]
Кумулятивный отбор взвеси	Малые седиментационные ловушки	[15]
Размерный состав донных осадков и взвеси	Лазерный дифракционный микроанализатор "Analysette 22"	[8]
T °C, S ‰	STD-измеритель	[42]
Определение концентрации хлорид-ионов	Аналитическая кондуктометрия	[25]

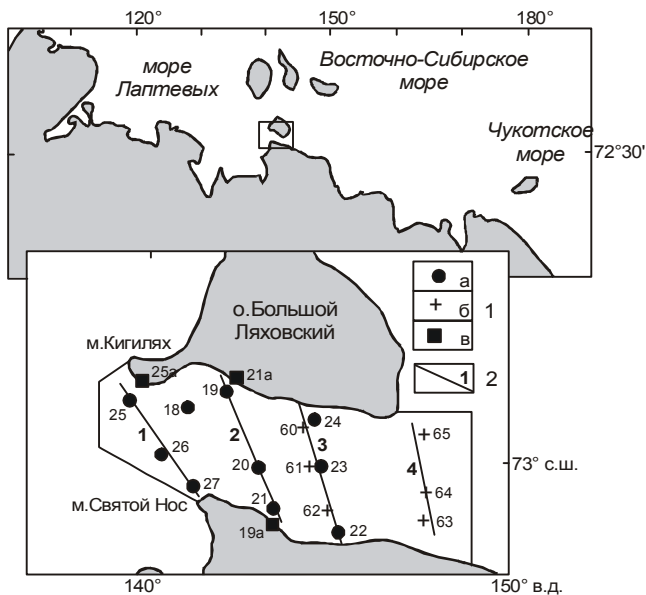


Рис. 1. Район исследований.

1 – станции: а – ГС "Дунай" (1999 г.); б – ГС "Николай Коломейцев" (2000 г.); в – береговые. 2 – линии разрезов и их номера.

местно сложены ММП, перекрывающимися во вдольбереговой полосе сезонномерзлыми осадками [9, 12, 33, 35, 39]. Исключение составляют выходы кристаллических пород в районе мысов Святой Нос и Кигилях (рис. 1).

В верхней части разреза термоабразионного уступа под 0,5 м слоем тундрово-глеевых и дерново-болотных почв с признаками заторфованности, а также в нескольких метрах от подошвы уступа обнажаются повторно-жильные льды. Пространство между жилами льда, доля которых достигает 50–70 % от объема ММП [33, 39], заполнено массивами алевроитов, суглинков, супесей, реже песков, с остатками мохово-травяной растительности и сухопутной ископаемой фауны.

Не останавливаясь на рассмотрении морфологии прибрежно-шельфовой зоны в достаточно полной мере, выделим основные ее элементы.

*Сгонные осушки* – выработанные при размыве и отступании побережья участки мелководья с предельно малыми уклонами, шириной от сотен метров до нескольких километров и глубинами менее 2 м.

*Склоны (островной и материковый)*, верхняя граница которых проходит по внешнему краю подводного вдольберегового вала на глубине примерно 2 м, а нижняя совпадает с максимальной границей размыва на глубине 10 м.

*Впадина пролива*, с тальвегом на глубине около 15 м, осложненная такими реликтами субэвразийского рельефа, как:

– *банка Святого Диомида*, с минимальной отметкой согласно современным навигационным картам – 7 м, (рис. 1, ст. 23, 61), ранее известная как остров, исчезнувший к 1830 г. [19, 37, 41];

– *термокарстовая озерная котловина (алас)* с глубинами до 20 м (ст. 27), затопленная в период трансгрессии и неполностью компенсированная к настоящему времени осадками [30, 38, 39, 46].

**Гидрофизические условия.** Во время исследований водная толща пролива представляла собою область интенсивного перемешивания и теплообмена в системе "атмосфера – вода – донные осадки". По этой причине наблюдалось однородное по значениям пространственное и вертикальное распределение температуры и солености. Температура колебалась от +2,29 до +3,63 °C с тенденцией уменьшения значений по мере приближения к вдольбереговому фронту холода. Максимальная соленость (20,9 ‰) отмечена на востоке пролива, минимальная (18,2 ‰) – на западе, в области влияния стока рек Лена и Яна, где расплавы текстурообразующих льдов увеличивают распределение на 1–1,5 ‰ [42].

Величины приливов и сезонных изменений уровня не превышают 0,5 м, что почти в 2 раза ниже обычной высоты сгонно-нагонных явлений. Вклад в общую дисперсию течений ветровой и стоковой составляющих – 70–90%, а 10–30% приходится на приливную компоненту [10]. Скорость распространения волн нагонов в периоды штормов достигает 300–400  $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ , а размах колебаний достигает 2–2,5 м [11,

28]. Как видно, сгонно-нагонные течения играют важную роль в литогенезе прибрежно-шельфовой зоны пролива.

#### ОЦЕНКА СОСТОЯНИЯ ПРИБРЕЖНО-ШЕЛЬФОВОЙ ЗОНЫ ПО СТРУКТУРЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВЗВЕСИ И ДОННЫХ ОСАДКОВ

##### Взвешенный материал

Темпы и объемы мобилизации терригенного материала имеют четко выраженный максимум в безледный период, обусловленный арктическим режимом теплообменных и гидродинамических процессов.

**Осень 1999 г.** Циклоническая деятельность над Карским морем и антициклоническая над Восточно-Сибирским предопределила развитие слабого волнения при южных и юго-восточных ветрах. Сгон вод обнажил илистую осушку на несколько сотен метров от континентального побережья. На противоположном берегу шел нагон. Его поступательные волны абрадируют подножье термоабразионных уступов под углом, способствуя выработке ниш размыва (на момент наблюдений отмечены ниши высотой до 1,5 м, глубиной около 2 м) и вдольбереговому транспорту терригенного материала [1, 24]. Действительно, взве-

сенесущие потоки вод прослеживались на удалении 5–20 км от островного (из Восточно-Сибирского моря) и континентального побережья (из моря Лаптевых) (рис. 2, 3).

**Сгонные осушки.** Водная толща прибрежного мелководья, как наиболее динамически активная, отличалась максимальным насыщением (от 380 до 425 мг·л<sup>-1</sup>). Экспериментально показано, что для поддержания таких аномальных концентраций скорость потока должна приближаться к 100 см·с<sup>-1</sup>, что соответствует началу движения гальки размером до 3 см [47].

Содержание взвеси над осушками может быть значительно выше. На это косвенно указывает водонасыщенный слой поверхностных осадков – “жидкого ила”. Над ним обычно располагается маломощный, но обогащенный взвесью нефелоидный слой, в масштабе наших исследований не обнаруженный, поскольку придонный горизонт отбора взвеси располагался в 1 м от дна.

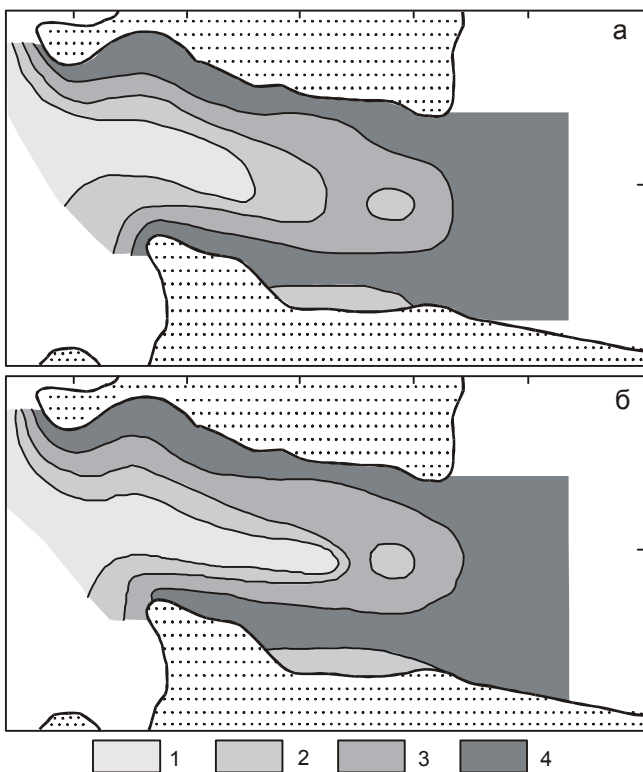
При одинаковом характере вертикального распределения взвеси над островным и континентальным мелководьем (равномерном по содержанию), наиболее высокие значения измерены в приостровных водах. Одной из причин данного обстоятельства может являться более сильное влияние приливной волны на островное побережье из-за отклоняющего действия силы тяжести в северном полушарии.

**Склоны.** Для оценки вида транспорта осадочного материала за пределы мелководья рассчитаны значения критерия Бича-Стернберга [43]:

$$P = w_s / ku_*$$

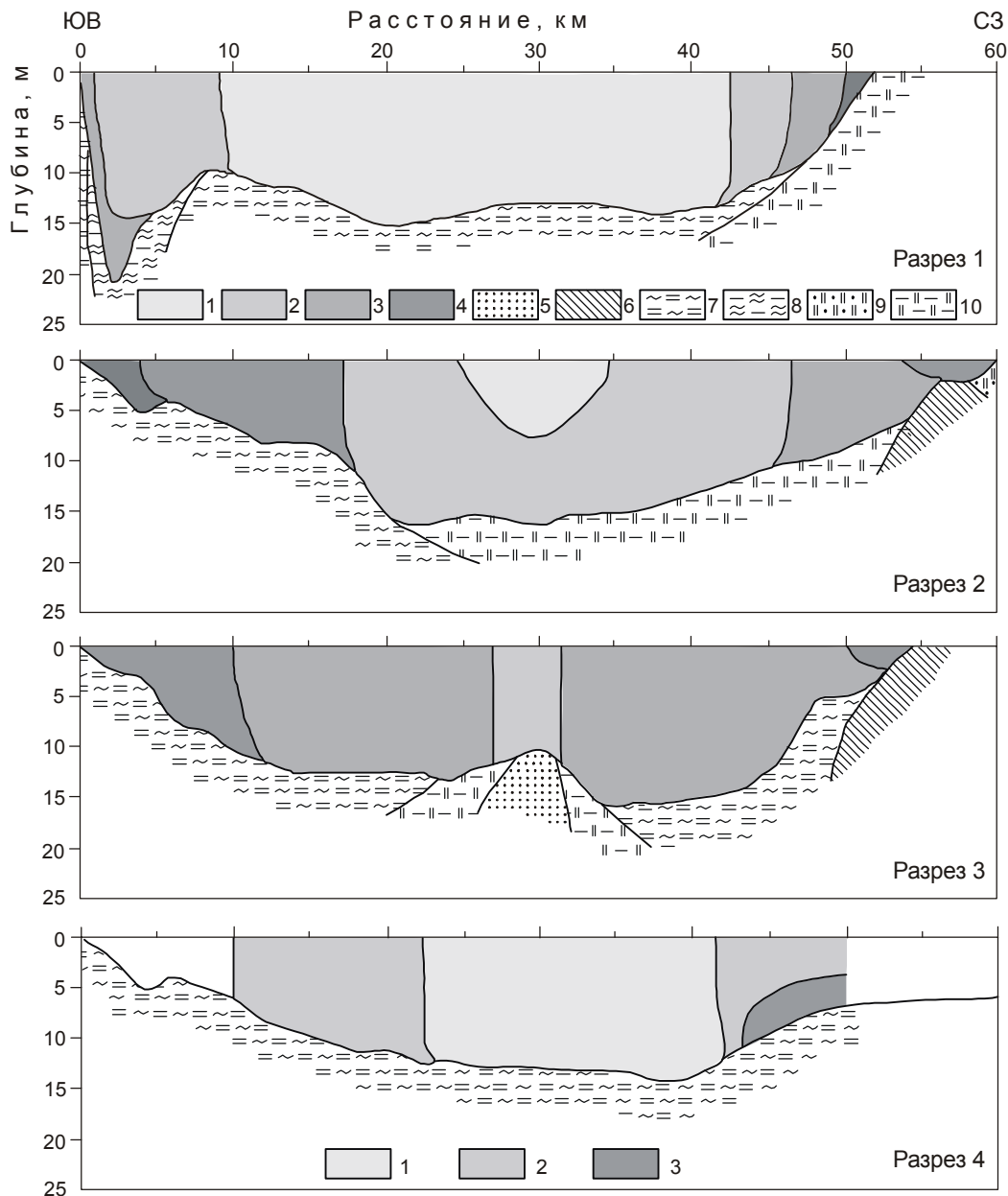
где  $w_s$  – гидравлическая крупность частиц,  $k$  – постоянная Кармана, равная 0,4,  $u_*$  – динамическая скорость потока. Задавались параметры частиц  $w_s=5,5$  см·с<sup>-1</sup> и реальные гидродинамические ситуации в безледный период  $u_* = 25, 50$  и  $100$  см·с<sup>-1</sup> [10, 27, 28]. Расчетные величины  $P$  не превышали 0,6, что указывает на преобладание переноса во взвеси, даже при значении  $w_s=5,5$  см·с<sup>-1</sup>. Смешанный вид транспорта (суспензия и донное влечение) происходит, когда  $u_* < 25$  см·с<sup>-1</sup> ( $0,8 < P < 2,5$ ). Значение  $P$  возрастает до 1,4, если  $u_* = 10$  см·с<sup>-1</sup>, что характерно для подледной обстановки.

По сравнению с мелководьем, среднее содержание взвеси в надсклоновых водах уменьшилось на порядок, но все-таки сохранилось еще достаточно высоким:  $19 \div 25$  мг·л<sup>-1</sup> (в среднем  $23$  мг·л<sup>-1</sup>) над континентальным склоном и  $15 \div 50$  мг·л<sup>-1</sup> ( $31$  мг·л<sup>-1</sup>) над островным. Известно, что короткопериодные волны мелководного бассейна, каким является пролив Дмитрия Лаптева [32], слабо подвержены реф-



**Рис. 2.** Содержание взвеси в поверхностном (а) и придонном (б) горизонтах, (мг·л<sup>-1</sup>).

1 – менее 5, 2 – 5–10, 3 – 10–20, 4 – более 20.



**Рис. 3.** Распределение взвеси и донных осадков на субмеридиональных разрезах.

1–4 – содержание взвеси (для разрезов 1–3 см. рис. 2; для разреза 4: 1 – менее 50, 2 – 50–100, 3 – более 100 мг·л<sup>-1</sup>). 5–10 – гранулометрические типы донных осадков: 5 – псаммит среднезернистый, 6 – алеврит мелкозернистый, 7 – алеврит пелитовый, 8 – пелит алевритовый, 9 – миктит псаммитовый, 10 – миктит алевритовый.

ракции. В таких условиях, с внешней стороны подводных валов над склонами могут образовываться сильные вдольбереговые течения [1, 7, 36], поддерживающие относительно устойчивое насыщение взвешенным материалом надсклоновых вод. Значения горизонтальных градиентов содержания взвеси между осушками и склонами колебались от 200 до 290 мг·л<sup>-1</sup>·км<sup>-1</sup>.

Из представленных данных можно сделать вывод о наличии на этом участке барьера, каковым является подводный береговой вал, определяющий формирование циркумтерральной структуры распределения взвеси. Гидравлически крупные частицы (более 0,1 мм диаметром), влияющие на содержание взвеси, практически полностью выводятся из переноса и мористее вала не транспортируются. Для сравнения, содержание этой размерной фракции во взвеси осушек составляло

30–35 %, также как и фракций 0,05–0,01 мм и менее 0,01 мм.

Вертикальный поток осадочного материала за пределами подводного вдольберегового вала достигал  $37 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$  (ст. 19). Такие высокие значения наблюдались нами в эстуарии тропической реки Меконг [15].

*Впадина.* Содержание взвеси изменялось от  $10 \text{ мг} \cdot \text{л}^{-1}$  на периферии впадины до  $2 \text{ мг} \cdot \text{л}^{-1}$  над тальвегом, и в среднем составляло  $6 \text{ мг} \cdot \text{л}^{-1}$  (рис. 2, 3).

*Термокарстовая западина.* В отличие от однородного типа распределения взвеси над склонами и впадиной, здесь по содержанию взвеси выделены два горизонта:

– 0–15 м, с содержанием не более  $10 \text{ мг} \cdot \text{л}^{-1}$ ;

– придонный нефелоид, где по сравнению с вышележащим горизонтом значения возрастают в несколько раз (рис. 3).

Подобное распределение взвеси обусловлено плотностной (соленостной) стратификацией над отрицательными формами донного рельефа и наблюдалось в эстуариях рек Амур, Анадырь и Раздольная [15–17, 44].

*Банка Святого Диомида.* Над вершиной содержание взвеси колебалось в пределах  $5\text{--}10 \text{ мг} \cdot \text{л}^{-1}$ , тогда как в надсклоновых водах, из-за усиления эрозионных процессов, оно увеличилось в 2–3 раза, до  $14\text{--}20 \text{ мг} \cdot \text{л}^{-1}$  (рис. 3). Возможной причиной обнаруженного неоднородного распределения взвеси может являться вихревая структура (циклоническая?), образующаяся при обтекании возвышенности водными потоками [40]. Увеличение содержания взвеси в результате размыва субаквальных многолетнемерзлых пород зафиксировано гидрооптическими измерениями и в районе банки Васильевская в юго-восточной части моря Лаптевых [14].

**Осень 2000 г.** Синоптические макропроцессы определялись активизацией циклонической деятельности в восточном секторе Арктики. Выход беринговоморского циклона на акваторию Восточно-Сибирского моря вызвал умеренные и сильные ветры северного, северо-восточного направления и вол-

нение 2–3 м. В отличие от предыдущей съемки, происходил нагон вод на материковое побережье.

Ремобилизация слабосвязных осадков осушек и склонов предопределила увеличение содержания взвеси в водной толще в 1,5–4 раза. Однако, как и в 1999 г., значения в поверхностных и придонных водах были сопоставимы. В зоне размыва диапазон величин варьировал от 59 до  $106 \text{ мг} \cdot \text{л}^{-1}$  ( $73 \text{ мг} \cdot \text{л}^{-1}$ ), ниже ее – от 26 до  $35 \text{ мг} \cdot \text{л}^{-1}$  ( $31 \text{ мг} \cdot \text{л}^{-1}$ ).

Таким образом, распределение взвеси в проливе Дмитрия Лаптева характеризуется преимущественно циркумтерральной пространственной структурой, становление и поддержание которой обязано одновременно влиянию следующих факторов:

– барьерной зоны на границе осушка–склон, где из переноса выводится до 90% осадочного материала (над впадиной оставшийся в транзите объем сокращается еще в 6 раз);

– квазистационарными (по крайней мере в безледный период) вдольбереговыми разнонаправленными потоками вод буро-коричневого цвета вдоль островного и континентального берега, захватывающими толщу надсклоновых вод от поверхности до дна. Они разделены расположенной над впадиной пролива фронтальной зоной, визуальнo прослеживающейся по зеленому цвету;

– отсутствием различий вертикального содержания взвеси, что связано с размытостью слоя сезонного пикноклина, а также, вероятно, несоответствием горизонта его залегания (12–15 м для данного района) преобладающим глубинам пролива;

– ресуспензией слабосвязных донных осадков в зоне размыва.

Вдольбереговой транспорт терригенного материала могут усиливать струйные градиентные течения. Фоном для их возникновения является денивилиация уровней в прилегающих морях Лаптева и Восточно-Сибирском под влиянием макросиноптических процессов. Ранее было показано, что в системе эстуария р. Амур–Японское и Охотское моря такие ветровые течения определяют насыщение, дальность и распространения взвесенесущего потока [16].

**Таблица 2. Характеристика литодинамических обстановок.**

Обстановки	Распространение	Типы осадков
Эрозионно-аккумулятивная	Сгонные осушки, склоны	Псаммит разнoзернистый, псаммит мелкозернистый, алевроит мелкозернистый, алевроит пелитовый, миктит псаммитовый, миктит алевроитовый
Аккумулятивно-эрозионная	Впадина пролива	Алевроит пелитовый, миктит алевроитовый
Аккумулятивная	Термокарстовая западина	Пелит алевроитовый
Эрозионная	Банка Святого Диомида	Псаммит среднезернистый, миктит псаммитовый

Таблица 3. Гранулометрические и статистические параметры донных отложений пролива.

Фракция и статистические параметры	Донные осадки										Отложения осушек		Отложения ледового комплекса побережий					
	Склон острова				Склон материкового побережья		Впадина пролива				Термокарстовая западина		Банка Святого Дюмиды		Побережье материка		Побережье острова	
	A <sub>2</sub> (n=1)	API (n=1)	MPs (n=1)	MA (n=1)	API (n=2)	API (n=5)	MA (n=2)	PIA (n=1)	Ps <sub>2</sub> (n=1)	MPs (n=1)	A <sub>2</sub> (n=1)	API (n=1)	A <sub>2</sub> (n=2)	API (n=1)	A <sub>2</sub> (n=2)	API (n=1)	A <sub>2</sub> (n=2)	
>0.1 мм (псаммит)	5.57	1.12	43.77	45.05	$\frac{6.82-8.11}{7.47}$	$\frac{0.00-16.39}{6.00}$	$\frac{14.29-36.24}{25.27}$	0.00	76.18	38.44	2.26	2.76	$\frac{0.00-0.50}{0.25}$	0.20	$\frac{0.00-0.50}{0.25}$	0.20	$\frac{0.00-0.50}{0.25}$	
0.1-0.01 мм (алеврит)	75.45	63.14	33.22	49.42	$\frac{58.92-60.34}{59.63}$	$\frac{53.13-63.44}{57.83}$	$\frac{37.67-45.53}{41.60}$	47.28	13.38	37.46	76.91	61.34	$\frac{77.50-94.20}{85.85}$	57.00	$\frac{77.50-94.20}{85.85}$	57.00	$\frac{77.50-94.20}{85.85}$	
<0.01 мм (пеллит)	18.98	35.74	23.01	5.53	$\frac{32.84-32.97}{32.91}$	$\frac{30.48-45.58}{36.18}$	$\frac{26.09-40.18}{33.14}$	52.72	10.44	24.10	20.83	35.90	$\frac{5.80-22.00}{13.90}$	42.80	$\frac{5.80-22.00}{13.90}$	42.80	$\frac{5.80-22.00}{13.90}$	
Hr	0.539	0.505	0.768	0.572	$\frac{0.587-0.613}{0.609}$	$\frac{0.480-0.684}{0.550}$	$\frac{0.687-0.705}{0.696}$	0.522	0.677	0.809	0.504	0.534	-	-	-	-	-	
x	5.563	6.443	4.473	3.765	$\frac{6.083-6.091}{6.087}$	$\frac{5.638-6.863}{6.298}$	$\frac{5.005-6.166}{5.586}$	7.079	2.905	4.465	5.772	6.406	-	-	-	-	-	
C	2.865	3.282	0.549	1.628	$\frac{1.303-2.234}{1.769}$	$\frac{-0.575-4.241}{1.934}$	$\frac{1.506-1.663}{1.585}$	4.123	0.506	-2.649	3.073	2.282	-	-	-	-	-	
Md	5.231	6.181	4.405	3.457	$\frac{5.818-5.967}{5.893}$	$\frac{5.629-6.533}{6.107}$	$\frac{4.875-6.054}{5.465}$	6.789	2.050	4.711	5.479	6.154	-	-	-	-	-	

Примечание. Типы осадков: Ps<sub>2</sub> – псаммит среднезернистый, A<sub>2</sub> – алеврит мелкозернистый, API – алеврит пелитовый, PIA – пелит алевроитовый, MPs – миктит псаммитовый, MA – миктит алевроитовый. Статистические параметры: Hr – нормированная энтропия, в долях единицы; x – среднеарифметическое, C – 1% квантиль и Md – медианный диаметр, в единицах φ. Гранулометрические параметры приведены в %.



При устойчивом льдообразовании, важным морфолитодинамическим фактором становятся "ледовые реки" – экстремальные нестационарные струйные течения у кромки припая или сплоченного дрейфующего льда, дрейфующие со скоростью до 200–300 см·с<sup>-1</sup> [6].

### Донные осадки

По сравнению с уже известными [22, 23], представленная схема более детально отражает закономерности пространственного распределения осадков. Выделены разнообразные по фракционной структуре, преимущественно плохо сортированные терригенные осадки, формирующиеся в различных литодинамических обстановках (табл. 2, 3).

*Сгонные осушки.* На относительно приглубой островной осушке у абразионного побережья м. Кигилях, где развиты процессы волновой абразии и морозного выветривания (ст. 25а), залегают наиболее грубые осадки с преобладанием псаммита разноразмерного. Осушка причленена к серии из 3-х штормовых валов, разрез отложений которых представлен чередованием горизонтов слабо сортированных разноразмерных псаммитов и прослоев сортированных крупнозернистых псаммитов. Последние обогащены темноцветными минералами, сепарация и накопление которых происходит в зоне заплеска волн. Верхний вал с скоплениями плавника на гребне фиксирует границу распространения максимальных нагонов.

Сортированный псаммит мелкозернистый распространен у термоабразионного побережья к востоку от мыса (ст. 19а).

Алеврит пелитовый вскрыт на континентальной осушке (ст. 25а), на поверхности которой при сгоне вод обнажаются продольные формы волновой ряби с большим количеством растительных остатков и раковинного детрита.

Лавинный сброс концентрированного обломочного потока с мелководья обеспечивают гравитационные и гидродинамические процессы. Даже при минимальных уклонах дна, он сопровождается эрозией и переформированием рельефа, достигающими наибольшей интенсивности в средней части склонов (глубины 5–7 м). Относительно крутым и узким участкам соответствуют осадки большей гидравлической крупности, такие как миктит псаммитовый (ст. 19) и миктит алевритовый (ст. 25). К более пологим и широким участкам приурочены водонасыщенные осадки – алеврит мелкозернистый с унимодальной размерной структурой и редуцированным содержанием псаммита (ст. 24), а также алеврит пелитовый, с близкой фракционной структурой (ст. 21, 22, 60).

*Впадина.* Ниже границы размыва широкое пространство получил алеврит пелитовый (ст. 26, 60, 62–65). Поверхностные осадки (0–1 см) разжижены и по физическому состоянию соответствуют плотной суспензии. Полагают, что насыщение этого слоя обломочным материалом может достигать 100–200·10<sup>3</sup> мг·л<sup>-1</sup> [48], а его существование поддерживается устойчивой стратификацией вод непосредственно вблизи дна, подавляющей турбулентные процессы и затрудняющей размыв осадков [5]. Нижележащий горизонт представлен аналогичными, но более плотными сильноохлажденными осадками с мелкими шлирами льда.

Поскольку скачок плотности в водах пролива в безледный период отсутствует, течения во время штормов могут захватывать всю толщу вод до дна, что способствует размыву и переотложению осадков. Этим обстоятельством может объясняться формирование смешанных осадков – миктита алевритового, поле которого выявлено к северу от тальвега (ст. 18, 20).

*Термокарстовая западина.* Здесь вскрыты наиболее тонкие осадки – пелит алевритовый (ст. 27)–, характеризующиеся бимодальной фракционной структурой алеврита и пелита и редуцированным содержанием псаммита (табл. 3). Седиментация осадочного материала в этой области объясняется влиянием вихревой структуры. Такой тип циркуляции, вероятно антициклонической, способствует затягиванию частиц из поверхностных слоев в глубинные [40] и может формироваться в результате взаимодействия Ленского и Янского стоковых течений у входа в пролив из моря Лаптевых.

Учитывая осолонение придонных вод во время осенне-зимнего льдообразования и минимальную зимнюю температуру -1,2 °С [26], создающих условия для концентрации солей в поровых водах, илы

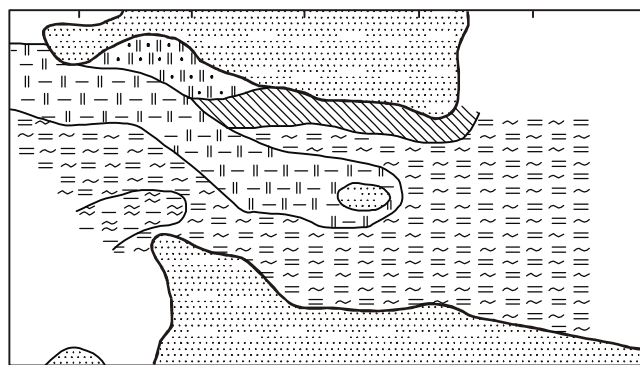
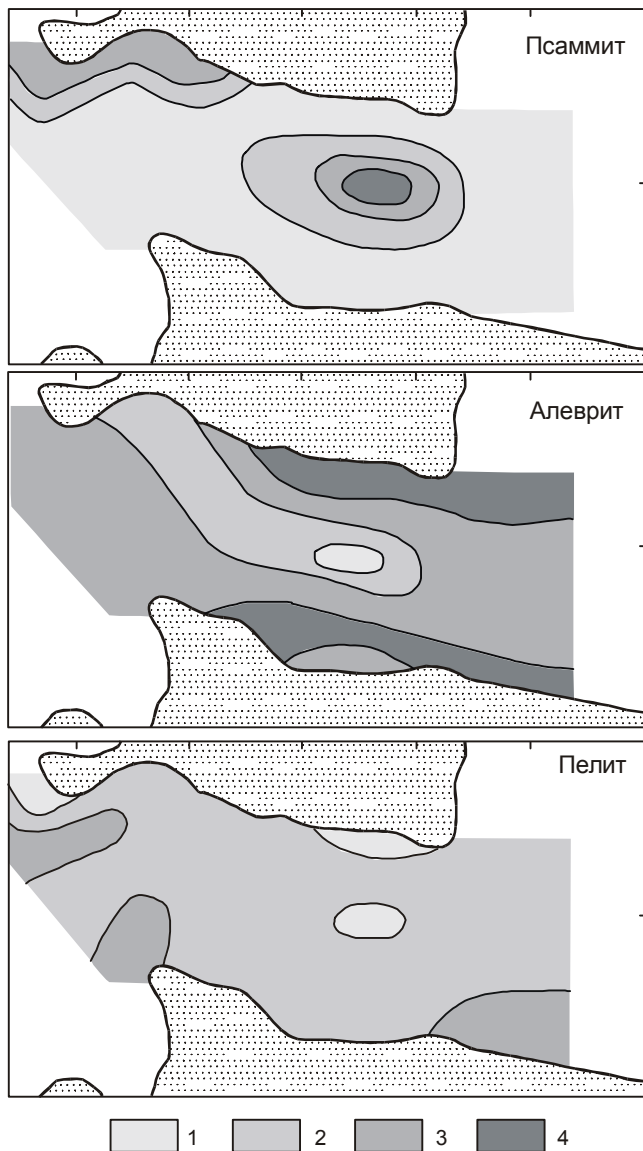


Рис 4. Донные осадки.

(Условные обозначения см. на рис. 3).



**Рис. 5.** Распределение основных гранулометрических фракций донных осадков, %.

1 – 0–20, 2 – 20–40, 3 – 40–60, 4 – 60–80.

впадины и термокарстовой западины не промерзают, а сохраняются в охлажденном состоянии, как это происходит во впадине Анадырского залива Берингова моря [17, 44]. То же следует ожидать для склоновых осадков, по крайней мере до глубины 3 м. Выше, где припайные льды смерзаются с осадками выположенного мелководья, залегают сезонномерзлые осадки [35, 36].

*Банка Святого Диомида.* Вследствие эрозионной деятельности придонных течений, тонкие фракции осадков вымываются, о чем свидетельствует низкое содержание частиц менее 0,1 мм (табл. 3; рис. 4, 5), и на поверхности остается плохосортированный

псаммит среднезернистый (ст. 23). Ниже, на склонах, залегают миктит псаммитовый (ст. 61).

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Модель осадочного процесса в криолитозоне пролива Дмитрия Лаптева описывается следующими процессами: термоабразия, размыв, транспортировка (во взвеси и в составе обломочных потоков), седиментация и переотложение.

Широтная циркумтерральная структура распределения взвеси и донных осадков является отражением взаимодействия двух, сопоставимых по значимости факторов – циркуляции вод и рельефа дна.

Это взаимодействие определяет локализацию участков эрозии, транзита, аккумуляции и формирование мелкомасштабных барьерных зон, обусловленных:

- влиянием подводного вдольберегового вала (механический барьер);

- вихревыми образованиями над банкой Святого Диомида, термокарстовой западиной и гидрологическим фронтом над впадиной пролива. Последний отделяет два разнонаправленных квазистационарных потока, следующих параллельно береговой линии и изобатам.

Выявленный рост содержания тонких фракций терригенного материала от островной части пролива к материковой объясняется влиянием стокового течения, транспортирующего взвесь реки Яны.

Результаты выполненных исследований существенно дополняют сведения по динамике вещества в проливе Дмитрия Лаптева. В условиях прогнозируемого потепления климата они могут быть использованы при разработке научной основы прогноза изменения прибрежно-шельфовой криолитозоны арктических морей.

Финансовая поддержка экспедиционных исследований осуществлялась за счет средств ФЦП "Мировой океан", "Интеграция" (проект 726/А0025.03), инициативных и экспедиционных грантов РФФИ (99-05-65453; 99-05-79109; 00-05-64834; 00-05-79005).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Айбулатов Н.А. Исследование вдольберегового перемещения песчаных наносов в море. М.: Наука, 1966. 159 с.
2. Аксенов А.А., Дунаев Н.А. Арктический шельф в позднечетвертичное время. М.: Наука, 1987. 277 с.
3. Арэ Ф.Э. Термоабразия морских берегов. Новосибирск: Наука, 1985. 171 с.
4. Арэ Ф.Э. Термоабразия берегов моря Лаптевых и ее вклад в баланс наносов моря // Криосфера Земли. 1998. Т. II. С. 55–61.
5. Белошапкина С.Г., Белошапков А.В. Проблемы математического моделирования лито- и морфодинамических процессов в береговой зоне моря // Человечество и берего-



- вая зона Мирового океана в XXI веке. М.: ГЕОС, 2001. С. 113–126.
6. Бензема В.Ю. "Ледовые реки" Арктических морей // Тр. ААНИИ. Т. 417. Л.: Гидрометеиздат, 1989. С. 91–98.
  7. Боуден К.Ф. Физическая океанография прибрежных вод. М.: Мир, 1988. 324 с.
  8. Боцул А.И. Лазерный измеритель размеров частиц "Analizette 22": достоинства, недостатки и некоторые особенности использования при анализе донных осадков // Условия образования донных осадков и связанных с ними полезных ископаемых в окраинных морях. Владивосток: Дальнаука, 2002. С. 117–121.
  9. Воинов О.Н., Неизвестнов Я.В. Геотермические исследования на шельфе и островах Восточно-Сибирского моря // Геотермия (геотермические исследования в СССР). М.: Изд-во АН СССР, 1976. Ч. I. С. 114–117.
  10. Войнов Г.Н. Основные закономерности приливных течений в море Лаптевых // Научные результаты экспедиции ЛАПЭКС-93 / Отв.ред. Л.А. Тимохов. М.: Гидрометеиздат, 1994. С. 119–131.
  11. География морей Советской Арктики. Вып.3: Восточно-Сибирское море // Тр. ААНИИ. Л.-М.: Изд-во Главсевморпути, 1952. 355 с.
  12. Григорьев Н.Ф. Многолетнемерзлые породы приморской зоны Якутии. М.: Наука, 1966. 180 с.
  13. Григорьев М.Н., В.В. Куницкий В.В. Ледовый комплекс Арктического побережья Якутии как источник наносов на шельфе // Гидрометеорологические и биогеохимические исследования в Арктике: Тр. Аркт. Регион. центра. Владивосток, Дальнаука. 2000. Вып. II, ч. I. С. 109–116.
  14. Дмитренко И.А., Хьюлеманн Й.А., Кириллов С.А. и др. Термический режим придонного слоя моря Лаптевых и процессы, его определяющие // Криосфера Земли. 2001. Т. V, № 3. С. 40–55.
  15. Дударев О.В. Пространственно-временная изменчивость характеристик взвеси в приустьевых зонах рек различных климатических обстановок // Современное осадкообразование в окраинных морях (статистические модели). Владивосток: Дальнаука, 1997. С. 45–89.
  16. Дударев О.В., Боцул А.И., Аникиев В.В. и др. Современное осадконакопление в эстуарии р. Амур // Тихоокеан. геология. Т. 19, № 3. 2000. С. 30–43.
  17. Дударев О.В., Боцул А.И., Аникиев В.В. и др. Современное осадкообразование в криолитозоне северо-западной части Анадырского залива (Берингово море) // Тихоокеан. геология. Т. 20, № 3. 2001. С. 12–25.
  18. Жигарев Л.А. Роль термоабразии и термоденудации в разрушении берегов // Береговые процессы в криолитозоне. Новосибирск: Наука, 1984. С. 77–81.
  19. Жигарев Л.А., Совершаев В.А. Термоабразионное разрушение Арктических островов // Береговые процессы в криолитозоне. Новосибирск: Наука, 1984. С. 31–38.
  20. Жигарев Л.А. Океаническая криолитозона. М.: МГУ, 1997. 316 с.
  21. Ионин А.С., Медведев В.С., Павлидис Ю.А. Шельф: рельеф, осадки и их формирование. М.: Мысль, 1987. 205 с.
  22. Кленова М.В. Осадки Арктического бассейна по материалам дрейфа ледокола "Седов". М.: Изд-во АН СССР, 1962. 140 с.
  23. Кошелева В.А., Яшин Д.С. Донные осадки арктических морей России. Под. ред. И.С. Грамберга. СПб., 1999. 286 с.
  24. Леонтьев О.К., Никифоров Л.Г., Сафьянов Г.А. Геоморфология морских берегов. М.: Изд-во МГУ, 1975. 336 с.
  25. Лопатин Б.В. Теоретические основы электрохимических методов анализа. М.: Высш. шк., 1980. 114 с.
  26. Молочушкин Е.Н. Влияние термоабразии на температуру многолетнемерзлых пород в прибрежной зоне моря Лаптевых // Докл. и сообщ. II Междунар. конф. по мерзлотоведению. Якутск, 1973. Вып. 2. С. 52–58.
  27. Морецкий В.Н., Круглова В.Е., Захаров Ю.В. Современное состояние гидрологического режима Янского залива и прилегающих районов моря Лаптевых // Научные результаты экспедиции ЛАПЭКС-93. Л.: Гидрометеиздат, 1994. С. 142–146.
  28. Мустафин Н.В. О катастрофических нагонах в юго-восточной части моря Лаптевых // Проблемы Арктики и Антарктики. Л.: Мор. транспорт, 1961. Вып. 7.
  29. Павлидис Ю.А., Щербаков Ф.А. Современные донные осадки арктических морей // Океанология. Т. 40, № 1. 2000. С. 137–147.
  30. Разумов С.О. Реликты субаэрального криогенеза микро-рельефа на шельфе Восточно-Сибирского моря. // Криолитозона и подземные воды Сибири. Ч. I: Морфология криолитозоны. Якутск, 1996. С. 118–129.
  31. Разумов С.О. Роль термоденудации в процессе разрушения термоабразионных берегов Восточно-Сибирского моря // Криолитозона и подземные воды Сибири. Ч. II. Морфология криолитозоны. Якутск, 1996. С. 139–143.
  32. Регистр СССР. Ветер и волны в океанах и морях: справочные данные. Л.: Транспорт, 1974. 359 с.
  33. Романовский Н.Н. К вопросу о формах разрушения берегов острова Большого Ляховского. Новосибирские острова // Тр. ААНИИ. Т. 224. Л.: Мор. транспорт, 1963. С. 54–66.
  34. Романовский Н.Н., Гаврилов А.В., Холодов А.Л. и др. Реконструкция палеогеографических условий шельфа моря Лаптевых для позднеплейстоцен-голоценового гляциоэвстатического цикла // Криосфера Земли. 1997. Т. 1, № 2. С. 42–49.
  35. Романовский Н.Н., Гаврилов А.В., Пустовойт Г.В. и др. Распространение субмаринной мерзлоты на шельфе моря Лаптевых // Криосфера Земли, 1997. Т. 1, № 3. С. 9–18.
  36. Совершаев В.А. Влияние морских льдов на развитие криолитозоны арктического шельфа (на примере восточных арктических морей) // Криолитозона арктического шельфа. Якутск, 1982. С. 70–82.
  37. Сухоцкий В.И. Сборник "Летопись Севера". М., 1972.
  38. Томирдиаро С.В. Голоценовое термоабразионное формирование шельфа Восточно-Арктических морей СССР // Докл. АН СССР. 1974. Т. 219, № 1. С. 179–182.
  39. Фартышев А.И. Особенности прибрежно-шельфовой криолитозоны моря Лаптевых. Новосибирск: Наука, 1993. 136 с.
  40. Федоров К.Н. Физическая природа и структура океанических фронтов. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 295 с.
  41. Хмызников П.К. О размыве берегов в море Лаптевых // Сев. мор. путь. Л.: Изд-во ГУСМП, 1937. С. 122–133.
  42. Юрасов Г.И. Океанографические характеристики вод юго-восточной части моря Лаптевых и западной части (пролив Дмитрия Лаптева) Восточно-Сибирского моря в

- сентябре 1999 года // Гидрометеорологические и биогеохимические исследования в Арктике. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 63–68. (Тр. Арктического Регионального центра. Вып. II, ч. 1)
43. Beach R.A., Sternberg R.W. Suspended sediment transport in the surf zone: response to the incident wave and longshore current interaction // *Marine Geology*. 1992. V. 108, P. 2435–2462.
44. Dudarev O.V., Botsul A.I., Utkin I.V. et.al. Polar lithogenesis features on the Anadyr Gulf shelf, Bering Sea // *Changes in the atmosphere-land-sea system in the Amerasian Arctic*. Proceedings of the Arctic Regional Centre. Vladivostok: Dalnauka, 2001. P. 219–226.
45. Holms V.L., Creager J.S. Holocene history of the Laptev Sea continental shelf // *Marine geology and oceanography of the Arctic Seas*. 1974. P. 210–229.
46. Kluyev V.V., Kotyukh A.A. Some peculiarities of the dynamics of the relief of the bed of the Laptev Sea // *Polar Geography and Geology*. 1985. V. 9, N 4. P. 301–307.
47. Migniot C., Larssonneur C., Dangeard L. Etude experimentale de l'erosion par des courants de depots vaseux plus ou moins concentres // *C.r. Acad. Sci. Paris*. 1968, ser.D, T. 266, N 5.
48. Prediction of Cohesive Sediment transport and bed dynamics in estuaries and coastal zones with Integrated Numerical Simulation models // *Newsletter Issue. MAST III*. 1998, N 1, Belgium, 1998. 20 p.

Поступила в редакцию 28 октября 2002 г.

Рекомендована к печати Р.Г. Кулиничем

*O.V. Dudarev, A.I. Botsul, I.P. Semiletov, A.N. Charkin*

**Modern sedimentation within the near-coastal shelf cryolithic zone of the Dmitriy Laptev Strait of the East Siberian Sea**

On the basis of two-year observations, both sediment forming processes and relief forming processes have been studied within the cryolithozone of the Dmitriy Laptev Strait during the iceless periods. A latitudinal circumterral structure has been established of the distribution of the suspended matter and bottom sediments (it is parallel with the coastal line and isobaths). This structure is a reflection of the interaction between water circulation and the bottom relief; the latter determining the location of the areas erosion, transit, accumulation and formation of small-scale barrier zones.