

УДК 551.89

## ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННОГО МОРФОЛИТОГЕНЕЗА НА ШЕЛЬФЕ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ: СЕМЕНОВСКОЕ МЕЛКОВОДЬЕ (“ЗЕМЛЯ ВАСЕМА”)

© 2015 г. О. В. Дударев, А. Н. Чаркин, Н. Е. Шахова, И. П. Семилетов,  
академик РАН В. И. Сергиенко, И. И. Пипко, С. П. Пугач, Д. В. Черных

Поступило 24.11.2014 г.

DOI: 10.7868/S0869565215140194

Позднечетвертичная история развития самого широкого в Мировом океане Восточно-Сибирского шельфа (ВСШ) характеризуется рядом крупных событий, оказавших сильное воздействие на состояние природной среды региона. Наиболее существенные изменения произошли во время сартанской регрессии моря (18–16 тыс. лет назад), когда береговая линия сместилась до глубины 100 м окраины современной материковой отмели. На осушенном шельфе в криогенных условиях морфолитогенеза с сухим холодным климатом формировались толщи лессово-ледовых (едомных) отложений [1, 2]. Последледниковая голоценовая трансгрессия моря (начало около 12 тыс. лет назад) привела к затоплению приморских равнин и обособлению их возвышенностей в острова. Так на шельфе появились высокольдистые острова, известные как “Земля Васема”, “Земля Санникова”, “Земля Андреева” [2, 3]. Согласно кривой гляциоэвстатических колебаний уровня восточно-арктических морей, “Земля Васема” стала островом примерно 8–7 тыс. лет назад. На рубеже 6–5 тыс. лет назад уровень моря стабилизировался и в береговой зоне активизировались процессы тепловой и гидродинамической абразии [4]. Уже к 1815 г. на месте острова существовало только мелководье, названное гидрографами Семеновским с относительно небольшими о-вами Васильевский, Семеновский, но и они к 1950 г. перешли в состояние подводных банок [3].

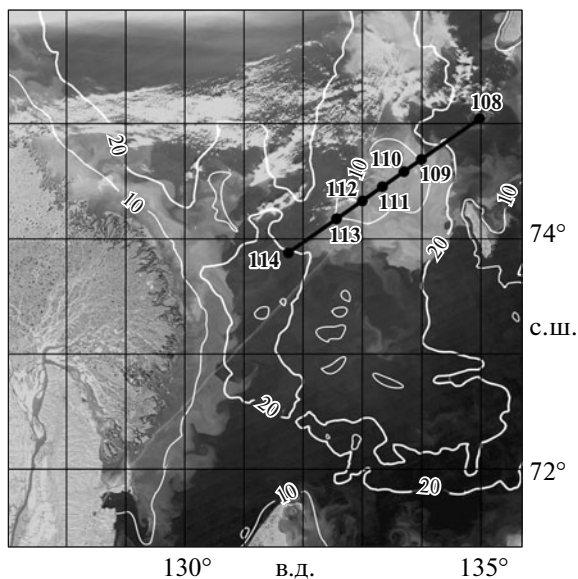
Цель нашей работы – выявить особенности современного морфолитогенеза на Семеновском мелководье (СМ) – наиболее крупном останце позднеплейстоценового субаэрального рельефа с минимальными глубинами 0.8–1.0 м [1]. В своих современных очертаниях по изобате 10 м мелководье расположено в 130 км к северо-востоку от дельты Лены. Его протяженность 85 км, площадь около 3 тыс. км<sup>2</sup>. Ранее авторы получили новые данные о современном состоянии банки Диомиды – таком же, как СМ, останце позднеплейстоценового субаэрального рельефа, но площадью почти в 330 раз меньше [5]. Подобные исследования крайне важны для понимания факторов, контролирующих темпы деградации субаквальной мерзлоты ВСШ в контексте дестабилизации законсервированных “панцирем” многолетней мерзлоты газовых гидратов [6, 7] и вовлечения органического вещества едомных отложений в современный биогеохимический цикл [8–10]. Наша работа основана на результатах океанографической экспедиции, выполненной в сентябре 2005 г. лабораторией арктических исследований ТОИ ДВО РАН в сотрудничестве с Международным арктическим научным центром Университета Аляски (МАНЦ, Фэрбанкс, США) на малотоннажном судне “Ауга”. Для обеспечения безопасности мореплавания в мелководном районе исследований и получения при этом максимума научной информации разрез в 140 км был проложен между склонами банок Семеновская (ст. 111) и Васильевская (ст. 112) по направлению 230° (рис. 1). Подводный рельеф изучали с помощью судового навигационного эхолота “FURUNO”. Регистрацию параметров термохалинной структуры водной толщи обеспечивали STD-зондом “SBE19 plus”. Донные осадки отбирали дночерпателем типа Van Veen, взвесь выделяли на фильтры с диаметром пор 0.4 мкм. Аналитические исследования осадочного материала выполняли в лабораториях ТОИ ДВО РАН, МАНЦ [5, 9, 11].

*Тихоокеанский океанологический институт  
им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения  
Российской Академии наук, Владивосток  
E-mail: dudarev@poi.dvo.ru*

*Национальный исследовательский Томский  
политехнический университет*

*University of Alaska, Fairbanks, USA*

*Институт химии Дальневосточного отделения  
Российской Академии наук, Владивосток*



**Рис. 1.** Положение океанографических станций на разрезе через СМ (изображение в видимом диапазоне спектро радиометра MODIS от 12 VIII, 2008 г.). 108–114 – номера станций.

**Рельеф дна.** Профили верхней части ортогональных склонов СМ (глубины менее 15 м) квазисимметричны относительно друг друга. Северо-восточный – слабо выпуклый и более пологий по сравнению с юго-западным перегиб поверхности находится на гипсометрическом уровне 8.8 м. Юго-западный склон имеет большие уклоны и слабоогнутый профиль, а перегиб поверхности здесь заглублен до 7.2 м.

Относительно пологие склоны изрезанного рельефа с перепадами глубин до 0.9–1.3 м, вероятно, отражают серии подводных валов, образующихся в зоне разрушения волнения. Крутые склоны понижений рельефа, скорее всего – последствия экзарационной деятельности торосов. Во время экспедиционных наблюдений лабораторией арктических исследований ТОИ ДВО РАН в 2008–2012 гг. на шельфе восточно-арктических морей обнаружено множество борозд выпихивания днищами и киями торосов [10]. С глубины

15 м склоны начинают выполаживаться и далее плавно переходят в аккумулятивно-эрозионную морскую равнину.

**Термохалинная структура вод** района наблюдений определялась взаимодействием речных и шельфовых вод. На всем протяжении разреза с юга на север соленость ( $S$ ) и температура ( $T$ ) поверхностных вод варьировали в диапазонах 12.6–16.6‰ (горизонтальный градиент 0.04‰/км) и 3.4–2.5°C (или 0.01°C/км) соответственно. Слой сезонного скачка солености был заглублен до 15 м – гипсометрического уровня нижней части склона СМ, вследствие чего водная толща на меньших глубинах имела однородную термохалинную структуру. Ниже горизонта 20 м залежали придонные шельфовые воды ( $S = 31.6‰$ ,  $T = 1.9°C$ ), а над равниной южнее мелководья – остаточные воды прошлой зимы с отрицательной температурой ( $S = 32.0‰$ ,  $T = -1.2°C$ ) (рис. 2; табл. 1).

#### **Мобилизация и перенос осадочного материала.**

В результате волновой ресуспензии под воздействием северо-восточного ветра более 15 м/с над северной частью СМ сформировалось поле повышенного содержания взвеси. Взвесенесущий поток перемещался в юго-западном направлении со скоростью до 35–50 см/с (данные получены по спутниковым наблюдениям дрейфа автономных буйков). В условиях штормового перемешивания такой скорости может быть достаточно для срыва со дна и вовлечения в транспортировку частиц до 0.5–1.0 мм [12]. Усилению донной эрозии способствует и ослабление силы сцепления между частицами за счет повышенного содержания в осадках песчаной фракции (среднее содержание 50.1%). Затухание шторма в дальнейшем привело к прекращению ремобилизации частиц со дна, что отразилось на снижении их содержания в водной толще от 26.3 мг/л на севере мелководья до 10.0 мг/л на юге. По этой же причине вблизи Васильевской банки содержание взвеси уменьшилось еще вдвое (до 4–5 мг/л). Данные по литологической структуре осадков указывают на относительный дефицит тонкозернистого материала в этом районе. Доля пелитовой фракции в осадках

**Таблица 1.** Изменчивость величин термохалинных характеристик на разрезе через СМ

Параметры	Южный склон и подножье	Семеновское мелководье				Северный склон и подножье	
		113	112	111	110	109	108
Станция	114	113	112	111	110	109	108
Глубина, м	25	9	7	7	10	17	27
Соленость, ‰	12.6/32.0*	13.3/13.7	13.5/13.5	13.3/13.3	13.1/13.1	14.4/15.2	16.5/31.6
Температура, °C	3.4/–1.2	3.2/3.2	3.1/3.1	3.0/3.0	3.0/3.0	3.2/3.0	2.5/1.9
Содержание взвеси, мг/л	3.5/6.5	4.1/6.9	3.6/4.5	12.6/22.0	18.0/26.3	8.8/8.7	1.6/8.4

Примечание. \* поверхностный/придонный горизонты.

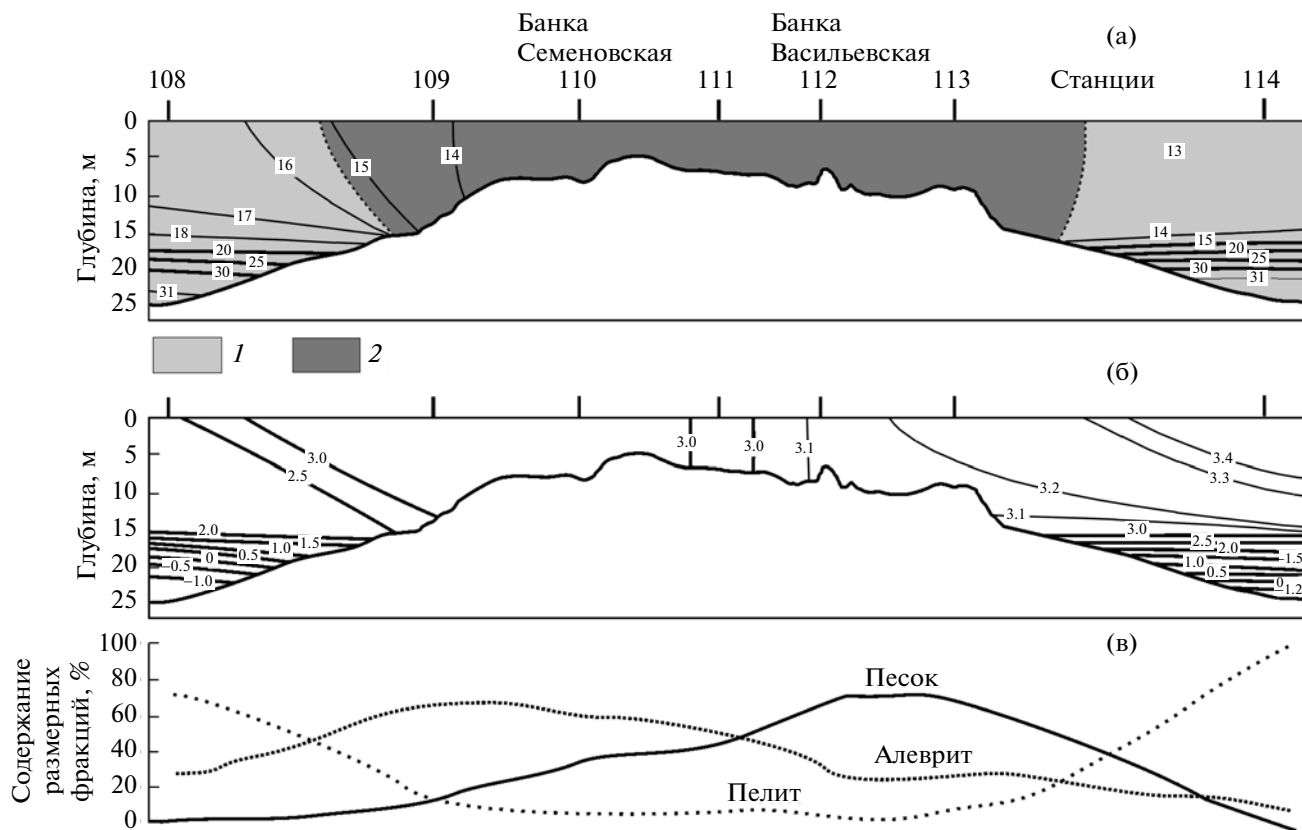


Рис. 2. Пространственная изменчивость распределения на разрезе: (а) — солёности и вертикальной солёностной стратификации (1 — умеренно стратифицированные, 2 — перемешанные воды), (б) — температуры водной толщи, (в) — содержания (%) осадкообразующих фракций.

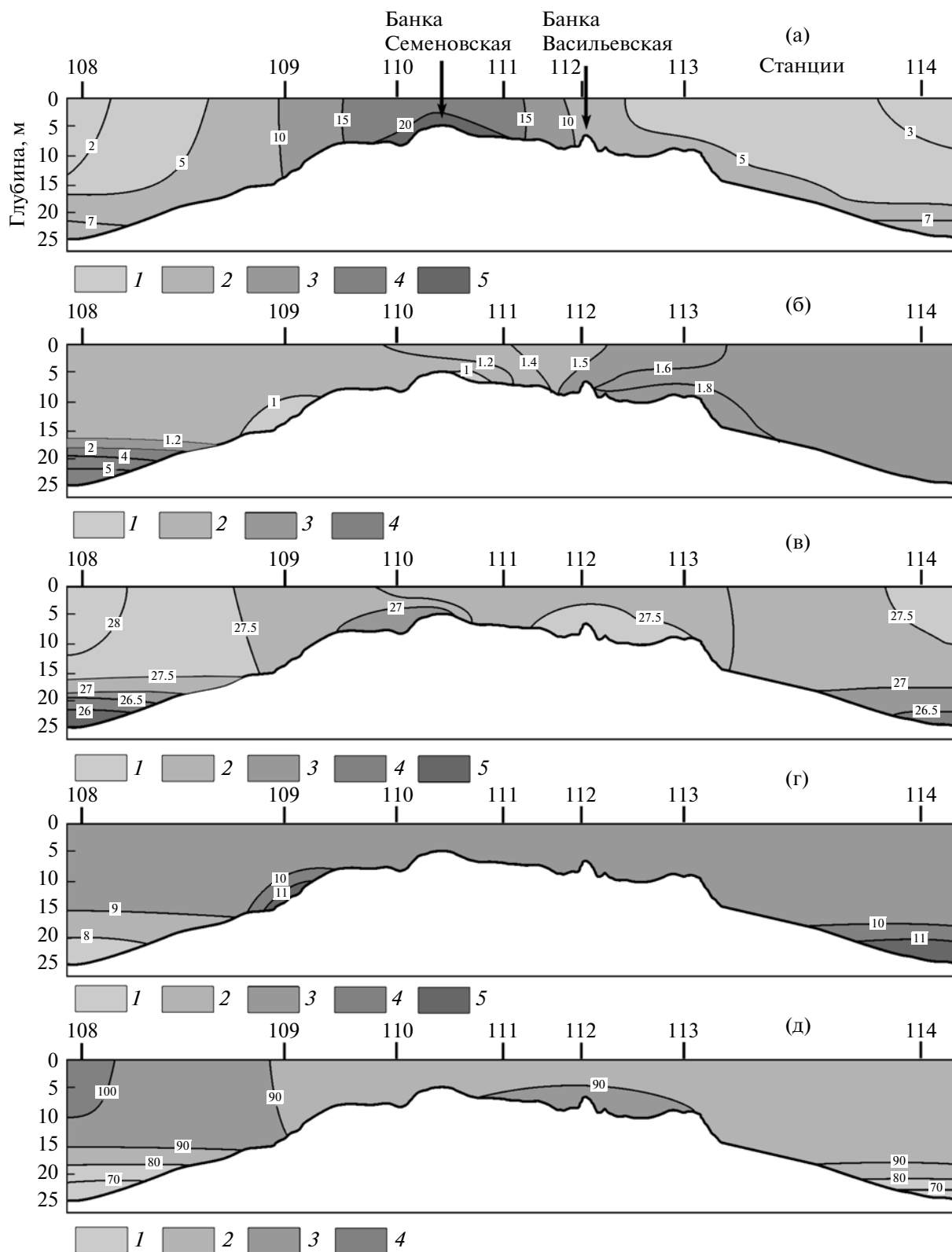
банки в среднем 3.4%, тогда как песчаной до 69.1% (рис. 2, 3; табл. 1, 2).

За пределами СМ содержание взвеси в поверхностных водах не превышало 1.6–2.9 с тенденцией увеличения ко дну до 6.5–8.7 мг/л (рис. 2а, б, 3а; табл. 1). При наличии плотностной стратификации (характерной для подверженной сильному влиянию речного стока значительной части акватории ВСШ [9, 10, 13]), ограничивающей вертикальный водообмен, придонный максимум взве-

си мог сформироваться вследствие кратковременного разрушения пикноклина, что возможно во время штормов. Интенсивное волновое перемешивание также способно привести к эффективной вентиляции вод и дополнительному прогреву системы “придонная вода—донные осадки”. Это обстоятельство крайне важно для понимания факторов, ответственных за термическое состояние донных осадков и глубины залегания кровли подводной мерзлоты, что в свою оче-

Таблица 2. Литологическая структура донных осадков на разрезе через СМ

Район	Глубина, м	Содержание фракций, %			Литологический тип осадка
		1–0.1 мм	0.1–0.01 мм	<0.01 мм	
Склон Васильевской банки	7–9	69.1	27.5	3.4	Мелкозернистый песок
Средняя часть мелководья	7	43.5	47.0	9.5	Миктит алевритовый
Склон Семеновской банки	10	37.9	56.9	5.2	Алеврит песчаный
Подножье мелководья	17	15.2	67.8	17.0	Алеврит пелитовый
Аккумулятивная равнина к северу от мелководья	27	4.2	28.6	67.2	Пелит алевритовый
Аккумулятивная равнина к югу от мелководья	25	0.0	6.5	93.5	Пелит



**Рис. 3.** Изменчивость некоторых характеристик взвеси на разрезе через СМ: (а) – содержание взвеси, мг/л: 1 – <5, 2 – 5–10, 3 – 10–15, 4 – 15–20, 5 – >20; (б) – содержание  $C_{орг}$  во взвеси, %: 1 – <1, 2 – 1–1.5, 3 – 1.5–2.0, 4 – >2.0; (в) – величина  $\delta^{13}C$ , ‰: 1 – <–27.5, 2 – –27.5...–27.0, 3 – –27.0...–26.5, 4 – –26.5...–26.0, 5 – >–26; (г) – C/N: 1 – <8, 2 – 8–9, 3 – 9–10, 4 – 10–11, 5 – >11; (д) – вклад  $C_{орг}$  терригенного генезиса в его суммарный пул, %: 1 – 70–80, 2 – 80–90, 3 – 90–99, 4 – 100.

редь критично для дестабилизации нижезалегающих гидратов [6, 7].

**Литологическая структура донных осадков** (типизация на основе классификации [14]) на разрезе отражает характер морфолитогенеза на различных гипсометрических уровнях. Пелитовые илы (глубина 25 м) вскрыты на поверхности аккумулятивно-эрозионной равнины к югу от СМ. С противоположной стороны мелководья залегал пелит алевритовый (глубина 27 м). Плохая сортированность последнего указывает на поступление осадочного материала, мобилизованного из других источников. Агентами транспортировки могут быть линзы с ремобилизованной взвесью, оторванные от поверхности мелководья во время штормов, и ледовый разнос. Слои терригенного криозоля в толще взломанного припайного льда авторы наблюдали в середине июля 2014 г. на удалении нескольких сотен километров от побережья моря Лаптевых с борта шведского ледокола “Оден” ([www.su.se/swefusc3](http://www.su.se/swefusc3)).

Осадки мелководья более крупнозернистые по сравнению с таковыми прилегающей аккумулятивно-эрозионной равнины. При неоднородном рельефе за счет притока воды к возвышенным участкам и оттока к их краям здесь может развиваться специфическая горизонтальная циркуляция типа градиентных струйных течений [1, 12]. Такие потоки трансформируют волновое поле и литодинамический режим, поэтому формирующиеся осадки плохо сортированы. К ним относятся миктит алевритовый (глубина 7 м) и приуроченный к понижениям в рельефе дна алеврит песчаный (глубина 10 м). На склоне Васильевской банки (глубина 7–9 м) развиты умеренно сортированные мелкозернистые пески со средним содержанием модальной группы фракций 69.1% (медианной подфракции 63.0%). Пояс осадков СМ с содержанием песчаных фракций до 69% не опускается ниже гипсометрического уровня 15 м, в чем проявляется связь с особенностями вертикальной плотностной стратификации вод. К подножью мелководья приурочена зона накопления алеврита пелитового (глубина около 17 м); появляется окисленный слой, свидетельствующий об изменении условий седиментации и диагенеза в стратифицированных водах (рис. 2в; табл. 2).

**Элементный и изотопный составы взвеси и донных осадков.** Донные осадки мелководья имеют невысокое содержание  $C_{\text{орг}}$  (среднее  $x = 0.1\%$ ) и характеризуются его относительно тяжелым изотопным составом ( $\delta^{13}\text{C} = -24.4...-23.7\text{‰}$ ,  $x = -24.1\text{‰}$ ) по сравнению с другими участками ВСШ [10], что, вероятно, обусловлено вымыванием тонкодисперсных фракций, обогащенных  $C_{\text{орг}}$ . Содержание общего азота в песках Васильевской банки на уровне аналитического нуля может свидетель-

ствовать не только о последствиях отмеченного эффекта, но и о высокой степени биодеградации органического материала. Вклад терригенного источника  $C_{\text{орг}}$  в его суммарный пул (ТОС), рассчитанный по методу изотопно-материального баланса [15], 45–57% ( $x = 51\%$ ). Считая маркерами терригенного и морского  $C_{\text{орг}}$  соответственно  $\delta^{13}\text{C} = -21$ ,  $\delta^{13}\text{C} = -27\text{‰}$ , можно сделать вывод о сопоставимом вкладе аллохтонного и автохтонного источников, как, например, в восточной части Восточно-Сибирского моря. Здесь в результате ослабления вдольберегового переноса с запада и усиления влияния притока трансформированных тихоокеанских вод происходит замещение терригенного источника  $C_{\text{орг}}$  морским планктонным [9, 10]. Вклад  $C_{\text{орг}}$  в донные осадки шельфа моря Лаптевых вблизи термоабразионных берегов до 100% [8–10].

В илах аккумулятивно-эрозионной равнины содержание  $C_{\text{орг}}$  увеличено более чем на порядок ( $x = 1.4\%$ ) и отмечено некоторое облегчение его изотопного состава ( $x = -25.3\text{‰}$ ). Учитывая значения  $C/N$  ( $x = 11.5$ ) и ТОС ( $x = 72\%$ ), можно предполагать усиление влияния терригенного источника. Его доминирующий вклад прослеживается и во взвеси вод над мелководьем ( $\delta^{13}\text{C} = -27.3\text{‰}$ ,  $C/N = 9.5$ , ТОС = 90%) и аккумулятивно-эрозионной равниной (рис. 3б–г; табл. 3).

Анализ современных очертаний СМ свидетельствует о наибольшем врезе в его морфоскульптуру с южной и юго-восточной сторон, в меньшей степени – с запада. Слабо выпуклый и пологий профиль с неизрезанной выровненной бровкой северного склона позволяет предположить, что он мало изменился за период субаквальной экспозиции (рис. 2а). Это означает более сильное эрозионное воздействие часто повторяющегося волнения южных направлений [1, 8]. Не менее важным представляется фактор теплового воздействия шлейфа стоковых вод Лены [5, 7].

На основе вышеизложенного можно прийти к выводу о том, что в пределах СМ существуют аседиментогенные эрозионные и аккумулятивно-эрозионные участки. Первые маркируются реликтовыми песчаными осадками, образовавшимися в результате размыва первично алевритовой осадочной толщи с дефицитом песчаного материала. За время нахождения мелководья в области волнения размерный состав едомной толщи втрое обеднен частицами фракции мельче 0.01 мм, тогда как содержание песчаной фракции увеличилось примерно в 70 раз. Это важная особенность формирования литологической структуры осадков реликтовых банок ВСШ.

Состав органического материала донных осадков на всем протяжении 140 км разреза через СМ выделяется смешанным генезисом, в отличие от преимущественно терригенного состава взвеси

**Таблица 3.** Элементный и изотопный сигналы источников органического материала взвеси и донных осадков на разрезе через СМ

Район исследования и объекты		$C_{\text{орг}}, \%$	$\delta^{13}\text{C}, \text{‰}$	C/N	ТОС, %**
Южный склон и подножье	Осадки	2.15	-25.6	11.3	77
	Взвесь	1.7/0.6	-27.7/-26.4	9.0/11.1	96/77
Семеновское мелководье	Осадки	0.05-0.13 (0.1)	-24.4...-23.7 (-24.1)	0-13.0 (10.7)	45-57 (51)
	Взвесь	1.2-1.4 (1.3)/ 0.7-1.8 (1.2)*	-27.2...-27.0 (-27.1)/ -27.8...-26.7 (-27.4)	9.3-9.5 (9.4)/ 9.4-9.6 (9.5)	86-89 (88)/ 81-97 (91)
Северный склон и подножье	Осадки	0.27-1.04 (0.7)	-25.0...-24.9 (-25.0)	10.4-13.2 (11.8)	65-67 (66)
	Взвесь	1.2 (1.2)/0.8-5.3 (3.1)	-28.0...-27.3 (-27.7)/ -27.5...-25.9 (-26.7)	8.4-9.0 (8.7)/ 9.6-11.0 (10.3)	90-100 (95)/ 70-93 (82)

Примечание. \* Диапазон значений (среднее); дробное выражение: величины параметра для поверхностного/придонного горизонтов водной толщи; \*\* ТОС – вклад  $C_{\text{орг}}$  терригенного генезиса.

$C_{\text{орг}}$ , характерного для большей части мелководного ВСШ [8, 10]. Доля терригенной компоненты  $C_{\text{орг}}$  может усиливаться не только за счет продуктов эрозии берегового ледового комплекса, поставляемого в шельфовые воды сгонными течениями, но и вследствие вымывания из донных осадков реликтовой органики. Влиянием вышеперечисленных факторов может регулироваться и интенсивность поступления в донные осадки  $C_{\text{орг}}$  из терригенного источника. На мелководье терригенный материал аккумулируется в западных формах рельефа и ложбинах, а его выведение из транзита и седиментация, вероятно, обусловлены эффектом торможения взвесенесущего потока о поверхности мелководья. Усиление морского сигнала  $C_{\text{орг}}$  в осадках мелководья можно объяснить развитием планктонных сообществ в области влияния транзитных стоковых вод Лены с повышенным содержанием биогенных элементов. Подтверждение данного вывода – обилие пресноводных и солоноватоводных бентических диатомей (до нескольких десятков тыс. экз./г), свидетельствующее об их избирательности к комфортным условиям обитания. В своем большинстве раковины диатомей по размерам попадают в алевритовую фракцию, среднее содержание которой в осадках СМ 44% (табл. 1).

Эпицентры мутности на спутниковых изображениях приурочены к вершинам Васильевской, Семеновской банок и свидетельствуют об их близком расположении к поверхности моря. Вероятно, в течение последних 20 лет с момента последнего навигационного промера глубины над банками практически не изменились. В пользу этого указывают результаты визуальных наблюдений в сентябре 2013 г. с вертолета: в точке с координатами вершины Васильевской банки была обнаружена песчаная осушка около 150 × 150 м. Возникновение этого природного феномена, скорее всего, обусловлено кратковременной денивеля-

цией уровня поверхности юго-восточной части моря Лаптевых. Такая обстановка обычно возникает в результате сильного сгона воды на фоне сицигийной фазы приливного цикла, как, например, в октябре 1993 г. [4].

Несмотря на потери тонкозернистого материала в результате вымывания, СМ до сих пор – локализованный источник осадочного вещества в юго-восточной части моря Лаптевых, откуда этот материал транспортируется в линзах оторванных вод. Единовременный объем такого материала по нашим оценкам около 281 тыс. т при объеме средней линзы 15.3 км<sup>3</sup>.

Вследствие своих размеров, расположения, рельефа СМ также – один из эпицентров сосредоточения торосов припайного льда на ВСШ. Глубина килей ледяных глыб по результатам инструментальных наблюдений может достигать 4–14 м при толщине припайного льда около 2 м [11]. Можно считать, что торосы на мелководье не только важный рельефообразующий фактор (подтверждение – экзарационные борозды). Они также обеспечивают устойчивость мелководья к термокарсту и просадочным деформациям. Участки дна СМ, на которых большую часть года залегают торосы, вероятно, наименее подвержены деградации подводной мерзлоты, типичной для ВСШ в целом. При неглубоком протаивании в условиях короткого арктического лета новообразования подводной мерзлоты могут служить одним из основных факторов сохранения едомной толщи, еще, возможно, существующей под слоем переработанного моря ее верхних горизонтов. Так, например, результаты бурения прибрежной зоны юго-восточной части моря Лаптевых показали, что при глубинах моря более 4 м кровля подводной мерзлоты заглублена по крайней мере до уровня –60 м от поверхности дна [7].

Из вышеизложенного следует, что стагнация процесса разрушения СМ – редкий пример кон-

сервации едомной толщи, что крайне важно для понимания механизмов, контролирующих замедление скорости деградации затопленной плейстоценовой суши (исторически называемой “Землей Васема”) по сравнению с другими районами ВСШ. При выполнении тесно взаимосвязанной цепочки природных событий — сохранении тренда современного потепления, дальнейшего отступления к северу границы дрейфующих льдов, увеличения длины разгона и силы штормового волнения — следует ожидать усиления деформаций мелководного рельефа и темпов его деградации.

Результаты исследований дают новые представления о характерных особенностях эволюции субаквальной мерзлоты и могут быть полезны при проведении геоинженерных изысканий по трассе Северного морского пути, планировании разведки и добычи углеводородных ресурсов в восточно-арктических морях.

Работа осуществлена при финансовой поддержке грантов Правительства Российской Федерации (№ 14Z50.31.0012), Президента Российской Федерации (№ МК–2575.2014.5), РФФИ (№ 13–05–12041 офи-м, № 13–05–12028 офи-м, № 14–05–00433а).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лоция моря Лаптевых / Под ред. И.И. Пекальниса. Л.: Изд-во ГУНиО МО РФ, 1997. 278 с.
2. Гаврилов А.В., Романовский Н.Н., Хуббертен Х.В., Романовский В.Е. // Криосфера Земли. 2003. Т. 7. № 1. С. 18–32.
3. Гаккель Я.Я. Разрушение острова Семеновского. В кн.: Проблемы Арктики. Л.: Морской транспорт, 1958. В. 4. С. 95–97.
4. Арэ Ф.Э. // Криосфера Земли. 1998. Т. II. С. 55–61.
5. Дударев О.В., Чаркин А.Н., Семилетов И.П. и др. // ДАН. 2008. Т. 419. № 2. С. 254–261.
6. Шахова Н.Е., Сергиенко В.И., Семилетов И.П. // Вестн. РАН. 2009. Т. 79. № 6. С. 507–518.
7. Shakhova N., Semiletov I., Leifer I., et al. // Nature Geosci. 2014. DOI: 10.1038/NGEO2007.
8. Charkin A.N., Dudarev O.V., Semiletov I.P., et al. // Biogeosciences. 2011. V. 8. P. 2581–2594.
9. Semiletov I.P., Pipko I.I., Shakhova N.E., et al. // Biogeosciences. 2011. V. 8. P. 2407–2426.
10. Semiletov I.P., Shakhova N.E., Sergienko V.I., et al. // Environ. Res. Lett. 2012. V. 7. 015101.
11. Давыдов А.А., Дейнека С.П., Кум А. // Земля из космоса. Наиболее эффективные решения. Лето 2011. В. 10. С. 40–43.
12. Лонгинов В.В. Очерки литодинамики океана. М.: Наука, 1973. 264 с.
13. Pipko I.I., Semiletov I.P., Pugach S.P., et al. // Biogeosciences. 2011. V. 8. P. 1987–2007.
14. Безруков П.Л., Лисицын А.П. // Тр. Ин-та океанологии. АН СССР. 1960. Т. 32. С. 3–14.
15. Галимов Э.М. Природа биологического фракционирования изотопов. М.: Наука, 1981. 247 с.