

КРИОЛИТОГЕНЕЗ

УДК 551.351.2/551.422

DOI: 10.15372/KZ20210301

ДИНАМИКА ПРИРОДНОЙ ОБСТАНОВКИ И МОРФОЛИТОГЕНЕЗ
НА МЕЛКОВОДЬЯХ ШЕЛЬФА ВОСТОЧНО-СИБИРСКОЙ АРКТИКИ

А.В. Гаврилов, Е.И. Пижанкова

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический ф-т,
119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия; gavrilov37@bk.ru, epijankova@mail.ru*

Мелководья морей Лаптевых и Восточно-Сибирского сформировались на месте размывавшихся в XVII–XX вв. островов-останцов ледового комплекса позднего неоплейстоцена, приуроченных к положительным морфоструктурам. В статье рассматриваются факторы, определяющие современное осадконакопление на мелководьях с образованием островов (Яя, Наносный, Затопляемый, Лейкина и др.). Такими факторами являются сокращение площади морских льдов, увеличение продолжительности безледного сезона и активизация деструктивных криогенных процессов, инициированных современным потеплением климата. Снижение ледовитости привело к преобладанию гидродинамических процессов в осадконакоплении, тогда как в XVII–XIX вв. приоритетную роль здесь играли морские льды. Недостаток осадочного вещества в этот период сменяется его избытком за счет активизации криогенных процессов на рубеже XX и XXI вв. В результате термоабразионный профиль подводного склона на мелководьях трансформируется в аккумулятивный. Осадконакопление происходит на фоне повышения уровня моря в связи с потеплением климата. Повышение поверхности островов и банок регистрируется на космических снимках там, где имеют место современные положительные вертикальные движения. Образование островов и банок сопровождается их синкриогенезом.

Ключевые слова: морфолитогенез, осадконакопление, морфоструктуры, современное потепление климата, дистанционные данные, мелководья.

NATURAL ENVIRONMENT DYNAMICS AND MORPHOLITHOGENESIS
IN SHALLOWS OF THE EAST SIBERIAN ARCTIC SHELF

A. V. Gavrilov, E. I. Pizhankova

*Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology,
Leninskie Gory 1, Moscow, 119991, Russia; gavrilov37@bk.ru, epijankova@mail.ru*

The shallows of the Laptev and East Siberian seas formed on the site of islands composed of the sediments of the Late Pleistocene Ice Complex which eroded in the 17th–20th centuries and are linked to positive morphostructures. The present article considers factors of modern sedimentation in marine shallows with the formation of islands (Yaya, Nanosny, Zatoplyaemyy, Leykina, etc.). Among these factors are a decrease in sea ice extent, an increase in the duration of the ice-free period, and the activation of destructive cryogenic processes triggered by the current climate warming. A decrease in ice coverage led to the dominance of hydrodynamic processes in sedimentation, unlike the primary role of sea ice in this process in the 17th–19th centuries. Sediment deficit in these centuries is substituted by its excess owing to the activation of cryogenic processes at the turn of the 20th and 21st centuries. As a result, the erosional shoreface profile is transforming into an accumulative one. Sedimentation is occurring parallel to a rising sea level related to a warming climate. A rise in the surface of islands and sandbanks is recorded on satellite images where there are modern positive vertical movements. The formation of islands and sandbanks is accompanied by their syngenetic freezing.

Key words: morpholithogenesis, sedimentation, morphostructures, modern climate warming, remote sensing data, marine shallows.

ВВЕДЕНИЕ

Главным направлением развития шельфа морей Лаптевых и Восточно-Сибирского (рис. 1) в голоцене является разрушение деструктивными криогенными процессами (озерный термокарст, термоабразия и термоденудация) мощной (до

60 м) толщи отложений ледового комплекса (ЛК) позднего неоплейстоцена [Романовский и др., 1999; Арэ, 2012]. Невозможность противостоять тепловому воздействию обусловлена строением и составом ЛК, включающим мощные сингенетические

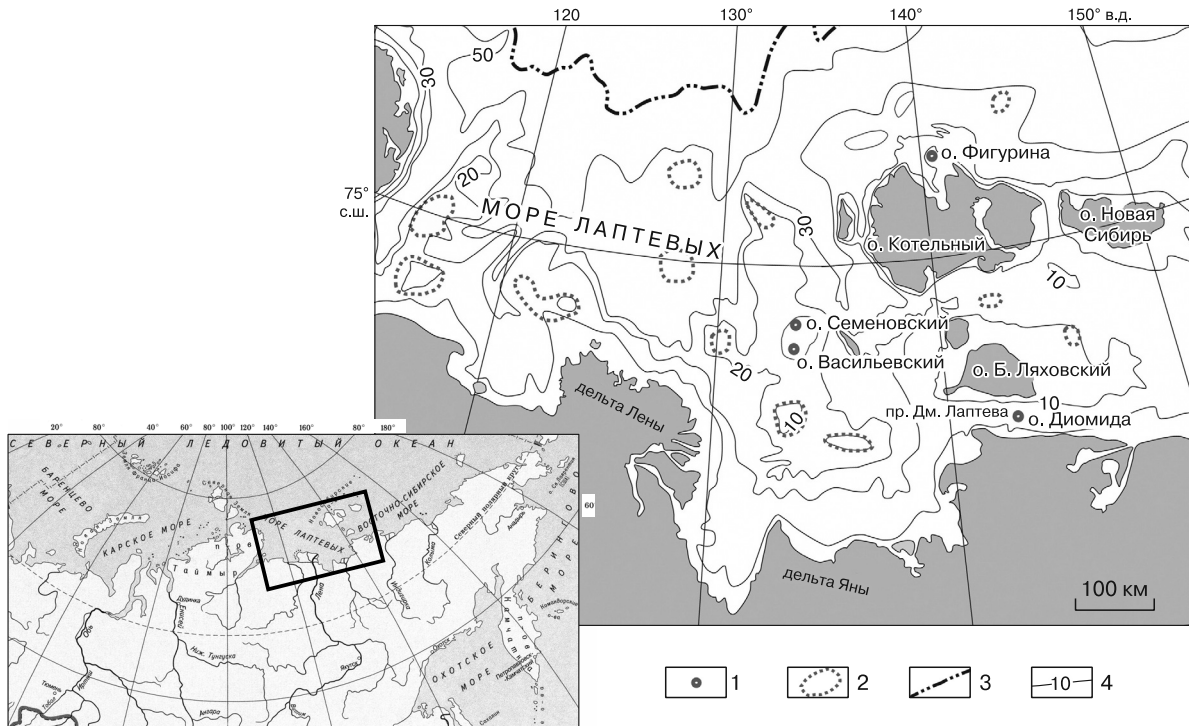


Рис. 1. Район исследований:

1 – острова, исчезнувшие в XVIII–XX вв.; 2 – песчаные банки; 3 – бровка шельфа; 4 – изобаты.

повторно-жильные льды, и его высокой суммарной объемной льдистостью (70–95 %). Озерный термокарст уже с конца позднего неоплейстоцена (14–13 тыс. л.н.) получил развитие в отрицательных морфоструктурах на осушенном в то время шельфе морей восточно-сибирского сектора Рос-



Рис. 2. Остров Яя, появившийся на месте Васильевской банки и обнаруженный в 2013 г.

Буруны вокруг острова проявляют наиболее возвышенные части мелководья. Фото П.С. Саяпина.

сии [Романовский и др., 1999]. Он обусловил их первоочередное затопление в ходе позднеплейстоцен-голоценовой трансгрессии моря. Сложные ЛК возвышенности положительных морфоструктур, будучи долгое время сушей, разрушались термоабразией и термоденудацией, превращаясь в полуострова, а затем в острова-останцы ЛК.

Историческими данными процесс размыва этих островов фиксируется начиная с XVII–XVIII вв. В книге “Noord en Oost Tattarye” голландца Н. Витсена, изданной в 1692 и 1705 гг., говорится об обилии мелей на пути от “Ледяного мыса” (м. Буорхая) на север к острову, располагавшемуся в то время “напротив устья р. Лена” [История..., 1954]. Предположительно это был один из останцов ЛК [Гаврилов и др., 2003]. Осадка кочей (судов русских мореплавателей-поморов XV–XVIII вв.) составляла 1.0–1.5 м [https://ru.wikipedia.org/wiki/Коч]. Во второй половине XX в. таких глубин в этих местах уже не было, поскольку море углублялось. Средняя скорость углубления, определенная исходя из времени исчезновения о. Диомида (1761 или 1811 гг.), существовавшего в проливе Дм. Лаптева, и глубины банки на месте этого острова в 1934 г. (7.4 м) [История..., 1954], составляет около 5 см/год. Та-

ким образом, в течение многих тысячелетий (по геологическим) и веков (по историческим) данным острова, сложенные ЛК, а позже мелководья и банки, оставшиеся на их месте, размывались.

В сентябре 2013 г. с борта вертолета было обнаружено, что в море Лаптевых на Семеновском мелководье, в пределах которого существовали острова, сложенные ЛК позднего неоплейстоцена, вершина Васильевской банки осушена. Образование острова на Васильевской банке было подтверждено гидрографической экспедицией в сентябре 2014 г. Его площадь в то время составляла около 0.038 км², высота над уровнем моря менее 1 м. Остров был назван Яя (рис. 2) [[https://ru.wikipedia.org/wiki/Яя_\(остров\)](https://ru.wikipedia.org/wiki/Яя_(остров))].

Возвышенности (как наземные, так и подводные) обычно являются объектом денудации. Образование острова в течение очень короткого по геологическим меркам времени является экстраординарным событием. Помимо Яя, на месте ранее существовавших останцов равнины, сложенных отложениями ЛК позднего неоплейстоцена, в настоящее и более раннее время образовались острова, сложенные современными и голоценовыми осадками. Интерес к этому явлению научной общественности и актуальность выяснения его причин стали побуждающим моментом для выработки представлений, объясняющих смену режима морфолитогенеза и формирование островов на рубеже XX и XXI вв. Результаты исследования данного феномена излагаются ниже.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Геологическое строение рассматриваемых островов буровыми методами не изучалось, поэтому основными материалами для исследования стали космические снимки (КС) Landsat, Sentinel и Terra/MODIS за 1973–2020 гг., а также ряд геологических материалов. К последним относятся карты масштаба 1:1 000 000 третьего [*Государственная... карта..., 2014, 2016, 2017; Бургуто и др., 2016*] и второго поколений, тектонические и неотектонические карты, данные сейсмоакустического профилирования Семеновского мелководья ВНИИОкеангеологии [*Рекант и др., 2009*] и мониторинга Тихоокеанского океанологического института (ТОИ) ДВО РАН. Использовались также топографические карты масштаба 1:200 000 и разнообразные опубликованные исторические сведения, относящиеся к рассматриваемой проблематике. Синтез и совмещение разновременных дистанционных данных, выявление новообразований и взвесей в морской воде осуществлялись с помощью программного пакета ScanEx Image Processor. Измерения для изучения динамики берегов, а также дешифрирование прибрежных ландшафтов проводились в ГИС-среде MapInfo Professional. Данные о ледовитости морей Лаптевых и Восточ-

но-Сибирского были получены из электронного архива ААНИИ [<http://www.aari.nw.ru/projects/ЕСИМО/?im=100>].

ПРИРОДНАЯ ОБСТАНОВКА

В геолого-структурном отношении район исследований относится к эпикиммерийской платформе, занимающей шельф морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. В ее строении выделяется позднемеловой–кайнозойский плитный чехол и фундамент, представленный породами Верхояно-Колымской и Новосибирско-Чукотской складчатых систем [*Государственная... карта..., 2016*]. Площадным распространением пород чехла и фундамента, а также направленностью новейших вертикальных тектонических движений обусловлено распределение морфоструктур региона. На региональном уровне выделяются две основные морфоструктуры: зона опусканий (плита) эпикиммерийской платформы (А) и Восточно-Лаптевская зона поднятий с выходами на ее поверхность пород фундамента (Б) (рис. 3). Первой отвечает формирующийся окраинно-материковый бассейн рассматриваемых морей. Восточно-Лаптевская зона является частью протяженной Ломоносовско-Святоносской зоны поднятий [*Иванов и др., 2004*]. Ей отвечает субмеридиональная положительная неотектоническая структура, включающая Котельническо-Ляховское на шельфе и Чокурдахское поднятия на континенте [*Государственная... карта..., 2016*]. Она играет роль древнего водораздела Лаптевского и Восточно-Сибирского седиментационных бассейнов [*Паттык-Кара и др., 1989*] и в мегарельефе резко контрастирует с морфоструктурой шельфа морей Лаптевых и Восточно-Сибирского.

В границах морфоструктуры кайнозойской грабен-рифтовой системы моря Лаптевых выделяются локальные морфоструктуры. Это выраженные в рельефе шельфа впадины и грабены с одной стороны, поднятия и горсты – с другой (см. рис. 3). В пределах первых мощность чехла достигает 5.5 км, во вторых, как правило, менее 1 км. Наименьшие значения характерны для горста, где образовался остров Яя, 0.5 км [*Государственная... карта..., 2016*].

Восточно-Лаптевская зона представляет собой ансамбль положительных и отрицательных локальных морфоструктур. Первые включают острова Бельковский, Котельный, Столбовой, Мал. и Бол. Ляховские, а на континенте ряд возвышенных массивов: Сюрех-Тас, Хаптагай, Улахан Тугутгах, Чокурдах, Урюнг-Хастах, Хар-Стан и др. Отрицательные морфоструктуры образуют проливы Санникова, Этерикан и Дм. Лаптева. Плитный чехол в этой зоне развит прерывисто, не превышая по мощности 500 м [*Бургуто и др., 2016*].

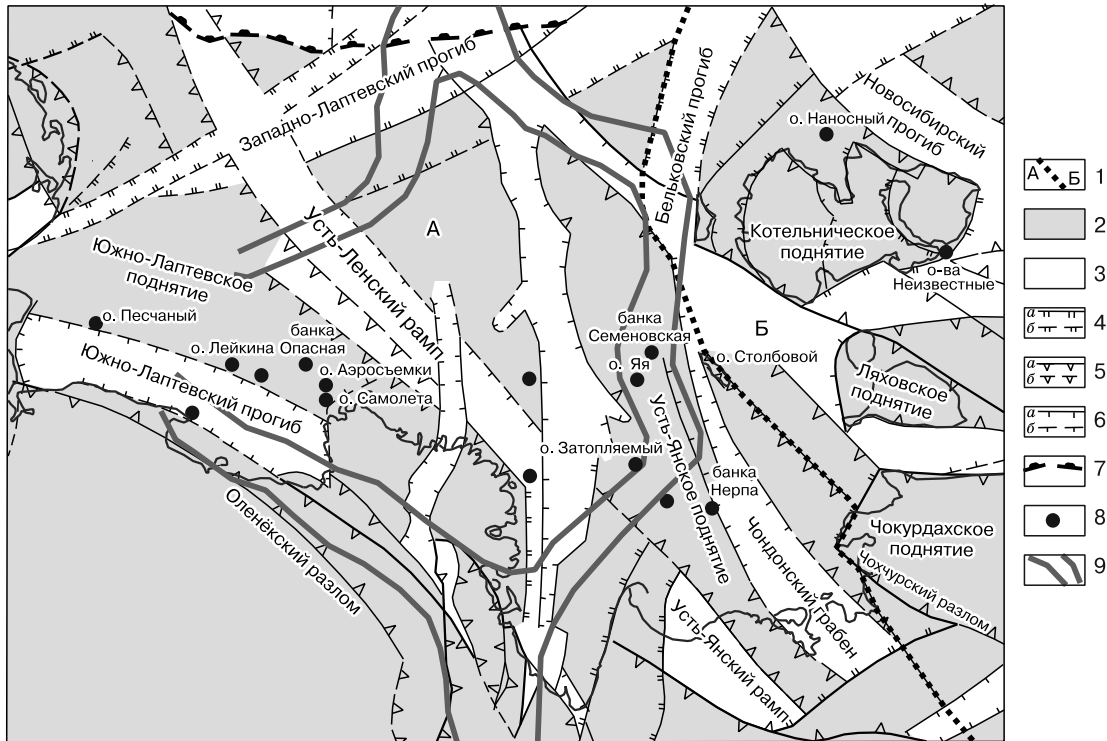


Рис. 3. Морфоструктуры шельфа моря Лаптевых и западной части Восточно-Сибирского моря [Лукина и др., 2003; Государственная... карта..., 2016, с изменениями].

1 – региональные морфоструктуры: А – зона опусканий эпикиммерийской платформы, Б – Восточно-Лаптевская зона поднятий. Локальные морфоструктуры: 2 – положительные, отвечающие поднятиям и горстам; 3 – отрицательные, отвечающие впадинам и грабенам. Новейшие разломы: 4 – сбросы (а – достоверные, б – предполагаемые); 5 – взбросы (а – достоверные, б – предполагаемые); 6 – неустановленного типа (а – достоверные, б – предполагаемые). 7 – бровка шельфа; 8 – новообразованные и образующиеся банки и острова; 9 – границы областей распространения землетрясений по границам Евразийской, Северо-Американской плит и Лаптевской микроплиты [Аветисов, 2004].

На шельфе существуют многолетнемерзлые породы (ММП), образовавшиеся при его осушении в позднем и среднем неоплейстоцене. В настоящее время происходит их деградация преимущественно снизу, под действием теплового потока из недр. Деградация сверху осуществлялась в ходе поздненеоплейстоцен-голоценовой трансгрессии моря и происходит сейчас в связи с повышением среднегодовой температуры придонной воды, особенно значительным в прибрежной зоне, и засолением донных пород, понижающих температуру их замерзания. По результатам математического моделирования [Фартышев, 1993; Романовский и др., 2003; Dmitrenko et al., 2011; Nicolsky et al., 2012], ММП характеризуются преимущественно сплошным распространением. Прерывистые и островные мерзлые толщи выделяются в прибрежной части шельфа. Кровля их может быть заглублена до 50–100 м, мощность варьирует в основном от 500 м (близ побережья) до 100 м и менее (на изобатах 60–80 м).

Развитые в пределах акватории мелководья, согласно литологическим картам поверхности дна [Государственная... карта..., 2016, 2017], представлены песками чистыми или моногранулярными с содержанием господствующей размерной фракции более 85 и 75 % соответственно. Над мелководьями доминируют сообщества пресноводных и солоноватоводных видов планктона [Дударев, 2016], поскольку воды и их отложения опреснены. Опреснение может быть связано с продолжительным залеганием на мелководьях стамух.

Подосва ЛК на положительных морфоструктурах залегает, как правило, выше уровня моря. По сейсмоакустическим данным, на Семеновском мелководье отложения неоплейстоцена перекрываются слоем морских осадков голоцена [Рекант и др., 2009]. В строении криолитозоны мелководья сверху выделяется ярус охлажденных пород, перекрывающий ярус ММП. На плоских вершинных поверхностях банок его мощность минимальная – от 1 до 5 м. Местами, скорее всего там, где посто-

янно формируются стамухи, кровля мерзлых пород залегают непосредственно под поверхностью дна. На сниженных поверхностях, в зависимости от глубин моря, мощность охлажденного яруса варьирует от 5 до 15 м. Установлены палеотермокарстовые котловины, выполненные слоистыми охлажденными отложениями. Их возникновение связано с озерным термокарстом на осушенных частях шельфа на рубеже позднего неоплейстоцена и голоцена [Романовский и др., 1999]. Затопление морем привело к преобразованию подозерных несквозных таликов в субмаринные. В их пределах кровля мерзлых пород в настоящее время располагается в 30–60 м ниже дна моря [Рекант и др., 2009]. Охлажденные отложения, в отличие от мерзлых сцементированных льдом пород, могут являться источником материала для накопления осадков на Васильевской и Семеновской банках.

ДАННЫЕ О ДИНАМИКЕ ОСТРОВОВ И БАНКОВ

Фактические данные по изменению глубины вершин мелководий имеются только для Семеновской банки, расположенной в пределах одноименного мелководья. На этом мелководье, кроме Семеновской, существует еще Васильевская банка (рис. 4). Васильевская и Семеновская банки образовались на месте размытых соответственно в 1936 и 1951 гг. одноименных островов [Гаккель, 1957]. Есть также данные о прекращении существования о. Фигурина – около 1950 г. [Там же]. В 1952 г. эхолотированием на его месте была обнаружена банка, названная банкой Фигурина [Попов, 1987].

Данные по изменению глубины моря в пределах Семеновской банки. В 1955 г. минимальная глубина моря в пределах Семеновской банки составляла 0.1 м [Клюев и др., 1981; Арэ, 2012]. В 1965 г. вершинная поверхность Семеновского мелководья оконтуривалась изобатой 2 м. По осевой линии мелководья минимальная глубина на этих банках равнялась 0.8 м [Семенов, 1971; Клюев и др., 1981]. Тепловые просадки и размыв Семеновской

банки в соответствии с навигационными картами 1969–1971 гг. привели к ее углублению на 2–5 м [Арэ, 2012]. Детальный мониторинг изменения глубин Семеновской банки (промеры с судов с малой осадкой в 1999, 2000, 2003–2006 гг.) дал возможность охарактеризовать динамику ее вершинной поверхности в последующие годы [Чаркин и др., 2007]. Наименьшая глубина Семеновской банки в начале 2000-х гг. по этим данным составляла 4.2 м при глубинах от 5.5 до 8.6 м в пределах мелководья (см. рис. 4). В более поздних публикациях [Дударев, 2016] приводятся существенно меньшие минимальные глубины Семеновской банки – 0.8–1.0 м.

Данные по морфодинамике мелководий, полученные с помощью КС. Важную информацию об изменениях на мелководьях предоставляют разновременные космические снимки. Так, по данным Terra/MODIS, мель на вершине Васильевской банки впервые наблюдалась по обрушению волн (бурунам) уже в 2003–2005 гг. С конца октября 2003 г. на этой банке практически ежегодно формируется стамуха. Сопоставление снимков Landsat-7 и Landsat-8 за 2007, 2018, 2020 гг. позволило зафиксировать возникновение острова Яя, остатки стамух и буруны на мелководье (рис. 5). Использование разносезонных КС Landsat, Sentinel и MODIS за 1973–2019 гг. дало возможность выявить ряд других банок. Они дешифрируются по приуроченности к ним стамух в периоды ледостава и разрушения сезонного льда, а в безледный сезон – по наличию полей взвеси над банками или бурунов при ветре. Таковы банки на мелководье Семеновском и Нерпа, безымянные мелководья к северо-востоку и западу от дельты р. Лена, банка Опасная [Кучейко и др., 2020].

Повышение поверхности Семеновской банки на одноименном мелководье впервые зафиксировано на КС в 2004 г. по бурунам над ней. Позднее (2018 г.) ее местоположение на КС также определялось по бурунам на изображении. Результаты дешифрирования позволяют сделать вывод, что на Семеновской банке, так же как и на Васильевской, накапливаются осадки, только медленнее. Эти

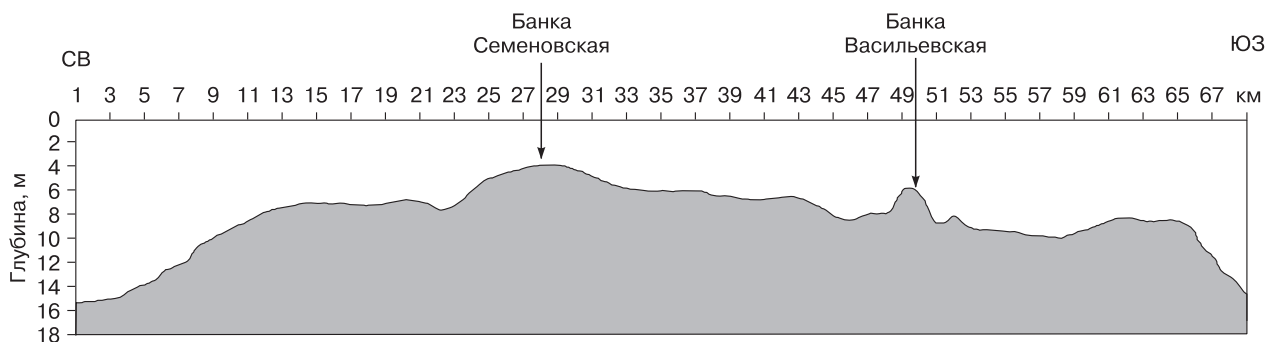


Рис. 4. Субмеридиональный разрез вдоль осевой части Семеновского мелководья [Чаркин и др., 2007].

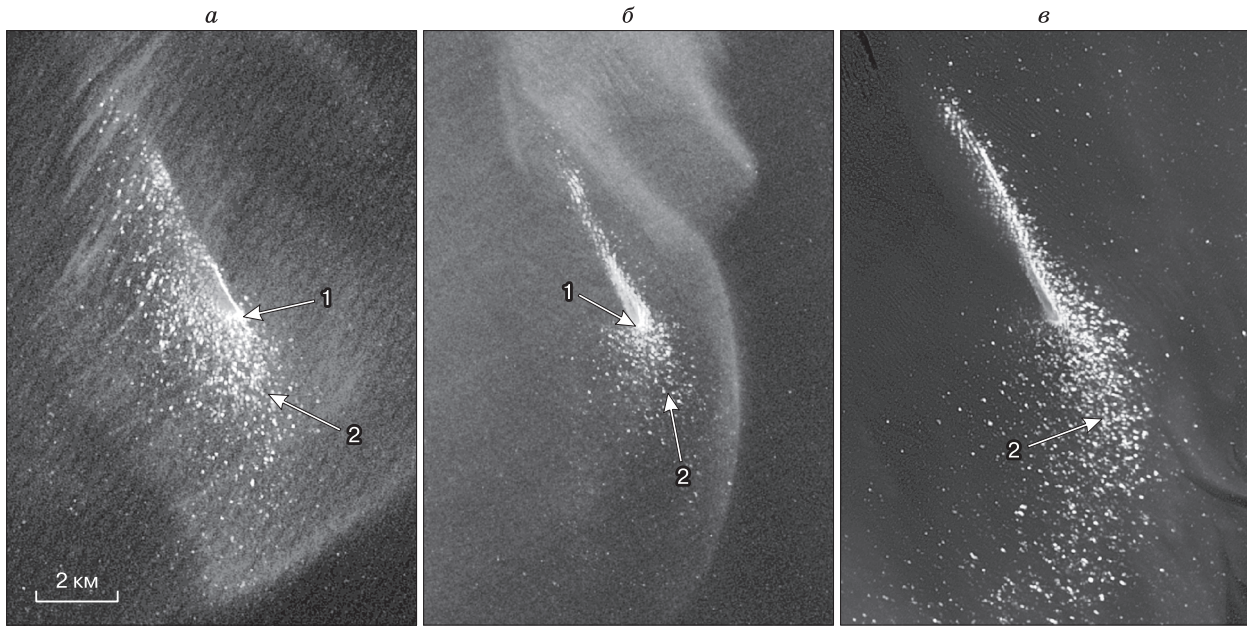


Рис. 5. Изображение Васильевской банки на КС Landsat-7, -8, © USGS.

a – Landsat-7, 12.08.2007; *б* – Landsat-8, 10.08.2018; *в* – Landsat-8, 19.07.2020. 1 – остатки стамухи; 2 – буруны на мелководье.

факты объясняют различные значения глубины этой банки по промерам начала 2000-х гг. – 4.2 м [Чаркин и др., 2007] и в более поздние сроки – 0.8–1.0 м [Дударев, 2016].

При ветровых сгонах банки могут обнажаться. Остров Затопляемый на банке Вест в 117 км к востоку от дельты р. Лена и остров Лейкина (Осушной) в 80 км к северо-востоку от п-ова Терпий-Тумса также относятся к образованиям, обнажающимся при сгонах и затопляемым при наго-

нах. Новообразованные острова весьма динамичны. Изменяются их конфигурация и площадь. Изменения очертаний и площади зафиксированы у островов Песчаный, Лейкина, Наносный, Самолета, Аэросъемки, Яя.

Существование сгонно-нагонных явлений, амплитуда которых может достигать 2.0–2.5 м [Мустафин, 1961], затрудняет точное определение конфигурации и параметров низменных островов. Тем не менее для о. Наносный, сформировавшегося на банке Фигурина и расположенного на мелководье в 33 км к северо-востоку от мыса Анисий о. Котельный, установлено нарастание его протяженности и площади, особенно выраженное в последние годы (табл. 1, рис. 6). Остров представляет собой полукольцо правильной формы, выпуклое к западу, высотой не более 2 м. Зафиксировано смещение береговой линии острова в восточном направлении. Продукты размыва с западного отступающего берега переносятся на восток, где они формируют примыкающие к острову косы. С 2000 по 2014 г. отступление полуторакилометрового участка западного берега о. Наносный составило в среднем 55 м при максимальном 86 м. Средняя скорость перемещения с запада на восток, таким образом, составила около 3 м/год. За последние 5 лет берег отступил на столько же, а средняя за 18 лет скорость отступления превысила 5 м/год. Морем было размыто 0.21 км² западного берега, а прирост площади на южной и северной оконечностях острова составил 0.36 км².

Таблица 1. Динамика острова Наносный по результатам измерений на КС Landsat-7, -8

Дата съемки	Протяженность острова, км	Ширина, км	Длина береговой линии, км	Площадь, км ²
13.07.1999	2.9	0.23–0.34	6.0	0.75
25.08.2000	3.3	0.22–0.36	6.9	0.76
20.08.2002	3.2	0.18–0.49	7.1	0.84
15.08.2011	3.3	0.20–0.44	7.4	0.89
13.08.2014	3.6	0.20–0.63	8.7	1.22
04.08.2018 (нагон)	3.5	0.16–0.35	7.7	0.76
08.08.2018	4.2	0.20–0.74	10.0	1.31
11.08.2018 (сгон)	5.2	0.2–1.1	11.4	2.4
19.07.2019 (нагон)	3.7	0.16–0.42	8.1	0.86
04.08.2019	4.3	0.16–0.90	10.6	1.46
22.08.2019 (сгон)	4.8	0.2–0.9	11.0	2.0

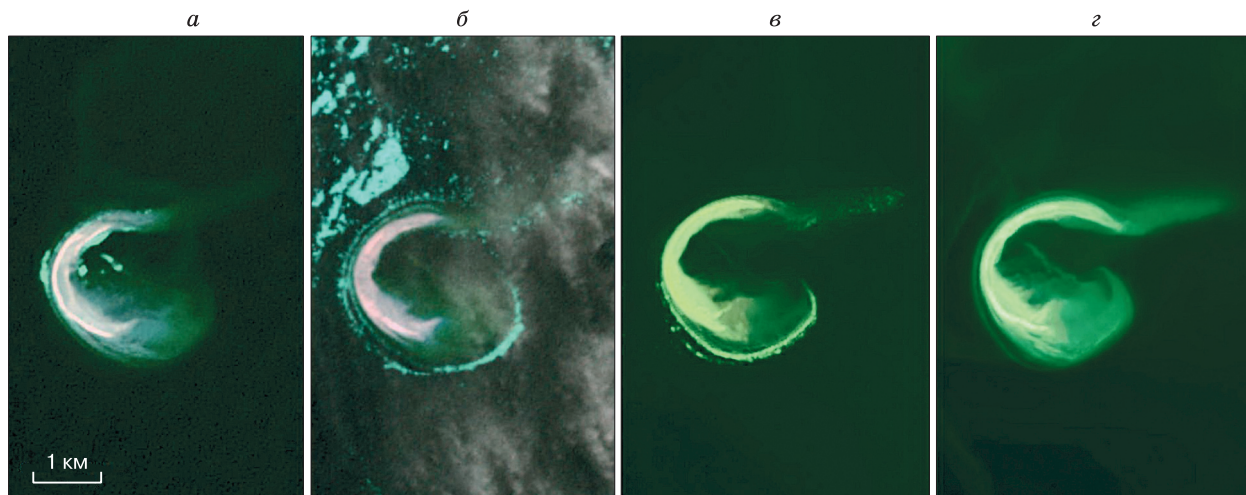


Рис. 6. Изображение о. Наносный на КС Landsat-7 и -8 (синтез 543), © USGS.

a – Landsat-7, 25.08.2000; *б* – Landsat-7, 20.08.2002; *в* – Landsat-8, 13.08.2014; *г* – Landsat-8, 08.08.2018.

ВЕКОВЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПРИРОДНОЙ ОБСТАНОВКИ

Основными показателями вековых изменений природной обстановки в арктических морях могут служить данные об изменениях климата и ледовитости. Реконструкция среднегодовой температуры воздуха (рис. 7) показывает, что в XVII–начале XX вв., когда острова-останцы ЛК и банки

на их месте размывались, среднегодовая температура воздуха была на 1.5–2.0 °С ниже современной. Период от теплого раннего средневековья до середины–конца XIX в. или более короткий интервал (XVII–середина XIX вв.) называют Малым ледниковым периодом (МЛП) (рис. 7, 8).

О колебаниях климата и ледовитости морей могут свидетельствовать также данные по распре-

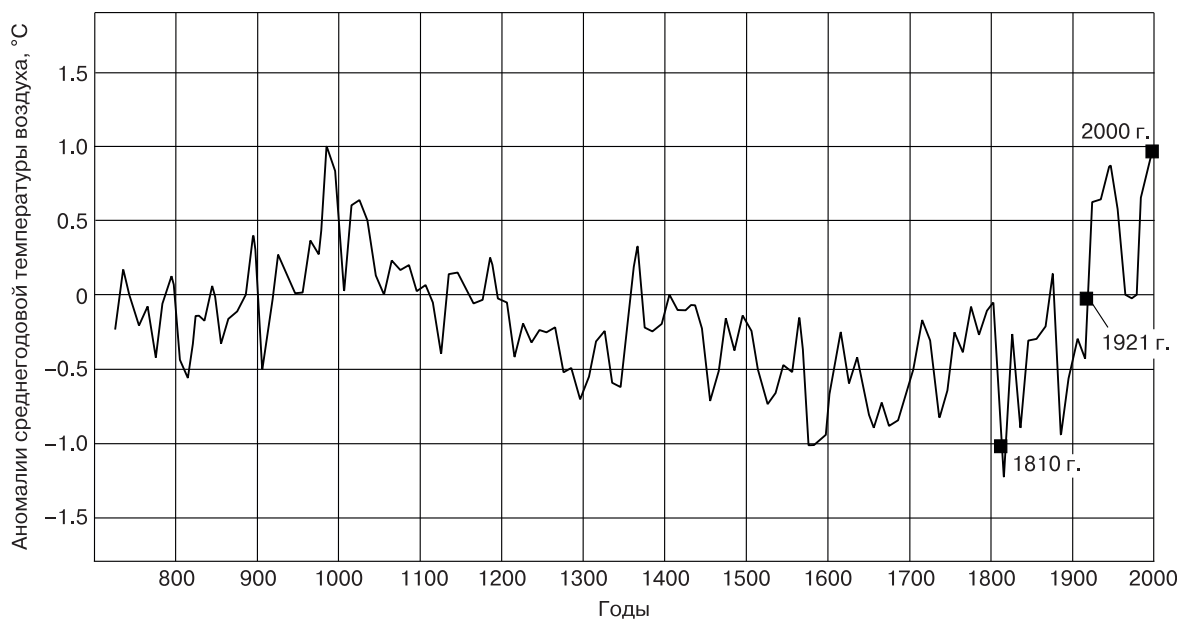


Рис. 7. Отклонения среднегодовой температуры воздуха в западном секторе российской Арктики от средних значений за период 800–2000 гг., по [Клименко и др., 2013], с упрощениями.

Точки – температуры, которые использовались для построения модели среднегодовой температуры придонной воды в начале 1920-х и 1800-х гг.

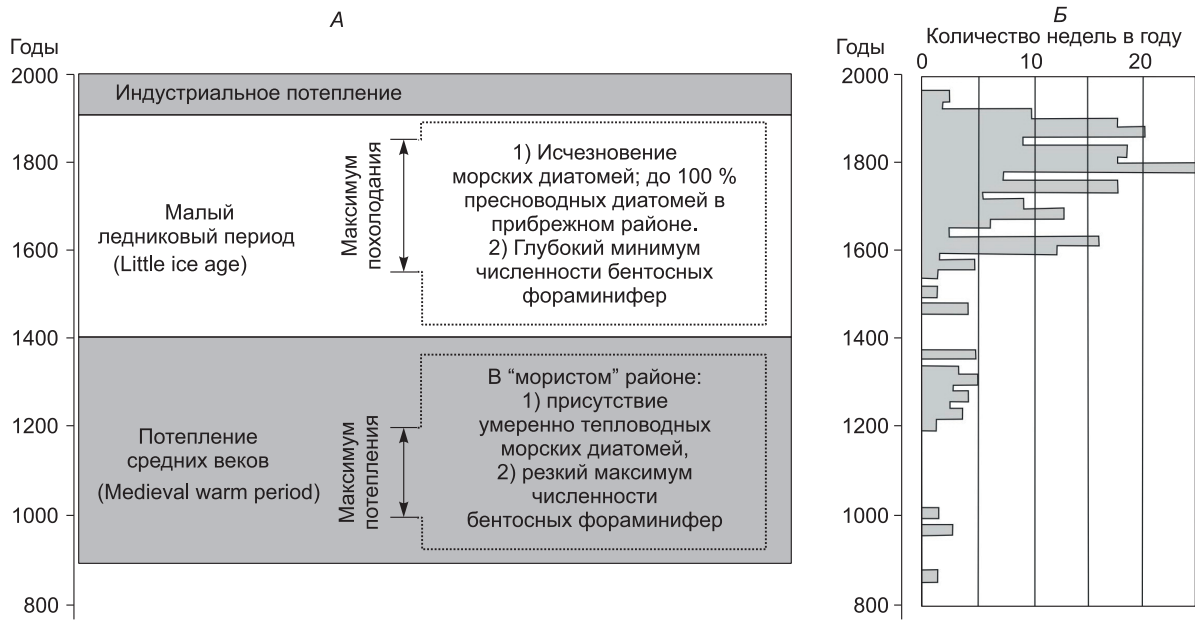


Рис. 8. Палеоклиматические реконструкции за 800–2000 гг.

А – по микропалеонтологическим данным шельфа моря Лаптевых [Матиль и др., 2007]; Б – по продолжительности (количество недель в году) блокирования паковыми арктическими льдами берегов Исландии [Koch, 1945].

делению микрофоссилий в поверхностном слое осадков на шельфе моря Лаптевых в комплексе со спорово-пыльцевыми данными и сведения по блокированию многолетними морскими льдами берегов Исландии (см. рис. 8). Наиболее холодный период 1400–1900 гг. характеризуется исчезновением морских диатомей и минимумом численности бентосных фораминифер (см. рис. 8, А). Весьма красноречивы также сведения о ледовитости у берегов Исландии, которые показывают, что в XVII–XIX вв. на острове было особенно холодно (см. рис. 8, Б). Переселенцы, которых уже к 900 г. (через 50 лет после открытия острова норманнами) было 25 тыс. человек (при современной численности 150 тыс.), покидают его или гибнут [Jones, 1964]. Только в начале потепления 1930–1940-х гг. море вокруг Исландии становится неледовитым.

Об изменении ледовитости можно судить по сведениям о возможности мореплаваний в арктических морях. В потепление средних веков (около 1000 лет назад) норманны достигали 79° с.ш. в проливе между островами Элсмир и Гренландия и заплывали севернее 80° с.ш. у о. Шпицберген [Jones, 1964]. Показательно, что в исландских сагах морской лед как препятствие для плаваний почти не упоминается. Вплоть до 1200 г. охотники на китов, тюленей и моржей плавали к берегам Шпицбергена и Новой Земли. В XVII–первой половине XIX вв. в восточно-арктических морях пе-

редвижение экспедиций и промысловиков на морских судах среди плавучих льдов было весьма затруднено. Например, Северо-Восточную экспедицию под руководством И. Биллингса (1787–1791 гг.) для географического изучения Северо-Востока с астрономическим определением опорных геодезических пунктов, планировавшуюся как морскую, пришлось осуществлять по суше. Изучение Новосибирских островов в период 1770–1824 гг. происходило исключительно путем передвижения по льду [История..., 1954]. Вокруг Семеновского мелководья в наиболее холодное время, по мнению Л.А. Жигарева и В.А. Совершаева [1984], в течение всего лета мог сохраняться морской припай или могли существовать дрейфующие льды. Освобождение ото льдов происходило только в отдельные годы. Исходя из данных рис. 7 и показателей ледовитости, пессимум МЛП для шельфовой части морей Восточной Сибири следует считать интервал с конца XVIII до середины XIX вв.

Характеристика вековой динамики природной среды будет неполной без восстановления хотя бы ориентировочных значений среднегодовой температуры придонной воды в пессимум МЛП. Наблюдения за зимней и летней температурой придонной воды ведутся Арктическим и антарктическим научно-исследовательским институтом (ААНИИ) с 1921 г. Для восстановления ее среднегодовых значений в начале 1920-х гг. авто-

ры воспользовались температурными данными (рис. 9), опубликованными в работе [Nicol'sky et al., 2012], где представлены температуры придонной воды за наиболее теплое десятилетие (1999–2009 гг.) и ее вековые значения за период с начала 1920-х гг. по 2009 г.

Чтобы представить, какова же была минимальная температура МЛП, можно, приняв кривую Б (средняя вековая температура придонной воды в XX в.) за ось симметрии, построить кривую характерных температур – кривую В, симметричную кривой А. Используя информацию об амплитудах температур воздуха за 1921–2009 и 1800–1921 гг. (см. рис. 7), можно получить представление о минимальных температурах придонной воды в XIX в. (кривая Г), выполнив построения, аналогичные описанным для XX в.

Получим, что среднегодовая температура воды в начале 1920-х гг. изменялась в интервале от $-0.2...-0.3$ °С у уреза до -0.8 °С при глубине моря 10 м. В пессимум МЛП она изменялась от -0.8 °С близ уреза до -1.2 °С на глубине 10 м, т. е. была почти такой же, как современная температура воды зимой.

Подводя итог рассмотрению динамики придонной среды на акватории Восточно-Сибирской Арктики, следует отметить, что для характеристики среднегодовой температуры воздуха использована реконструкция, опирающаяся в основном на данные для западного сектора Арктики (см. рис. 7). В настоящее время она выше, чем над морями Восточной Арктики, и была таковой в МЛП. Это определяется меньшей континентальностью климата на западе. Поэтому гидродинамику, действие криогенных и ледовых процессов на шельфе Восточной Сибири в средние века определяли еще более низкие температуры воздуха, придонной воды и особенно бóльшая ледовитость.

РЕЗУЛЬТАТЫ АКТИВИЗАЦИИ КРИОСФЕРНЫХ И ГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ВСЛЕДСТВИЕ ПОТЕПЛЕНИЯ КЛИМАТА

Потепление климата, называемое индустриальным и ведущее отсчет от начала XX в. (см. рис. 7), наиболее полно проявляется в 1990–2000-е гг. Потепление в высоких широтах ($60-85^{\circ}$ с.ш.) более чем в 2 раза превышает таковое для Северного полушария. Еще значительно оно в пределах акваторий арктических морей. По данным Росгидромета, температура воздуха в пределах морей Лаптевых и Восточно-Сибирского в 2019 г. превышала ее средние значения в 1961–1990 гг. на 3.9 и 3.3 °С соответственно. Темп повышения температуры относительно указанного периода над арктическими морями (2.43 °С/10 лет) [Доклад..., 2020] в 13 раз превышает таковое для Северного полушария (0.18 °С/10 лет) [Второй...

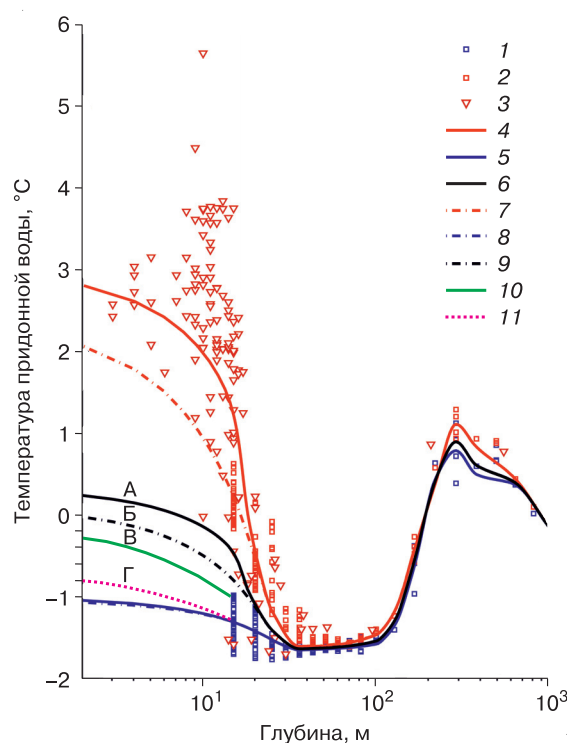


Рис. 9. Данные о температуре придонной воды морей Лаптевых и Восточно-Сибирского [Nicol'sky et al., 2012] и модель средневековой температуры придонной воды в начале 1920-х и 1800-х гг.

Средние значения температуры воды: 1 – среднезимние (ААНИИ), 2 – среднелетние (ААНИИ), 3 – среднелетние (Международное сообщество по изучению Сибирского шельфа, ISSS). Средние десятилетние кривые температуры воды за 1999–2009 гг.: 4 – летние, 5 – зимние, 6 – среднегодовые. Средние вековые кривые температуры воды за 1920–2009 гг.: 7 – летние, 8 – зимние, 9 – среднегодовые. Модельные кривые средневековой температуры придонной воды: 10 – в начале 1920-х гг., 11 – в начале 1800-х гг.

доклад..., 2014]. Причиной такого повышения, по мнению авторов, является сокращение площади морских льдов и неуклонно уменьшающаяся альбедо поверхности.

Сокращение ледовитости выражается в уменьшении площади морских льдов и сопровождается увеличением продолжительности безледного сезона. Коэффициент корреляции сокращения площади льда в сентябре с летними температурами воздуха в морской Арктике за 1979–2019 гг. составляет -0.92 [Доклад..., 2020]. Если в 1980–1990-е гг. деградация морских льдов происходила в связи с атлантическим воздействием и наблюдалась в основном только в западном секторе Евразийской Арктики [Второй... доклад..., 2014], то в 2000-х гг. она становится весьма ощутимой и в восточном секторе. В морях Лаптевых и Восточно-Сибирском площадь морских льдов в

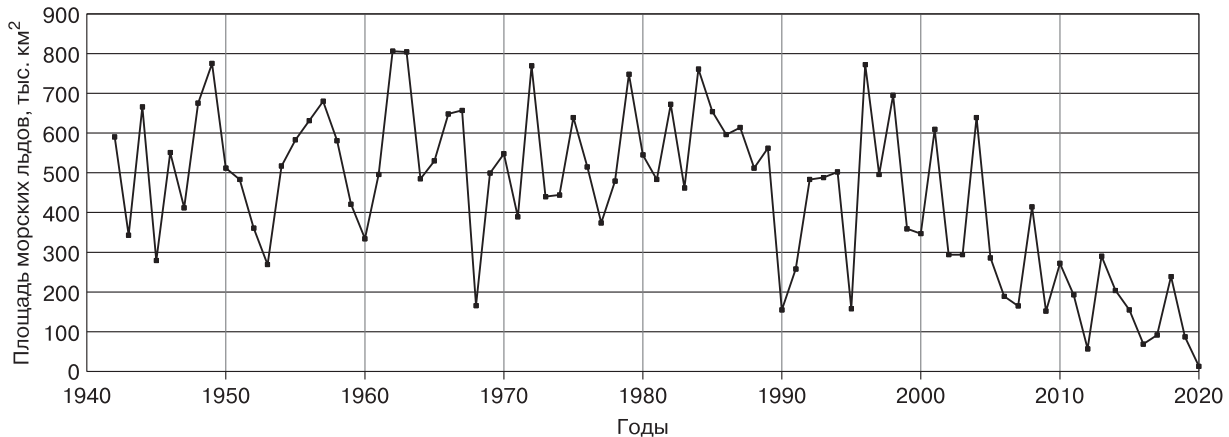


Рис. 10. Средняя площадь морских льдов (ледовитость) в августе в море Лаптевых и западной части Восточно-Сибирского моря за 1940–2020 гг. по данным ААНИИ [<http://www.aari.ru/projects/ESIMO/?im=100>].

последнем двадцатилетии неуклонно сокращается. В 2011–2020 гг. она сократилась в 4 раза по сравнению с 1970–1989 гг. (рис. 10). В августе 2020 г., по данным ААНИИ, море Лаптевых было полностью свободно ото льда.

Увеличение продолжительности безледного сезона в среднем для арктических морей России в 2001–2011 гг. относительно холодных 1965–1975 гг. составляло 40 сут [Там же]. По данным станций Кигилях и Айон, оно равняется 36 и 47 сут соответственно. Только в бухтах эта величина оказывается существенно меньшей (ст. Тикси – 7 сут).

Гидродинамические процессы. Рост продолжительности безледного сезона означает увеличение динамически активного времени, которое в 1970-е гг. оценивалось лишь в 10–20 % годового времени [Совершаев, 1981], а в 2001–2011 гг. возросло до 20–30 %. Отступление границы сезонных льдов к северу и увеличение продолжительности динамически активного сезона существенно увеличивают длину разгона волн и в целом волновую активность. В 1970–1980-х гг. в море Лаптевых длина разгона варьировала от 90 км в июле до 600 км в октябре, а максимальная высота волн при максимальном разгоне составляла 3 м [Каплин и др., 1991]. Волны высотой 3 м переносят около 100 кВт энергии на 1 м линии гребня [Сафьянов, 1996, с. 17]. Средними сейчас считаются штормовые волны высотой 5 м и длиной 100 м. Такие волны начинают фиксироваться в морях, где в начале XX в. они были существенно меньше, например в море Бофорта [Thomson, Rogers, 2014]. При подобных волнах на каждый квадратный километр волнующейся поверхности приходится 3 млрд кВт энергии [Сафьянов, 1996]. В мелководных морях Лаптевых и Восточно-Сибирском в сотнях кило-

метров от берегов уже в 1940–1960-х гг. во время штормов волны воздействовали на дно таким образом, что на палубы судов забрасывался ил и песок [Клюев, 1965].

Приведенные количественные данные позволяют сделать вывод, что современное потепление и снижение ледовитости морей существенно увеличивает потенциал морфолитогеоза. Однако указанный потенциал – это только возможность его проявления. Для осуществления аккумуляции необходим осадочный материал. При его достаточном количестве энергия волн расходуется на перемещение и аккумуляцию материала, при дефиците – на размыв отложений. Формирование осадочного материала в ходе современного потепления тесно связано с активизацией криогенных процессов.

Активизация деструктивных криогенных процессов обуславливает ежегодное поступление на дно морей Лаптевых и Восточно-Сибирского 62 и 90 млн т осадков соответственно [Григорьев, 2017]. Оно осуществляется за счет воздействия этих процессов не только на берега, но и на дно. Результаты сопоставления разновременных аэро- и космических снимков показали, что для о. Бол. Ляховский и южного берега пролива Дм. Лаптева с 1951 по 2000 г. под действием термоабразии и термоденудации было размыто 27 км² площади о. Бол. Ляховский и 12.4 км² материкового побережья. За период 2000–2013 гг. эти значения составили 12.2 и 6.5 км² соответственно. Скорости отступления составляли в среднем 3.2 м/год за период 1951–2000 гг. и 6.4 м/год за 2000–2013 гг. [Пижанкова, Добрынина, 2010; Пижанкова, 2016]. Двукратное ускорение отступления является следствием потепления климата, особенно усилившегося с середины 1990-х гг.

Термические просадки дна являются столь же распространенным процессом. Примером их проявления могут служить широко известные данные повторных (1940–1960-е гг.) гидрографических съемок в прибрежной полосе шириной 6–8 км вдоль 160-километрового Анабаро-Оленекского побережья, сложенного отложениями ЛК [Клюев, 1970]. Углубление за счет просадок высокольдистых донных пород здесь составило 0.4–1.0 м. В результате этого изобаты сместились к берегу на 0.3–1.0 км. По расчетам Ф.Э. Арэ [1998], за счет термопросадок, а также термоабразии и термоденудации берегов, прилегающих к данной полосе, в 1940–1960-е гг. ежегодно поступало в море 3.4 млн т осадков. В настоящее время, учитывая масштаб современного потепления и сокращения ледовитости, объем поступающих в море осадков должен быть еще больше.

Деградация толщ мерзлых пород в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском, как отмечено выше, происходит не только со стороны подошвы ММП, но и с поверхности, со стороны их кровли. В отличие от МЛП, в индустриальное потепление она на мелководьях осуществляется не только в связи с засолением пород, а главным образом вследствие повышения температуры придонной воды. Она становится особенно значимой в потепления, когда сумма летних положительных температур придонной воды начинает превосходить сумму отрицательных зимних и ее среднегодовая температура становится положительной.

В первой половине XX в. опубликованные сведения о существовании положительной среднегодовой температуры придонной воды, согласно инструментальным наблюдениям, относились только к потеплению 1930–1940-х гг. [География..., 1949]. В 1970-е гг. такие же температуры, а также температуры донных пород выше 0 °С фиксировались в результате геокриологических исследований, проводившихся у о. Муостах [Молочушкин, 1969] и в Ванькиной губе [Жигарев, Плахт, 1974]. Такие температуры наблюдались в интервале изобат с 2 до 7 м. В обоих случаях они относились к зоне теплового влияния стока р. Лена. Температуры выше 0 °С были известны также близ устьев других крупных рек и в ряде мелководных заливов. В других местах температура воды на мелководьях была отрицательной [Арэ, 2012].

Температура воды существенно повышается начиная с 1985 г. [Dmitrenko et al., 2011; Nicolsky et al., 2012]. Наиболее высокие по опубликованным данным температуры придонной воды относятся к 1999–2009 гг. При этом важно, что по площади (вплоть до 76° с.ш.) и по глубине (до глубин 9–10 м) область их распространения значительно расширяется. Положительные температуры воды обуславливают оттаивание мерзлых пород. Оттаивание облегчает перемещение осадков и их аккумуляцию.

Новообразованные надводные и подводные формы рельефа в настоящее время промерзают. Промерзание новообразованных форм происходит с поверхности и в зоне припая (интервал изобат 0–2 м), где через смерзающийся с дном лед осуществляется глубокое кондуктивное выхолаживание донных пород. Оно настолько значительное, что среднегодовые температуры субмаринных ММП вблизи уреза характеризуются столь же низкими значениями, как и субаэральные мерзлые породы. В 1970-е гг. в Ванькиной губе (72° с.ш.) они составляли –10...–12 °С [Катасонов, Пудов, 1972]. Многолетнее промерзание способствует консервации новообразованных форм рельефа, затрудняя их размыв.

Подводя итог, следует сказать, что активизация деструктивных криогенных процессов в первую очередь обеспечивается сокращением ледовитости, увеличением продолжительности динамически активного сезона и возрастающей поэтому мощностью гидродинамических процессов. В МЛП также существовали участки, где толщина ММП перекрывалась ярусом охлажденных пород. Однако небольшая длина разгона волн в условиях массового распространения плавучих льдов и короткий безледный сезон не способствовали перемещению и аккумуляции донных осадков. Перемещение последних осуществлялось преимущественно ледовыми процессами.

Распределение гранулометрических фракций осадков является весьма информативным материалом для определения условий осадконакопления. Фракционный состав донных осадков и его латеральная изменчивость в пределах площади, охватываемой листом карты S-53; 54, приведен на рис. 11.

На рис. 11 видно, что современные осадки песчаной размерности доминируют у берегов континента и Новосибирских островов, а также на вершинных частях мелководий. Одно из таких обширных мелководий, включающее Семеновскую банку с о. Яя, банку Вест с о. Затопляемый и банку Нерпа, представлено на рис. 11, а. На возвышенных участках Семеновского мелководья, банок Вест и Нерпа моногранулярные пески переходят в моногранулярные чистые, где содержание песчаной фракции превышает 85 %, в отдельных пробах достигает 94 %. Такие же ее значения имеют место в пределах двух других листов карты (S-51; 52 и S-50) [Государственная... карта..., 2014, 2017].

Это мелководья, вершины которых представлены островами Песчаный, Лейкина, Аэросъемки, Самолета и безымянными банками. Подобный процесс, по мнению авторов, имеет место также в районе о. Наносный. На месте прекратившей существование реликтовой банки Фигурина со второй

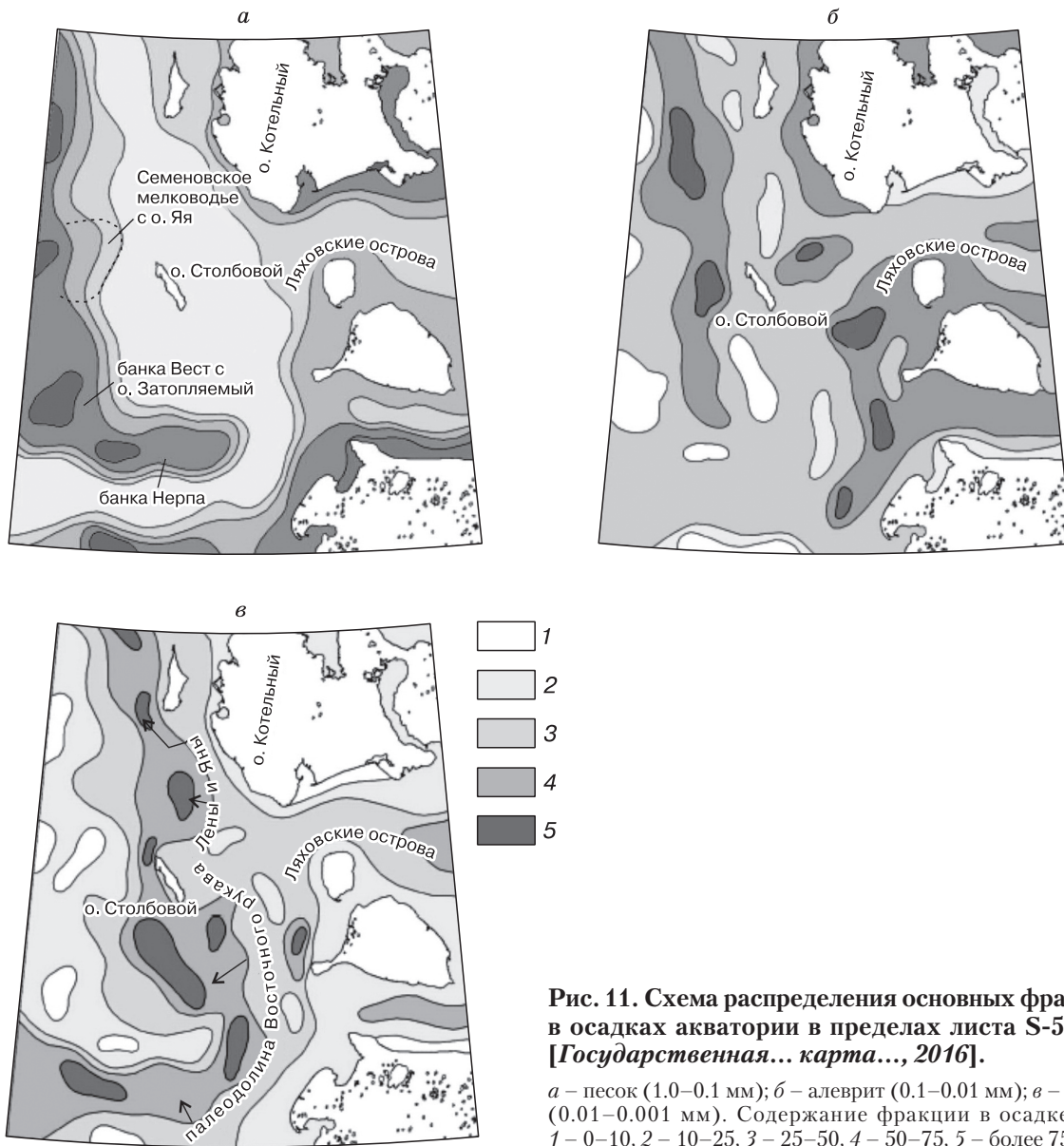


Рис. 11. Схема распределения основных фракций в осадках акватории в пределах листа S-53; 54 [Государственная... карта..., 2016].

a – песок (1,0–0,1 мм); *б* – алеврит (0,1–0,01 мм); *в* – пелит (0,01–0,001 мм). Содержание фракции в осадке (%): 1 – 0–10, 2 – 10–25, 3 – 25–50, 4 – 50–75, 5 – более 75.

половины XX в. идет процесс аккумуляции современных песчаных осадков. Процесс сопровождается их синкриогенезом.

Песок имеет местное происхождение, он образовался в результате перемива песков, входивших в позднем неоплейстоцене в качестве примеси в состав преимущественно алевритовых грунтовых блоков ЛК. На геологической карте [Государственная... карта..., 2014, 2016] они отнесены к палимпсестовым осадкам. Это реликтовые осадки, интенсивно переработанные современными гидродинамическими процессами [Геологический словарь, 2011]. В современной генетической классификации они относятся к перлювию. Частицы более мелкой фракции вымываются и пере-

носятся в более глубокие районы акватории. На склонах банок преобладают алевриты, участие песчаных частиц в их составе сокращается вниз по склону (см. рис. 11, б). Частицы пелитовой размерности накапливаются в отрицательных формах рельефа дна, в частности, в палеодолине восточного рукава р. Яны (см. рис. 11, в).

На Семеновском мелководье пески не только перемиваются, они также идут на осадконакопление в пределах Васильевской и Семеновской банок. На Васильевской банке этот процесс стал заметен, как указано выше, по забуриванию воды уже в 2003–2005 и 2007 гг. Распределение гранулометрического состава осадков в пределах Семеновского мелководья показывает, что сейчас оно

представляет абразионно-аккумулятивное образование. Абразионными участками в основном являются пониженные привершинные части мелководья, аккумулятивными – вершинная поверхность Васильевской банки, венчаемая островом Яя, Семеновская банка и подводная равнина, окружающая мелководье. Возвышенные части мелководья сложены мелкозернистыми, реже среднезернистыми песками, образовавшимися в результате размыва отложений ЛК позднего неоплейстоцена. Сейчас они переработаны морем. За период размыва гранулометрический состав толщи ЛК, по расчетам О.В. Дударева [Дударев и др., 2015; Дударев, 2016], в 3 раза обеднел частицами фракции менее 0.01 мм, в то время как частиц песчаной фракции, наоборот, стало примерно в 70 раз больше.

Несмотря на потери тонкодисперсного материала в результате вымывания, Семеновское мелководье, по мнению О.В. Дударева, до сих пор является его источником. К этому району приурочены основные ареалы взвесей, часто регистрируемых по КС. По данным морских мониторинговых экспедиций, их концентрации достигают 22.0–26.3 мг/л, тогда как в других местах мелководья она не превышает 10 мг/л, а на участке Васильевской банки составляет 4–5 мг/л [Чаркин и др., 2015].

Морской мониторинг ТОИ ДВО РАН с применением эхолота, дночерпателя и STD-зонда (измеряющего электропроводность, температуру и плотность морской воды) позволил получить данные о пространственном распределении гранулометрического состава донных отложений по профилю северо-восток–юго-запад протяженностью 140 км (табл. 2).

В ходе морского мониторинга зарегистрировано дрейфовое течение со скоростью 35–50 см/с, достаточной, по мнению В.В. Лонгинова [1973], для срыва и переноса частиц размером до 0.5–1.0 мм. Таким образом, зафиксированы не только вынос и перемещение в понижения взвешенных частиц, но и возможность перемещения песчаных частиц. Последнее показывает, что для аккумуляции песков на Васильевской и Семеновской банках и формирования о. Яя нет необходимости

даже в штормах. Обычные, а также более сильные волнения, трансформируя литодинамический режим, формируют плохо сортированные осадки, например миктит алевритовый (см. табл. 2). На склоне Васильевской банки при глубине моря 7–9 м развиты умеренно сортированные мелкозернистые пески со средним содержанием модальной группы фракций 69.1 % (медианной подфракции 63.0 %). Пояс осадков Семеновской банки с содержанием песчаных фракций до 69 % не опускается ниже глубины 15 м. Вблизи подножия мелководья на глубинах моря 17 м начинается зона накопления алеврита пелитового (см. табл. 2).

Суммируя изложенное, следует отметить, что гранулометрия донных осадков соответствует современному гидродинамическому режиму. Последний, в свою очередь, обуславливается расширением свободной от морских льдов акватории, увеличением в 1.5 раза динамически активного времени и существованием большого объема оттаявших осадков, доступных для перемещения и аккумуляции.

Однако почему осадконакопление наблюдается преимущественно на Семеновском мелководье и банке Фигурина (острове Наносный)? Для ответа на этот вопрос необходимо обратиться к данным по современному повышению уровня моря и вертикальным движениям земной коры.

Современные вертикальные движения земной коры. Образование во второй половине XX и начале XXI вв. островов Наносный, Яя и повышение поверхности Семеновской банки происходят на фоне повышения уровня моря. Во второй половине XX в. оно оценивалось в 1.7 мм/год, в 1993–2010 гг. – в 3.2 мм/год [МГЭИК, 2014]. В связи с этим оценка современных вертикальных тектонических движений представляется совершенно необходимой. К таковым относятся движения, происходящие в настоящее время или происходившие несколько сотен лет назад, которые выявляются на основе количественных данных [Никонов, 2006], а именно геодезических, уровневых, исторических, археологических, геофизических, а также данных, полученных с помощью измерений по разновременным космическим снимкам и картам методами космической геоде-

Таблица 2. Гранулометрический состав отложений по профилю СВ–ЮЗ через Семеновское мелководье [Дударев и др., 2015]

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
Подножие 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

зии. Скорости вертикальных движений в пределах платформенных равнин варьируют от 0.1 до 4 мм/год [Захаров, 2006; Никонов, 2006].

Авторы попытались выявить и оценить скорость вертикальных движений в регионе. Для района о. Наносный, относящегося к Восточно-Лаптевской зоне поднятий (региональная морфоструктура Б), такая оценка была произведена на основании анализа результатов наблюдений за многолетней динамикой уровня моря (табл. 3). Он осуществлялся по данным полярных станций Кигилях и Пролив Санникова. Первая из них располагается на мысе Кигилях о. Бол. Ляховский, вторая – на юго-западной оконечности о. Котельный. При указанных выше трендах повышения уровня океана (+1.7 мм/год в 1950–1980-е гг. и +3.2 мм/год в 1993–2010 гг.) изменение уровня в проливе Дм. Лаптева по средним показаниям ст. Кигилях характеризовалось в те же периоды следующими значениями: –0.85 мм/год в первый из указанных периодов и –1.38 мм/год во второй (см. табл. 3). Отрицательные значения свидетельствуют о том, что поднимается не только уровень моря, но и берег, где расположена станция, при этом поднятие берега опережает повышение уровня моря. Данные по станции Пролив Санникова показывают, что в 1950–1980-е гг. скорость поднятия юго-западного берега о. Котельный на 0.33 мм/год превосходила скорость повышения уровня океана, а в 1993–2010 гг. на 0.20 мм/год до него “не дотягивала”.

Для Семеновского мелководья с о. Яя по результатам сопоставления сейсмологических данных и данных по современным движениям земной коры [Аветисов, 2004] устанавливается современное поднятие. Мелководье расположено в пределах субмеридиональной зоны землетрясений, протягивающейся через весь шельф (см. рис. 3). Скорость вертикальных движений по аналогии с другими арктическими сейсмически активными участками может оцениваться не ниже 2–3 мм/год.

Полученные данные позволяют сделать вывод, что как положительные структуры Восточно-Лаптевской зоны, так и зона эпицентров землетрясений отличаются темпом вертикальных движений такого же порядка или несколько превосходящим темп повышения уровня моря. Данные

об образовании островов Яя и Наносный и измерения по КС дают возможность охарактеризовать осадконакопление количественно (см. табл. 1). Остров Наносный, сложенный современными осадками, обозначен уже на топографической карте 1986 г., которая фиксирует состояние местности на 1973 г. В то же время о. Яя впервые регистрируется лишь в 2013 г. Темпы осадконакопления островов Наносный и Яя можно охарактеризовать как весьма быстрые, учитывая, что осуществлялось осадконакопление вверх по подводному склону, против действия силы тяжести. Такое перемещение осадков происходит вследствие трансформации термоабразионного профиля подводного склона в аккумулятивный. Трансформация обусловлена возросшей мощностью гидродинамических процессов, которая, в свою очередь, обеспечивается ранним очищением акватории ото льда и увеличением продолжительности динамически активного периода времени.

Другие острова (Лейкина, Затопляемый, Аэросъемки, Самолета) и банки характеризуются по КС только изменениями очертаний. Площади их практически неизменны. Осадконакопление на возвышенных участках морского дна очень редкое явление. В морях Восточной Сибири оно, как и во всех морях, связано с отрицательными структурами, именно туда направляется основное количество осадков. Это материал пелитовой размерности (см. рис. 11). Однако наличие на указанных островах и банках палимпсестовых песков [Государственная... карта..., 2014, 2016] свидетельствует о замещении ими песчаных осадков, образовавшихся в результате термоабразии ЛК на этих участках, т. е. об осадконакоплении. Однако здесь, как и на Семеновском мелководье и участке о. Наносный, частицы песчаной фракции накапливаются в вершинных частях мелководий, тогда как более мелкие частицы увлекаются в отрицательные формы донного рельефа. Отметим еще раз, это свидетельствует о процессе выработки аккумулятивного профиля равновесия на подводном склоне мелководий. Темп же осадконакопления в условиях повышения уровня моря, по-видимому, недостаточен для выявления его с помощью КС.

Отдельно стоит вопрос об о. Песчаный, который обозначен на геологической карте как сло-

Таблица 3. Величина линейного тренда изменения уровня моря по данным наблюдений на станциях Кигилях и Пролив Санникова для периодов 1950–1980 и 1980–2016 гг. [Меркулов и др., 2017] и его соотношение с темпом современного поднятия берегов в районе станций

Станция	Период наблюдений	Величина тренда (мм/год)		Темп поднятия берегов по отношению к тренду уровня моря
		до 1980-х гг.	после 1980-х гг.	
Кигилях	1951–2016	–0.85	–1.38	Выше тренда
Пролив Санникова	1950–2016	–0.33	+0.20	Почти одинаковые

П р и м е ч а н и е. Минус означает понижение уровня моря по отношению к берегу, плюс – повышение.

женный морскими волновыми образованиями позднего голоцена [Государственная... карта..., 2017]. Пьедестал острова в поперечнике в 2–2,5 раза превышает его размеры. Вершина пьедестала с островом, высота которого составляет 1 м, возвышается более чем на 10–15 м над окружающей подводной равниной [Там же]. Такую высоту, по-видимому, можно связывать с существенно более древним его образованием. Бары кольцевой формы, являющиеся местом сосредоточения стамух, дешифрируемых по остаткам льда, надежно защищают его от размыва и обуславливают продолжительное существование острова в мало изменяемом виде.

Ледовые процессы. Лито- и рельефообразующая деятельность морских льдов на мелководьях в современное потепление если и изменилась, то весьма незначительно. Участие льдов в осадконакоплении осуществляется несколькими способами. Это аккумуляция в результате транспортной деятельности внутриводного и мутного льда, т. е. содержащего большое количество минеральных и органических включений. Весьма существенную рельефообразующую роль играет бульдозерное перемещение донных осадков вверх по подводному склону дрейфующими льдами под напором прижимных ветров [Barnes et al., 1988; Кемпета et al., 1989]. Считается, что бульдозерное перемещение является одним из основных процессов, способствовавших образованию барьерных островов у берегов Аляски. В потепление оно осуществляется ближе к берегу [Огородов, 2011] и по-прежнему остается действенным геоморфологическим фактором в акватории морей Лаптевых и Восточно-Сибирского (рис. 12). В ряде случаев осадконакопление может совершаться в волновой или ветровой тени стамух, а также вокруг последних во время штормов, что произошло, по предположению А.Ю. Гукова [2014], при образовании о. Яя.

В холодные периоды или годы, по-видимому, имеет место также погребение поверхностных льдов (остатков припая, стамух, айсбергов) морскими осадками. С их последующим вытаиванием могут быть связаны причлененные к ранее существовавшим островам дугообразные косы и бары, формирующие лагуны. Их особенно много в северной части Карского моря, где связь лагун с ранее захороненными айсбергами особенно вероятна.

Мелководья являются местом сосредоточения стамух, часто смерзающихся с дном. Они защищают, как указано выше, новообразованные формы рельефа, принимая на себя штормовые волнения и ледовые нагрузки со стороны моря. Образование мощных застамушенных многорядных барьеров на глубинах моря 4–5 м вдоль границы припая происходит ежегодно осенью и весной во время его формирования и разрушения [Огородов, 2011].



Рис. 12. Гравийно-галечный материал и плавник, надвинутые дрейфующим льдом на берег о. Котельный [Арэ, 2012].

На застамушенных участках после стаивания стамух осадки могут быть опреснены, что облегчает их промерзание, если они мерзлыми не являлись. В пределах участков их регулярного ежегодного формирования это обстоятельство способствует стабилизации мерзлого состояния пород, что, безусловно, благоприятствует осадконакоплению.

ВЫВОДЫ

1. В пределах морей Лаптевых и Восточно-Сибирского, в течение XVII–XX вв., размывались острова-останцы ледового комплекса позднего неоплейстоцена, а позже мелководья и банки, сформировавшиеся на их месте. На рубеже XX и XXI вв. на этих мелководьях начинается осадконакопление с образованием островов.

2. Мелководья приурочены к положительным морфоструктурам, отвечающим поднятым тектоническим блокам в рифтовой системе моря Лаптевых. Осадконакопление на мелководьях осуществляется наряду с осадконакоплением в отрицательных морфоструктурах и палеодолинах рек.

3. Основной причиной современного осадконакопления на мелководьях является сокращение площади морских льдов в восточно-сибирских морях и 1,5–2-кратное (по сравнению с 1970-ми гг.) увеличение продолжительности безледного сезона в связи с потеплением климата.

Приоритетная роль в осадконакоплении на мелководьях принадлежит ныне гидродинамическим процессам, тогда как ранее оно осуществлялось преимущественно морскими льдами.

4. Дефицит осадочного материала в XVII–XVIII вв. сменяется его избытком на рубеже XX и XXI вв. в связи с активизацией криогенных процессов: термоабразии и термоденудации берегов,

термопросадок и донной термоабразии, деградации мерзлых пород сверху. В результате термоабразионный профиль подводного берегового склона на мелководьях преобразуется в аккумулятивный. Более крупный материал – песчаный – получает возможность двигаться вверх, образуя и наращивая банки и острова, более мелкий увлекается на глубину в палеодолины и отрицательные морфоструктуры.

5. Осадконакопление на мелководьях идет в условиях повышения уровня моря, происходящего со скоростью 3 мм/год. Поэтому оно становится заметным и отражается на космических снимках для морфоструктур, испытывающих тектоническое поднятие, темп которого соизмерим или превосходит скорость повышения уровня моря. Это район о. Наносный в Восточно-Лаптевской зоне поднятий и Семеновское мелководье, приуроченное к сейсмически активной зоне моря Лаптевых.

6. Важную роль играют также ледовые процессы. Они стимулируют осадконакопление за счет перемещения донных осадков дрейфующим льдом, способствуют промерзанию, опресняя осадки на местах образования стамух, обеспечивают защиту новообразованных островов и банок от штормов.

7. Большую роль в изучении морфогенеза на мелководьях арктических морей играют архивы космических снимков и современные технологии их обработки.

***Благодарности.** Авторы выражают благодарность А.А. Кучейко за полезную информацию, полученную с космоснимков Sentinel и Terra/MODIS, за высказанные предложения и советы, В.Е. Тумскому за замечания, позволившие существенно улучшить первоначальный вариант статьи.*

Литература

Аветисов Г.П. Сейсмичность арктической материковой окраины России // Геология и полезные ископаемые России: В 6 т. Т. 5. Арктические и дальневосточные моря. Кн. 1. Арктические моря. СПб., ВСЕГЕИ, 2004, с. 31–43.

Арэ Ф.Э. Термоабразия берегов моря Лаптевых и ее вклад в баланс наносов моря // Криосфера Земли, 1998, т. II, № 1, с. 55–61.

Арэ Ф.Э. Разрушение берегов арктических приморских низменностей. Новосибирск, Акад. изд-во “Гео”, 2012, 291 с.

Бургуто А.Г., Дорофеев В.К., Рекант П.В. и др. Государственная геологическая карта РФ. М-6 1:1 000 000 (3-е поколение). Сер. Лаптево-Сибироморская. Лист S-53. О. Столбовой; S-54. Ляховские острова. Объяснит. записка. СПб., Картограф. ф-ка ВСЕГЕИ, 2016, 300 с. + 9 вкл.

Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Общее резюме. М., Росгидромет, 2014. – <https://cc.voeikovmgo.ru/images/dokumenty/2016/od2/od2.pdf>

Гаврилов А.В., Романовский Н.Н., Хуббертен Х.-В., Романовский В.Е. Распространение островов – реликтов ле-

дового комплекса – на Восточно-Сибирском арктическом шельфе // Криосфера Земли, 2003, т. VII, № 1, с. 18–32.

Гаккель Я.Я. Наука и освоение Арктики. Л., Мор. транспорт, 1957, 132 с.

География морей Советской Арктики // Тр. ААНИИ. Т. 8, вып. 2. Море Лаптевых. М.; Л., Главсевморпуть, 1949, 484 с.

Геологический словарь. В 3 т. 3-е изд., перераб. и доп. / Гл. ред. О.В. Петров. Т. 2. К–П. СПб., ВСЕГЕИ, 2011, 446 с.

Государственная геологическая карта РФ. М-6 1:1 000 000 (3-е поколение). Лист S-51. Оленекский зал.; S-52. Дельта р. Лены. Литолог. карта поверхности дна акватории. СПб., Картограф. ф-ка ВСЕГЕИ, 2014.

Государственная геологическая карта РФ. М-6 1:1 000 000 (3-е поколение). Лист S-53, S-54. Острова Столбовой и Ляховские. Литолог. карта поверхности дна акватории. СПб., Картограф. ф-ка ВСЕГЕИ, 2016.

Государственная геологическая карта РФ. М-6 1:1 000 000 (3-е поколение). Лист S-50. Усть-Оленек. Литолог. карта поверхности дна акватории. СПб., Картограф. ф-ка ВСЕГЕИ, 2017.

Григорьев М.Н. Исследование деградации многолетнемерзлых пород морей Восточной Сибири (по результатам экспедиций 2014–2016 гг.) // Пробл. Арктики и Антарктики, 2017, вып. 1, с. 89–96.

Гуков А.Ю. Возрождение острова Васильевского // Природа, 2014, № 5, с. 70–73.

Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2019 год. М., Росгидромет, 2020, 97 с. – <http://www.meteorf.ru/press/news/20626/>

Дударев О.В. Современный литоморфогенез на Восточно-Арктическом шельфе России: Автореф. ... д-ра геол.-мин. наук. Владивосток, 2016, 49 с.

Дударев О.В., Чаркин А.Н., Шахова Н.Е. и др. Особенности современного морфолитогенеза на шельфе моря Лаптевых: Семеновское мелководье (“Земля Васема”) // Докл. РАН, 2015, т. 462, № 2, с. 223–229.

Жигарев Л.А., Плахт И.Р. Особенности строения, распространения и формирования субаквальной криогенной толщи // Проблемы криолитологии. М., Изд-во Моск. ун-та, 1974, вып. IV, с. 115–124.

Жигарев Л.А., Совершаев В.А. Термоабразионное разрушение арктических островов // Береговые процессы в криолитозоне. Новосибирск, Наука, 1984, с. 31–38.

Захаров В.С. Современные вертикальные движения земной коры // Современные глобальные изменения природной среды. М., Науч. мир, 2006, т. 1, с. 626–643.

Иванов В.Л., Ким Б.И., Косьюк М.К., Иванова Н.М. Геологическое строение и история развития бассейна Лаптевский седиментационный бассейн // Геология и полезные ископаемые России. Т. 5. Арктические и дальневосточные моря. Кн. 1. Арктические моря. СПб., ВСЕГЕИ, 2004, с. 274–310.

История открытия и освоения Северного морского пути. М., Мор. транспорт, 1954, т. 1, 475 с.

Каплин П.А., Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Никифоров Л.Г. Берега (Природа мира). М., Мысль, 1991, 479 с.

Катасонов Е.М., Пудов Г.Г. Криолитологические исследования в районе Ванькиной губы моря Лаптевых // Мерзлотные исследования. М., Изд-во Моск. ун-та, 1972, вып. XII, с. 130–136.

Клименко В.В., Мацковский В.В., Дальманн Д. Комплексная реконструкция температуры российской Арктики за последние два тысячелетия // Арктика: экология и экономика, 2013, № 4 (12), с. 84–95.

- Клюев Е.В.** Роль мерзлотных факторов в динамике рельефа дна полярных морей // *Океанология*, 1965, т. 5, № 5, с. 863–869.
- Клюев Е.В.** Термическая абразия прибрежной полосы полярных морей // *Изв. ВГО. Л.*, 1970, т. 102, № 2, с. 129–135.
- Клюев Е.В., Котюх А.А., Оленина Н.В.** Картографо-гидрографическая интерпретация исчезновения в море Лаптевых островов Семеновского и Васильевского // *Изв. ВГО. Л.*, 1981, т. 113, № 6, с. 485–492.
- Кучейко А.А., Иванов А.Ю., Айнов К.В., Лисаченко Е.С.** Обнаружение отмелей и малых островов в южной части моря Лаптевых по спутниковым данным // *Земля из космоса*, 2020, вып. 27, с. 50–60.
- Лонгинов В.В.** *Очерки литодинамики океана*. М., Наука, 1973, 244 с.
- Лукина Н.В., Патык-Кара Н.Г., Соколов С.Ю.** Арктические моря России. Неотектонические структуры и активные разломы шельфа // *Атлас: Геология и полезные ископаемые шельфов России*. М., Науч. мир, 2003, лист 3–4.
- Матуль А.Г., Хусид Т.А., Мухина В.В. и др.** Современные и позднеголоценовые природные условия на шельфе юго-восточной части моря Лаптевых по данным микрофоссилий // *Океанология*, 2007, т. 47, № 1, с. 90–101.
- МГЭИК, 2014:** Изменение климата, 2014 г.: Обобщающий доклад. Вклад Рабочих групп I, II и III в Пятый оценочный доклад Межправительственной группы экспертов по изменению климата [основная группа авторов, Р.К. Пачаури и Л.А. Мейер (ред.)]. МГЭИК, Женева, Швейцария, 2014, 163 с.
- Меркулов В.А., Ашик И.М., Тимохов Л.А.** Тенденции многолетней изменчивости уровня моря на прибрежных станциях Северного Ледовитого океана // *Пробл. Арктики и Антарктики*, 2017, № 3 (113), с. 51–65.
- Молочушкин Е.Н.** О характере теплообмена воды и донных пород в прибрежной зоне моря Лаптевых // *Вопросы географии Якутии*. Якутск, Кн. изд-во, 1969, вып. 5, с. 121–126.
- Мустафин Н.Ф.** О катастрофических нагонах в юго-восточной части моря Лаптевых // *Пробл. Арктики и Антарктики*, 1961, вып. 7, с. 59–65.
- Никонов А.А.** Современные движения земной коры. 2-е изд., доп. М., Эдиториал УРСС, 2006, 192 с.
- Огородов С.А.** Роль морских льдов в динамике рельефа береговой зоны. М., Изд-во Моск. ун-та, 2011, 173 с.
- Патык-Кара Н.Г., Архангелов А.А., Плахт И.Р.** Региональные геоморфологические реперы в кайнозойской истории восточной Арктики // *Геоморфология*, 1989, № 4, с. 96–104.
- Пижанкова Е.И.** Современные изменения климата высоких широт и их влияние на динамику берегов района пролива Дмитрия Лаптева // *Криосфера Земли*, 2016, т. XX, № 1, с. 51–64.
- Пижанкова Е.И., Добрынина М.С.** Динамика побережья Ляховских островов (результаты дешифрирования аэрокосмических снимков) // *Криосфера Земли*, 2010, т. XVI, № 4, с. 66–79.
- Попов С. В.** Морские имена Якутии. Очерки по топонимии морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. Якутск, Кн. изд-во, 1987, 163 с.
- Рекант П.В., Тумской В.Е., Гусев Е.А. и др.** Распространение и особенности залегания субаквальной криолитозоны в районе банок Семеновская и Васильевская (море Лаптевых) по данным сейсмоакустического профилирования // *Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития*. М., Изд-во Моск. ун-та, 2009, с. 332–348.
- Романовский Н.Н., Гаврилов А.В., Тумской В.Е. и др.** Термокарст и его роль в формировании прибрежной зоны шельфа моря Лаптевых // *Криосфера Земли*, 1999, т. III, № 3, с. 79–91.
- Романовский Н.Н., Хуббертен Х.-В., Гаврилов А.В. и др.** Эволюция мерзлых толщ и зоны стабильности гидратов газов в среднем плейстоцене–голоцене на шельфе восточной части Евразийской Арктики // *Криосфера Земли*, 2003, т. VII, № 4, с. 51–64.
- Сафьянов Г.А.** *Геоморфология морских берегов*. М., Изд-во Моск. ун-та, 1996, 400 с.
- Семенов Ю.П.** Условия образования донных отложений моря Лаптевых // *Геология моря: Сб. ст. Л.*, Изд-во НИИГА, 1971, вып. 1, с. 47–53.
- Совершаев В.А.** Влияние морских льдов на развитие криолитозоны арктического шельфа (на примере восточных арктических морей) // *Криолитозона арктического шельфа*. Якутск, Изд-во ИМЗ СО АН СССР, 1981, с. 70–83.
- Чаркин А.Н., Дударев О.В., Семилетов И.П., Шило И.Н.** Современное состояние реликтовых банок на шельфе морей Восточно-Сибирского региона // *Криогенные ресурсы полярных регионов*. Материалы междунар. конф. (Салехард, июнь 2007). Пущино, ОНТИ Пущинского научного центра РАН, 2007, т. 1, с. 184–186.
- Чаркин А.Н., Дударев О.В., Шахова Н.Е. и др.** Особенности формирования полей взвеси в морях Восточной Арктики // *Докл. РАН*, 2015, т. 462, № 5, с. 595–600.
- Фартышев А.И.** Особенности прибрежно-шельфовой криолитозоны моря Лаптевых. Новосибирск, Наука, 1993, 136 с.
- Barnes P.W., Rawlinson S.E., Reimnitz E.** Coastal geomorphology of Arctic Alaska // *Arctic Coastal Processes and Slope Protection Design* / A.T. Chen, C.B. Leidersdorf (Eds.). N.Y., American Society of Civil Engineers, 1988, p. 3–30.
- Dmitrenko I.A., Kirillov S.A., Bruno Tremblay L. et al.** Recent changes in shelf hydrography in the Siberian Arctic: potential for subsea permafrost instability // *J. Geophys. Res.*, 2011, vol. 116, p. C10027, DOI: 10.1029/2011JC007218.
- Jones G.** *The Norse Atlantic Saga. Being the Norse voyages of discovery and settlement to Iceland, Greenland, America*. London, Oxford Univ. Press, 1964, 246 p.
- Kempema E.W., Reimnitz E., Barnes P.W.** Sea ice sediment entrainment and rafting in the Arctic // *J. Sediment. Petrol.*, 1989, vol. 59, No. 2, p. 308–317.
- Koch L.** *The East Greenland ice* // *Meddelelser om Grönland*. Copenhagen, 1945, Bd. 130, No. 3, 373 p.
- Nicolsky D.J., Romanovsky V.E., Romanovskii N.N. et al.** Modeling sub-sea permafrost in the East Siberian Arctic Shelf: The Laptev Sea region // *J. Geophys. Res.*, 2012, vol. 117, p. F03028.
- Thomson J., Rogers W.E.** Swell and sea in the emerging Arctic Ocean // *Geophys. Res. Lett.*, 2014, vol. 41, p. 3136–3140.
- URL:** [https://ru.wikipedia.org/wiki/Яя_\(остров\)](https://ru.wikipedia.org/wiki/Яя_(остров)) (дата обращения: 12.11.2019).
- URL:** <https://ru.wikipedia.org/wiki/Коч> (дата обращения: 05.02.2020).
- URL:** <http://www.aari.ru/projects/ECIMO/?im=100> (дата обращения: 23.12.2020).

References

Avetisov G.P. Seismicity of the Russian Arctic continental margin. Geology and mineral resources of Russia. Six volumes. Volume 5. Arctic and Far East Seas. Book 1. Arctic seas. SPb., VSEGEI Press, 2004, p. 31–43.

Are F.E. The thermoabrasion of Laptev Sea shores and its input into sediment balance of the sea. *Kriosfera Zemli* [Earth's Cryosphere], 1998, vol. II, No. 1, p. 55–61 (in Russian).

Are F.E. Razrusheniye beregov arkticheskikh primorskikh nizmennostey [Coastal Erosion of the Arctic Lowlands]. Novosibirsk, Academic Publishing House "Geo", 2012, 291 p. (in Russian).

Burguto A.G., Dorofeev V.K., Rekant P.V. et al. State Geological Map of the Russian Federation. Scale of 1:1 000 000 (third generation). Laptev-Siberian Sea series. Sheet S-53. Stolbovoy Island; S-54. Lyakhovsky Islands. Explanatory letter. St. Petersburg, Cartographic factory VSEGEI, 2016, 300 p. + 9 tabs.

The second assessment report of Roshydromet on climate changes and their consequences on the Russian Federation territory. General summary. Moscow, Roshydromet, 2014. – URL: <https://cc.voeikovmgo.ru/images/dokumenty/2016/od2/od2.pdf>

Gavrilov A.V., Romanovskii N.N., Hubberten H.-W., Romanovskii V.E. Distribution of islands – ice complex remnants on the East Siberian arctic shelf. *Kriosfera Zemli* [Earth's Cryosphere], 2003, vol. VII, No. 1, p. 18–32 (in Russian).

Gakkel Ya.Ya. Nauka i osvoyeniye Arktiki [Science and Development of the Arctic]. Leningrad, Morskoy transport, 1957, 132 p. (in Russian).

Geografiya morey Sovetskoy Arktiki [Geography of the Soviet Arctic Seas]. Proceedings of the AARI. Vol. 8, No. 2. The Laptev Sea. Moscow; Leningrad, Glavsevmorput, 1949, 484 p. (in Russian).

Geologicheskii slovar [Geological Dictionary]. In three volumes. Third edition, revised and additional. O.V. Petrov (Ed.). Vol. 2. K–P. St. Petersburg, VSEGEI, 2011, 446 p. (in Russian).

State Geological Map of the Russian Federation. Scale of 1:1 000 000 (third generation). Sheet S-51. Olenek Bay; S-52. Lena River Delta. Lithological map of the water area bottom surface. St. Petersburg, Cartographic factory VSEGEI, 2014.

State Geological Map of the Russian Federation. Scale of 1:1 000 000 (third generation). Sheet S-53, S-54. Stolbovoy Island, Lyakhovsky Islands. Lithological map of the water area bottom surface. St. Petersburg, Cartographic factory VSEGEI, 2016.

State Geological Map of the Russian Federation. Scale of 1:1 000 000 (third generation). Sheet S-50. Ust-Olenek. Lithological map of the water area bottom surface. St. Petersburg, Cartographic factory VSEGEI, 2017.

Grigoriev M.N. Study of permafrost formations degradation in East Siberia coastal zone (subsequent to the results of expeditions of 2014–2016). *Problemy Arktiki i Antarktiki* [Arctic and Antarctic Research], 2017, issue 1, p. 89–96.

Gukov A.Yu. Revival of Vasilievsky Island. *Priroda* [Nature], 2014, No. 5, p. 70–73 (in Russian).

Report on the peculiarities of the climate in the territory of the Russian Federation for 2019. Moscow, Rosgidromet, 2020, 97 p. – <http://www.meteorf.ru/press/news/20626/>

Dudarev O.V. Sovremennyy litomorfogenez na Vostochno-Arkticheskom shelfe Rossii [Recent lithomorphogenesis on the East Arctic Shelf of Russia]. Abstract. Doctorate-thesis. Vladivostok, 2016, 49 p. (in Russian).

Dudarev O.V., Charkin A.N., Semiletoev I.P. et al. Peculiarities of the present-day morpholithogenesis on the Laptev Sea Shelf: Semenovskaya Shoal (Vasema Land). Proceedings of the Academy of Sciences, 2015, vol. 462. No. 1, p. 510–516.

Zhigarev L.A., Plakht I.R. Features of the structure, distribution and formation of subaqueous cryogenic strata. *Problemy kriolito-*

ologii [Problems of Cryolithology]. Moscow, Moscow State University, 1974, vol. IV, p. 115–124 (in Russian).

Zhigarev L.A., Sovershaev V.A. Thermoabrasive destruction of the Arctic islands. In: *Beregovye protsessy v kriolitozone* [Coastal Processes in Cryolithozone]. Novosibirsk, Nauka, 1984, p. 31–38 (in Russian).

Zakharov V.S. Modern vertical movements of the earth's crust. In: *Modern Global Changes in the Natural Environment*. Moscow, Nauchnyi Mir, 2006, vol. 1, p. 626–643 (in Russian).

Ivanov V.L., Kim B.I., Kos'ko M.K., Ivanova N.M. Geological structure and development history of the basin. Laptev sedimentary basin. In: *Geology and Mineral Resources of Russia*. Vol. 5. Arctic and Far East Seas. Book 1. Arctic seas. St. Petersburg, VSEGEI, 2004, p. 274–310 (in Russian).

Istoriya otkrytiya i osvoyeniya Severnogo morskogo puti [The History of the Discovery and Development of the Northern Sea Route]. Moscow, Morskoy transport, 1954, vol. 1, 475 p. (in Russian).

Kaplin P.A., Leontiev O.K., Lukyanova S.A., Nikiforov L.G. Berega (Priroda mira) [Shores (Nature of the World)]. Moscow, Mysl, 1991, 479 p. (in Russian).

Katasonov E.M., Pudov G.G. Cryolithological studies in the area of Vankina Bay of the Laptev Sea. In: *Permafrost Research*. Moscow, Moscow State University Publishing House, 1972, vol. XII, p. 130–136 (in Russian).

Klimenko V.V., Matskovsky V.V., Dalmann D. Comprehensive reconstruction of the temperature of the Russian Arctic over the past two millennia. *Arktika: ekologiya i ekonomika* [Arctic: Ecology and Economy], 2013, No. 4 (12), p. 84–95 (in Russian).

Klyuev E.V. The role of permafrost factors in the dynamics of the bottom topography of the polar seas. *Okeanologiya* [Oceanology], 1965, vol. 5, No. 5, p. 863–869.

Klyuev E.V. Thermal erosion of the polar seas coastal strip. *Izvestiya VGO*, 1970, vol. 102, No. 2, p. 129–135 (in Russian).

Klyuev E.V., Kotyukh A.A., Olenina N.V. Cartographic and hydrographic interpretation of the disappearance of Semyonovsky and Vasilievsky Islands in the Laptev Sea. *Izvestiya VGO*, 1981, vol. 113, No. 6, p. 485–492 (in Russian).

Kucheiko A.A., Ivanov A.Yu., Ainov K.V., Lisachenko E.S. Detection of shoals and small islands in the southern part of the Laptev Sea using satellite data. *Zemlya iz Kosmosa* [Earth from Space], 2020, issue 27, p. 50–60 (in Russian).

Longinov V.V. Ocherki litodinamiki okeana [Sketches of Oceanic Lithodynamics]. Moscow, Nauka, 1973, 244 p. (in Russian).

Lukina N.V., Patyk-Kara N.G., Sokolov S.Yu. Russian Arctic Seas. Neotectonic structures and active faults. In: *Atlas: Geology and mineral resources of the Russian shelf areas*. Moscow, Nauchnyi Mir, 2003, sheet 3–4 (in Russian).

Matul A.G., Khusid T.A., Mukhina V.V. et al. Recent and Late Holocene environments on the southeastern shelf of the Laptev Sea as inferred from microfossil data. *Okeanologiya* [Oceanology], 2007, vol. 47, No. 1, p. 90–101 (in Russian).

IPCC, 2014: Climate Change, 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [main group of authors, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (Eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 2014, 163 p.

Merkulov V.A., Ashik I.M., Timokhov L.A. Tendencies of multi-year variability of the sea level at the coastal stations of the Arctic Ocean. *Problemy Arktiki i Antarktiki* [Arctic and Antarctic Research], 2017, No. 3 (113), p. 51–65.

Molochushkin E.N. On the nature of heat transfer between water and bottom sediments in the coastal zone of the Laptev

- Sea. In: Questions of the geography of Yakutia. Issue 5, Yakutsk, Knizhnoe izd-vo, 1969, p. 121–126.
- Mustafin N.F. On catastrophic surges in the southeastern part of the Laptev Sea. Problemy Arktiki i Antarktiki [Arctic and Antarctic Research], 1961, No. 7, p. 59–65.
- Nikonov A.A. Sovremennyye dvizheniya zemnoy kory [Modern Movements of the Earth's Crust]. 2nd ed., sup. Moscow, Editorial URSS, 2006, 192 p. (in Russian)
- Ogorodov S.A. Rol' morskikh l'dov v dinamike rel'yefa beregovoy zony [The Role of Sea Ice in Coastal Dynamics]. Moscow, Moscow State University, 2011, 173 p. (in Russian)
- Patyk-Kara N.G., Arkhangelov A.A., Plakht I.R. Regional geomorphological benchmarks in the Cenozoic history of the Eastern Arctic. Geomorfologiya [Geomorphology], 1989, No. 4, p. 96–104.
- Pizhankova E.I. Modern climate change at high latitudes and its influence on the coastal dynamics of the Dmitriy Laptev Strait area. Earth's Cryosphere, 2016, vol. XX, No. 1, p. 46–59.
- Pizhankova E.I., Dobrynina M.S. The dynamics of the Lyakhovskiy Islands coastline (results of aerospace image interpretation). Kriosfera Zemli [Earth's Cryosphere], 2010, vol. XVI, No. 4, p. 66–79 (in Russian).
- Popov S.V. Morskiye imena Yakutii. Ocherki po toponimii morey Laptevykh i Vostochno-Sibirskogo [Marine Names of Yakutia. Essays on the Toponymy of the Laptev and East Siberian Seas]. Yakutsk, Knizhnoe izd-vo, 1987, 163 p. (in Russian).
- Rekant P.V., Tumskoi V.E., Gusev E.A. et al. Distribution and peculiarity of bedding of the sub-sea permafrost near Semenovskoe and Vasilievskoe shoals (Laptev Sea) revealed by high-resolution seismic profiling. In: System of the Laptev Sea and the Adjacent Arctic Seas: Modern and Past Environments. Moscow, Moscow University Press, 2009, p. 332–348.
- Romanovskii N.N., Gavrilov A.V., Tumskoy V.E. et al. Thermokarst and its role in the formation of the near shore zone of the Laptev Sea shelf. Kriosfera Zemli [Earth's Cryosphere], 1999, vol. III, No. 3, p. 79–91 (in Russian).
- Romanovskii N.N., Hubberten H.-W., Gavrilov A.V. et al. Permafrost and gas hydrate stability zone evolution on the eastern part of the Eurasia Arctic Sea Shelf in the middle Pleistocene–Holocene. Kriosfera Zemli [Earth's Cryosphere], 2003, vol. VII, No. 4, p. 51–64 (in Russian).
- Safyanov G.A. Geomorfologiya morskikh beregov [Coastal Geomorphology]. Moscow, Moscow University Press, 1996, 400 p. (in Russian).
- Semenov Yu.P. Conditions for the Formation of Bottom Sediments in the Laptev Sea. In: Sea Geology. Leningrad, Research Institute of Arctic Geology, 1971, vol. 1, p. 47–53.
- Sovershaev V.A. Influence of sea ice on the development of the Arctic Shelf Permafrost Zone (on the example of the Eastern Arctic Seas). In: Permafrost zone of the Arctic Shelf. Yakutsk, Institute Merzlotovedeniya SO AN SSSR, 1981, p. 70–83 (in Russian).
- Charkin A.N., Dudarev O.V., Semiletov I.P., Shilo I.N. The current state of relict banks on the shelf of the East Siberian Seas. In: Cryogenic Resources of Polar Regions. Materials of the International Conf. (Salekhard, June 2007). Pushchino, ONTI, 2007, vol. 1, p. 184–186 (in Russian).
- Charkin A.N., Dudarev O.V., Shakhova N.E. et al. Features of the formation of suspended matter fields in the Eastern Arctic Seas. Doklady RAN [Reports of the Academy of Sciences], 2015, vol. 462, No. 5, p. 595–600.
- Fartyshev A.I. Osobennosti pribrezhno-shel'fovoy kriolitozony morya Laptevykh [Features of the Coastal Shelf Cryolithozone of the Laptev Sea]. Novosibirsk, Nauka, 1993, 136 p. (in Russian).
- Barnes P.W., Rawlinson S.E., Reimnitz E. Coastal geomorphology of Arctic Alaska. In: Arctic Coastal Processes and Slope Protection Design. A.T. Chen, C.B. Leidersdorf (Eds.). N.Y., American Society of Civil Engineers, 1988, p. 3–30.
- Dmitrenko I.A., Kirillov S.A., Tremblay B. et al. Recent changes in shelf hydrography in the Siberian Arctic: potential for subsea permafrost instability. J. Geophys. Res., 2011, vol. 116, C10027, DOI: 10.1029/2011JC007218.
- Jones G. The Norse Atlantic Saga. Being the Norse Voyages of Discovery and Settlement to Iceland, Greenland, America. London, Oxford University Press, 1964, 246 p.
- Kempema E.W., Reimnitz E., Barnes P.W. Sea ice sediment entrainment and rafting in the Arctic. J. Sediment. Petrol., 1989, vol. 59, No. 2, p. 308–317.
- Koch L. The East Greenland Ice. Meddelelser om Grönland, Copenhagen, 1945, Bd. 130, No. 3, 373 p.
- Nicolsky D.J., Romanovsky V.E., Romanovskii N.N. et al. Modeling sub-sea permafrost in the East Siberian Arctic Shelf: The Laptev Sea region. J. Geophys. Res., 2012, vol. 117, F03028.
- Thomson J., Rogers W.E. Swell and sea in the emerging Arctic Ocean. Geophys. Res. Lett., 2014, vol. 41, p. 3136–3140.
URL: [https://ru.wikipedia.org/wiki/Яя_\(остров\)](https://ru.wikipedia.org/wiki/Яя_(остров)) (last visited: 12.11.2019).
- URL: <https://ru.wikipedia.org/wiki/Коч> (last visited: 05.02.2020).
- URL: <http://www.aari.ru/projects/ЕСИМО/?im=100> (last visited: 23.12.2020).

*Поступила в редакцию 27 марта 2020 г.,
после доработки – 17 января 2021 г.,
принята к публикации 3 февраля 2021 г.*