

ИЗМЕНЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО ПОТЕНЦИАЛА ТЕРМОАБРАЗИИ БЕРЕГОВ МОРЕЙ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ

С.А. Огородов¹, Н.Н. Шабанова², А.С. Кессель³, А.В. Баранская⁴, С.О. Разумов⁵

^{1,2,4} *Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, научно-исследовательская лаборатория геоэкологии Севера*

³ *Государственный океанографический институт имени Н.Н. Зубова, отдел прикладных морских и водохозяйственных исследований и изысканий*

⁴ *Институт географии РАН, отдел палеогеографии четвертичного периода, лаборатория палеоархивов природной среды, мл. науч. сотр.*

⁵ *Институт мерзлотоведения имени П.И. Мельникова СО РАН, лаборатория общей геоэкологии*

¹ *Гл. науч. сотр., д-р геогр. наук, проф. РАН; e-mail: ogorodov@aha.ru*

² *Науч. сотр.; e-mail: nat.volobuyeva@gmail.com*

³ *Аспирант; e-mail: naskes19@gmail.com*

⁴ *Вед. науч. сотр.; e-mail: alisa.baranskaya@yandex.ru*

⁵ *Гл. науч. сотр., д-р геогр. наук; e-mail: razum55@mail.ru*

В статье приведены результаты анализа волноэнергетической и термической составляющих гидрометеорологического (ГМ) потенциала термоабразии берегов для девяти ключевых участков в западном и восточном секторах Российской Арктики за период с 1979 по 2017 г. Для расчетов теплового воздействия на берега, сложенные многолетнемерзлыми породами, использованы индексы таяния и замерзания, представляющие собой накопленную сумму среднесуточных температур теплового и холодного периодов соответственно. Волноэнергетическая составляющая рассчитана по методу Попова–Совершаева. В расчетах использованы данные гидрометеорологических станций (ГМС) и данные реанализов CFSR, CFSv2, MERRA, ERA5. Продолжительность ледового периода определена по спутниковым данным.

Установлено, что индекс таяния повсеместно растет устойчиво и значимо, суммарный ГМ потенциал термоабразии берегов, сложенных мерзлыми дисперсными породами, значимо возрастает в последние годы во всех районах Российской Арктики. На протяжении всего побережья от о. Колгуева до Чукотки наблюдается его увеличение как за счет термического, так и за счет волноэнергетического факторов. За период с 1979 по 2017 г. приращение ГМ потенциала термоабразии берегов составило в среднем 30–95% от среднемноголетнего значения, что в 1,2–3 раза превышает стандартную изменчивость. Наиболее значимые изменения отмечаются на о. Айон, характеризующемся самым суровым климатом, наименее значимые – в Лорино, на м. Чукочьем и в губе Буор-Хая. Увеличение ГМ потенциала термоабразии берегов происходит и за счет роста температур, и за счет увеличения потока энергии ветровых волн. Продолжительность безледного периода коррелирует и с температурами теплого сезона, и с энергией ветровых волн, и – наиболее сильно – с суммарным ГМ воздействием. Таким образом, продолжительность безледного периода выступает ведущим фактором в динамике арктических берегов, определяя температурные и волновые условия. Основную роль в динамике волноэнергетического фактора играет изменение повторяемости штормов волноопасных румбов.

Ключевые слова: многолетняя мерзлота, термоабразия, термоденудация, индекс таяния, энергия волн, гидрометеорологический потенциал термоабразии, динамика берегов, Российская Арктика, изменение климата Арктики

ВВЕДЕНИЕ

Арктические берега представляют собой сложную активно изменяющуюся и развивающуюся природную систему. Российскую Арктику условно можно разделить на две части: западный сектор и восточный секторы. К западному сектору относят Баренцево море, включая Печорское море, и Карское море; к восточному сектору относят моря Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское. Берега западного сектора сложены как скальными породами, встречающимися на Кольском полуострове, Земле

Франца-Иосифа и Новой Земле, так и неоген-четвертичными дисперсными породами, как, например, на о. Колгуев, полуостровах Ямал и Гыдан. Присутствуют и совсем молодые голоценовые и современные прибрежно-морские отложения, к примеру, на о. Варандей, где распространены голоценовые песчаные бары. В дисперсных отложениях встречаются пластовые залежи мономинерального льда и жильные льды [Великоцкий, 1998; Кизяков и др., 2013; Огородов, 2011; Алексютина и др., 2019; Ogorodov et al., 2020].

Берега восточного сектора сложены преимущественно позднеплейстоценовым ледовым комплексом и вложенными в него голоценовыми озерно-термокарстовыми отложениями, местами покрыты голоценовыми аллювиальными суглинками и супесями с эпигенетическими повторно-жильными льдами [Попов, 1983; Фаргышев, 1993]. Рельеф полигональный, с невысокими останцами, поверхность покрыта термокарстовыми озерами и заболочена.

Большая часть берегов российских северных морей активно отступает под действием термоабразии и термоденудации, т. к. сложена дисперсными мерзлыми породами. Термоденудация – это процесс оттаивания мерзлых грунтов в результате передачи тепла из атмосферы и последующего гравитационного сноса продуктов оттаивания к подножью берегового уступа [Воскресенский, Совершаев, 1998, Васильев и др., 2006]. Подготовленный таким образом материал впоследствии удаляется с берега путем термоабразии. Под термоабразией понимают процесс разрушения берега и подводного берегового склона, сложенных многолетнемерзлыми (дисперсными) породами или льдом, под совместным механическим и тепловым воздействием моря [Арэ, 1980]. Таким образом, оба механизма разрушения берегов – термоабразия и термоденудация – действуют одновременно и представляют собой единый геоморфологический процесс. Подверженные ему берега называют термоабразионными. Среднемноголетние скорости разрушения термоабразионных берегов составляют от 0,5 до 2 м/год [Lantuit et al., 2013]. При этом на участках морского побережья, где присутствуют залежеобразующие льды, разрушение берегового уступа (отступление бровки) может принимать катастрофические темпы, достигая 5–10 м/год и более [Григорьев, 2008; Маслаков, 2019].

Динамику берегов в области распространения многолетнемерзлых пород в общем виде определяет сочетание и взаимодействие двух главных гидрометеорологических факторов: термического и волноэнергетического.

Термическое воздействие проявляется при положительных температурах воды и воздуха, контактирующих с мерзлыми породами, слагающими берег [Jones et al., 2009]. Соответственно, чем выше температура воздуха и воды и продолжительнее периоды с положительными температурами воздуха и контакта с морской водой, температура которой выше нуля, тем заметнее влияние термического фактора на динамику берегов, сложенных многолетнемерзлыми породами.

Воздействие волноэнергетического фактора проявляется в прямом механическом воздействии морских волн на берега. Эффект его влияния можно определить как мощностью, так и продолжительностью штормового волнения. Количество волновой энергии, в свою

очередь, зависит от скорости ветра, продолжительности его действия и от длины разгона волны. Длина разгона лимитируется орографией, границей распространения ледяного покрова и продолжительностью безледного периода. Продолжительность безледного периода и площадь морского льда в Арктике, в свою очередь, также зависят от растущей средней температуры воздуха. Кроме того, уменьшение площади морского льда вызывает увеличение высоты волн [Stora et al., 2016]. Выделяется четкая пространственная (региональная) и временная (межгодовая) изменчивости волновой активности и скорости ветра [Суркова и др., 2015]. Так, в восточной части Российской Арктики отмечается более устойчивый и сильный рост высот волн в сравнении с западной частью [Liu et al., 2016; Atkinson, 2005; Atkinson, Solomon, 2003]. Прогнозируется увеличение высоты волн от 2,3 до 3,1 м от моря Лаптевых до моря Бофорта в октябре [Waseda et al., 2018]; а также в Карском и Баренцевом морях [Duan et al., 2018; Myslenkov et al., 2021].

В условиях современных климатических изменений в Арктике [Overland et al., 2019], которые хорошо согласуются с глобальными изменениями [IPCC, 2014; Savo et al., 2016] и растущими климатическими трендами для Северного полушария [Serreze et al., 2009], перечисленные процессы приводят к тому, что скорости термоденудации и механической абразии растут независимо друг от друга, а воздействие термического и волноэнергетического факторов на динамику термоабразионных берегов приобретает все большее значение [Baranskaya et al., 2020; Baranskaya et al., 2021]. Так, более высокие температуры воздуха и воды, а также возможное увеличение количества осадков приводят к более интенсивному оттаиванию мерзлых грунтов. В то же время увеличение повторяемости штормовых ветров, безледного периода и повышение уровня моря приводят к росту волнового воздействия на берег. Реализация термического и волноэнергетического потенциалов взаимозависима: если берег термически подготовлен (оттаял в конце сезона или после теплой погоды), то волноэнергетический потенциал реализуется в большей степени, чем в начале сезона, когда берег мерзлый. В свою очередь, повышение тепла в наибольшей степени способствует протаиванию, когда талый материал эффективно удаляется со склонов, обнажая мерзлый уступ, который подвергается дальнейшему термическому воздействию. Если оттаявший материал не удаляется, он как изолятор может затруднять прогрев и оттаивание грунта. В таких условиях даже при сохранении положительных температур (нарастании термического потенциала) дальнейшая термоденудация не происходит или происходит более низкими темпами. Эти процессы требуют описания и моделирования в масштабах нескольких часов и суток.

Для выявления многолетней пространственно-временной изменчивости ГМ факторов динамики берегов необходимо получение как можно более длинных рядов данных на многих участках и сравнение как абсолютных величин, так и динамики гидрометеорологических параметров, соответствующих термическому и волноэнергетическому факторам. Цель настоящей работы – выявление многолетних изменений термической и волноэнергетической составляющих ГМ потенциала динамики термоабразионных берегов на ключевых участках в западной и восточной частях Российской Арктики. Для ее выполнения были собраны и рассчитаны ряды данных, доступные по результатам наблюдений на гидрометеорологических станциях (ГМС), и данные реанализов, на основании которых проведен анализ динамики ГМ факторов термоабразии и термоденудации. Под западно-арктическими морями в настоящей работе понимаются Баренцево и Карское моря, под восточно-арктическими – моря Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Методика расчета термической составляющей гидрометеорологического потенциала термоабразии берегов. Для расчета термического потенциала термоабразии берегов, сложенных многолетнемерзлыми породами, использованы данные наблюдений о среднесуточной температуре воздуха с ГМС, ближайших к ключевым участкам (рис. 1). Для расчетов теплового воздействия на берега, сложенные многолетнемерзлыми породами, использованы данные наблюдений на ГМС, ближайших к ключевым участкам. Для расчета термического потенциала требуются данные о среднесуточной температуре воздуха. Их архивы высокого качества относительно доступны для многих арктических станций, поэтому им было отдано предпочтение перед данными реанализов [Shabanova et al., 2018]. Для оценки влияния термической составляющей были рассчитаны индексы таяния и замерзания (air thawing и air freezing index) [Andersland, Ladanyi, 2004], представляющие собой накопленную сумму среднесуточных температур теплого и холодного периодов соответственно.

Накопленные величины отражают сумму энергии, переданную берегу из окружающей среды (или отнятой у него в случае отрицательных температур), поэтому они лучше подходят для анализа теплового воздействия на арктические берега. В настоящей работе рассчитывался индекс таяния [Andersland, Ladanyi, 2004], в наибольшей степени отражающий тепловое воздействие, приводящее к оттаиванию мерзлых уступов, рассчитанный как сумма положительных среднесуточных температур:

$$I_t = \sum_{i=1}^N t_i, \quad t > 0, \quad (1)$$

где t_i – среднесуточная температура; N – число дней с положительной температурой за год ($t > 0^\circ\text{C}$).

Методика расчета продолжительности безледного периода. Продолжительность безледного периода была рассчитана по данным дистанционного зондирования. Были использованы данные в формате netcdf, описывающие концентрацию морского льда OSI-450 [OSI SAF..., 2017] за период с 1979 по 2015 г. и OSI-430-b за период с 2016 по 2018 г. [OSI SAF..., 2019]. Карты составлены Датским метеорологическим институтом и имеют разрешение 25 км.

Даты начала и окончания периода безо льда для ячеек данных OSI SAF, ближайших к ключевым участкам, определялись с использованием метода скользящего окна (rolling-window approach (RWA)). Метод основан на анализе годового изменения сплоченности морского льда и обнаруживает ее устойчивые скачки, которые обычно связаны с очищением акватории (последняя дата скачка вниз) или ледоставом (первая дата восходящего скачка) [Shabanov, Shabanova, 2019]. Этот метод был введен, чтобы избежать недостатков обычного 15%-го метода, который иногда неприменим в прибрежных зонах из-за недостоверности оценки сплоченности морского льда с суши, что приводит к высоким (20–40%) значениям сплоченности в сезон открытой воды.

Методика расчета волноэнергетической составляющей гидрометеорологического потенциала термоабразии берегов. Для получения рядов скорости и направления ветра использовались данные реанализов: 1) CFSR – Climate Forecast System Reanalysis [Saha et al., 2010] Национального центра прогноза окружающей среды (NCEP – National Center of Environmental Prediction), США, и 2-я версия этого же продукта – CFSv2 [Saha et al., 2014; CFSR..., 2019]; 2) MERRA-2 – реанализ современной эпохи для научных исследований и практических применений, 2-я версия, США (Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version [Gelaro et al., 2017]); 3) реанализ 5-го поколения Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ЕЦСПП – European Center for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF, Великобритания) ERA-20C [Poli et al., 2016] и 2-я версия этого же продукта – ERA5 [Dee et al., 2011; Hersbach et al., 2020; C3S..., 2017].

В отличие от термического потенциала термоабразии берегов, для расчетов которого использовались данные наблюдений на ГМС, для вычисления волноэнергетического потенциала требуются дан-

ные о скорости и направлении ветра высокого временного разрешения (3 ч). Такие архивы доступны для меньшего числа станций и часто имеют пропуски и несоответствия (иногда до 50% безледного периода имеют пропуски или переход на более редкие измерения). Поэтому для расчетов волноэнергетической составляющей был использован ансамбль реанализов, в наибольшей степени детально характеризующий ветроэнергетический режим каждого из ключевых участков. Данные по ветру осреднялись из трех источников, полученные значения служили основой для расчетов ветроволновой энергии. Ранее [Shabanov, Shabanova, 2019] была проведена работа по сопоставлению реанализов из разных источников между собой и с данными станционных наблюдений для разных районов Российской Арктики. Было показано, что нельзя отдать предпочтение какому-то одному из реанализов в точности воспроизведения скоростей ветра и рассчитанных значений волноэнергетического потенциала, т. к. для различных локаций оценки СКО оказываются минимальны то для одного, то для другого реанализа. Осреднение по нескольким источникам данных позволяет избавиться от случайных ошибок каждого из источников.

Полученные с помощью такого осреднения ряды имеют наименьшие отклонения от рядов, полученных с помощью данных наблюдений [Shabanov, Shabanova, 2019], поэтому данные о скоростях и направлении ветра осреднялись по перечисленным реанализам.

Для оценки волноэнергетического фактора использован метод Попова–Совершаева [Попов, Совершаев, 1981, 1982]. Поток энергии ветровых волн по формуле Попова–Совершаева равен произведению третьей степени скорости ветра волноопасного направления, разгона волны вдоль этого направления и продолжительности безледного периода с учетом повторяемости ветра данной скорости и направления внутри безледного периода. Полученные величины накапливаются по всем штормовым скоростям ветра (начиная с 6 м/с) и волноопасным направлениям. С помощью этого метода рассчитывалась волноэнергетическая составляющая потенциала разрушения берегов (в условных энергетических единицах, у. э. е.), которая в каждый конкретный год зависит от: а) продолжительности безледного периода; б) скорости и повторяемости ветра волноопасных направлений; в) длины разгона волн; г) глубины воды.

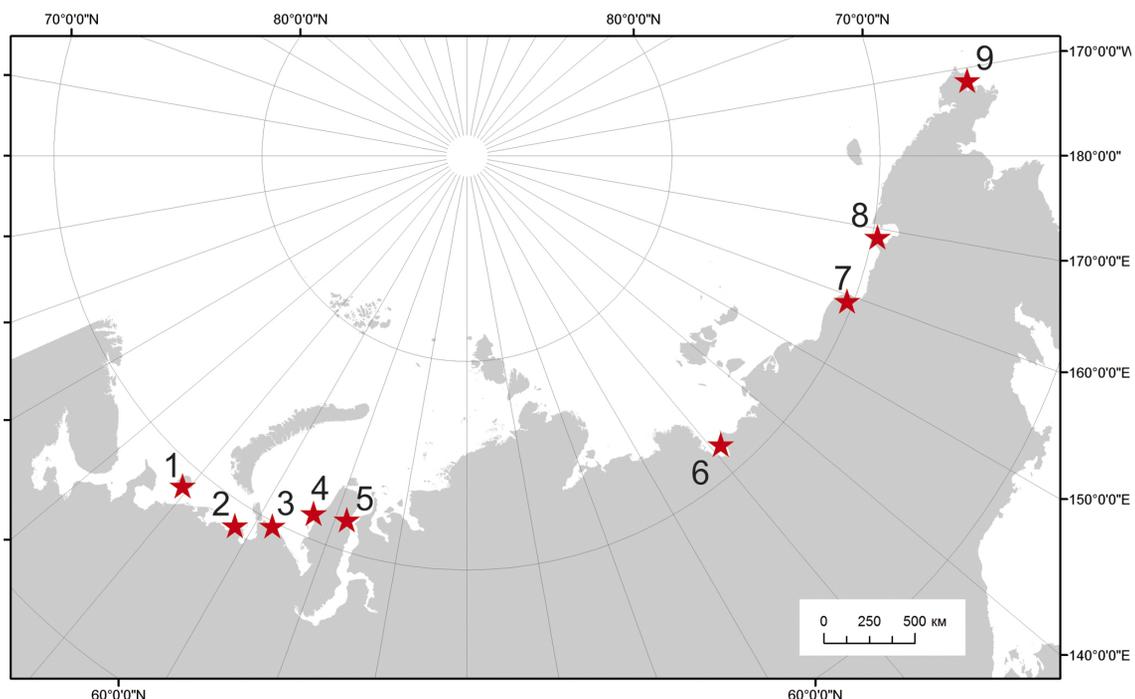


Рис. 1. Ключевые участки исследований:

1 – о. Колгуев (Печорское море); 2 – п. Варандей (Печорское море); 3 – п. Амдерма (Карское море); 4 – п. Харасавэй (Карское море; западный Ямал); 5 – п. Сабетта (Обская губа); 6 – губа Буор-Хая (море Лаптевых); 7 – мыс Чукочий (Восточно-Сибирское море); 8 – о. Айон (Восточно-Сибирское море); 9 – с. Лорино (Берингово море)

Fig. 1. Key areas:

1 – Kolguev island (Pechora Sea); 2 – Varandey settlement (Pechora Sea); 3 – Amderma settlement (Kara Sea); 4 – Kharasavey settlement (Kara Sea; western Yamal); 5 – Sabetta settlement (Ob Bay); 6 – Buor-Khaya Bay (Laptev Sea); 7 – Cape Chukochiy (East Siberian Sea); 8 – Ayon island (East Siberian Sea); 9 – Lorino settlement (Bering Sea)

Для условий глубокой воды, т. е. когда дно не влияет на развитие волн, расчет секундного потока волновой энергии (на 1 м длины фронта волны за пределами береговой зоны) производился по уравнению:

$$\mathcal{E}_{0\text{гд}} = 3 \cdot 10^{-6} V_{10}^3 x, \quad (2)$$

где V_{10} – анемометрическая (истинная) скорость ветра на высоте 10 м над уровнем моря, м/с; x – соответствующий фактический или предельный разгон, км.

Для мелководного моря аналогичное уравнение имеет вид

$$\mathcal{E}_{0\text{мелк}} = 2 \cdot 10^{-6} \left(\frac{gH}{V_{10}^2} \right)^{1,4} V_{10}^5, \quad (3)$$

где числовой коэффициент – размерный, а \mathcal{E}_0 имеет размерность тм/мс или т/с как это принято в динамике береговой зоны. Уравнение (3) справедливо при выполнении двух условий. Для мелководных бассейнов, к которым может быть отнесено большинство арктических морей, энергия волн определялась с учетом безразмерного соотношения gH/V_{10}^2 между глубиной H по направлению разгона ветра и его скоростью V_{10} (g – ускорение силы тяжести), названного нами кинематическим показателем мелководности. При значении этого показателя меньше 3, глубина водоема ограничивает развитие ветровых волн.

Второе условие определяется следующими соображениями: взаимодействие волн с дном начинается при определенной, достаточно большой их величине; чтобы достичь ее, волны должны пробежать некоторый идеальный путь, не ощущая воздействия дна, т. е. развиваясь в условиях глубокого водоема, для которого справедливо уравнение (1). Следовательно, на границе между глубоководной и мелководной зонами должны одновременно выполняться уравнения (1) и (2). Исходя из этого устанавливалось соотношение между минимальным разгоном, обеспечивающим начало взаимодействия волн и дна, и глубиной на разгоне:

$$\frac{x_{\min}}{H} \geq 6,5 \left(\frac{gH}{V_{10}^2} \right)^{0,4}, \quad (4)$$

где x_{\min} выражено в километрах, а H – в метрах.

При $gH/V_{10}^2 = 3$ соотношение (4) дает

$$\frac{gx_{\min}}{V_{10}^2} \geq 30. \quad (5)$$

Из (4) получаем величину предельного разгона для глубоководного моря, совпадающую с установленной другими методами:

$$x_{\text{пред}} = 3V_{10}^2. \quad (6)$$

Для перехода от секундного потока энергии, генерируемого ветром данной скорости и румба, к волновой энергии ветра определенной градации полученная величина \mathcal{E}_0 умножалась на продолжительность действия этого ветра (например, за безледный период). Затем величины волновой энергии каждой градации скорости ветра суммировались в пределах заданного волноопасного румба и в результате получались румбовые величины суммарной энергии волнений за расчетный период – \mathcal{E}_α .

Разработанный программный комплекс оценки энергии волн использует цифровую модель рельефа GEBCO [GEBCO..., 2020]. Пример определения секторов волноопасных румбов показан на рис. 2.

Методика расчета гидрометеорологического потенциала. Для оценки совместного действия термического и волноэнергетического факторов рассчитывался общий ГМ потенциал термоабразии.

Для этого была использована методика, подробно описанной в работе [Shabanova et al., 2018], с модификациями для сравнения различных ключевых участков западного и восточного секторов Российской Арктики. В используемой в данной работе методике величины нормировались на некоторое условно предельное (максимальное) значение, чтобы избавиться от размерности и привести их к единой шкале (для возможности впоследствии их суммировать). На основе анализа полученных данных ряды индекса таяния (термический фактор) нормированы на 1500 градусодней, а ряды энергии ветровых волн – на 2 500 000 единиц. Полученные безразмерные ряды суммировались для каждого участка берега. В среднем для всех рассмотренных локаций доли термического и волноэнергетического факторов оказались приближенными к 50%.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Многолетняя изменчивость термической составляющей гидрометеорологического потенциала термоабразии берегов. Суммы положительных среднесуточных температур (индекс таяния) повсеместно растут устойчиво и значимо. Средняя скорость приращения этого параметра составляет 7,6 градусодня в год (табл.). Значения трендов колеблются от 6,2 градусодня в год в Тикси до 9,84 градусодня в год на о. Колгуев. Если говорить об абсолютных значениях, то в среднем потепление в восточной части Российской Арктики происходит на 1–2 градусодня в год медленнее, чем в западной (рис. 3). Исключение – поселок Лорино, который расположен на юго-восточном побережье Чукотки. Здесь отмечаются существенно более низкие скорости потепления: 2,74 градусодня в год (см. табл., рис. 3). Такой

тренд значим на уровне 0,05. Остальные тренды значимы на уровне 0,01.

Показанные скорости потепления обеспечили повышение индекса таяния в среднем на 300 градусодней: от 107 в Лорино до 385 на Колгуеве и Варандее. Приращение составляет 35–70% от среднемноголетнего значения (за исключением Лорино – 11%) или

1,5–2 стандартных отклонения ряда (1,2 для Лорино). Вместе с низкими p -значениями, использованными для оценки значимости тренда, 1,5–2-кратное превышение стандартного отклонения ряда позволяет уверенно говорить о направленном (не случайном) повышении годовой суммы положительных среднесуточных температур (индекса таяния).

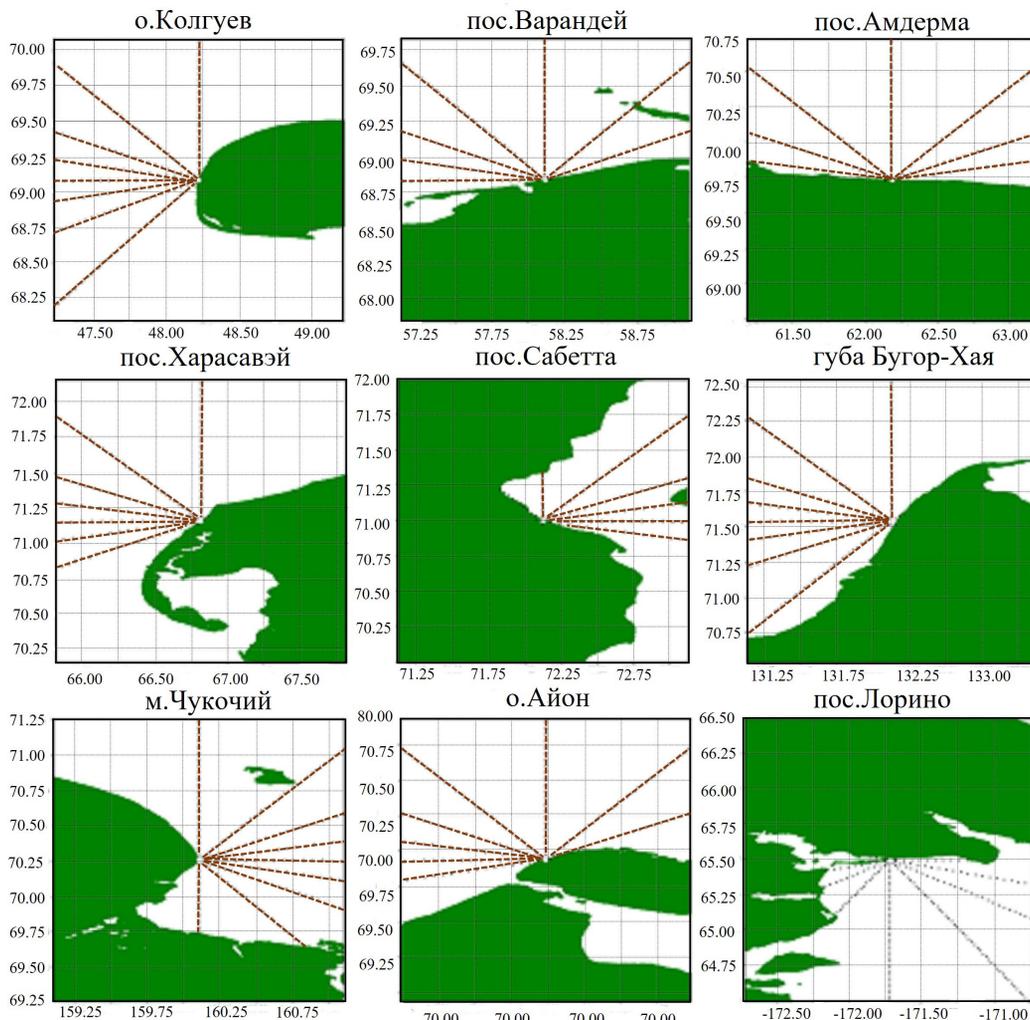


Рис. 2. Определение секторов волноопасных румбов на основании ЦМР GEBCO

Fig. 2. Determining of the sectors of wave-hazardous wind directions using the GEBCO DEM

Динамика многолетних значений, осредненных по пяти западным и четырем восточным участкам (см. рис. 3), показывает, что термическая составляющая динамики берегов в отдельные годы может иметь разнонаправленные тенденции в разных морях, несмотря на то, что в целом ее колебания похожи на западе и на востоке. В среднем в Баренцевом и Карском морях тренд роста температур больше, чем в морях Лаптевых, Восточно-Сибирском, Чукотском и Беринговом, однако везде он существенен с 1970-х гг. Вероятно, несмотря на менее интенсивное потепление в восточной части

Российской Арктики по сравнению с западной, термический фактор играет наиболее важную роль в динамике берегов именно восточно-арктических морей за счет значительной льдистости многолетнемерзлых отложений побережий, в особенности пород ледового комплекса. С учетом криолито-логического фактора, влияние потепления в восточной части Российской Арктики существенно повлияло на разрушение берегов; суммы положительных среднесуточных температур выросли от средних значений 400–800 градусодней в 1980-е гг. до 700–1000 градусодней в 2000-е гг.

Таблица

Характеристики многолетних рядов «индекса таяния» за 1979–2017 гг.

Характеристики	о. Колгуев	п. Варандей	п. Амдерма	п. Харасавэй	п. Сабетга	с. Амбарчик (мыс Чукочий)	о. Айон	с. Лорино	Среднее
<i>Годовые суммы положительных среднесуточных температур («индекс таяния»)</i>									
Среднее, °С-дни	844	959	709	584	518	650	479	950	689
СКО, °С-дни	189	227	213	198	160	171	176	86	136
СКО/среднее	0,22	0,24	0,30	0,34	0,31	0,26	0,37	0,09	0,20
Значение тренда, °С-дни/год	9,84	9,81	9,61	8,94	7,73	6,39	8,57	2,74	7,64
Приращение за 39 лет, °С-дней	384	383	375	349	302	249	334	107	298
Приращение за 39 лет, доля от среднемноголетнего	0,45	0,40	0,53	0,60	0,58	0,38	0,70	0,11	0,43
Приращение за 39 лет, доля от СКО	2,0	1,7	1,8	1,8	1,9	1,5	1,9	1,2	2,2
<i>Безледный период</i>									
Среднее, дни	229	138	129	120	78	76	74	136	117
СКО, дни	45	21	33	25	20	15	28	29	19
Коэффициент тренда, дни/год	3,0	1,1	1,9	1,3	1,1	0,7	1,4	0,5	1,3
Приращение за 39 лет, дни	115	44	73	51	43	27	56	19	51
Приращение в долях от среднего	0,50	0,32	0,56	0,43	0,56	0,35	0,75	0,14	0,44
Приращение в долях от СКО	2,6	2,1	2,2	2,1	2,1	1,8	2,0	0,6	2,6
<i>Характеристики многолетних рядов энергии ветровых волн (WE)</i>									
Среднее, у. э. е.	3337	1604	729	974	155	729	501	438	1002
СКО, у. э. е.	1007	715	359	601	94	372	358	289	458
СКО/среднее	0,30	0,45	0,49	0,62	0,61	0,51	0,71	0,66	0,55
Значение тренда, у. э. е./год	32,9	24,4	19,2	18,7	3,8	3,2	17,3	11,4	15,1
Приращение за 39 лет, у. э. е.	1281	951	749	731	149	125	675	443	589
Приращение за 39 лет, % от среднего	0,38	0,59	1,03	0,75	0,96	0,17	1,35	1,01	0,73
Приращение за 39 лет, доля от СКО	1,27	1,33	2,08	1,22	1,58	0,34	1,88	1,54	1,32
<i>Суммарный гидрометеорологический потенциал разрушения берегов (TE)</i>									
Среднее	1,90	1,28	0,73	0,78	0,46	0,72	0,52	0,81	0,80
СКО	0,32	0,34	0,19	0,30	0,12	0,17	0,21	0,15	0,16
СКО/среднее	0,27	0,26	0,26	0,39	0,25	0,24	0,41	0,18	0,28
Приращение за 39 лет	0,77	0,64	0,55	0,52	0,24	0,22	0,49	0,25	0,44
Приращение за 39 лет, % от среднего	0,40	0,50	0,75	0,67	0,53	0,30	0,95	0,31	0,56
Приращение за 39 лет, доля от СКО	1,7	1,9	2,9	1,7	2,1	1,2	2,3	1,7	1,9

Примечание: СКО – среднеквадратическое отклонение.

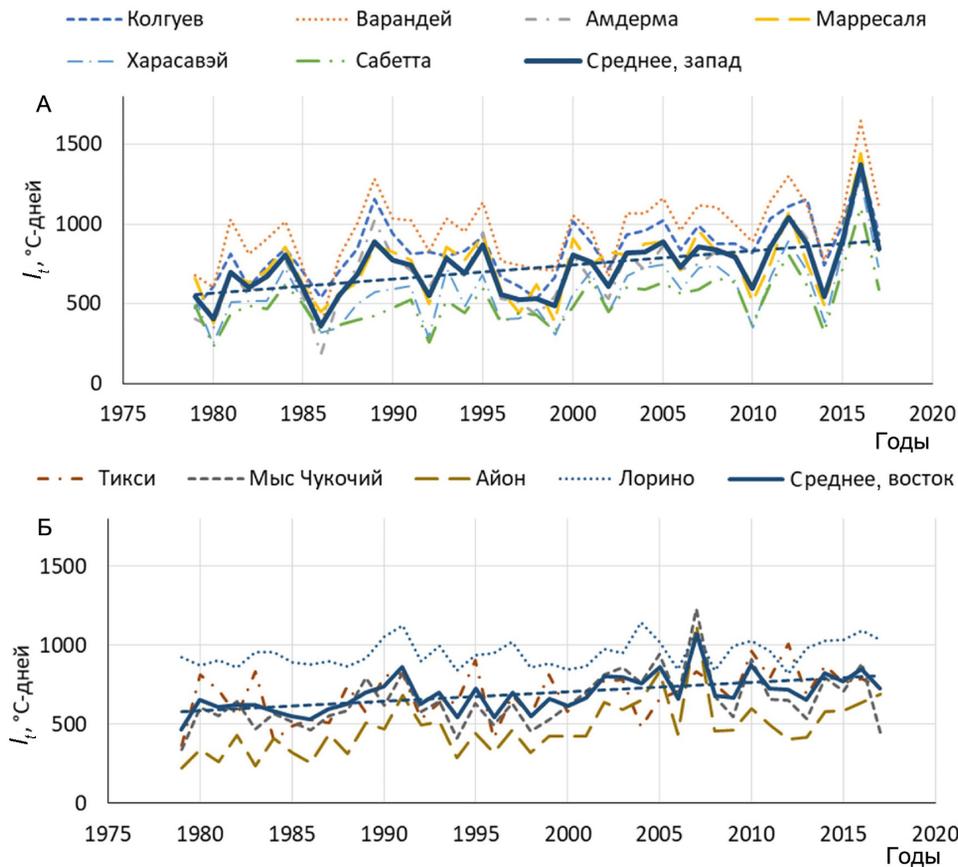


Рис. 3. Многолетняя изменчивость индекса таяния в западной (А) и восточной (Б) частях Арктики.
Пунктирная линия – линейный тренд для средних значений по региону

Fig. 3. Long-term variability of the air thawing index in the western (A) and eastern (B) Arctic.
The linear trend for regional averages is shown as a dotted line

Колебания годовой суммы положительных среднесуточных температур от года к году могут быть значительными: отношение СКО рядов к среднемуголетнему значению колеблется от 0,09 (Лорино) до 0,37 (Айон) и составляет в среднем 0,2. Максимальное за 1979–2017 гг. значение превышает наблюдаемый минимум в среднем в два-три раза, а в районе Амдермы этот показатель достиг 7,5 (1348 градусодней в 2016 г. по сравнению со 183 градусоднями в 1986 г.).

Динамика продолжительности безледного периода. Наибольшая продолжительность безледного периода характерна для о. Колгуев, где лед отсутствует 7–8 месяцев в году (230 дней). Наименьшая продолжительность около 70 дней (2–3 месяца) характерна для участков в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском, а также на севере Обской губы (рис. 4, см. табл.).

На фоне потепления климата и сокращения ледяного покрова в Арктике безледный период за последние 40 лет растет значимо на всех ключевых участках за исключением Лорино (1,3 дня/год с 90 до 140 дней): от 20–30 в Тикси до 115 на

о. Колгуев, что составляет 30–75% от среднемноголетнего. На о. Айон – территории с наиболее суровым климатом – период открытой воды стал длиннее на 75%: он увеличился с 30–60 дней до 90–110, вследствие чего берега острова стали подвергаться беспрецедентной механической нагрузке. Наименьшая скорость роста продолжительности безледного периода (менее 1 дня/год или до 30 дней за период с 1979 по 2017 г.) наблюдается в восточной части Российской Арктики: Тикси (Буор-Хая), м. Чукочий, пос. Лорино. Наибольшая скорость роста продолжительности безледного периода характерна для наиболее «морских» районов: это острова Колгуев, Айон и удаленная от бухт и заливов Амдерма. Расположенные в бухтах и заливах Варандей, Сабетта, Лорино, Буор-Хая и Чукочий демонстрируют меньшие темпы прироста по сравнению с участками на открытых побережьях. Приращение безледного периода за 40 лет превышает среднеквадратическую изменчивость ряда в 1,8–2,6 раза (за исключением пос. Лорино), что подтверждает значимость наблюдаемых изменений.

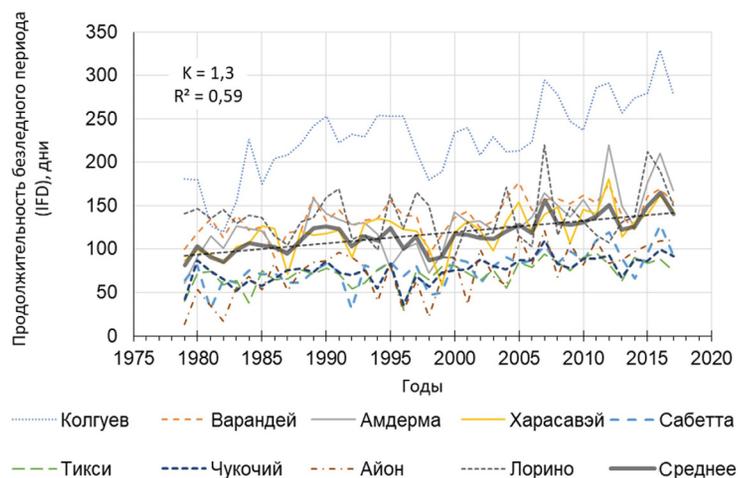


Рис. 4. Продолжительность безледного периода ключевых участков

Fig. 4. Ice-free period duration in key areas

Многолетняя изменчивость энергии ветровых волн. Волноэнергетический фактор значительно различается на ключевых участках берега как в западной и восточной частях Российской Арктики, так и внутри каждого из регионов. На западном побережье Колгуева суммарный поток энергии ветровых волн, рассчитанной по методу Попова–Совершаева, примерно в 20 раз превышает энергию ветровых волн в районе порта Сабетта в Обской губе и вдвое превышает таковой на соседнем Варандее (см. табл., рис. 5). Большие значения на Колгуеве связаны с высокой скоростью ветра и энергией ветровых волн в Баренцевом море, а также с высокой продолжительностью безледного периода. При этом в осенние и зимние месяцы (ноябрь – январь), когда море еще не покрыто льдом, волны воздействуют на замерзший береговой уступ при отрицательных температурах воздуха, что уменьшает скорость разрушения берегов по сравнению с летними месяцами.

Низкие значения энергии ветровых волн в Обской губе обусловлены непродолжительным безледным периодом и малым разгоном волн (до 50 км в СВ и ЮВ направлениях, по остальным направлениям – меньше).

Характерной чертой рядов энергии ветровых волн является большая межгодовая изменчивость. СКО рядов составляет в среднем около половины среднемноголетнего значения: от 30% на Колгуеве до 70% на о. Айон. Бывают «спокойные» годы с минимальной волновой нагрузкой на берега, когда наблюдатель на местности может отметить, что берег не изменил своих очертаний. Если за теплый сезон случается экстремальный шторм, то, напротив, значение потока волновой энергии многократно возрастает, а берег обычно существенно отступает.

В среднем, максимальные значения ряда волновой энергии превышают минимальные в 15 раз. На о. Айон, где в отдельные годы акватория очищается ото льда всего на две-три недели (1979, 1984 и 1998 гг.), отношение максимального значения к минимальному составляет 25. При такой изменчивости рядов направленные многолетние тенденции должны достигнуть определенного порогового значения, чтобы быть обнаруженными в рядах наблюдений.

В целом участки западной экспозиции (о. Колгуев, Харасавэй, о. Айон) характеризуются большим ростом энергии ветровых волн за последние несколько десятилетий по сравнению с участками восточной экспозиции (Сабетта, мыс Чукочий, Лорино) (рис. 5). Это происходит, в частности, за счет увеличения повторяемости западных ветров. На восточных побережьях в годы усиления западных потоков наблюдаются более спокойные с точки зрения волноэнергетические условия, несмотря на увеличение продолжительности безледного периода, которое наблюдается повсеместно в Арктике независимо от ориентации берега. Таким образом, на современном этапе развития климата западные побережья оказываются более чувствительными к потеплению за счет одновременного усиления термического и волноэнергетического воздействия, которое в свою очередь увеличивается не только и не столько за счет более продолжительной экспозиции берега волнам, сколько за счет увеличения повторяемости волноопасных западных штормов.

В наиболее холодных областях, где раньше лед защищал берега в течение большей части года, главную роль в формировании тренда изменений энергии ветровых волн играет продолжительность безледного периода. На о. Айон – одном из самых северных пунктов нашего исследования, расположенном в наиболее суровых ледовых условиях, – высокая корреляция продолжительности периода открытой воды и приходящей энергии волн (0,7) может свидетельствовать о том, что скованность побережья льдом здесь оказывается лимитирующим фактором и любое освобождение акватории ото льда приводит к увеличению механической нагрузки на берега (см. рис. 4). В начале 1980-х гг. продолжительность безледного периода здесь составляла в среднем 45 дней, т. е. фактически западный берег острова был лишен механического воздействия (минимальный безледный период составлял до 13 дней – это практически полное отсутствие механического разрушения, если на этот период не пришлось ни одного шторма, как было в 1979, 1982 и 2001 гг.; см. рис. 4). Начиная с 2002 г.,

акватория очищена ото льда уже не менее 2 месяцев ежегодно, а в 2011–2017 гг. – в среднем 100 дней в году. Произошло кратное возрастание механической нагрузки на берег острова. Так, в 2015 и 2016 гг. значения энергии ветровых волн достигали здесь 1 500 000 т/год (при среднемноголетних около 500 000 т/год). Такие значения сравнимы с гораздо более южнее расположенным пос. Варандей в Баренцевом море.

Рассматривая среднемноголетние значения по всем ключевым участкам западной и восточной частей Российской Арктики (рис. 6), можно сделать вывод, что западный и восточный секторы отличаются в первую очередь количеством приходящей энергии: интегральные среднегодовые значения в

западно-арктических морях обусловлены в первую очередь длительным безледным периодом и большим разгоном волн в Баренцевом и Карском морях по сравнению с восточно-арктическими морями. Тенденции многолетней изменчивости похожи: при максимуме энергии ветровых волн в отдельный год в западной Арктике, в восточной части также наблюдается повышение. Оно может отличаться по амплитуде, однако знак и тенденция изменений совпадает почти во все годы. При этом между отдельными ключевыми участками (см. рис. 6) наблюдается намного больший разброс значений и тенденций в разные годы, чем между западно-арктическими и восточно-арктическими морями при усреднении данных по разным участкам.

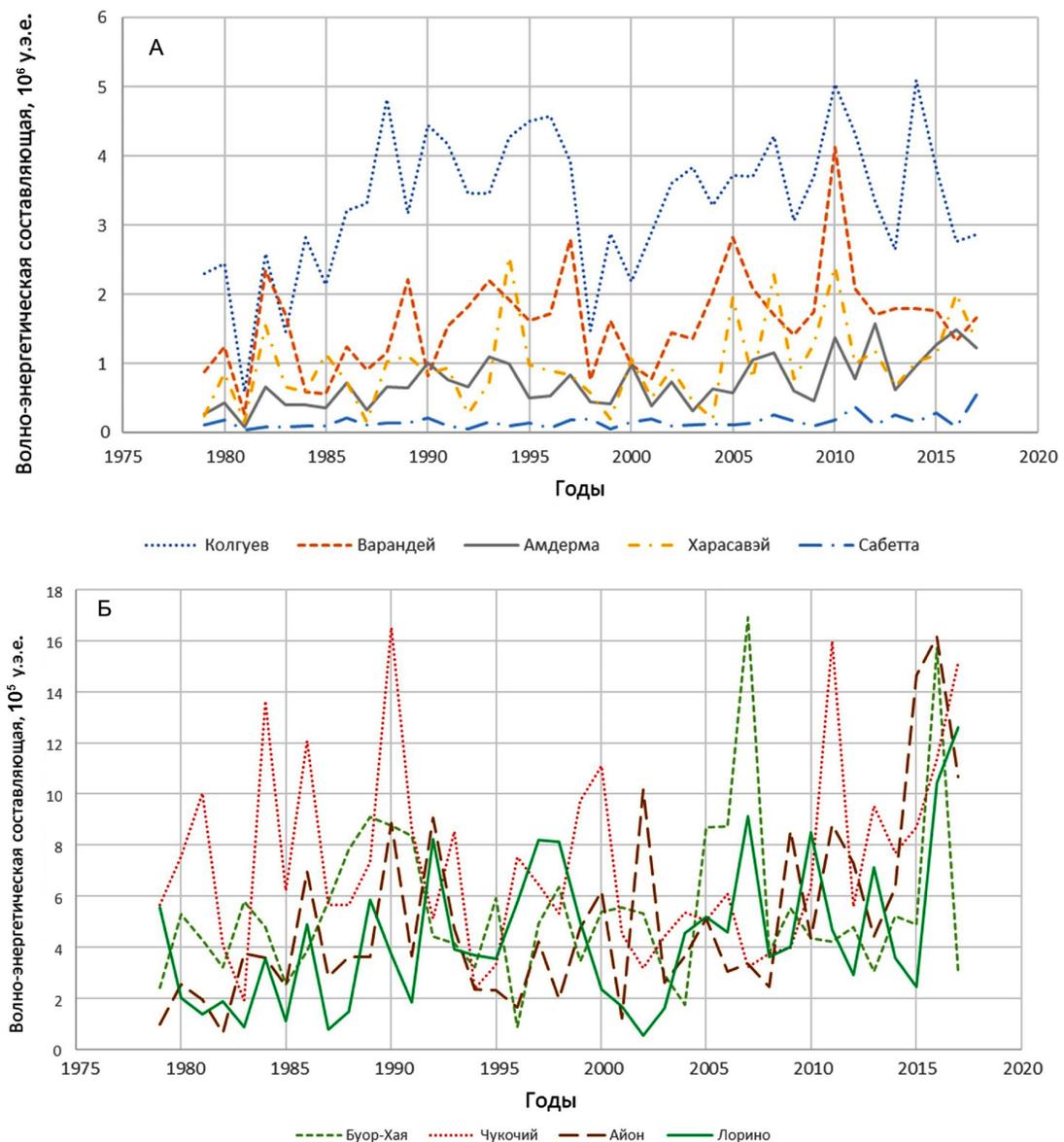


Рис. 5. Многолетняя изменчивость энергии ветровых волн для ключевых участков в западно-арктических (А) и восточно-арктических морях (Б)

Fig. 5. Long-term variability of wind wave energy for key areas in the western (A) and eastern Arctic seas (B)

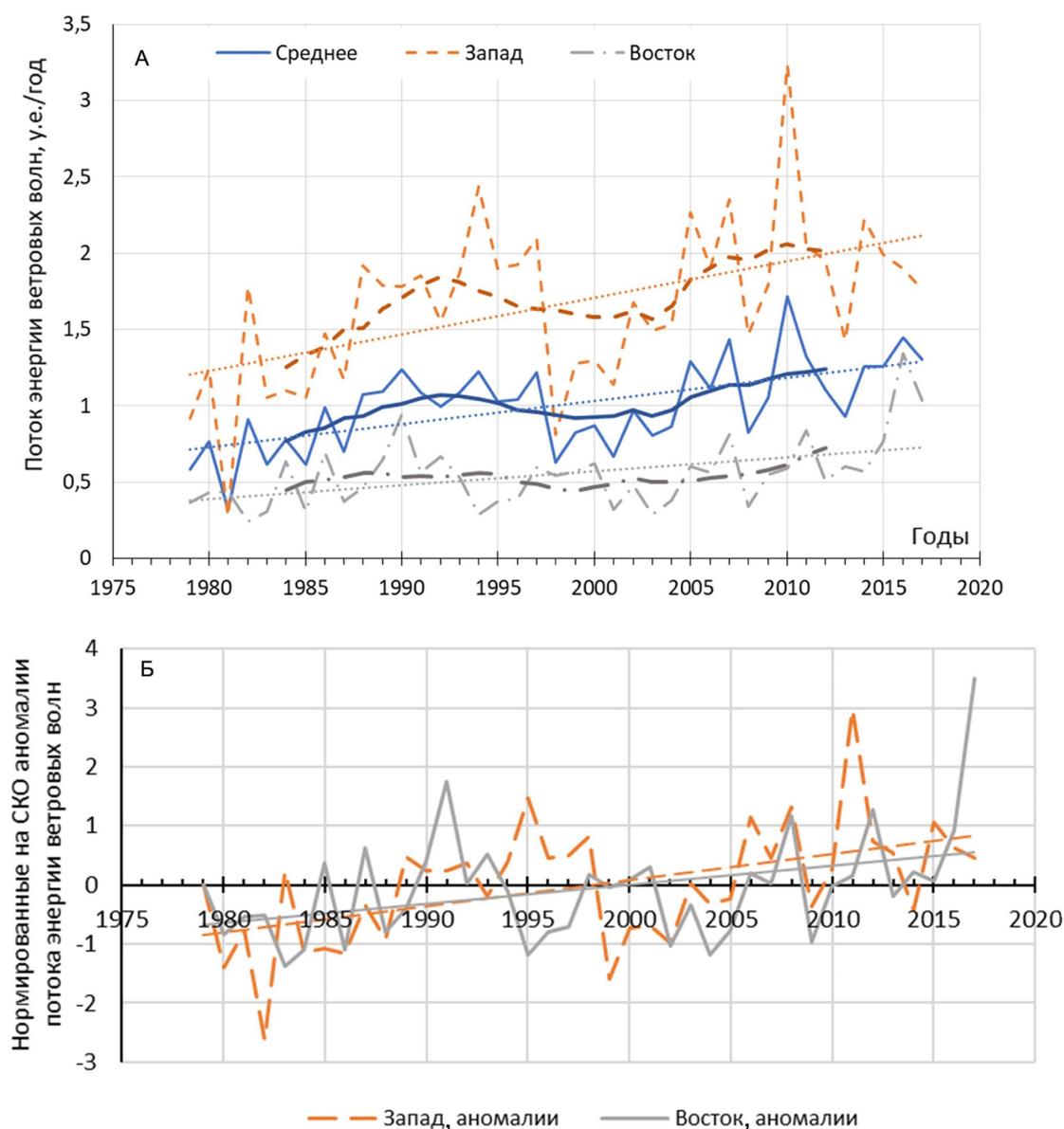


Рис. 6. Многолетняя изменчивость потока энергии ветровых волн на внешней границе береговой зоны девяти ключевых участков в абсолютных величинах (А) и в нормированных на среднее квадратическое отклонение (СКО) аномалиях (Б).

Западные участки: о. Колгуев, п. Варандей, п. Амдерма, п. Харасавэй, п. Сабетта; восточные участки: губа Буор-Хая, м. Чукочий, о. Айон, с. Лорино. Пунктирной линией обозначен линейный тренд

Fig. 6. Long-term variability of the wave energy flux at the outer border of the coastal zone in nine key areas: (A) in absolute values and (B) in normalized parameters of the standard deviation (RMS) anomalies.
Western Arctic: Kolguev, Varandey, Amderma, Kharasavey, Sabetta; eastern Arctic: Buor-Khaya Bay, Cape Chukochiy, Ayon, Lorino.
The linear trend is shown as a dotted line

В целом энергия ветровых волн выросла за последние несколько десятков лет как в западной, так и в восточной части Российской Арктики, однако на западе этот тренд значительно больше за счет более быстрого приращения безледного периода и увеличения времени волнового воздействия на берега.

Полученные значения трендов позволяют утверждать, что на современном этапе развития климата влияние волноэнергетического фактора на

Арктические берега растет. Основную роль в этом процессе играет увеличение повторяемости штормов волноопасных румбов, а наблюдающееся увеличение времени экспозиции берега волнам за счет улучшения ледовой обстановки не приводит к значимым увеличениям потока энергии ветровых волн.

Отличительной чертой волноэнергетического воздействия на берега в последние годы является приращение энергии ветровых волн за счет увели-

чения безледного периода в зимние месяцы. В «теплых» районах Арктики, таких как Колгуев, Лорино и Амдерма, в последние годы замерзание акватории происходит зачастую в следующем за теплым сезоном календарном году (в январе). В таком случае значительная часть энергии ветровых волн поступает уже к мерзлomu берегу, поскольку теплый период заканчивается в среднем в октябре – начале ноября. Роль такого зимнего приращения энергии ветровых волн в разрушении берегов еще предстоит установить. Одним из путей решения этого вопроса может быть детальное моделирование процессов оттаивания/замерзания грунта и выноса материала волнами, например с помощью модели [Разумов, 2002; Разумов, Григорьев, 2011; Григорьев и др., 2006; Aleksyutina et al., 2020].

Многолетняя динамика гидрометеорологического потенциала термоабразии. В пространственном распределении ГМ потенциала – суммарного термического и волноэнергетического факторов динамики берегов – особняком стоит о. Колгуев, характеризующийся максимальной ГМ нагрузкой (см. табл.) за счет большого потока энергии ветровых волн и высоких летних температур. В результате западное побережье Колгуева испытывает в 1,5–4 раза большую ГМ нагрузку, чем остальные исследованные участки (рис. 7). Наименьший ГМ потенциал характерен для Сабетты и о. Айон. Оба пункта расположены в высоких широтах, отличающихся низкими температурами, и получают ограниченные потоки энергии ветровых волн: на Сабетте – за счет малого разгона волн, на Айоне – за счет короткого динамически активного периода. СКО рядов ГМ потенциала составляет 20–40% от среднемного-

летнего значения. Максимальное значение превышает минимальное в 2–6 раз.

Во всех исследованных районах ГМ потенциал значимо возрастает в последние годы. На м. Чукочьем и в губе Буор-Хая тренд значим на уровне 0,05, на остальных участках – на 0,01. За весь период приращение составило в среднем 50–60% от среднемноголетнего значения: от 30–35% в Лорино и на м. Чукочьем до 95% на о. Айон. Это больше стандартной изменчивости в среднем в 1,5–2 раза (от 1,2 на м. Чукочьем и в губе Буор-Хая до 3 в Амдерме; см. табл.).

В целом межгодовые колебания осредненных значений ГМ потенциала в западной и восточной Арктике относительно синхронны. В западно-арктических морях значения этого параметра выше, чем в восточно-арктических. Это связано с тем, что и термический, и волноэнергетический факторы здесь проявляются интенсивнее за счет более высоких температур и продолжительного безледного периода. Амплитуда колебаний значений ГМ потенциала на западе также больше за счет быстро меняющихся ледовых и ветровых условий. Тем не менее в восточной Арктике общий ГМ потенциал растет быстрее. Учитывая значительную льдистость берегов и их меньшую устойчивость к размыву по сравнению с западной Арктикой, это может привести к еще большему ускорению термоабразии в ближайшие годы.

Суммарное ГМ воздействие ожидаемо имеет более тесную линейную связь с продолжительностью безледного периода, чем каждая из его составляющих. Коэффициент корреляции осредненных по всем пунктам рядов приближается к 0,9 (от 0,5 в Лорино до 0,84 на о. Айон).

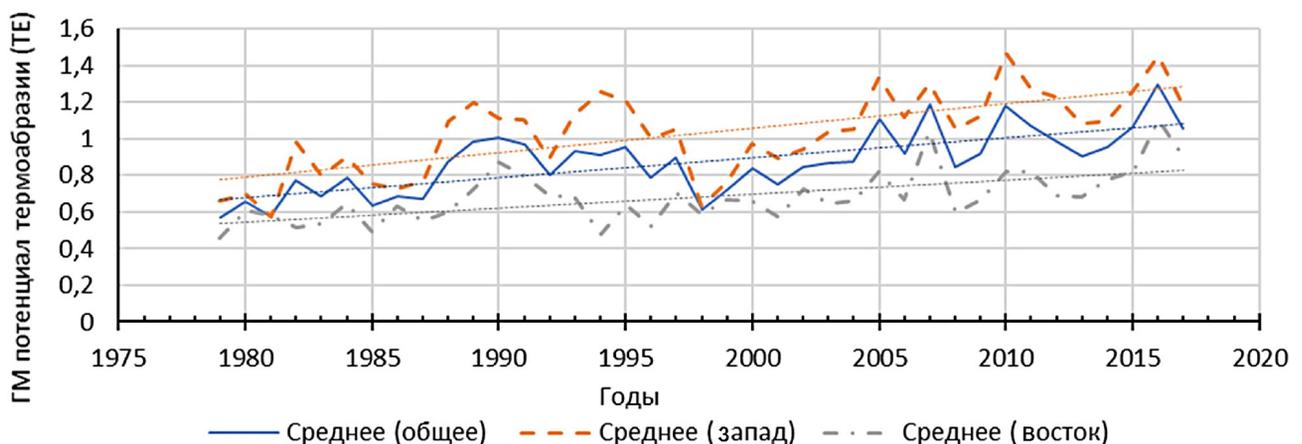


Рис. 7. Динамика гидрометеорологического потенциала термоабразии (ТЕ)

Fig. 7. Dynamics of the hydrometeorological potential of thermal abrasion (TE)

ВЫВОДЫ

Суммарный ГМ потенциал термоабразии берегов, сложенных мерзлыми дисперсными породами, значимо возрастает в последние годы во всех районах Российской Арктики. На протяжении всего побережья от о. Колгуева до Чукотки наблюдается увеличение ГМ потенциала термоабразии берегов за счет как термического, так и волноэнергетического факторов. Продолжительность безледного периода в 1979–2017 гг. увеличилась на 15–75%. Она коррелирует с температурами теплого сезона, с энергией ветровых волн и наиболее сильно с суммарным ГМ воздействием (коэффициент корреляции от 0,5 до 0,84). Таким образом, про-

должительность безледного периода выступает ведущим фактором в динамике арктических берегов. Она связана с температурными условиями, поскольку растет за счет потеплений и определяет длительность волнового воздействия на берега, регулируя суммарное количество волновой энергии, воздействующей на уступы в течение года. Также значительную роль в многолетней динамике волноэнергетического фактора играет изменение повторяемости штормов волноопасных румбов. В связи с этим западные побережья в периоды потеплений могут испытывать большие ГМ нагрузки за счет увеличения повторяемости западных ветров, обычно сопровождающего потепления.

Благодарности. Исследование проведено при поддержке РФФИ (проект 18-05-60300) и государственной темы НИР лаборатории геоэкологии Севера географического факультета МГУ (№121051100167-1).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексютина Д.М., Мазнев С.В., Белова Н.Г., Шилова О.С. Влияние криогенных процессов на динамику Уральского берега Байдарачкой губы Карского моря // Арктика и Антарктика. 2019. № 4. С. 84–96. DOI: 10.7256/2453-8922.2019.4.31604.
- Арэ Ф.Э. Термоабразия морских берегов. М.: Наука, 1980. С. 5–40.
- Великоцкий М.А. Особенности современной динамики берегов о. Колгуев // Динамика Арктических побережий России. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1998. С. 93–101.
- Васильев А.А., Стрелецкая И.Д., Черкашев Г.А., Ванштейн Б.Г. Динамика берегов Карского моря // Криосфера Земли. 2006. Т. 10. № 2. С. 56–67.
- Воскресенский К.С., Совершаев В.А. Роль экзогенных процессов в динамике арктических побережий // Динамика Арктических побережий России. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1998. С. 35–48.
- Григорьев М.Н. Криоморфогенез и литодинамика прибрежно-шельфовой зоны морей Восточной Сибири: автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО РАН, 2008. 40 с.
- Григорьев М.Н., Разумов С.О., Куницкий В.В., Спектор В.Б. Динамика берегов восточных арктических морей России: основные факторы, закономерности и тенденции // Криосфера Земли. 2006. Т. 10. № 4. С. 74–94.
- Кизяков А.И., Зимин М.В., Лейбман М.О., Правикова Н.В. Мониторинг скорости термоденудации и термоабразии на западном побережье острова Колгуев с использованием материалов космической съемки высокого разрешения // Криосфера Земли. 2013. Т. 17. № 4. С. 36–47.
- Огородов С.А. Роль морских льдов в динамике рельефа береговой зоны. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2011. 173 с.
- Маслаков А.А. Современная динамика берегов Берингова и Чукотского морей. Закономерности формирования и воздействия морских, атмосферных опасных явлений и катастроф на прибрежную зону РФ в условиях глобальных климатических и промышленных вызовов («Опасные явления»): материалы Международной научной конференции (г. Ростов-на-Дону, 13–23 июня 2019 г.). Ростов н/Д: Изд-во ЮНЦ РАН, 2019. С. 181–182.
- Попов А.И. Об условиях формирования осадочно-криогенного комплекса в плейстоцене на приморских равнинах Субарктики // Проблемы криолитологии. 1983. Вып. 11. С. 19–37.
- Попов Б.А., Совершаев В.А. Принципы выбора исходных данных для расчета потоков волновой энергии // Береговая зона моря. М.: Наука, 1981. С. 47–153.
- Попов Б.А., Совершаев В.А. Некоторые черты динамики арктических берегов Азии // Вопросы географии. М.: Мысль, 1982. Вып. 119. С. 105–116.
- Разумов С.О. Модель динамики льдистых берегов с переменными составляющими абразионной активности моря в нестационарных климатических условиях // Криосфера Земли. 2002. Т. VI. № 3. С. 35–44.
- Разумов С.О., Григорьев М.Н. Береговые криогенные процессы как фактор дестабилизации углекислого-карбонатного равновесия в морях восточной Сибири // Криосфера Земли. 2011. Т. 15. № 4. С. 75–79. URL: <http://www.izdatgeo.ru/pdf/krio/2011-4/75.pdf>.
- Суркова В., Соколова Л.А., Чичев А.Р. Многолетний режим экстремальных значений скорости ветра в Баренцевом и Карском морях // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. Геогр. 2015. № 5. С. 53–58.
- Фартышев А.И. Особенности прибрежно-шельфовой криолитозоны моря Лаптевых. Новосибирск: Наука, 1993. 136 с.
- Aleksyutina D., Ogorodov S., Shilova O.S. Simulation of coastal dynamics at the Kara Sea, *Journal of Coastal Research*, 2020, no. 95, p. 330–335.
- Andersland O.B., Ladanyi B. *Frozen ground engineering*, 2nd edition. Hoboken, New Jersey, John Wiley & Sons, 2004, p. 10–50.
- Atkinson D.E. Observed storminess patterns and trends in the circum-Arctic coastal regime, *Geo-Mar Lett.*, 2005, vol. 25, p. 98–109, DOI: 10.1007/s00367-004-0191-0.
- Atkinson D.E., Solomon S.M. A circumarctic environmental forcing database for coastal morphological prediction:

- development and preliminary analyses. Arctic Coastal Dynamics, V. Rachold, J. Brown, S. Solomon, J.L. Sollid (eds.), *Rep. on Polar and Marine Res. Bremerhaven, AWI Publ.*, 2003, no. 443, p. 19–23.
- Baranskaya A., Novikova A., Shabanova N., Romanenko F., Ogorodov S. Late Quaternary and Modern Evolution of Permafrost Coasts at Belyi Island, Kara Sea, *Journal of Coastal Research*, 2020, vol. 95, p. 356–361, DOI: 10.2112/S195-069.1.
- Baranskaya A.V., Novikova A.V., Shabanova N.N., Belova N.G., Maznev S.V., Ogorodov S.A., Jones B.M. The role of thermal denudation in erosion of ice-rich permafrost coasts in an enclosed bay, *Frontiers in Earth Science*, 2021, vol. 8, 566227, DOI: 10.3389/feart.2020.566227.
- Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M.A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A.C.M., Berg de van L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A.J., Haimberger L., Healy S.B., Hersbach H., Hólm E.V., Isaksen L., Kållberg P., Köhler M., Matricardi M., McNally A.P., Monge-Sanz B.M., Morcrette J.J., Park B.-K., Peubey C., Rosnay de P., Tavolato C., Thépaut J.-N., Vitart F. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 2011, vol. 137, p. 553–597, DOI: 10.1002/qj.828.
- Duan C., Dong S., Wang Z. Wave climate analysis in the ice-free waters of Kara Sea, *Regional Studies in Marine Science*, 2019, vol. 30, Article 100719, DOI: 10.1016/j.rsma.2019.100719.
- GEBCO Compilation Group. GEBCO 2020 Grid, 2020, DOI: 10.5285/a29c5465-b138-234d-e053-6c86abc040b9.
- Gelaro R., McCarty W., Suárez M.J., et al. The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2), *J. Clim.*, 2017, vol. 30, iss. 14, p. 5419–5454, DOI: 10.1175/JCLI-D-16-0758.1.
- Hersbach H., Bell B., Berrisford P., et al. The ERA5 Global Reanalysis, *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 2020, vol. 146, iss. 730, p.1999–2049, DOI: 10.1002/qj.3803.
- Jones B.M., Arp C.D., Jorgenson M.T., Hinkel K.M., Schmutz J.A., Flint P.L. Increase in the rate and uniformity of coastline erosion in Arctic Alaska, *Geophysical Research Letters*, 2009, vol. 36, p. L03503, DOI: 10.1029/2008GL036205.
- Lantuit H., Overduin P.P., Wetterich S. Recent progress regarding permafrost coasts, *Permafrost Periglac.*, 2013, vol. 24, no. 2, p. 120–130, DOI: 10.1002/ppp.1777.
- Myslenkov S., Platonov V., Kislov A., Silvestrova K., Medvedev I. Thirty-Nine-Year Wave Hindcast, Storm Activity, and Probability Analysis of Storm Waves in the Kara Sea, Russia, *Water*, 2021, vol. 13, no. 5, p. 648, DOI: 10.3390/w13050648.
- Overland J., Dunlea E., Box J.E., Corell R., Forsius M., Kattsov V., Olsen M.S., Pawlak J., Reiersen L.-O., Wang M. The urgency of Arctic change, *Polar Science*, 2019, vol. 21, p. 6–13, DOI: 10.1016/j.polar.2018.11.008.
- Poli P., Hersbach H., Dee D., Berrisford P., Simmons A., Vitart F., Laloyaux P., Tan D.G., Peubey C., Thépaut J., Trémolet Y., Hólm E., Bonavita M., Isaksen L., Fisher M.A. ERA-20C: An Atmospheric Reanalysis of the Twentieth Century, *Journal of Climate*, 2016, vol. 29, p. 4083–4097, DOI: 10.1175/JCLI-D-15-0556.1.
- Saha S., Moorthi S., Pan H.-L., Wu X., Wang J., Nadiga S., Tripp P., Kistler R., Woollen J., Behringer D., Liu H., Stokes D., Grumbine R., Gayno G., Wang J., Hou Y.-T., Chuang H.-Y., Juang H.-M., Sela J., Goldberg M. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 2010, vol. 91, p. 1015–1057.
- Saha S., Moorthi S., Wu X., Wang J., Nadiga S., Tripp P., Behringer D., Hou Y.-T., Chuang H.-Y., Iredell M., Ek M., Meng J., Jang R., Mendez M., Dool van den H., Zhang Q., Wang W., Chen M., Becker E. The NCEP Climate Forecast System Version 2, *Journal of Climate*, 2014, vol. 27, iss. 6, p. 2185–2208, DOI: 10.1175/JCLI-D-12-00823.1.
- Shabanov P.A., Shabanova N.N. Open water season changes over the Kara sea coastal zone: Marresalya example. IGARSS 2019 – 2019 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, Yokohama, Japan, 2019, p. 4218–4221.
- Savo V., Lepofsky D., Benner J.P., Kohfeld K.E., Bailey J., Lertzman K. Observations of climate change among subsistence-oriented communities around the world, *Nat. Clim. Change*, 2016, vol. 6, p. 462–473, DOI: 10.1038/nclimate2958.
- Serreze M.C., Barrett A.P., Stroeve J.C., Kindig D.N., Holland M.M. The emergence of surface-based Arctic amplification, *The Cryosphere*, 2009, vol. 3, iss. 1, p. 11–19, DOI: 10.5194/tc-3-11-2009.
- Shabanova N.N., Ogorodov S., Shabanov P., Baranskaya A. Hydrometeorological forcing of Western Russian arctic coastal dynamics: XX-century history and current state, *Geography, Environment, Sustainability*, 2018, vol. 11, no. 1, p. 113–129, DOI: 10.24057/2071-9388-2018-11-1-113-129.
- Stopa J., Ardhuin F., Girard-Ardhuin F. Wave climate in the Arctic 1992–2014: seasonality and trends, *The Cryosphere*, 2016, vol. 10, no. 4, p. 1605–1629.
- Liu Q., Babanin A., Zieger S., Young I., Guan C. Wind and wave climate in the Arctic Ocean as observed by altimeters, *J. Climate*, 2016, vol. 29, no. 22, p. 7957–7975.
- Waseda T., Webb A., Sato K., Inoue J., Kohout A., Penrose B. Correlated increase of high ocean waves and winds in the ice-free waters of the Arctic Ocean, *Scientific Reports*, 2018, vol. 8, no. 1, DOI: 10.1038/s41598-018-22500-9.

Электронные ресурсы

- IPCC. Climate Change 2014. AR5 Synthesis Report, 2014, URL: <https://www.ipcc.ch/report/ar5/syr/> (дата обращения 01.05.2020).
- C3S – Copernicus Climate Change Service: ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate. Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS), 2017, URL: <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home> (дата обращения 15.04.2019).
- CFSR – Climate Data. Climate Forecast System Reanalysis. NCAR, USA, URL: <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/climate-forecast-system-reanalysis-cfsr> (дата обращения 15.04.2019).
- OSI SAF. Global Sea Ice Concentration Climate Data Record v2.0 – Multimission, EUMETSAT SAF on Ocean and Sea Ice, 2017, DOI: 10.15770/EUM_SAF_OSI_0008 (дата обращения 01.05.2020).
- OSI SAF. Global sea ice concentration interim climate data record 2016 onwards (v2.0), EUMETSAT on Ocean and Sea Ice, 2019, URL: http://osisaf.met.no/p/ice/ice_conc_reprocessed.html (дата обращения 01.05.2020).

Поступила в редакцию 12.03.2021

После доработки 21.06.2021

Принята к публикации 20.07.2021

CHANGES OF HYDROMETEOROLOGICAL POTENTIAL OF THERMOABRASION ON THE RUSSIAN ARCTIC COASTS

S.A. Ogorodov¹, N.N. Shabanova², A.S. Kessel³, A.V. Baranskaya⁴, S.O. Razumov⁵

^{1,2,4} Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Research Laboratory of Geoecology of the North

³ FGBU GOIN named after N.N. Zubov

⁴ Institute of Geography RAS, Department of Paleogeography of the Quaternary, laboratory of paleoarchives of the natural environment, Junior Researcher

⁵ Institute of Permafrost named after P.I. Melnikov SB RAS, Laboratory of General Geocryology

¹ Chief Researcher, D.Sc. in Geography, Professor of the RAS; e-mail: ogorodov@aha.ru

² Researcher; e-mail: nat.volobuyeva@gmail.com

³ Postgraduate student; e-mail: naskes19@gmail.com

⁴ Leading Researcher; e-mail: alisa.baranskaya@yandex.ru

⁵ Chief Researcher, D.Sc. in Geography; e-mail: razum55@mail.ru

The paper presents the results of the analysis of wave-energy and thermal components of the hydrometeorological (HM) potential of coast thermoabrasion for nine key areas in the western and eastern sectors of the Russian Arctic for the period of 1979 to 2017. The air thawing and air freezing indices were used to calculate the thermal impact on the permafrost coasts the indices represent the accumulated sum of mean daily temperatures of the warm and cold periods, respectively. The wave-energy component is calculated using the Popov-Sovershaev method. The calculations used data from hydrometeorological stations and CFSR, CFSv2, MERRA and ERA5 reanalysis data. The duration of the ice period is determined using the satellite data.

It was found that the thawing index is everywhere growing steadily and significantly, and the total potential for destruction of the shores built of frozen dispersed rocks has been significantly increasing recently in all regions of the Russian Arctic. There is an increase in the HM potential for coastal destruction along the coast from about the Kolguev Island to Chukotka due to both thermal and mechanical factors, including the associated increasing ice-free period. For the period 1979–2017 the increment averaged 30 to 95% of the long-term average, which is 1.2 to 3 times the standard variability. The most significant changes are observed on the island of Ayon, which has the most severe climate; the least significant changes were in Lorino, on the Chukochoy Cape and in the Buor-Khaya Bay. The increase results from both the increasing temperatures, and the growth in the energy flows of wind waves. The duration of ice-free period correlates with the warm season temperatures, the wind wave energy, and mostly with the total HM impact. Thus, the duration of the ice-free period is a leading factor in the dynamics of the Arctic coasts, determining both temperature and wave conditions. Changing frequency of storms of wave-dangerous directions plays the main role in the dynamics of the wind-wave factor.

Keywords: permafrost, thermal abrasion, thermal denudation, air thawing index, wave energy, hydrometeorological potential of thermal abrasion, coastal dynamics, Russian Arctic, Arctic climate change

Acknowledgements. The study was supported by the Russian Foundation for Basic Research (project 18-05-60300) and the state budget research project of the Laboratory of Geoecology of the North of the Faculty of Geography of Moscow State University (No. 121051100167-1).

REFERENCES

- Aleksyutina D., Ogorodov S., Shilova O.S. Simulation of coastal dynamics at the Kara Sea, *J. of Coastal Research*, 2020, no. 95, p. 330–335.
- Aleksyutina D.M., Maznev S.V., Belova N.G., Shilova O.S. Vliyanie kriogennykh protsessov na dinamiku Ural'skogo berega Baidaratskoi guby Karskogo moray [The influence of the permafrost processes upon erosion of the Ural coast of Baydaratskaya Bay, Kara Sea], *Arktika i Antarktika*, 2019, no. 4, p. 84–96, DOI: 10.7256/2453-8922.2019.4.31604. (In Russian)
- Andersland O.B., Ladanyi B. *Frozen ground engineering*, 2nd edition. Hoboken, New Jersey, John Wiley & Sons, 2004, p. 10–50.
- Are F.E. *Termoabraziya morskikh beregov* [Thermal abrasion of sea coasts], Moscow, Nauka Publ., 1980, p. 5–40. (In Russian)
- Atkinson D.E. Observed storminess patterns and trends in the circum-Arctic coastal regime, *Geo-Mar Lett.*, 2005, vol. 25, p. 98–109, DOI: 10.1007/s00367-004-0191-0.
- Atkinson D.E., Solomon S.M. A circumarctic environmental forcing database for coastal morphological prediction: development and preliminary analyses. Arctic Coastal Dynamics, V. Rachold, J. Brown, S. Solomon, J.L. Sollid (eds.), *Rep. on Polar and Marine Res. Bremerhaven*, AWI Publ., 2003, no. 443, p. 19–23.
- Baranskaya A., Novikova A., Shabanova N., Romanenko F., Ogorodov S. Late Quaternary and Modern Evolution of Permafrost Coasts at Belyi Island, Kara Sea, *J. of Coastal Research*, 2020, vol. 95, p. 356–361, DOI: 10.2112/SI95-069.1.
- Baranskaya A.V., Novikova A.V., Shabanova N.N., Belova N.G., Maznev S.V., Ogorodov S.A., Jones B.M. The

- role of thermal denudation in erosion of ice-rich permafrost coasts in an enclosed bay, *Frontiers in Earth Science*, 2021, vol. 8, 566227, DOI: 10.3389/feart.2020.566227.
- Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M.A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A.C.M., Berg de van L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A.J., Haimberger L., Healy S.B., Hersbach H., Hólm E.V., Isaksen L., Kållberg P., Köhler M., Matricardi M., McNally A.P., Monge-Sanz B.M., Morcrette J.-J., Park B.-K., Peubey C., Rosnay de P., Tavolato C., Thépaut J.-N., Vitart F. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 2011, vol. 137, p. 553–597, DOI: 10.1002/qj.828.
- Duan C., Dong S., Wang Z. Wave climate analysis in the ice-free waters of Kara Sea, *Regional Studies in Marine Science*, 2019, vol. 30, Article 100719, DOI: 10.1016/j.rsma.2019.100719.
- Fartyshev A.I. *Osobennosti pribrezhno-shel'fovoi kriolitozony morya Laptevskh* [Specific features of the coastal shelf permafrost zone of the Laptev Sea], Novosibirsk, Nauka Publ., 1993, 136 p. (In Russian)
- GEBCO Compilation Group. GEBCO 2020 Grid, 2020, DOI: 10.5285/a29c5465-b138-234d-e053-6c86abc040b9.
- Gelaro R., McCarty W., Suárez M.J. et al. The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2), *J. Clim.*, 2017, vol. 30, iss. 14, p. 5419–5454, DOI: 10.1175/JCLI-D-16-0758.1.
- Grigor'ev M.N. *Kriomorfogenez i litodinamika pribrezhno-shel'fovoi zony morei Vostochnoi Sibiri* [Cryomorphogenesis and lithodynamics of the coastal shelf zone of the seas of Eastern Siberia], Extended Abstract of Ph.D. Thesis in geological and mineralogical sciences, Yakutsk, In-t Merzlotovedeniya Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 2008, 40 p. (In Russian)
- Grigor'ev M.N., Razumov S.O., Kunitskii V.V., Spektor V.B. *Dinamika beregov vostochnykh arkticheskikh morei Rossii: osnovnye faktory, zakonmernosti i tendentsii* [Dynamics of the Russian East Arctic sea coast: major factors, regularities and tendencies], *Kriosfera Zemli*, 2006, vol. 10, no. 4, p. 74–94. (In Russian)
- Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hirahara Sh., Horányi A., Muñoz-Sabater J., Nicolas J., Peubey C., Radu R., Schepers D., Simmons A., Soci C., Abdalla S., Abellan X., Balsamo G., Bechtold P., Biavati G., Bidlot J., Bonavita M., Chiara de G., Dahlgren P., Dee D., Diamantakis M., Dragani R., Flemming J., Forbes R., Fuentes M., Geer A., Haimberger L., Healy S., Hogan R. J., Hólm E., Janisková M., Keeley S., Laloyaux P., Lopez Ph., Lupu Cr., Radnoti G., Rosnay de P., Rozum I., Vamborg Fr., Villeneuve S., Thépaut J.-N. The ERA5 Global Reanalysis, *Quarterly J. of Royal Meteorological Society*, 2020, vol. 146, iss. 730, p.1999–2049, DOI: 10.1002/qj.3803.
- Jones B.M., Arp C.D., Jorgenson M.T., Hinkel K.M., Schmutz J.A., Flint P.L. Increase in the rate and uniformity of coastline erosion in Arctic Alaska, *Geophysical Research Letters*, 2009, vol. 36, p. L03503, DOI: 10.1029/2008GL036205.
- Kizyakov A.I., Zimin M.V., Leibman M.O., Pravikova N.V. Monitoring skorosti termodenudatsii i termoabrazii na zapadnom poberezh'e ostrova Kolguev s ispol'zovaniem materialov kosmicheskoi s'emki vysokogo razresheniya [Monitoring of the rate of thermal denudation and thermal abrasion on the western coast of Kolguev Island using high-resolution satellite images], *Kriosfera Zemli*, 2013, vol. 17, no. 4, p. 36–47. (In Russian)
- Lantuit H., Overduin, P.P., Wetterich S. Recent progress regarding permafrost coasts, *Permafrost Periglac.*, 2013, vol. 24, no. 2, p. 120–130, DOI: 10.1002/ppp.1777.
- Liu Q., Babanin A., Zieger S., Young I., Guan C. Wind and wave climate in the Arctic Ocean as observed by altimeters, *J. Climate*, 2016, vol. 29, no. 22, p. 7957–7975.
- Maslakov A.A. [Modern dynamics of the shores of the Bering and Chukchi seas], *Zakonomernosti formirovaniya i vozdeystviya morskikh, atmosferykh yavlenij i katastrof na pribrezhnuyu zonu RF v usloviyakh globalnykh klimaticheskikh i industrialnykh vyzovov ("Opasnye yavleniya")* [Regularities of the formation and impact of marine, atmospheric hazards and disasters on the coastal zone of the Russian Federation in the context of global climatic and industrial challenges ("Hazardous phenomena")], Materialy Mezhdunarodnoi nauchnoi konferentsii (Rostov-na-Donu, 13–23 July, 2019), Rostov-na-Donu, Federal Research Centre the Southern Scientific Centre of the Russian Academy of Sciences Publ., 2019, p. 181–182. (In Russian)
- Myslenkov S., Platonov V., Kislov A., Silvestrova K., Medvedev I. Thirty-Nine-Year Wave Hindcast, Storm Activity, and Probability Analysis of Storm Waves in the Kara Sea, Russia, *Water*, 2021, vol. 13, no. 5, p. 648, DOI: 10.3390/w13050648.
- Ogorodov S.A. *Rol' morskikh l'dov v dinamike rel'efa beregovoi zony* [The role of sea ice in the dynamics of the coastal zone relief], Moscow, Moscow State Un-ty Publ., 2011, 173 p. (In Russian)
- Overland J., Dunlea E., Box J.E., Corell R., Forsius M., Kattsov V., Olsen M.S., Pawlak J., Reiersen L.-O., Wang M. The urgency of Arctic change, *Polar Science*, 2019, vol. 21, p. 6–13, DOI: 10.1016/j.polar.2018.11.008.
- Poli P., Hersbach H., Dee D., Berrisford P., Simmons A., Vitart F., Laloyaux P., Tan D.G., Peubey C., Thépaut J., Trémolet Y., Hólm E., Bonavita M., Isaksen L., Fisher M.A. ERA-20C: An Atmospheric Reanalysis of the Twentieth Century, *J. of Climate*, 2016, vol. 29, p. 4083–4097, DOI: 10.1175/JCLI-D-15-0556.1.
- Popov A.I. Ob usloviyakh formirovaniya osadochno-kriogenogo kompleksa v pleistotsene na primorskikh ravninakh Subarktiki [Conditions of formation of the sedimentary-cryogenic complex in the Pleistocene on the coastal plains of the Subarctic], *Problemy kriolitologii*, 1983, vol. 11, p. 19–37. (In Russian)
- Popov B.A., Sovershaev V.A. [Particular features of dynamics of the Arctic Sea coasts of Asia], *Voprosy geografii* [Topics of geography], Moscow, Mysl' Publ., 1982, vol. 119, p. 105–116. (In Russian)
- Popov B.A., Sovershaev V.A. [Principles of choice of initial data for calculating wave energy fluxes], *Beregovaya zona morya* [Coastal zone of the sea], Moscow, Nauka Publ., 1981, p. 47–153 (In Russian)
- Razumov S.O. Model' dinamiki l'distykh beregov s perezmenyemymi sostavlyayushchimi abrazionnoi aktivnosti morya v nestatsionarnykh klimaticheskikh usloviyakh [Ice-rich coast dynamics model with variable components of the sea abrasion activity in unstable climatic conditions], *Kriosfera Zemli*, 2002, vol. VI, no. 3, p. 35–44. (In Russian)
- Razumov S.O., Grigoriev M.N. Coastal erosion as a destabilizing factor of carbonate balance in the East Siberian Arctic seas, *Earth's Cryosphere*, 2011, vol. 15, no. 4, C. 65–68.

- Saha S., Moorthi S., Pan H.-L., Wu X., Wang J., Nadiga S., Tripp P., Kistler R., Woollen J., Behringer D., Liu H., Stokes D., Grumbine R., Gayno G., Wang J., Hou Y.-T., Chuang H.-Y., Juang H.-M., Sela J., Goldberg M. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 2010, vol. 91, p. 1015–1057.
- Saha S., Moorthi S., Wu X., Wang J., Nadiga S., Tripp P., Behringer D., Hou Y.-T., Chuang H.-Y., Iredell M., Ek M., Meng J., Jang R., Mendez M., Dool van den H., Zhang Q., Wang W., Chen M., Becker E. The NCEP Climate Forecast System Version 2, *Journal of Climate*, 2014, vol. 27, iss. 6, p. 2185–2208, DOI: 10.1175/JCLI-D-12-00823.1.
- Savo V., Lepofsky D., Benner J.P., Kohfeld K.E., Bailey J., Lertzman K. Observations of climate change among subsistence-oriented communities around the world, *Nat. Clim. Change*, 2016, vol. 6, p. 462–473, DOI: 10.1038/nclimate2958.
- Serreze M.C., Barrett A.P., Stroeve J.C., Kindig D.N., Holland M.M. The emergence of surface-based Arctic amplification, *The Cryosphere*, 2009, vol. 3, iss. 1, p. 11–19, DOI: 10.5194/tc-3-11-2009.
- Shabanov P.A., Shabanova N.N. Open water season changes over the Kara Sea coastal zone: Marresalya example, *IGARSS 2019 – 2019 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, Yokohama, Japan, 2019, p. 4218–4221.
- Shabanova N.N., Ogorodov S., Shabanov P., Baranskaya A. Hydrometeorological forcing of Western Russian arctic coastal dynamics: XX-century history and current state, *Geography, Environment, Sustainability*, 2018, vol. 11, no. 1, p. 113–129, DOI: 10.24057/2071-9388-2018-11-1-113-129.
- Stopa J., Arduin F., Girard-Arduin F. Wave climate in the Arctic 1992–2014: seasonality and trends, *The Cryosphere*, 2016, vol. 10, no. 4, p. 1605–1629.
- Surkova G.V., Sokolova L.A., Chichev A.R. Mnogoletnii rezhim ekstremal'nykh znachenii skorosti vetra v Barentsevom i Karskom moryakh [Long-term regime of extreme winds in the Barents and Kara seas], *Vestn. Mosk. Un-ta, Ser. 5, Geogr.*, 2015, no. 5, p. 53–58. (In Russian)
- Vasil'ev A.A., Streletskaya I.D., Cherkashev G.A., Vanshtein B.G. Dinamika beregov Karskogo morya [Coastal dynamics of the Kara Sea], *Kriosfera Zemli*, 2006, vol. 10, no. 2, p. 56–67. (In Russian)
- Velikotskii M.A. [Features of the modern dynamics of the Kolguev Island coast], *Dinamika Arkticheskikh poberezhij Rossii* [Dynamics of the Arctic coasts of Russia], MGU Publ., 1998, p. 93–101. (In Russian)
- Voskresenskii K.S., Sovershaev V.A. [The role of exogenous processes in the dynamics of the Arctic coasts], *Dinamika Arkticheskikh poberezhij Rossii* [Dynamics of the Arctic coasts of Russia], Moscow, Moscow State Un-ty Publ., 1998, p. 35–48. (In Russian)
- Waseda T., Webb A., Sato K., Inoue J., Kohout A., Penrose B. Correlated increase of high ocean waves and winds in the ice-free waters of the Arctic Ocean, *Scientific Reports*, 2018, vol. 8, no. 1, DOI: 10.1038/s41598-018-22500-9.

Web sources

- C3S – Copernicus Climate Change Service: ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate. Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS), 2017, URL: <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home> (access date 15.04.2019).
- CFRSR – Climate Data. Climate Forecast System Reanalysis. NCAR, USA, URL: <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/climate-forecast-system-reanalysis-cfsr> (access date 15.04.2019).
- IPCC. Climate Change 2014. AR5 Synthesis Report, 2014, URL: <https://www.ipcc.ch/report/ar5/syr/> (access date 01.05.2020).
- OSI SAF. Global Sea Ice Concentration Climate Data Record v2.0 – Multimission, EUMETSAT SAF on Ocean and Sea Ice, 2017, DOI: 10.15770/EUM_SAF_OSI_0008 (access date 01.05.2020).
- OSI SAF. Global sea ice concentration interim climate data record 2016 onwards (v2.0), EUMETSAT on Ocean and Sea Ice, 2019, URL: http://osisaf.met.no/p/ice/ice_conc_reprocessed.html (access date 01.05.2020).

Received 12.03.2021

Revised 21.06.2021

Accepted 20.07.2021