

НЕКОТОРЫЕ ОЦЕНКИ ТЯЖЕЛЫХ ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЙ (СЖАТИЙ) В ПЕЧОРСКОМ МОРЕ ПО ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЙ И МОДЕЛИРОВАНИЯ (МОДЕЛИРОВАНИЕ И АНАЛИЗ)

И. В. Бузин¹, С. В. Клячкин¹, С. В. Фролов¹, К. Г. Смирнов¹, С. В. Михальцева¹,
Ю. В. Соколова¹, Ю. П. Гудошников¹, Г. Н. Войнов¹, М. Н. Григорьев²

¹ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт (Санкт-Петербург, Российская Федерация)

² Национальный исследовательский институт мировой экономики и международных отношений имени Е. М. Примакова РАН (Москва, Российская Федерация)

Статья поступила в редакцию 7 сентября 2023 г.

Для цитирования

Бузин И. В., Клячкин С. В., Фролов С. В. и др. Некоторые оценки тяжелых ледовых условий в Печорском море по данным наблюдений и моделирования (моделирование и анализ) // Арктика: экология и экономика. — 2024. — Т. 14, № 1. — С. 24—35. — DOI: 10.25283/2223-4594-2024-1-24-35.

Настоящая работа является продолжением исследования, посвященного анализу формирования тяжелых ледовых условий в Печорском море в навигациях 2003 и 2018 гг. и опубликованного в 2022 г. С помощью численной модели воспроизводятся динамика и некоторые элементы морфометрии ледяного покрова в указанные ледовые сезоны. Показано, что значительные сжатия ледяного покрова в Печорском море (100–150 кПа и более) обусловлены усилениями ветров нажимных направлений, тогда как сжатия, связанные с приливными явлениями, имеют преобладающее значение при слабых ветрах. Приливные сжатия наблюдаются постоянно и регулярно, варьируясь в основном в пределах 10–50 кПа. Вклад торосов в общий объем льда становится существенным при сочетании сильных сжатий и толщин льда, близких к сезонному максимуму (свыше 60–70 см). При малых толщинах льда даже сильные сжатия, как правило, не приводят к значительному росту эквивалентной толщины торосов.

Ключевые слова: Печорское море, ледяной покров, численное моделирование, сжатия льда, приливные явления, эквивалентная толщина торосов.

Введение

Предлагаемое исследование состоит из двух частей. В первой части [1] на основании анализа разнообразных материалов (наблюдения *in situ* и дистанционные наблюдения) описаны процесс формирования тяжелых ледовых условий на акватории Печорского моря в 2003 и 2018 гг. и их влияние на работу судов различных размеров и мощности. В частности, показано, что непосредственными причинами навигационных затруднений являлись сильные сжатия и значительная торосистость ледяного

покрова. Настоящая публикация (вторая часть исследования) посвящена анализу сжатий и торосений ледяного покрова Печорского моря в указанные годы.

Известно, что сжатия льда исследуются как путем сбора и анализа натуральных данных, так и путем воспроизведения с помощью численных моделей динамики ледяного покрова. Каждый из подходов обладает своими достоинствами и недостатками, их выбор в конкретных обстоятельствах определяется прежде всего целью работы. Поскольку в данном случае предполагалось получить и проанализировать общую пространственно-временную картину эволюции сжатий и торосений льда в Печорском море в указанные годы, было решено применить

© Бузин И. В., Клячкин С. В., Фролов С. В., Смирнов К. Г., Михальцева С. В., Соколова Ю. В., Гудошников Ю. П., Войнов Г. Н., Григорьев М. Н., 2024

подход, основанный на численном моделировании эволюции ледяного покрова, включая, естественно, и его динамику. При этом авторы полностью отдавали себе отчет в том, что результаты, полученные с помощью любой численной модели, содержат некоторую ошибку и имеют ограничения по пространственно-временной детализации. Таким образом, в настоящей работе средствами численного моделирования эволюции ледяного покрова с привлечением данных атмосферного ре-анализа получены количественные оценки сжатия и торшения льдов в Печорском море в зимние сезоны 2003 и 2018 гг. и высказаны определенные предположения о ходе и особенностях формирования тяжелых ледовых условий.

Методология моделирования сжатий

Для получения более полного представления о ледовых условиях в Печорском море в зимние сезоны 2003 и 2018 гг. были выполнены некоторые количественные оценки динамики и морфометрии ледяного покрова с помощью численной динамико-термодинамической модели эволюции ледяного покрова, разработанной в Арктическом и антарктическом научно-исследовательском институте (ААНИИ) и широко применяемой в последние 10—15 лет для составления оперативных краткосрочных ледовых прогнозов и получения некоторых режимно-статистических оценок. В настоящее время модель адаптирована к нескольким расчетным областям, имитирующим акватории Северного Ледовитого океана, арктических морей России (включая Печорское), некоторым локальным районам арктического шельфа, а также нескольким замерзающим морям умеренного пояса [2; 3].

Океанский блок основан на модели POM (Princeton Ocean Model) [4; 5]. Он включает полную систему уравнений динамики и термодинамики океана (неразрывности, движения, баланса турбулентной энергии, диффузии тепла и солей). В модели разделены вертикально интегрированные уравнения (баротропный модуль) и уравнения вертикальной структуры (бароклинный модуль).

На открытой границе задаются приливные явления, предвычисленные по гармоническим постоянным главным приливных волн ($M_2, S_2, N_2, K_2, K_1, O_1, P_1, Q_1$). Вычисление приливов проводится по основной формуле [6; 7]:

$$\begin{aligned} h_i &= \sum f A_h \cos [qt + (V_0 + u) - g_h], \\ U_i &= \sum f A_u \cos [qt + (V_0 + u) - g_u], \\ V_i &= \sum f A_v \cos [qt + (V_0 + u) - g_v], \end{aligned} \quad (1)$$

где h_i — предвычисленный уровень моря на открытой границе; U_i, V_i — компоненты приливного течения; f — редуцированный множитель; A — амплитуда

гармоники; q — угловая скорость; $V_0 + u$ — астрономическая часть фазы; g_h, g_u, g_v — углы положения соответствующих гармоник; t — время.

На открытой границе модели для баротропного модуля используются граничные условия, приведенные в [8]:

$$V_{bt} = V_i + \sqrt{\frac{g}{H}} (\xi - h), \quad (2)$$

где V_{bt} — вертикально осредненные течения, устанавливающиеся на открытой границе; ξ — восстановленный моделью уровень на открытой границе; g — ускорение свободного падения; H — глубина места.

Для бароклинного модуля используется следующее условие, основанное на условии излучения [5]:

$$V_{bc}^k = V_{bc}^{k-1} \sqrt{\frac{H}{H_{\max}}} + V^k \left(1 - \sqrt{\frac{H}{H_{\max}}} \right), \quad (3)$$

где V_{bc}^k — скорость течения, задаваемая на открытой границе в слое k ; V^k и V_{bc}^{k-1} — скорости течения, воспроизведенные моделью на границе и соседних с границей ячейках сеточной области; H_{\max} — максимальная глубина; k — индекс слоя вертикальной σ -координаты.

Тангенциальное напряжение ветра, задаваемое в модели в качестве вынуждающей силы на поверхности, рассчитывается с помощью квадратичного закона. Потоки тепла через границу «океан-атмосфера» определяются с помощью соотношений, предложенных в [9—11].

Ледовый блок модели основан на разработках ААНИИ, изложенных в упоминавшихся выше работах [2; 3].

Термические изменения ледяного покрова рассчитываются с помощью уравнения теплового баланса двухслойной среды «лед-снег» [12].

$$k \rho_{\text{л}} \frac{\partial H}{\partial t} = \lambda_{\text{с}} \frac{\partial T_{\text{с}}}{\partial z} = \lambda_{\text{л}} \frac{\partial T_{\text{л}}}{\partial z} - Q_w, \quad (4)$$

где H — толщина льда; $\lambda_{\text{л}}, \lambda_{\text{с}}$ — теплопроводность льда и снега соответственно; Q_w — поток тепла от воды к нижней поверхности льда; $T_{\text{л}}, T_{\text{с}}$ — температура льда и снега соответственно; k — удельная теплота плавления льда; $\rho_{\text{л}}$ — плотность льда.

Динамика ледяного покрова прогнозируется на основе уравнения баланса количества движения, где в правой части присутствуют слагаемые, ответственные за касательные напряжения на верхней и нижней поверхностях льда, силу Кориолиса, силу, обусловленную наклоном уровня, и силу внутреннего взаимодействия в ледяном покрове.

Тангенциальные напряжения на поверхностях льда рассчитываются с помощью квадратичного закона [13], сила Кориолиса и сила, связанная с наклоном уровня моря, рассчитываются традиционно.

Сила внутреннего взаимодействия считается пропорциональной дивергенции тензора внутренних напряжений:

$$F_{px} = H \left(\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} \right), \quad F_{py} = H \left(\frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{yy}}{\partial y} \right), \quad (5)$$

где σ_{xx} , σ_{xy} , σ_{yx} , σ_{yy} — компоненты тензора скоростей деформации [14].

Считается, что ледяной покров проявляет свойства, характерные для вязкопластических сред. Вязкое взаимодействие в ледяном покрове подробно рассмотрено в [14]. При вязкой параметризации реологии напряжения пропорциональны скоростям деформаций, а коэффициент пропорциональности зависит от сплоченности и толщины льда. Пластическое поведение ледяного покрова имитируется путем введения порогового условия, согласно которому дрейф и деформации существенно зависят от достижения или недостижения некоторого критического напряжения [3].

Необходимо отметить, что при анализе результатов модельных расчетов речь будет идти о максимальных напряжениях сжатия (сжатиях вдоль малой оси эллипса деформации), которые для краткости будут обозначаться термином «сжатие».

Численная реализация модели основана на аппроксимации расчетной области регулярной равноплощадной сеткой. При выполнении настоящего исследования пространственная детализация модели составляла 10 км. Такой выбор шага сетки позволяет воспроизводить эволюцию ледяного покрова с приемлемым пространственным разрешением и вместе с тем удовлетворяет важному условию: пространственный шаг модели должен быть существенно больше размеров льдин, характерных для данного региона (в Печорском море это ледяные поля и обломки ледяных полей с характерными размерами от 100 м до 2 км).

На твердой границе при нажимном дрейфе нормальная к берегу компонента равна нулю, касательная компонента дрейфа трансформируется в зависимости от угла между направлением дрейфа и направлением береговой черты.

На открытой границе напряжения равны нулю.

На границах расчетной области при дрейфе, направленном внутрь расчетной области, градиенты сплоченности (общей и частной) и скорости равны нулю; при выносном дрейфе градиенты сплоченности и скорости на границе равны соответствующим градиентам в ближайшей внутренней ячейке.

Ледяной покров имитируется с помощью метода маркеров (условных льдин). Каждый маркер имеет индивидуальные характеристики — координаты, толщину ровного льда, прибавку толщины за счет торосов, разрушенность (стадию таяния), скорость, а также специальный индикатор, отличающий подвижный дрейфующий лед от неподвижного припая. Максимально возможное количество маркеров

в ячейке в данной модели принято равным 40, что соответствует общей сплоченности 10 баллов.

Временной шаг модели составляет:

- в океанском блоке для баротропного модуля — 5 с, для бароклинного — 2,5 мин;
- в ледовом блоке для расчета динамики — 10 мин, для расчета теплового нарастания (таяния) — 1 ч.

Временная дискретность обмена условиями между льдом и океаном составляет 1 ч.

Термические изменения рассчитываются индивидуально для каждого маркера. В случае образования льда на чистой воде имитируется появление новых маркеров.

На каждом временном шаге скорости всех маркеров, находящихся в данной ячейке, осредняются, т. е. определяется средняя скорость дрейфа в каждой ячейке. Значения этих средних скоростей используются для расчета скоростей деформаций и напряжений в ледяном покрове.

Для задания начальных условий по термохалинной структуре океана при составлении «нового» прогноза (расчета) используются результаты предыдущего прогноза (расчета) с применением специальной процедуры согласования расчетных полей температуры и солености с фактическим состоянием ледяного покрова.

Для задания атмосферного форсинга обычно используются результаты глобальной модели атмосферы GFS (Global Forecasting System) [15] с пространственным шагом 0,5° и с временной дискретностью, равной 3 ч.

Для задания начальных условий по ледяному покрову используются электронные ледовые карты ААНИИ в формате ГИС (векторный шейп-файл) в соответствии с международным стандартом SIGRID-3. С помощью специальной процедуры векторная ледовая карта преобразуется в набор матриц, где каждый элемент каждой матрицы означает значение соответствующего параметра ледяного покрова в соответствующей ячейке сетки.

Порядок выполнения расчетов

В рамках настоящего исследования был выполнен имитационный расчет ледовых условий в Печорском море за периоды с 4 февраля по 3 июня 2003 г. и со 2 февраля по 29 мая 2018 г. Необходимо отметить, что при выполнении модельных расчетов за 2003 г. в качестве атмосферного форсинга использовались данные ре-анализа Arctic System Reanalysis, vers. 2 [16] с пространственным шагом 0,2° и временной дискретностью 3 ч, тогда как для расчетов за 2018 г. — диагностические поля вышеупомянутой системы GFS. Применение двух различных ре-анализов для решения одной задачи является вынужденной мерой и обусловлено тем, что ре-анализ ASR-2 не содержит данных за 2018 г., а модельные расчеты GFS недостаточно надежны за период до 2015 г.

С помощью модели были вычислены значения сплоченности льда (общей и частной), толщины

(средневзвешенной и по отдельным возрастным градациям), дрейфа, сжатий, эквивалентной толщины торосов, а также течений и уровня моря в указанные периоды по всей акватории Печорского моря с пространственным шагом 10 км. Временная дискретность записи результатов моделирования составляла 1 ч.

Начальные условия на момент начала моделирования (в 2003 г. это 4 февраля, в 2018 г. — 2 февраля) задавались с помощью электронной ледовой карты ААНИИ. Далее выполнялось моделирование семисуточными отрезками (по 168 ч), причем результат каждого предыдущего семисуточного расчета использовался в качестве начальных условий для последующего семисуточного расчета. Однако перед запуском очередного семисуточного расчета результаты предыдущего сопоставлялись с ледовой картой и при необходимости корректировались. Коррекция заключалась в следующем: если в некоторой ячейке сетки рассчитанная по модели частная сплоченность хотя бы одной возрастной градации льда отличалась от данных фактической ледовой карты более чем на 2 балла, то в качестве начальных условий для очередного семисуточного расчета в такой ячейке использовались не полученные модельные результаты, а данные фактической ледовой карты.

Оценки достоверности расчетов общей и частной сплоченности льда (основной стандартной количественной характеристики, определяющей достоверность модельного расчета) показали, что обеспеченность выполненными расчетами в среднем составляет от 87,7% (молодой лед) до 92,5% (общая сплоченность). Это полностью соответствует требованиям руководящего документа [17], предъявляемым к расчетам и прогнозам заблаговременностью от 3 до 15 сут.

Также были выполнены оценки достоверности расчетов колебаний уровня моря. Для этого были использованы ежечасные данные наблюдений за уровнем, выполненные в период с 1 по 30 апреля 2003 г. в точке с координатами 69°20' с. ш., 55°00' в. д. (данные автоматической океанографической станции). Эти наблюдения были сопоставлены с модельными результатами, полученными в соответствующей ячейке сетки. Коэффициент корреляции по всей месячной серии составил 0,76, а в наиболее интересующий период (с 22 по 29 апреля) — 0,85. Эти результаты также представляются вполне удовлетворительными.

Таким образом, на наш взгляд, результаты модельных расчетов заслуживают доверия и могут служить материалом для анализа ледовых условий в Печорском море в зимние периоды 2003 и 2018 гг.

Результаты и их обсуждение

На рис. 1а показан временной ход средневзвешенной толщины льда, эквивалентной толщины торосов и суммарной мощности льда в период с 4 февраля по 3 июня 2003 г. в ячейке сетки, центр

которой имеет координаты 69°32' с. ш., 55°20' в. д. Эта точка примерно соответствует середине траектории движения научно-экспедиционного судна (НЭС) «Михаил Сомов» в период с 20 по 30 апреля 2003 г. На рис. 1б — аналогичные результаты за период со 2 февраля по 29 мая 2018 г. в ячейке сетки, центр которой имеет координаты 69°14' с. ш., 57°12' в. д., что примерно соответствует положению морской ледостойкой стационарной платформы (МЛСП) «Приразломная» (см. [1]).

Здесь термин «средневзвешенная толщина льда» означает среднюю толщину ровного льда, подсчитанную с учетом частной сплоченности льдов разных возрастных градаций (частная сплоченность играет роль весовых коэффициентов), термин «эквивалентная толщина торосов» — прибавку толщины льда, обусловленную торосами, термин «суммарная мощность льда» — арифметическую сумму средневзвешенной толщины ровного льда и эквивалентной толщины торосов.

Из рис. 1а видно, что в 2003 г. в течение трех месяцев (февраль-март-апрель) в целом наблюдался медленный рост толщины ровного льда, а в мае-июне — снижение. При этом толщина льда менялась крайне немонотонно: периоды резкого увеличения толщины сменялись столь же резкими падениями. Объяснение этого эффекта очевидно: в дрейфующих льдах толщина льда определяется не только и не столько термическими факторами, сколько адвекцией льдов разной толщины. По большому счету то же относится и к изменениям количества торосистого льда, который в данном случае выражается эквивалентной толщиной торосов. Рост эквивалентной толщины торосов может быть обусловлен как торосообразованием, так и адвекцией торосистых льдов. Уменьшение эквивалентной толщины торосов в зимний период однозначно связано только с адвекцией менее торосистых льдов.

Также на рис. 1а отчетливо виден период высоких значений толщины льда и эквивалентной толщины торосов, начавшийся в середине второй декады апреля и продолжавшийся почти до середины первой декады мая. В этот период средневзвешенная толщина ровного льда составляла 60—95 см, а эквивалентная толщина торосов — 55—85 см, что дает суммарную мощность льда 120—180 см.

Рисунок 1б свидетельствует о том, что в данной точке в 2018 г. также наблюдался постепенный и немонотонный рост толщины ровного льда и эквивалентной толщины торосов вплоть до середины апреля. Можно отметить некоторый скачок эквивалентной толщины торосов в конце второй — начале третьей декады февраля (от 3—5 до 30—35 см), а также кратковременное падение всех трех видов толщины в середине декады марта. Однако на рубеже первой и второй декад апреля начался резкий подъем эквивалентной толщины торосов, продолжавшийся практически до конца второй декады

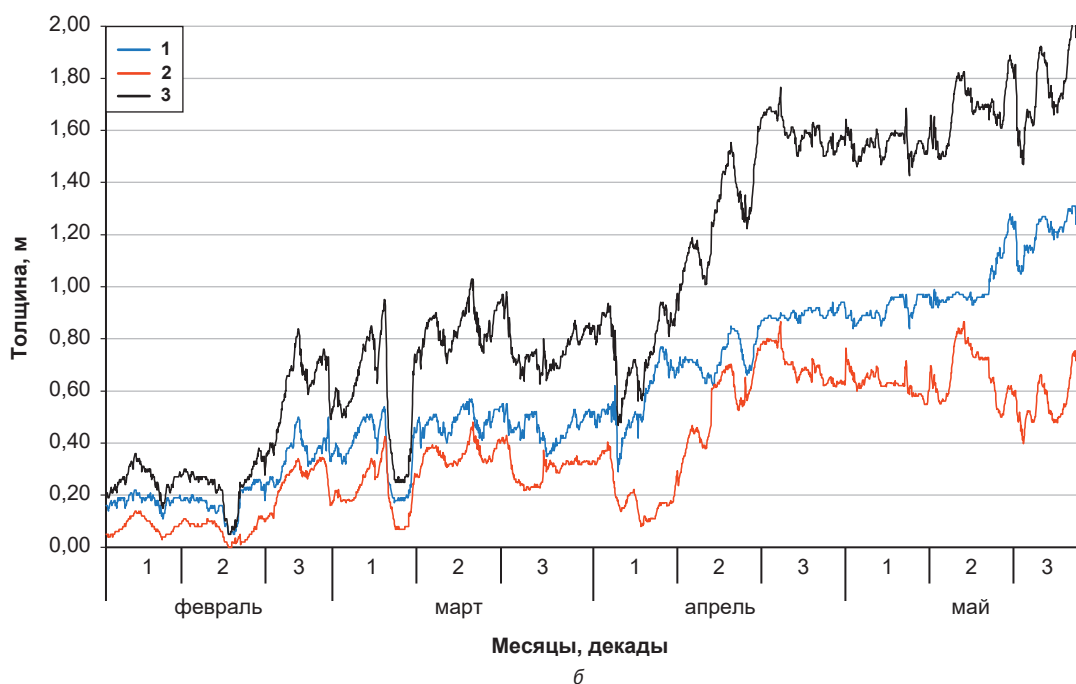
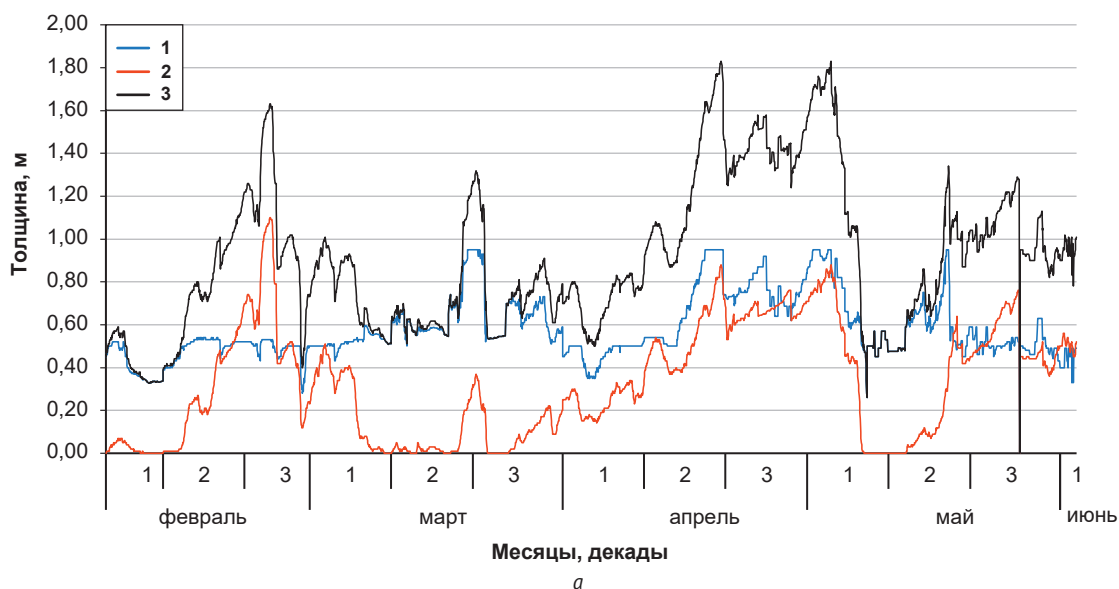


Рис. 1. Временной ход средневзвешенной толщины льда, эквивалентной толщины торосов и суммарной мощности льда в период с 4 февраля по 3 июня 2003 г. в окрестностях точки с координатами 69°32' с. ш. и 55°20' в. д. (а); то же для периода со 2 февраля по 29 мая 2018 г. в окрестностях точки с координатами 69°14' с. ш., 57°12' в. д. (б): 1 – средневзвешенная толщина льда, 2 – эквивалентная толщина торосов, 3 – суммарная мощность льда

Fig. 1. Time course of the weighted average ice thickness, equivalent thickness of hummocks and total ice thickness in the period February 4 – June 3, 2003 in the vicinity of the point with 69°32'N and 55°20'E (a); the same for the period February 2 – May 29, 2018, near the point with coordinates 69°14'N, 57°12'E (б): 1 – weighted average ice thickness, 2 – equivalent thickness of hummocks, 3 – total ice thickness

апреля. За этот период эквивалентная толщина торосов выросла от 10—15 до 80—85 см, а средняя толщина ровного льда увеличилась от 50—60 до 80—90 см, т. е. ровный лед перешел в стадию однолетних льдов средней толщины. В результате суммарная мощность льда достигла 160—170 см. В дальнейшем в течение мая толщина ровного льда продолжала расти и достигла 100—120 см, тогда

как эквивалентная толщина торосов постепенно снижалась до значений порядка 50—70 см. В результате суммарная мощность льда оставалась по-прежнему на высоком уровне (160—200 см), что наряду со значительной сплоченностью льда обусловило сохранение сложных навигационных условий в течение всего мая даже при сравнительно невысоком фоне сжатий.

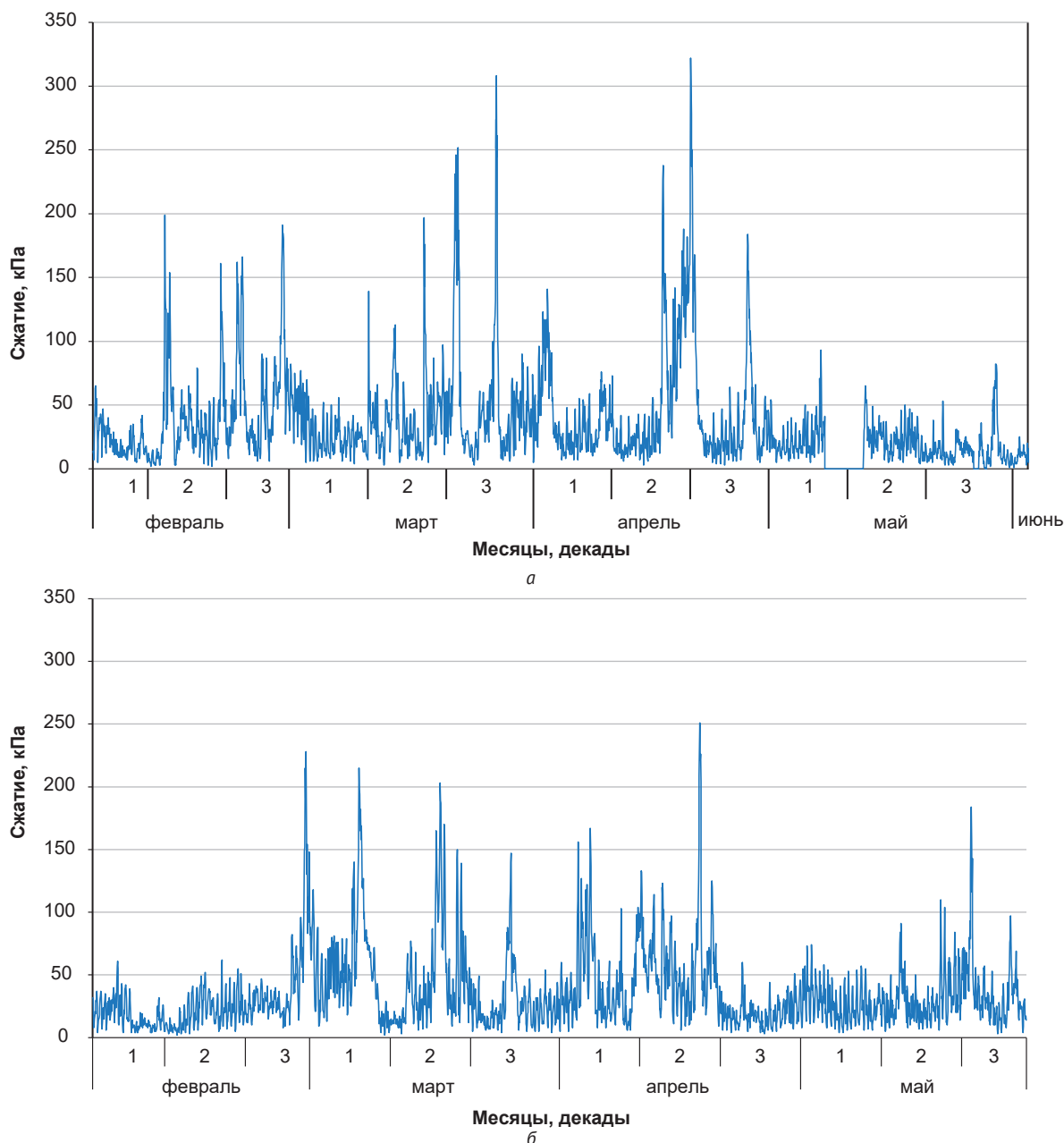


Рис. 2. Временной ход сжатия льда в период с 4 февраля по 3 июня 2003 г. в окрестностях точки с координатами 69°32' с. ш. и 55°20' в. д. (а); то же для периода со 2 февраля по 29 мая 2018 г. в окрестностях точки с координатами 69°14' с. ш., 57°12' в. д. (б)
 Fig. 2. Time course of ice pressure in the period from February 4 to June 3, 2003 in the vicinity of the point with coordinates 69°32' N and 55°20' E (a); the same for the period February 2 – May 29, 2018, at the point with coordinates 69°14' N, 57°12' E (б)

На рис. 2а показан временной ход сжатия льда в 2003 г. за тот же период (4 февраля — 3 июня) в той же ячейке сетки (центр ячейки имеет координаты 69°32' с. ш., 55°20' в. д.). Временной ход сжатий льда в 2018 г. со 2 февраля по 29 мая в окрестностях точки с координатами 69°14' с. ш., 57°12' в. д. показан на рис. 2б. На рис. 2а хорошо виден скачок сжатия в конце второй — начале третьей декады апреля (до 240—340 кПа), а также в конце третьей декады апреля (до 190 кПа). Отметим, что перио-

ды повышенного фона (свыше 50—70 кПа) могут длиться до 2 сут, а наиболее мощные всплески (свыше 100—150 кПа) обычно длятся несколько часов (до 5—10). Эти скачки не кажутся чрезвычайно экстремальными по сравнению с аналогичными всплесками в феврале и в марте, но именно апрельский всплеск произошел на фоне относительно высокой толщины ровного льда (60—70 см), привел к существенному росту торосистости и соответственно суммарной мощности льда. Рисунок 2б показывает,

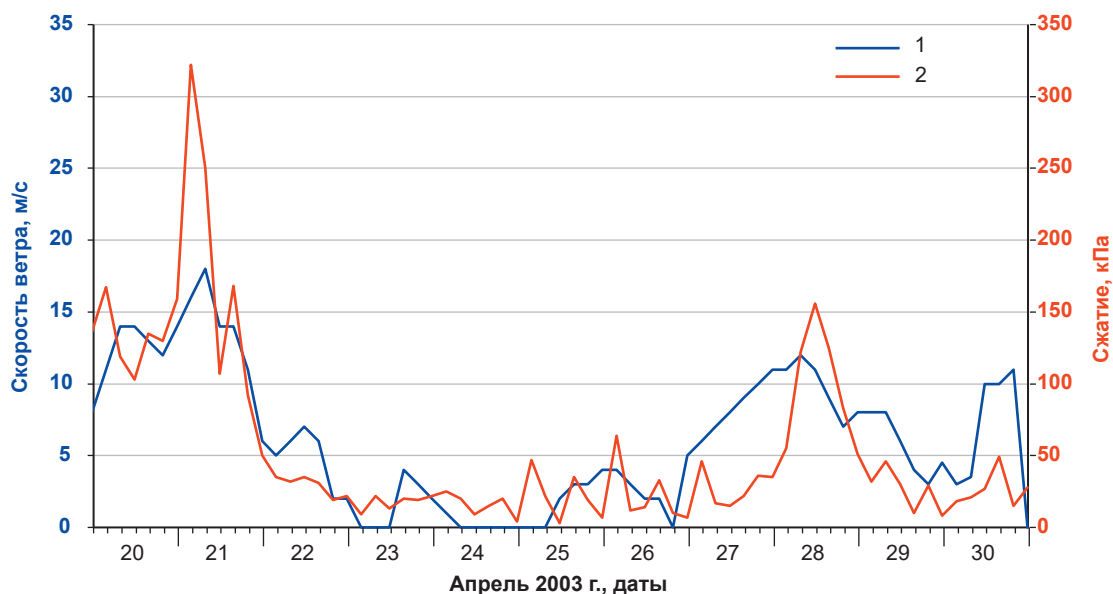


Рис. 3. Временной ход наблюдаемой скорости ветра (1) и расчетных сжатий (2) в период с 20 по 30 апреля 2003 г. с временной дискретностью 4 ч: 1 – наблюдаемая скорость ветра, 2 – расчетное (модельное) сжатие ледяного покрова
Fig. 3. Time course of the observed wind speed and calculated pressures throughout April 20–30, 2003 with a time resolution of 4 hours: 1 – observed wind speed, 2 – simulated (model) ice pressure

что в конце февраля, в марте и в апреле отмечалось несколько всплесков сжатий, но именно всплеск в конце первой — во второй декаде апреля привел к значительному росту эквивалентной толщины торосов. Причина та же, что и в 2003 г., а именно скачки сжатий в более ранний период происходили на фоне относительно низких значений толщины льда, тогда как скачок сжатий в середине апреля пришелся на момент, когда толщина ровного льда достигла и даже превысила величину 60 см.

Как видно из изложенного, сжатия могут достигать примерно одних и тех же значений при разной толщине льда (или, наоборот, разные сжатия возможны при одной и той же толщине льда). Это понятно: сжатие определяется не только толщиной льда, но и характером дрейфа. При этом чем значительнее сжатие, тем более толстые льды могут быть разломаны и тем крупнее формирующиеся торосы. Однако если в ледяном покрове преобладают льды незначительной толщины, то даже при больших сжатиях крупные торосы (и соответственно большая эквивалентная толщина торосов) не формируются.

Проведенное моделирование позволяет предположить следующий сценарий ледовых событий во время встречи НЭС «Михаил Сомов» с ледовыми затруднениями. В период с 17 по 22 апреля произошло резкое увеличение интенсивности сжатия (от 50—80 кПа до 200—250 кПа, а 21 апреля — до 300 кПа), вызванное усилением ветров западной четверти (до 15—20 м/с). Это обусловило интенсивное торосение, в результате которого эквивалентная толщина торосов превысила 90 см. Затем с 23 по 28 апреля ветер ослабел, сжатия вернулись к «привычному» уровню порядка 10—50 кПа в зависимости от фазы прилива, эквивалентная толщина торосов снизилась

до 60—70 см (за счет адвекции менее торосистых льдов из прикромочной части акватории). 28 апреля произошли новое усиление ветра (до 12—15 м/с) и новый скачок сжатий (до 120—160 кПа), который вновь привел к заметному росту эквивалентной толщины торосов (почти до 80 см). Из изложенного видно, что значительные сжатия носят в основном ветровой характер. Это однозначно подтверждает рис. 3, на котором приводится временной ход скорости ветра, наблюдаемой непосредственно на борту НЭС «Михаил Сомов», и сжатий, рассчитанных с помощью численной модели, в период с 20 по 30 апреля с временной дискретностью 4 ч. Коэффициент корреляции между этими величинами составил 0,76.

Как видно из рис. 1, между характерами накопления эквивалентной толщины торосов в 2003 и 2018 гг. имелись как определенные сходства (решающий рост во второй декаде апреля, когда произошло усиление северо-западного ветра), так и отличия (сравнительно резкие скачки и падения в 2003 г. и сравнительно плавный рост в 2018 г.). Это наводит на мысль сопоставить режимы ветров, сжатий и накопления эквивалентной толщины торосов. На рис. 4 показаны среднедекадные значения сжатия, изменения эквивалентной толщины торосов за декаду и среднедекадные скорости ветра в тех же точках.

Приведенные рисунки свидетельствуют о том, что (1) сравнительно высокие среднедекадные значения сжатий (40—50 кПа и более) практически всегда наблюдаются при относительно высоких среднедекадных значениях скорости ветра (5—6 м/с и более) и при преобладании нажимных направлений, (2) значительные сжатия часто, но не всегда приводят к заметному росту эквивалентной толщины торосов.

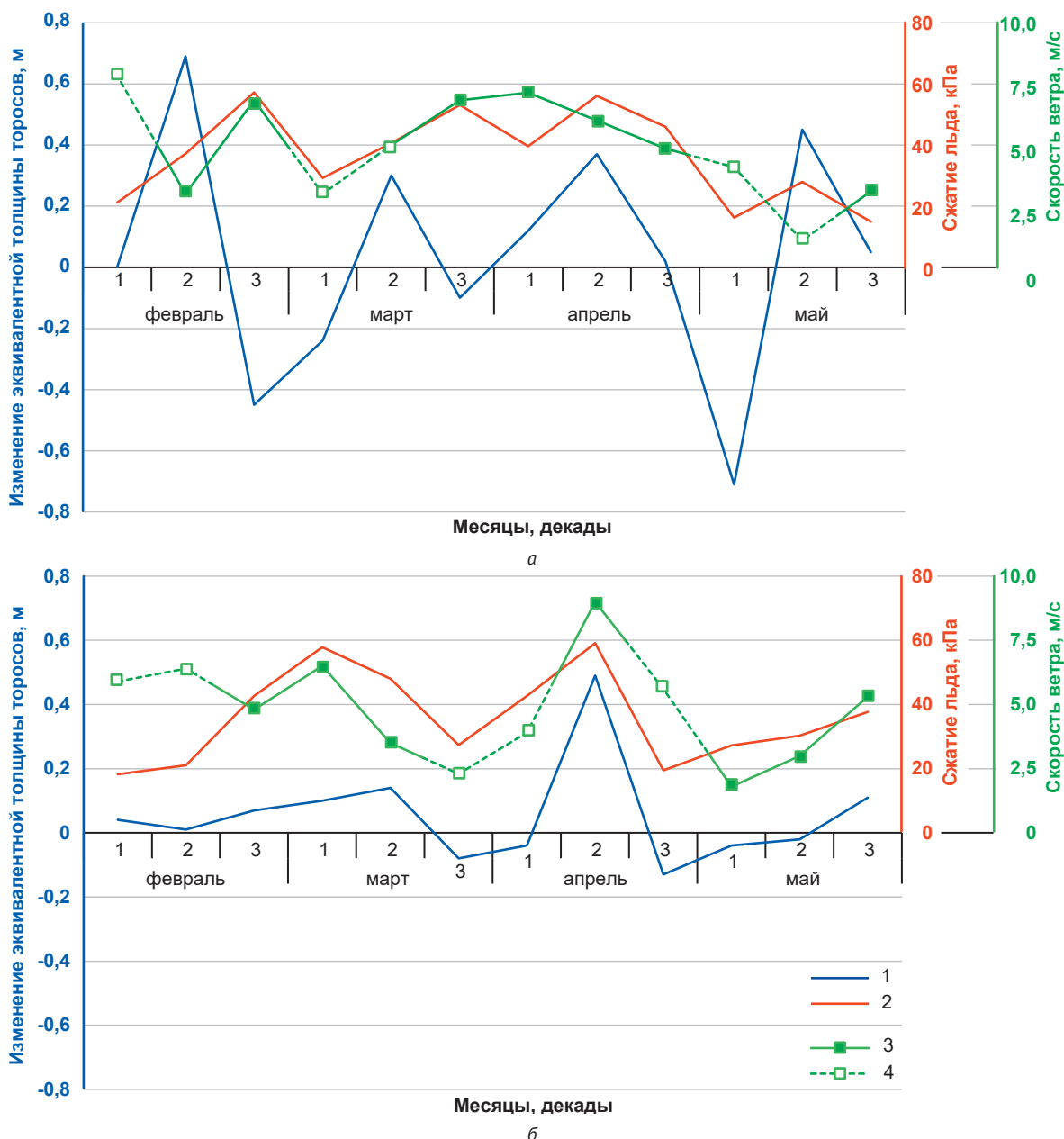


Рис. 4. Среднедекадные значения сжатия льда (1), декадные значения изменения эквивалентной толщины торосов (2), среднедекадные значения скорости ветра (3 – преобладание нажимных направлений, 4 – преобладание отжимных направлений): а – период с 4 февраля по 3 июня 2003 г. в окрестностях точки с координатами 69°32' с. ш. и 55°20' в. д., б – период со 2 февраля по 29 мая 2018 г. в окрестностях точки с координатами 69°14' с. ш., 57°12' в. д.
 Fig. 4. Average ten-day values of ice pressure (1), ten-day values of change in the equivalent thickness of hummocks (2), average ten-day values of wind speed (3 – predominance on-shore wind, 4 – predominance off-shore wind): а – throughout February 4 to June 3, 2003, around the point with coordinates 69°32'N, 55°20'E, б – throughout February 2 to May 29, 2018, around the point with coordinates 69°14'N, 57°12'E

Совпадение сильных сжатий и значительного роста эквивалентной толщины торосов более характерно для апреля-мая (при относительно высоких значениях толщины льда), а несовпадение — для февраля-марта (при относительно малых толщинах льда). Важно отметить, что эти особенности проявляются как в 2003, так и в 2018 гг.

В заключение добавим несколько слов о приливных сжатиях. Первая и главная особенность

приливных сжатий заключается в том, что, с одной стороны, они «работают» практически постоянно и в этом смысле имеют преобладающее значение, а с другой — приливные сжатия заметно проявляются только при слабых ветрах. При сильных ветрах (более 10 м/с) вклад ветра становится гораздо более значимым, а приливная составляющая оказывается не столь заметной. Кроме того, между фазой прилива и фазой приливного сжатия есть заметный,



Рис. 5. Взаимно-корреляционная функция сжатия льда и уровня моря, построенная по результатам численного моделирования: 1 – за период с 1 апреля по 6 мая 2003 г., 2 – за период с 23 по 28 апреля 2003 г.
Fig. 5. The cross-correlation function of ice pressure and the sea level derived from results of numerical simulation: 1 – for April 1 – May 6, 2003, 2 – for April 23–28, 2003

но довольно неустойчивый сдвиг, что подтверждается взаимно-корреляционной функцией (рис. 5). На этом рисунке показано изменение взаимно-корреляционной функции при временных сдвигах от -12 до $+12$ ч (два приливных цикла), что представляет вполне достаточным для оценки статистической связи между сжатием и фазой прилива.

Показанное на рис. 5 свидетельствует о том, что если рассматривать временной ряд, в который попадают случаи как слабого, так и сильного ветра (линия 1), то связь сжатия и уровня малозначима (максимальные абсолютные значения функции не превышают $0,16$). Если же рассматривать ряд, охватывающий период только со слабыми ветрами (линия 2), то связь между уровнем моря и сжатиями становится более значимой (абсолютные максимумы функции составляют порядка $0,33$). Это косвенно подтверждает предположение, что приливные движения оказывают заметное влияние на сжатия при слабых ветрах, тогда как сильный ветер оказывает более существенное влияние на сжатия, чем приливные движения. При этом, как показали модельные расчеты, максимальное сжатие отмечается примерно за 4 ч до полной воды, несмотря на то, что согласно результатам анализа данных наблюдений за течениями момент максимальных приливных течений отмечается за $2,5$ ч до полной воды. Можно предположить, что некоторое несовпадение момента максимальных сжатий и момента максимальных течений связано с тем, что за 4 ч до полной воды эффект отрицательной дивергенции течений дополняется эффектом «ямы» уровня моря.

Стоит обратить внимание на то, что даже при слабом ветре (т. е. когда, казалось бы, связь сжатий и приливных течений должна быть достаточно тесной) взаимно-корреляционная функция между

уровнем и сжатием достигает по абсолютному значению всего $0,33$. Одной из возможных причин такой невысокой корреляции является то, что ориентация большой оси эллипса приливных течений (т. е. оси максимальных приливных течений) может существенно отличаться от ориентации малой оси эллипса деформаций ледяного покрова (т. е. оси максимального сжатия).

Однако в любом случае эти предположения носят дискуссионный характер. Детальное же исследование соотношения приливных колебаний уровня моря, приливных течений и приливных сжатий является отдельной сложной задачей, что, на наш взгляд, выходит за рамки настоящей работы.

В целом же такое соотношение фазы прилива и приливного сжатия, когда максимальные течения и максимальное сжатие отмечаются на стадии роста уровня в момент, близкий к середине промежутка между малой водой и полной водой (т. е. минимальным и наибольшим поднятиями воды в Мировом океане), в принципе известно [18] и свидетельствует о том, что в Печорском море, по данным наблюдений за уровнем моря и течениями, преобладает стоячая волна.

Выводы

1. Численное моделирование динамики и морфометрии ледяного покрова Печорского моря за февраль-май 2003 г. и февраль-май 2018 г. показало, что в эти периоды наблюдалось несколько циклов сжатий. Однако в феврале-марте, когда толщина ровного льда была еще далека от сезонного максимума, сжатия далеко не всегда приводили к существенному увеличению объема торосов, тогда как в апреле-мае, когда толщина ровного льда достигала высоких значений, сжатия сопровожда-

лись ростом объема торосов и соответственно эквивалентной толщины торосов. В 2003 г. наиболее значительный рост эквивалентной толщины торосов отмечался во второй-третьей декадах апреля (т. е. как раз во время нахождения на акватории НЭС «Михаил Сомов»), в 2018 г. — во второй декаде апреля. Таким образом, можно констатировать, что для существенного увеличения эквивалентной толщины торосов необходимы три ключевых условия: высокая скорость ветра, нажимное направление ветра и значительная толщина льда, из которого формируются торосы.

2. Результаты моделирования показали, что вклады ветра и приливов в формирование поля сжатий и образование торосов существенно различны. Приливные явления создают постоянные и регулярные флуктуации сжатий относительно небольшой величины, формируя, таким образом, некий постоянный средний фон порядка 10—50 кПа. Такие сжатия приводят к медленному и постепенному росту эквивалентной толщины торосов за счет торшения относительно тонких льдов. При усилениях ветра до штормовых значений (15 м/с и более), что случается нерегулярно и длится сравнительно недолго, возникают сжатия гораздо более высокой интенсивности (до 100—150 кПа и более), способные привести к скачкообразному увеличению эквивалентной толщины торосов.

3. Главной причиной, определившей трудности движения НЭС «Михаил Сомов» в Печорском море в конце апреля 2003 г. и осложнение морских операций в районе МЛСП «Приразломная» в апреле-мае 2018 г., было сочетание всех упомянутых факторов, а именно: преобладающей толщины льда, близкой к сезонному максимуму (в среднем 70—90 см, в 2018 г. к концу мая — до 120 см), и штормовых ветров, обусловивших значительные сжатия (до 150—300 кПа), которые привели к увеличению количества и размеров торосов (эквивалентная толщина торосов достигала 90 см) и соответственно к увеличению суммарной мощности льда до 180—200 см.

4. Имеющиеся сведения о природе приливных колебаний в Печорском море, а также результаты моделирования, выполненные в рамках настоящего исследования и показавшие, что максимум приливно-го сжатия чаще всего наблюдается через 1—2 ч после малой воды, свидетельствуют о преобладании в данном районе стоячей приливной волны.

5. Результаты анализа формирования и развития тяжелых ледовых условий в Печорском море, содержащиеся в первой части исследования [1], а также в настоящей работе, позволяют предположить, что ситуации, подобные имевшим место в 2003 и 2018 гг., сопровождающиеся сильными сжатиями льда, достаточно типичны для этого района и будут эпизодически повторяться. Примененный комбинированный подход (изучение разнообразных источников и последующее численное моделирование) дает возможность наиболее полно описать

происходящие процессы и получить ряд важных количественных оценок сжатия ледяного покрова для этого района. Полученные результаты могут использоваться при выработке оптимальных решений для обеспечения безопасной работы существующих (таких, как МЛСП «Приразломная») и перспективных инженерных объектов, а также организации морских перевозок в этом районе.

Литература/References

1. Бузин И. В., Клячкин С. В., Фролов С. В. и др. Некоторые оценки тяжелых ледовых условий в Печорском море по данным наблюдений и моделирования (природное явление и его влияние на морские операции) // Арктика: экология и экономика. — 2022. — Т. 12, № 4. — С. 500—512. — DOI: 10.25283/2223-4594-2022-4-500-512.
2. Buzin I. V., Klyachkin S. V., Frolov S. V., Smirnov K. G., Mikhaltceva S. V., Sokolova Yu. V., Gudoshnikov Yu. P., Voinov G. N., Grigoryev M. N. Some estimates of the severe ice conditions in the Pechora Sea from observations and modeling (phenomena and its impact on the maritime activity). *Arctic: Ecology and Economy*, 2022, vol. 12, no. 4, pp. 500—512. (In Russian).
3. Клячкин С. В., Гузенко Р. Б., Май Р. И. Численная модель эволюции ледяного покрова арктических морей для оперативного прогнозирования // Лед и Снег. — 2015. — Т. 55, № 3. — С. 83—96.
4. Klyachkin S. V., Guzenko R. B., May R. I. Numerical model of the Arctic seas ice cover evolution for the operational forecasting. *Ice and Snow*, 2015, vol. 55, no. 3, pp. 83—96. (In Russian).
5. Клячкин С. В. Оценка статистической связи между полями экстремальных сжатий морского льда с разной пространственной детализацией // Лед и Снег. — 2023. — Т. 63, № 1. — С. 116—129. — URL: <https://doi.org/10.31857/S2076673423010088>.
6. Klyachkin S. V. Estimates of the statistical correlation between the extreme ice pressure patterns with various spatial resolution. *Ice and Snow*, 2023, vol. 63, no. 1, pp. 116—129. Available at: <https://doi.org/10.31857/S2076673423010088>. (In Russian).
7. Blumberg A. F., Mellor G. L. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model in *Three-Dimensional Coastal Ocean Models*. Vol. 4. Ed. by N. Heaps, p. 208. Washington D.C., 1987.
8. Mellor G. L. A three-dimensional, primitive equation, numerical ocean model. *Users guide. Program in Atmospheric and Oceanic Sciences Princeton University*. Princeton NJ, 2003, 53 p.
9. Пересыпкин В. Н. Применение метода наименьших квадратов для гармонического анализа приливов // Тр. ААНИИ. — 1976. — Т. 319. — С. 215—244.
10. Peresyupkin V. N. Applying the least square method for the harmonic analysis of tides. *AARI Proc.*, 1976, vol. 319, pp. 215—244. (In Russian).
11. Foreman M. G. G. *Manual for tidal heights analysis and prediction: Pacific Marine Science Report 77-10*, 1996, 58 p.

8. Некрасов А. В., Май Р. И. О двумерном анализе структуры полусуточного прилива в некоторых районах Белого моря // *Океанология*. — 2009. — Т. 49 (6). — С. 820—834.
- Nekrasov A. V., May R. I. On the two-dimensional analysis of the semi-diurnal tides in some regions of the White Sea. *Okeanologiya*, 2009, vol. 49 (6), pp. 820—834. (In Russian).
9. Gill A. E. *Atmosphere-Ocean Dynamics*. Academic Press, 1982. Intern. Academic Series, vol. 30, 662 p.
10. Rosati A., Miyakoda K. A general-circulation model for upper-ocean simulation. *J. of Physical Oceanography*, 1988, no. 18, pp. 1601—1626.
11. Zillman J. W. Study of some aspects of the radiation and heat budgets of the Southern Hemisphere oceans. Bureau of Meteorology, 1972, Report 26, pp. 44—62.
12. Николаева А. Я., Шестериков Н. П. Метод расчета ледовых условий (на примере моря Лаптевых) // *Тр. ААНИИ*. — 1970. — Т. 292. — С. 143—217.
- Nikolayeva A. Ya., Shesterikov N. P. Method of the ice conditions calculation (on the example of the Laptev Sea). *AARI Proc.*, 1970, vol. 292, pp. 143—217. (In Russian).
13. Гудкович З. М., Доронин Ю. П. Дрейф морских льдов. — СПб.: Гидрометеоздат, 2001. — 112 с.
- Gudkovich Z. M., Doronin Yu. P. *Sea ice drift*. St. Petersburg, Gidrometeoizdat, 2001, 112 p. (In Russian).
14. Анпель И. Л., Гудкович З. М. Численное моделирование и прогноз эволюции ледяного покрова арктических морей в период таяния. — Л.: Гидрометеоздат, 1992. — 143 с.
- Appel' I. L., Gudkovich Z. M. Numerical modeling and forecast of the Arctic seas ice cover evolution in the melting period. Leningrad, Gidrometeoizdat, 1992, 143 p. (In Russian).
15. National Centers for Environmental Prediction/National Weather Service/NOAA/U.S. Department of Commerce. 2015, updated daily. NCEP GFS 0.25 Degree Global Forecast Grids Historical Archive. Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory. Available at: <https://doi.org/10.5065/D65D8PWK>.
16. Arctic System Reanalysis version 2. Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory. Available at: <https://doi.org/10.5065/D6X9291B>.
17. Наставление по службе прогнозов. — Разд. 3, Ч. III. — М.: ТРИАДА Лтд, 2011. — 102 с.
- Instructions on the forecasting service. Section 3, Pt. 3. Moscow, Triada Ltd. Publishers, 2011, 102 p. (In Russian).
18. Легеньков А. П. Подвижки и приливные деформации дрейфующего льда. — Л.: Гидрометеоздат, 1988. — 104 с.
- Legen'kov A. P. Motions and tidal strains of the drifting ice. Leningrad, Gidrometeoizdat, 1988, 104 p. (In Russian).

Информация об авторах

Бузин Игорь Владимирович, кандидат географических наук, старший научный сотрудник, Арктический и антарктический научно-исследовательский институт (199397, Россия, С.-Петербург, ул. Беринга, д. 38), e-mail: buzin@aari.ru.

Клячкин Сергей Владимирович, кандидат географических наук, старший научный сотрудник, Арктический и антарктический научно-исследовательский институт (199397, Россия, С.-Петербург, ул. Беринга, д. 38), e-mail: svkl@aari.ru.

Фролов Сергей Викторович, старший научный сотрудник, Арктический и антарктический научно-исследовательский институт (199397, Россия, С.-Петербург, ул. Беринга, д. 38).

Смирнов Константин Григорьевич, старший научный сотрудник, Арктический и антарктический научно-исследовательский институт (199397, Россия, С.-Петербург, ул. Беринга, д. 38), e-mail: kgsmirnov@aari.ru.

Михальцева Светлана Витальевна, научный сотрудник, Арктический и антарктический научно-исследовательский институт (199397, Россия, С.-Петербург, ул. Беринга, д. 38), e-mail: msv@aari.ru.

Соколова Юлия Вадимовна, ведущий инженер, Арктический и антарктический научно-исследовательский институт (199397, Россия, С.-Петербург, ул. Беринга, д. 38), e-mail: j.sokolova@aari.ru.

Гудошников Юрий Петрович, кандидат географических наук, руководитель лаборатории, Арктический и антарктический научно-исследовательский институт (199397, Россия, С.-Петербург, ул. Беринга, д. 38), e-mail: gup@aari.ru.

Войнов Геннадий Николаевич, доктор географических наук, главный научный сотрудник, Арктический и антарктический научно-исследовательский институт (199397, Россия, С.-Петербург, ул. Беринга, д. 38), e-mail: voinovgn@mail.ru.

Григорьев Михаил Николаевич, кандидат геолого-минералогических наук, академик РАЕН, ведущий научный сотрудник, Национальный исследовательский институт мировой экономики и международных отношений им. Е. М. Примакова РАН (117997, Россия, Москва, Профсоюзная ул., 23), e-mail: mgrigoriev@gecon.ru.

SOME ESTIMATES OF THE SEVERE ICE CONDITIONS IN THE PECHORA SEA BASED ON OBSERVATIONAL AND MODELING DATA (SIMULATION AND ANALYSIS)

Buzin, I. V.¹, Klyachkin, S. V.¹, Frolov, S. V.¹, Smirnov, K. G.¹, Mikhaltceva, S. V.¹, Sokolova, Yu. V.¹, Gudoshnikov, Yu. P.¹, Voinov, G. N.¹, Grigoryev, M. N.²

¹ Arctic and Antarctic Research Institute (St. Petersburg, Russian Federation)

² Primakov Institute of World Economy and International Relations of the RAS (Moscow, Russian Federation)

For citing

Buzin I. V., Klyachkin S. V., Frolov S. V., Smirnov K. G., Mikhaltceva S. V., Sokolova Yu. V., Gudoshnikov Yu. P., Voinov G. N., Grigoryev M. N. Some estimates of the severe ice conditions in the Pechora Sea based on observational and modeling data (simulation and analysis). *Arctic: Ecology and Economy*, 2024, vol. 14, no. 1, pp. 24–35. DOI: 10.25283/2223-4594-2024-1-24-35. (In Russian).

The article was received on September 7, 2023

Abstract

The work continues the study focused on the analysis of the severe ice conditions' formation in the Pechora Sea during navigation in 2003 and 2018 (published in vol.12, no.4, 2022). Using a numerical model, the authors reproduce the dynamics and some elements of the morphometry of the ice cover during the indicated ice seasons. Thus, they reveal that the significant ice pressure (100-150 kPa and more) is caused by the strong on-shore wind, while the ice pressure related to the tidal phenomena have the predominant value at the weak winds. The tidal ice pressure occurs permanently and regularly, and varies mainly within the range of 10-50 kPa. The contribution of ice hummocks to the total ice volume becomes significant when strong ice pressure happens at the background of high ice thickness (close to the seasonal maximum, i.e. more than 60-70 cm). With small ice thicknesses, even strong ice pressure, as a rule, does not lead to a significant increase in the equivalent thickness of hummocks.

Keywords: *Pechora Sea, ice cover, numerical modeling, ice pressure, tidal phenomena, equivalent thickness of ice hummocks.*

Information about the authors

Buzin Igor Vladimirovich, PhD in Geography, Senior Researcher, Arctic and Antarctic Research Institute (38, Bering str., St. Petersburg, Russia, 199397), buzin@aari.ru.

Klyachkin Sergey Vladimirovich, PhD in Geography, Senior Researcher, Arctic and Antarctic Research Institute (38, Bering str., St. Petersburg, Russia, 199397), e-mail: svkl@aari.ru.

Frolov Sergey Viktorovich, Arctic and Antarctic Research Institute (38, Bering str., St. Petersburg, Russia, 199397), e-mail: svf@aari.ru.

Smirnov Konstantin Grigorievich, Senior Researcher, Arctic and Antarctic Research Institute (38, Bering str., St. Petersburg, Russia, 199397), e-mail: kgsmirnov@gmail.com.

Mikhaltceva Svetlana Vitalievna, Researcher, Arctic and Antarctic Research Institute (38, Bering str., St. Petersburg, Russia, 199397), e-mail: msv@aari.ru.

Sokolova Yulia Vadimovna, Leading Engineer, Arctic and Antarctic Research Institute (38, Bering str., St. Petersburg, Russia, 199397), e-mail: j.sokolova@aari.ru.

Gudoshnikov Yuri Petrovich, PhD in Geography, Head of Laboratory, Arctic and Antarctic Research Institute (38, Bering str., St. Petersburg, Russia, 199397), e-mail: gup@aari.ru.

Voinov Gennady Nikolaevich, Doctor of Geographical Science, Chief Researcher, Arctic and Antarctic Research Institute (38, Bering str., St. Petersburg, 199397), e-mail: voinovgn@mail.ru.

Grigoryev, Mikhail Nikolaevich, PhD in Geology, Leading Researcher, Primakov Institute of World Economy and International Relations of the Russian Academy of Sciences (23, Profsoyuznaya str., Moscow, Russia, 117997), e-mail: mgrigoriev@gecon.ru.

© Buzin I. V., Klyachkin S. V., Frolov S. V., Smirnov K. G., Mikhaltceva S. V., Sokolova Yu. V., Gudoshnikov Yu. P., Voinov G. N., Grigoryev M. N., 2024