

Пространственные различия плотности разрывов в ледяном покрове приатлантической части Арктического бассейна

© 2020 г. Л.Н. Дымент*, С.М. Лосев

Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

*ldyment@yandex.ru

Spatial differences in the distribution of leads in the ice cover in the Atlantic sector of the Arctic basin

L.N. Dyment*, S.M. Losev

Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

*ldyment@yandex.ru

Received January 10, 2020 / Revised March 11, 2020 / Accepted June 10, 2020

Keywords: *density of leads, leads, sea-ice, sea ice cover, specific length of leads, Western Arctic.*

Summary

We analyzed data on the spatial distribution (density) of large breaks (gaps) in the drifting sea ice cover in the Western Arctic for the period from October 2005 to September 2017, obtained through decoding of low-resolution images from the NOAA satellites. The specific length of gaps, which is the total length of them over an area of 1 km², is used as a characteristic of the spatial density. It was found that along the continental slope, approximately from the meridian 70° E to the Lincoln Sea, there is a well-defined area of high density, which remains throughout most part of the ice cycle. In this area, the values of the specific gap length averaged over two-month periods exceeded 24 m/km². In the near-polar region, the density of breaks was smaller throughout the whole ice cycle. The least values of the specific length take place in May–June that is caused by changes in the general state of the ice cover. It was determined that the density of gaps in this area of the Arctic basin well correlated with the speed of wind drift of ice: the more intensive the drift, the larger the density. On the continental slope, two local zones with maximum values of the specific length of breaks reaching 32 m/km² are considered. It is suggested that the stability of their location in space and time is connected with the increased influence of tidal processes on the deformation of the ice cover over local bottom elevations on the continental slope. A correlation between the bottom profile and the values of the specific length of the gaps along two conditional lines passing through the maximum value zones did show that the largest values of the density are noticed in areas with significant gradients of the depth.

Citation: Dyment L.N., Losev S.M. Spatial differences in the distribution of leads in the ice cover in the Atlantic sector of the Arctic basin. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2020. 60 (4): 567–577. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420040061.

Поступила 10 января 2020 г. / После доработки 11 марта 2020 г. / Принята к печати 10 июня 2020 г.

Ключевые слова: *Западная Арктика, ледяной покров, морской лёд, плотность разрывов, разрывы, удельная длина разрывов.*

На основе расчёта плотности разрывов в ледяном покрове приатлантической части Арктического бассейна по спутниковым данным за 2006–2017 гг. установлено, что на протяжении большей части ледового цикла в полях распределения удельной длины разрывов хорошо выражена обширная область её повышенных значений. Обосновано предположение, что причина возникновения локальных зон с повышенной плотностью разрывов – приливные явления. В открытой части Арктического бассейна значения удельной длины разрывов согласуются в основном со скоростью ветрового дрейфа льда.

Введение

Нарушения сплошности морского льда (НСЛ), называемые также разрывами, образуются в холодное время года под влиянием динамических факторов в виде трещин и каналов. Плотность в пространстве – одна из основных характеристик разрывов, которая может быть представлена их

удельной длиной, численно равной суммарной протяжённости разрывов на площади 1 км². Удельная длина разрывов тесно связана с другим параметром плотности – средним расстоянием между разрывами по нормали к их модальной ориентации. Внимание к изучению характеристик разрывов в дрейфующем льду обусловлено их большой практической значимостью. В Арк-

тическом бассейне и в арктических морях при сложных ледовых условиях НСЛ используют для проводки судов ледоколами. В истории мореплавания известны случаи, когда экспедиционные суда с учётом разрывов следовали в дрейфующем льду без ледокольной поддержки. Так, в августе 2005 г. научно-экспедиционное судно «Академик Федоров», используя НСЛ, самостоятельно, без участия ледокола, вышло из Певека, дошло до станции «Северный полюс-33», а затем последовало к Северному полюсу, который достигло 29 августа [1], став первым транспортным судном, совершившим такой рейс.

Увеличение числа примеров успешного плавания в сплочённом дрейфующем льду с использованием разрывов привело к выводу, что при планировании транспортных операций в арктических морях и Арктическом бассейне целесообразно, наряду с характеристиками льда и его распределением в заданном районе, учитывать также сведения о НСЛ [2]. Значения преобладающей ориентации разрывов и их удельной длины, осреднённые за месяц, в который намечена операция, по данным за все годы наблюдений позволяют определить ориентировочный вариант маршрута, в зоне которого преобладающая климатическая ориентация разрывов наиболее близка к генеральному направлению следования. Окончательно маршрут выбирается непосредственно перед началом операции [3] с учётом фактических сведений о НСЛ и среднесрочного прогноза их эволюции.

Интерес к разрывам в дрейфующем льду вызван также тем, что их формирование и последующие изменения связаны с происходящими в нём динамическими процессами [4, 5]. Имеются и другие причины такого внимания. Это подтверждают следующие примеры из опубликованных работ: 1) образование в дрейфующем льду систем разрывов определяет строение самого ледяного покрова [6–8]; 2) через нарушения сплошности льда происходит теплообмен между океаном и атмосферой; при этом в зонах с повышенной плотностью НСЛ площадь открытой воды составляет в среднем 2,4% всей площади дрейфующего льда, а количество тепла, выделяемого в атмосферу, близко к тому, которое проникает через весь лёд [9, 10]; 3) нарушения сплошности льда в Северном Ледовитом океане поддерживают нормальную жизнедеятель-

ность морских млекопитающих [11]; 4) разрывы в дрейфующем льду и его деформации могут содержать информацию об имевшем место землетрясении и цунами [12]; 5) значения характеристик плотности разрывов и их ориентации, установленные непосредственно по данным наблюдений, крайне необходимы при моделировании формирования нарушений сплошности льда и их эволюции [13].

Таким образом, изучение разрывов в дрейфующем льду Арктического бассейна имеет как практический, так и научный интерес. Очень важно знать местоположение зон с повышенными значениями плотности разрывов, а также устойчивость их существования.

Методика исследования

Настоящая работа выполнена на основе информации, полученной по спутниковым снимкам малого разрешения, которые в видимом и ИК-диапазонах поступают с ИСЗ NOAA в режиме непосредственной передачи. На этих снимках фиксируются только самые крупные разрывы, ширина которых составляет не менее 500 м. По спутниковым снимкам проводилась оцифровка зафиксированных разрывов. Координаты их отрезков заносились в электронный архив. С целью исключения влияния плотной облачности на дешифрирование разрывов для последующей обработки отбирались снимки того витка ИСЗ, на котором в исследуемой области поверхность ледяного покрова была наименее закрыта облаками. В некоторых отдельных случаях, когда из-за облачности результаты дешифрирования за очередной день нельзя было считать достоверными, данные о разрывах в электронный архив не заносились. Результаты оцифровки НСЛ за конкретный день приняты за данные одного наблюдения.

Общая совокупность использованных исходных данных по разрывам получена за период с октября 2005 г. по июнь 2017 г. включительно, т.е. за 12 неполных годовых ледовых циклов. Отметим, что за ледовый цикл в арктических морях принято считать промежуток времени с октября предыдущего года по сентябрь последующего. Данные за июль–сентябрь к расчётам не привлекались, поскольку в это время года в связи с

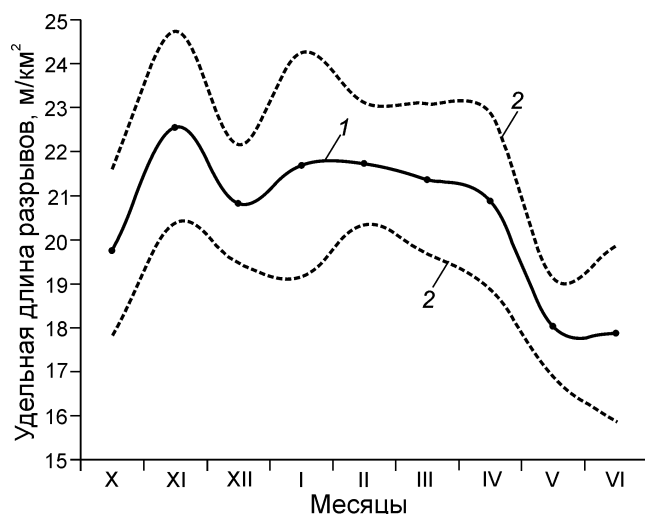


Рис. 1. Внутригодовой ход изменения среднемесячных значений удельной длины разрывов в приатлантической части Арктического бассейна по данным за периоды ледовых циклов 2006–2017 гг.:

1 – среднемесячные значения; 2 – доверительный интервал при доверительной вероятности 95%

Fig. 1. Seasonal time-progress of change of monthly average values of specific length of leads in the sub-Atlantic part of the Arctic basin according to the data for the periods of ice cycles 2006–2017.:

1 – monthly average values; 2 – confidence interval with a confidence probability of 95%

интенсивным таянием льда и увеличением его раздробленности элементы НСЛ сначала быстро изменяются, а в конце июля – первой половине августа разрывы нередко практически перестают существовать. Значения удельной длины рассчитывали по сетке квадратов 100×100 км, охватывающей западную часть Арктического бассейна. Среднее число квадратов, обеспеченных данными в одном наблюдении, находится в пределах от 54 в марте до 30 в июне.

Для исследования особенностей пространственного распределения плотности разрывов требовалось определить период осреднения исходных данных. Анализ предварительно рассчитанных полей среднемесячной удельной длины НСЛ за каждый месяц по данным за все 12 лет показал, что такое поле не всегда чётко отображает пространственные различия плотности разрывов. Кроме того, в пределах изучаемой области в ряде квадратов расчётной сетки отсутствуют значения удельной длины при месячном осреднении данных. Чтобы такая специфика спутниковой информации заметно не повлия-

ла на достоверность распределения плотности НСЛ в пространстве, расчёт осреднённых полей удельной длины разрывов выполнен не за месячные, а за двухмесячные периоды. Объединение месяцев в расчётные периоды реализовано с учётом внутригодового изменения плотности НСЛ, осреднённой в пределах рассматриваемой области за все годы наблюдений (рис. 1).

Поскольку в октябре во многих районах исследуемой акватории удельная длина НСЛ ещё сравнительно невелика, а среди пар остальных месяцев наибольшие различия между её значениями отмечаются при переходе от апреля к маю, для расчёта полей удельной длины разрывов приняты следующие периоды: ноябрь–декабрь, январь–февраль, март–апрель и май–июнь. Для месяцев с ноября по апрель среднее число наблюдений в одном квадрате при двухмесячном осреднении данных составляет 156 при среднем квадратическом отклонении 47. В мае–июне значения этих величин понижаются и равны соответственно 86 и 36.

Результаты исследования

Анализ полей удельной длины разрывов, осреднённых за выделенные двухмесячные интервалы (рис. 2), показывает, что пространственные изменения плотности разрывов весьма существенны. Временная её изменчивость от периода к периоду, напротив, не столь велика. В полях удельной длины разрывов каждого двухмесячного интервала присутствует обширная область повышенных её значений, расположенная вдоль материкового склона и простирающаяся от моря Линкольна до архипелага Земля Франца-Иосифа. Кроме того, к области повышенных значений относятся зона подходов к проливу Фрама и значительная часть самого прилива, которая не расположена над материковым склоном. В этой области значения удельной длины разрывов везде превышают 24 м/км^2 , что послужило основанием принять данную изолинию за границу области повышенных значений плотности разрывов. В мае–июне абсолютные значения удельной длины разрывов принимают наименьшие значения и область повышенной плотности разрывов, ограниченная изолинией 24 м/км^2 , перестаёт существовать.

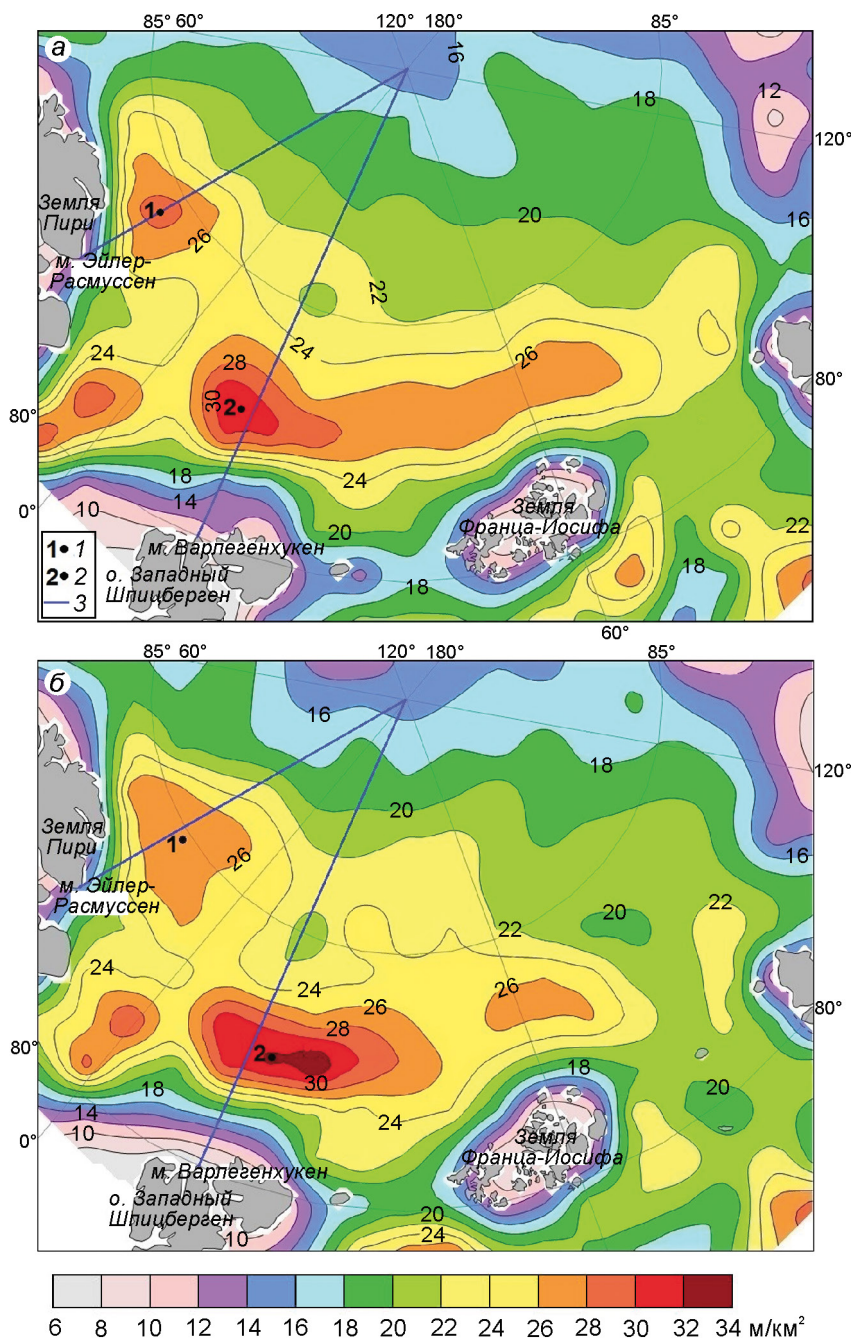


Рис. 2. Поля удельной длины разрывов, осреднённые за двухмесячные периоды, м/км²:

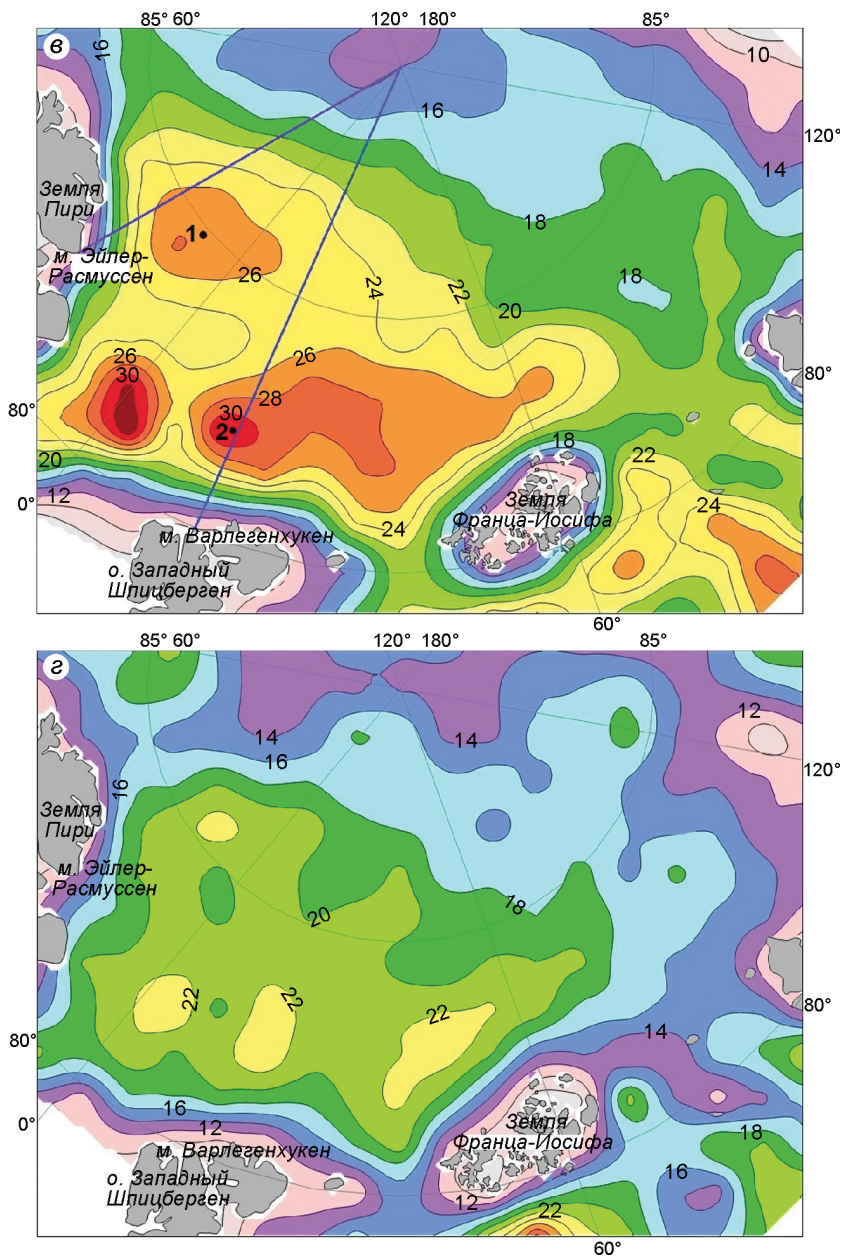
а – ноябрь–декабрь 2005–2016 гг.; *б* – январь–февраль 2006–2017 гг.; *в* – март–апрель 2006–2017 гг.; *г* – май–июнь 2006–2017 гг.; 1, 2 – центры первой и второй локальных зон повышенной плотности разрывов; 3 – створы, по которым выполняется сопоставление профиля дна и значений удельной длины разрывов

Fig. 2. Fields of specific length of the leads, averaged by two months periods, m/km²

a – November–December 2005–2016.; *b* – January–February 2006–2017.; *v* – March–April 2006–2017.; *g* – May–June 2006–2017.; 1, 2 – the centers of the first and second local zones of increased density of the leads; 3 – lines that are used to compare the bottom profile and the values of the specific length of leads

Протяжённость области повышенных значений, рассчитанная по её срединной линии с запада на восток и осреднённая за все три двух-

месячных периода, составила 1460 км. При этом отклонения от среднего её значения в отдельные периоды варьируют от 8% в марте–апреле



до 19% в ноябре–декабре. Аналогично рассчитанная протяжённость срединной линии в области повышенных значений удельной длины от пролива Фрама до точки её пересечения с уже рассмотренной срединной линией равна 550 км. Наиболее существенные её отклонения от среднего значения (35%) получены в марте–апреле.

Ширина области повышенных значений плотности разрывов, т.е. её протяжённость в широтном направлении, осреднённая по четырём меридианам от 30° з.д. до 60° в.д., возрастает в течение ледового цикла от 180 км в ноябре–декабре до 260 км в марте–апреле. Среднее

её значение за период с ноября по апрель составляет 230 км. Наибольший градиент удельной длины, кроме прибрежных областей, наблюдается в районах, прилегающих к центрам локальных зон максимальных значений. По мере продвижения на север, к центральной части Арктического бассейна, плотность разрывов понижается. Уменьшаются и значения градиента. Наименьшие значения удельной длины разрывов на протяжении всего года наблюдаются в приполюсном и прибрежных районах.

Разрывы в ледяном покрове Арктического бассейна формируются под действием динамиче-

Таблица 1. Средняя скорость дрейфа льда W , км/сут (числитель) и средняя удельная длина разрывов $l_{уд}$, м/км², (знаменатель) на участках стрежня

Участок	Ноябрь–декабрь	Январь–февраль	Март–апрель	Май–июнь
1	3,2/19,7	3,1/18,0	4,0/16,5	3,6/13,6
2	3,6/20,9	3,2/22,0	4,6/18,2	3,9/17,4
3	4,8/23,4	3,7/23,5	5,8/24,5	4,2/20,3
4	7,8/26,5	6,2/26,9	7,9/26,4	5,2/21,7

ских факторов, поэтому интересно сопоставить приведённые здесь поля удельной длины НСЛ с полями скорости дрейфа льда, рассчитанными за эти же двухмесячные периоды. Для этого на стрежне трансарктического потока, проходящего через исследуемую акваторию в пролив Фрама, выделены четыре равных по протяжённости участка. В зависимости от периода протяжённость участков варьировала от 350 до 400 км. Участкам были присвоены номера с 1 по 4 в направлении с востока на запад, т.е. при движении по стрежню к проливу Фрама номер участка возрастает. Для каждого участка по принятым периодам были вычислены средняя скорость дрейфа льда и средняя величина удельной длины (табл. 1).

Из приведённых данных следует, что в течение всех двухмесячных периодов скорость дрейфа на стрежне возрастает от участка к участку. При этом наиболее существенное её приращение (в среднем на 48%) происходит непосредственно на подходах к проливу, т.е. при переходе от участка 3 к участку 4. Значения удельной длины разрывов также увеличиваются от участка 1 к участку 4 на протяжении всех четырёх периодов, хотя её приращение не столь существенно, как у скорости дрейфа льда. Увеличение плотности разрывов от участка 3 к участку 4 за периоды с ноября–декабря по май–июнь составляет в среднем 13%.

Увеличение скорости дрейфа по направлению движения к проливу Фрама вызывает деформации растяжения ледяного покрова, следствием которых – образование в нём разрывов. Несмотря на связь плотности разрывов с дрейфом льда в рассматриваемой акватории, обращает на себя внимание тот факт, что локальные зоны, в которых значения удельной длины максимальны (см. рис. 2), расположены вне стрежня трансарктического ледового потока, где отмечаются наибольшие значения скорости дрейфа.

Таблица 2. Параметры локальных зон повышенной плотности разрывов, осреднённые за двухмесячные периоды

Параметры зон	Период осреднения	Зона 1	Зона 2
Размеры в поперечнике, км	ноябрь–декабрь	230 × 200	160 × 10
	январь–февраль	290 × 230	320 × 100
	март–апрель	290 × 210	110 × 70
	ноябрь–апрель	270 × 210	200 × 90
Отклонение расположения центра зоны от его положения, осреднённого за период ноябрь–апрель, км	ноябрь–декабрь	53	37
	январь–февраль	14	57
	март–апрель	60	48
Расстояние между центром зоны и центром расположенного под ним локального поднятия дна, км	ноябрь–декабрь	10	50
	январь–февраль	40	70
	март–апрель	100	30
	ноябрь–апрель	50	50

Центры этих зон обозначены на рис. 2 чёрным маркером. В табл. 2 представлены длина и ширина двух локальных зон повышенной плотности разрывов, обозначенных на рис. 2 цифрами 1 и 2. В качестве границ выделенных зон приняты замкнутые изолинии удельной длины со значением 26 и 30 м/км² соответственно (см. рис. 2). В весенний период (май–июнь) в связи с изменением состояния ледяного покрова и общим понижением плотности разрывов локальные зоны её повышенных значений практически не проявлены, поэтому данные по обеим зонам за май–июнь в табл. 2 отсутствуют.

Из данных табл. 2 видим, что выделенные зоны не только сохраняются на протяжении большей части ледового цикла, но и расположение их центров довольно устойчиво в пространстве. Так, смещение центра зоны 1 в различные периоды относительно среднего его положения в ноябре–апреле составляет около 16% поперечника самой зоны. В зоне 2 данный показатель несколько выше – около 23%. Это позволяет считать, что повышенные значения плотности разрывов здесь вызваны деформациями ледяного покрова, возникающими как за счёт ветрового дрейфа, так и в результате влияния другого регулярно действующего фактора.

Сопоставление батиметрической карты [14] с локальными зонами повышенной плотности разрывов 1 и 2 показало, что обе они расположены над локальными поднятиями дна материкового склона. При этом поверхность каждого

поднятия близка к горизонтальной, а его поперечные размеры и размеры расположенной над ним локальной зоны повышенной плотности НСЛ сравнительно близки. Относительно стабильное положение зон с повышенными значениями удельной длины как в пространстве, так и во времени, а также близкое положение центров локальных зон поднятия дна и повышенной плотности НСЛ (см. табл. 2) даёт основание полагать, что образованию разрывов в данных зонах способствуют приливы. О существенном влиянии приливов на состояние ледяного покрова севернее Шпицбергена впервые обратил внимание Ф. Нансен [15]. Роль приливной волны в образовании разрывов отмечена в работе И.В. Максимова [16], где анализируются данные ледовой разведки на материковом склоне западной части моря Лаптевых. Предположение о влиянии приливов на дивергентное движение льда над шельфом сделано авторами исследования [17].

Для более полного анализа изменения плотности разрывов с изменением рельефа дна использованы два створа, проходящие через локальные зоны 1 и 2 с максимальными значениями удельной длины разрывов. Первый створ соединяет полюс с мысом Эйлер-Расмуссен, расположенным на северо-востоке Земли Пири, второй – полюс с мысом Варлегенхукен на о. Западный Шпицберген. По сути, оба створа являются меридианами. Они приведены на полях распределения удельной длины разрывов (см. рис. 2). По каждому створу построены профили дна. На рис. 3 приводятся их фрагменты протяжённостью 600 км. Здесь же приведены кривые изменения значений удельной длины разрывов по створам, рассчитанные за двухмесячные периоды, относящиеся к ледовым циклам 2006–2017 гг.

Рассмотрим изменение профиля дна вдоль выбранных створов справа налево, т.е. в направлении от Северного полюса к суше. Как видно из рис. 3, после весьма протяжённого участка ложа океана со стабильными значениями глубины 4000 и 3500 м на створах 1 и 2 соответственно при достижении подножия материкового склона происходит интенсивное повышение дна. Подножие материкового склона определялось на профиле дна по положению точки, начиная с которой уменьшение глубины на протяжении 50 км составляет не менее 250 м. Подъём дна при достижении 2000 м на обоих створах приостанавливается, и при даль-

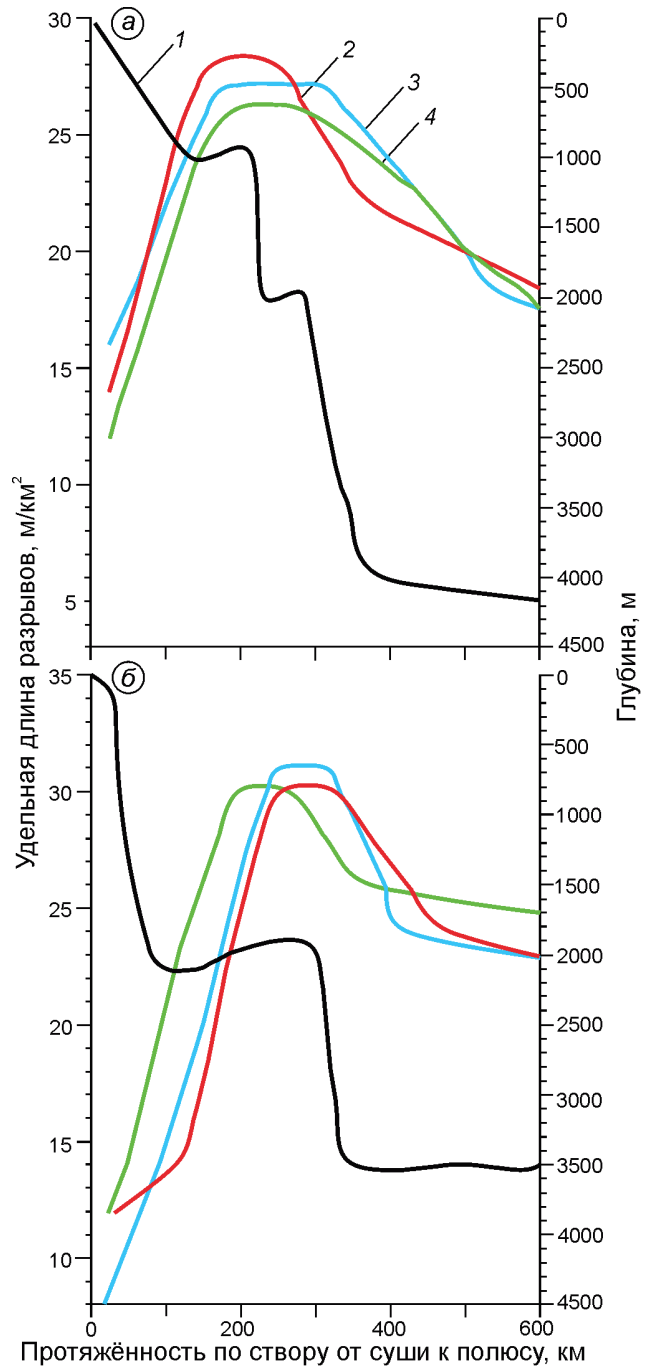


Рис. 3. Изменение глубины океана и удельной длины разрывов вдоль створов мыс Эйлер-Расмуссен – Северный полюс (а) и мыс Варлегенхукен – Северный полюс (б) за двухмесячные периоды:

1 – профиль дна; 2 – ноябрь–декабрь 2005–2016 гг.; 3 – январь–февраль 2006–2017 гг.; 4 – март–апрель 2006–2017 гг.

Fig. 3. Changes of the ocean depth and the specific length of leads along the lines Cape Eiler Rasmussen – North pole (a) and Cape Verlegenhuken – North pole (b) for two-month periods:

1 – bottom profile; 2 – November–December 2005–2016; 3 – January–February 2006–2017; 4 – March–April 2006–2017

нейшем приближении к суше глубина остаётся практически постоянной. Протяжённость такой ступени на створах существенно различается. На створе 1 после 50-километровой первой ступени происходит резкий подъём дна с 2000 м до 1000 м и при дальнейшем движении по створу на протяжении 85 км значения глубины вновь не меняются. На створе 2 протяжённость ступени составляет около 200 км. Ширина материкового склона в районе створа 1 равна 280 км, а в районе створа 2 – 300 км. Далее на обоих створах по мере приближения к шельфу глубина уменьшается.

Из рис. 3 также следует, что изменению удельной длины разрывов на обоих створах присущи общие черты. Её величина повышается ещё до достижения материкового склона. На створе 2 увеличение значений удельной длины происходит резко, на створе 1 этот процесс идёт медленнее, и расстояние от точки, в которой сильно повышается плотность разрывов, до подножия материкового склона здесь можно определить только условно. Тем не менее, на обоих створах это расстояние уменьшается от начала ледового цикла к его концу. Над участком материкового склона от его подножия до ступени на обоих створах происходит интенсивный рост удельной длины разрывов, который отмечается с ноября по апрель. На обоих створах наибольших значений удельная длина достигает либо над первой ступенью, либо за 25–45 км до её достижения.

Протяжённость участка максимальных значений удельной длины на створах 1 и 2 составляет в среднем 100 и 70 км соответственно, причём на створе 1 данный участок частично расположен и над первой, и над второй ступенями. На створе 1 этот параметр изменяется во времени, а на створе 2 его величину можно считать постоянной. Последующее уменьшение удельной длины разрывов происходит интенсивно на обоих створах.

Обсуждение результатов

Полученные результаты согласуются с теоретическими выводами А.П. Легенькова [18] об усилении приливного течения в канале с уменьшающейся глубиной и достижении максимума скорости приливной волны при прекращении подъёма дна и переходе его в горизонтальную плоскость. В области с полусуточными приливами под

действием приливной волны в течение суток дважды поочерёдно происходят сплочение и разрежение льда. Разрежение льда отмечается при преобладании процесса выноса льда из района над его поступлением, т.е. при отливе. В соответствии с моделью Легенькова в зонах усиления приливной волны, а именно над материковым склоном, где наблюдается наибольший градиент глубины моря, в этот период образуется больше НСЛ, которые периодически фиксируются на снимках ИСЗ. Следовательно, и установленные по ним значения удельной длины разрывов будут здесь несколько повышенными, особенно, если данные обобщаются за продолжительные периоды. Выделенная нами зона 1 расположена на материковом склоне между двумя хребтами, имеющими меридиональную ориентацию. Западнее зоны 1 находится хребет Ломоносова, а к востоку – хребет Гаккеля. В результате этой ситуации приливная волна перемещается подобно тому, как это происходит в морском канале с изменяющейся глубиной: в процессе движения волны по направлению уменьшения глубины скорость её увеличивается, а соответственно, возрастает деформация льда и увеличивается плотность разрывов. Аналогичная ситуация и в локальной зоне 2. Здесь к западу от неё расположен хребет Гаккеля, а боковой восточной стеной канала служит мелководное побережье архипелагов Шпицберген и Земля Франца-Иосифа.

В качестве ещё одного доказательства влияния приливной волны на образование над материковым склоном локальных зон повышенной плотности разрывов рассмотрим за два последовательных месяца поля дрейфа льда, в которых модули его скорости в области материкового склона существенно различаются; для этого же района есть рассчитанные по снимкам ИСЗ значения удельной длины разрывов. В качестве примера мы выбрали месячные поля дрейфа льда за ноябрь и декабрь 2005 г. Эти периоды обеспечены достаточным количеством исходных данных о разрывах в приатлантической части Арктического бассейна.

На рис. 4 представлены уже использованные нами ранее два створа с границами начала и конца материкового склона, помеченными маркерами. На обоих створах маркером показано и начало ступени, после которого при движении по створу к суше прекращается зона с максимальным градиентом глубины дна. На каждом створе в области материкового склона выделено по четыре квадра-

Таблица 3. Модуль скорости дрейфа льда (км/сут) и удельная длина разрывов (м/км²), рассчитанные по квадратам 100×100 км, представленным на рис. 4

Номер квадрата	Модуль скорости дрейфа льда			Удельная длина разрывов		
	ноябрь 2005 г.	декабрь 2005 г.	изменение, %	ноябрь 2005 г.	декабрь 2005 г.	изменение, %
<i>Район материкового склона на створе 1</i>						
1	1,2	1,0	-17	12,8	20,3	59
2	1,6	1,4	-13	12,1	26,1	116
3	2,0	1,9	-5	10,6	26,0	145
4	1,0	0,9	-10	12,4	16,0	29
<i>Район материкового склона на створе 2</i>						
5	5,9	1,6	-73	12,4	19,8	60
6	4,3	1,7	-61	15,6	23,1	48
7	7,0	1,5	-79	27,8	31,7	14
8	5,4	1,1	-80	14,1	24,7	75
<i>Районы вне материкового склона</i>						
9	3,2	2,4	-25	14,9	12,2	-18
10	3,7	2,1	-43	11,9	11,2	-6
11	3,2	2,8	-13	19,4	17,8	-8
12	3,6	2,5	-31	16,4	15,0	-9
13	3,4	2,0	-41	13,9	11,4	-18
14	3,2	1,7	-47	21,0	16,3	-22
15	3,4	2,3	-32	16,3	12,8	-21
16	2,8	1,9	-32	14,0	13,4	-4

та размером 100 × 100 км (см. рис. 4). В табл. 3 приведены рассчитанные по выделенным квадратам средние значения модуля скорости дрейфа льда и удельной длины разрывов. Как видно из табл. 3, на обоих створах модуль скорости дрейфа льда во всех квадратах понизился от ноября к декабрю в среднем на 11% на створе 1 и на 73% – на створе 2. В то же время удельная длина в этих же квадратах возросла в среднем на 87 и 49% на створах 1

и 2 соответственно. Как уже отмечалось, в глубоководных районах понижение скорости дрейфа льда сопровождается уменьшением плотности разрывов, а повышение скорости дрейфа льда вызывает увеличение удельной длины НСЛ. Это подтверждается и результатами расчёта скорости дрейфа льда и удельной длины разрывов в двух зонах, расположенных вне материкового склона и обозначенных на рис. 4 как квадраты 9–12 и 13–16.

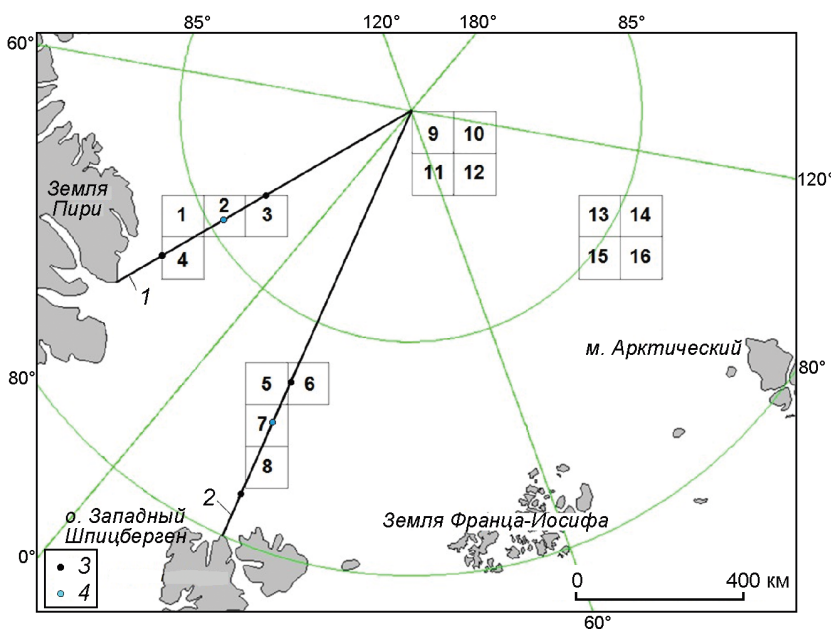


Рис. 4. Квадраты (1–16), по которым в табл. 3 представлены результаты расчёта модуля скорости дрейфа льда и удельной длины разрывов:

1 – створ 1; 2 – створ 2; 3 – границы материкового склона на створе; 4 – окончание зоны с максимальным градиентом глубины дна при направлении вдоль створа к суше

Fig. 4. Squares (1–16) for which table 3 shows the results of calculating the ice drift velocity modulus and the specific length of leads:

1 – the line 1; 2 – the line 2; 3 – the borders of the continental slope on the selected line; 4 – the end of the zone with the maximum gradient of the bottom depth in the direction along the selected line to land

При понижении скорости дрейфа льда от ноября к декабрю в среднем на 28% в квадратах 9–12 и на 38% в квадратах 13–16 плотность разрывов в них также уменьшилась на 10 и 16% соответственно (см. табл. 3). Таким образом, факт повышения плотности разрывов при понижении скорости ветрового дрейфа льда в квадратах 1–8 можно объяснить только влиянием прилива в зоне материкового склона. Максимальное приращение удельной длины (более чем в 2 раза) на створе 1 приходится именно на квадраты 2 и 3, расположенные над зоной резкого поднятия дна от подножия материкового склона до первой ступени (см. рис. 4).

В глубоководных районах рассматриваемой акватории, где влияние приливных явлений незначительно, плотность разрывов ниже, чем в зонах материкового склона. Более тесная связь со скоростью дрейфа приводит в таких областях и к более существенной изменчивости удельной длины разрывов.

Выводы

Плотность разрывов в приатлантической части Арктического бассейна характеризуется пространственными различиями. Область с наибольшими её значениями отмечается в районе от о. Гренландия до архипелага Земля Франца-Иосифа на протяжении всего ледового цикла. В прибрежных зонах, а также в приполюсном районе удельная длина разрывов понижена. Плотность разрывов в приатлантической части Арктического бассейна в период с ноября по апрель выше, чем в октябре и мае–июне, что обусловлено общим состоянием ледяного покрова. В открытой части Арктического бассейна

значения удельной длины разрывов согласуются со скоростью ветрового дрейфа льда: чем интенсивнее дрейф, тем больше плотность разрывов. Это открывает возможность на основе метода прогноза дрейфа льда оценить ожидаемые фоновые изменения плотности разрывов.

Полученные результаты позволяют утверждать, что зоны повышенной плотности разрывов, расположенные в районе материкового склона приатлантической части Арктического бассейна, представляют собой следствие приливных явлений. Деформации ледяного покрова, вызываемые приливной волной, обуславливают повышенные значения удельной длины разрывов. Это проявляется в осреднённых за двухмесячные интервалы полях плотности НСЛ на протяжении всего периода, за который анализировались исходные данные. Для оперативного использования информации по разрывам в ледяном покрове в дальнейшем желательно получать исходные данные по независимым от облачности радиолокационным снимкам с отечественных спутников.

Благодарности. Исследования выполнены в рамках целевой научно-технической программы Росгидромета на 2017–2019 гг. «Развитие моделей и технологий расчетов и прогнозов гидрометеорологических характеристик акваторий Мирового океана, морей и морских устьев рек России».

Acknowledgments. The research was carried out within the framework of the target scientific and technical program of Roshydromet for 2017–2019 «Development of models and technologies for calculations and forecasts of hydrometeorological characteristics of the world ocean, seas and sea estuaries of Russian rivers».

Литература

1. Дмитриев А.А., Горбунов Ю.А., Соколов В.Т. История мореплавания по трассе Северного морского пути в XX и начале XXI века. Т. 3. СПб.: Издательский дом «Морская энциклопедия», 2015. 304 с.
2. Gorbunov Ju.A., Diment L.N., Losev S.M. Taking into account generalized characteristics of leads in the ice cover for selecting the routes of ship escort by icebreakers // INSROP Working paper. 1996. № 68 (141). P. 10–20.
3. Фролов С.В., Клячкин С.В. Учет влияния ориентации разрывов в ледяном покрове на скорость движения судна во льдах // Тр. ААНИИ. 2001. Т. 443. С. 103–111.

References

1. Dmitriev A.A., Gorbunov Yu.A., Sokolov V.T. Istoriya moreplavaniya po trasse Severnogo morskogo puti v XX i nachale XXI veka. T. 3. History of navigation along the Northern sea route in the twentieth and early twenty-first century. V. 3. St. Petersburg: Morskaya entsiklopediya, 2015: 304 p. [In Russian].
2. Gorbunov Ju.A., Diment L.N., Losev S.M. Taking into account generalized characteristics of leads in the ice cover for selecting the routes of ship escort by icebreakers. INSROP Working paper. 1996, 68 (141): 10–20.
3. Frolov S.V., Klyachkin S.V. Account of the influence of orientation leads in the ice cover on the ship motion

4. Горбунов Ю.А., Карелин И.Д., Лосев С.М. Природа нарушений сплошности морского ледяного покрова в зимнее время // МГИ. 1986. № 56. С. 131–134.
5. Smith Stuart D., Muench Robin D., Pease Carol H. Polynya and leads: an overview of physical processes and environment // Journ. of Geophys. Research. 1990. V. 95. № 6. P. 9461–9479.
6. Бородачев В.Е., Тимохов Л.А. О строении ледяного покрова // Тр. ААНИИ. 1979. Т. 364. С. 52–62.
7. Дымент Л.Н. Разрывы как элемент ландшафта дрейфующих льдов Арктики // Тр. ААНИИ. 2001. Т. 443. С. 91–95.
8. Torgerson L.J., Stringer W.J. Observations of double arch formation in the Bering Strait // Geophys. Research Letters. 1985. V. 12 (10). P. 677–680.
9. Макитас А.П. Тепловой баланс арктических льдов в зимний период. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 68 с.
10. Campbell W.J., Gloersen P. Arctic ocean winter polynya zones during 1978–1987 // Circular of the U.S. Geological Survey. 1993. № 1086. P. 73–74.
11. Горбунов Ю.А., Беликов С.Е., Шильников В.И. Влияние ледовых условий на распределение численности белого медведя в морях советской Арктики // Бюл. МОИП. Отделение биологии. 1987. Т. 92. Вып. 5. С. 19–28.
12. Важенин В.П. Деформации ледяного покрова и возникающие при этом разрывы являются источником сведений о цунами и землетрясениях // Материалы XII Совещания географов Сибири и Дальнего Востока (5–7 октября 2004 года) / Ред. П.Я. Бакланов. Владивосток: Тихоокеанский ин-т географии ДВО РАН, 2004. С. 74–76.
13. Hibler W.D. (III) Modeling the formation and evolution of oriented fractures in sea ice // Annals of Glaciology. V. 33. Papers from the International Symposium on Sea Ice and its Interaction with the Ocean, Atmosphere and Biosphere. Fairbanks, Alaska, 18–23 Jun 2000. Intern. Glaciological Society, 2001. P. 157–164.
14. Атлас Арктики / Ред. А.Ф. Трешников. М.: Главное управление геодезии и картографии при Совете Министров СССР, 1985. 204 с.
15. Нансен Ф. Во мраке ночи и во льдах. Путешествие Норвежской экспедиции на корабле «Фрам» к Северному полюсу. Т. 1. СПб., 1897. 304 с.
16. Максимов И.В. К изучению приливно-отливных явлений в области материкового склона морей Арктики // Проблемы Арктики. 1946. № 1. С. 26–29.
17. Willmes S., Heinemann G. Sea-Ice Wintertime lead frequencies and regional characteristics in the Arctic, 2003–2015 // Remote Sensing, Special Issue: Sea Ice Remote Sensing and Analysis. 2016. V. 8. № 1. P. 4. doi: 10.3390/rs8010004.
18. Легеньков А.П. Подвижки и приливные деформации дрейфующего льда. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 104 с.
- speed in ice. *Trudy AANII*. Proc. of the AARI. 2001, 443: 103–111. [In Russian].
4. Gorbunov Yu.A., Karelin I.D., Losev S.M. Nature of leads of sea ice cover in the wintertime. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1986, 56: 131–134. [In Russian].
5. Smith Stuart D., Muench Robin D., Pease Carol H. Polynya and leads: an overview of physical processes and environment. Journ. of Geophys. Research. 1990, 95 (6): 9461–9479.
6. Borodachov V.Ye., Timochov L.A. About the structure of the ice cover. *Trudy AANII*. Proc. of the AARI. 1979, 364: 52–62. [In Russian].
7. Dyment L.N. Leads as a landscape element of drifting ice. *Trudy AANII*. Proc. of the AARI. 2001, 443: 91–95. [In Russian].
8. Torgerson L.J., Stringer W.J. Observations of double arch formation in the Bering Strait. *Geophys. Research Letters*. 1985, 12 (10): 677–680.
9. Makshtas A.P. *Teplovoy balans arkticheskikh ldov v zimniy period*. Thermal balance of Arctic ice in winter. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1984: 68 p. [In Russian].
10. Campbell W.J., Gloersen P. Arctic ocean winter polynya zones during 1978–1987. Circular of the U.S. Geological Survey. 1993, 1086: 73–74.
11. Gorbunov Yu.A., Belikov S.Ye., Shilnikov V.I. Influence of ice conditions on spreading and numbers of polar bear in the seas of the Russian Arctic. *Bulleten Moskovskogo Obshchestva ispyatelei prirody. Otdelenie biologii*. Bulletin of Moscow Society of Nature Investigators. Dept. of Biology. 1987, 92 (5): 19–28. [In Russian].
12. Vazhyenin V.P. Ice cover deformations and resulting leads are a source of information about tsunamis and earthquakes. *Materialy XII Soveshchaniya geografov Sibiri i Dalnego Vostoka (5–7 oktyabrya 2004 goda)*. Red. P.Ya. Baklanov. Proc. of the XII Meeting of geographers of Siberia and the Far East (5–7 October 2004). Vladivostok: Pacific Institute of Geography, 2004: 74–76 p. [In Russian].
13. Hibler W.D. (III). Modeling the formation and evolution of oriented fractures in sea ice. *Annals of Glaciology*. Papers from the International Symposium on Sea Ice and its Interaction with the Ocean, Atmosphere and Biosphere. Fairbanks, Alaska, 18–23 Jun 2000. Cambridge. Intern. Glaciological Society, 2001, 33: 157–164.
14. *Atlas Arktiki*. Atlas of the Arctic. Moscow: Main department of geodesy and cartography under the Council of Ministers of the USSR, 1985: 204 p. [In Russian].
15. Nansen F. *Vo mrake nochi i vo ldakh. Puteshestvie norvezhskoy ekspeditsii na korable «Fram» k severnomu polyusu. T. 1*. In the darkness of the night and in the ice. The journey of the Norwegian expedition on the ship «FRAM» to the North Pole. V. 1. St. Petersburg, 1897: 304 p. [In Russian].
16. Maksimov I.V. To the study of tidal phenomena in the area of the continental slope of the Arctic seas. *Problemy Arktiki*. Problems of Arctic. 1946, 1: 26–29. [In Russian].
17. Willmes S., Heinemann G. Sea-Ice wintertime lead frequencies and regional characteristics in the Arctic, 2003–2015. *Remote Sensing, Special Issue: Sea Ice Remote Sensing and Analysis*. 2016, 8 (1): 4. doi: 10.3390/rs8010004.
18. Legenkov A.P. *Podvizhki i prilivnye deformatsii dreifuyushchego lda*. Motion and tidal deformation of the drift ice. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1988: 104 p. [In Russian].