

Оценка параметров внутренних волн в Арктике по данным спутниковых радиолокаторов с синтезированной апертурой

А. Е. Погребной

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия
✉ pogrebok57@mail.ru

Поступила в редакцию 22.07.2022; одобрена после рецензирования 09.09.2022;
принята к публикации 08.11.2022.

Аннотация

Цель. Разработана методика расчета параметров уединенных внутренних волн (солитонов, генерируемых полусуточным приливом) на основе их проявлений на поверхности океана при наличии льда.

Методы и результаты. Анализировались последовательные зондирования радиолокационных спутников *Sentinel-1A* и *Sentinel-1B* к западу от глубоководной части пролива Фрама в августе 2018 г. Идентификация поверхностных проявлений внутренних волн на радиолокационных спутниковых снимках сводится к нахождению тонких светлых полос, вытянутых вдоль волновых гребней. Яркие пиксели, расстояние между которыми меньше визуальной ширины гребней, объединяются в кластеры. Считается, что внутренним волнам, в отличие от льда, соответствуют кластеры с размерами больше порогового значения, для которых анизотропия (отношение полуосей аппроксимирующего эллипса) также велика. Для каждого такого кластера рассчитываются интерполированные пространственные координаты вдоль соответствующего волнового экстремума. На основе предложенной методики оценены горизонтальный размер («длина волны») ~ 1,5 км) и фазовая скорость (~ 1 м/с) уединенных внутренних волн (солитонов), период следования которых составил ~ 24 мин. Скорость распространения лидирующей волны оказалась на 10 % выше, чем у следующей за ней. За время между зондированиями (~ 48 мин) это приводит к увеличению (красному смещению) «длины волны» между ними от 1,3 до 1,6 км. Рассчитаны также значения радиусов кривизны каждого волнового фронта. Информация о пространственном положении центров кривизны фронтов позволяет судить о предположительном месте генерации анализируемых внутренних волн – подводная банка (80° 45' с. ш., 8° 30' з. д.), глубина над которой менее 20 м.

Выводы. Предложенную методику идентификации внутренних волн можно использовать для оценки их кинематических и динамических характеристик.

Ключевые слова: внутренние волны, фазовая скорость внутренних волн, солитоны, спутниковая радиолокация морской поверхности, пролив Фрама, Арктика

Благодарности: исследование выполнено при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда № 21-17-00278.

Для цитирования: Погребной А. Е. Оценка параметров внутренних волн в Арктике по данным спутниковых радиолокаторов с синтезированной апертурой // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 1. С. 106–119. EDN KYSBKS. doi:10.29039/0233-7584-2023-1-106-119

Estimation of Internal Wave Parameters in the Arctic Based on Synthetic Aperture Satellite Radar Data

A. E. Pogrebnoi

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia

✉ pogrebok57@mail.ru

Abstract

Purpose. The work is aimed at developing a technique for calculating the solitary internal wave parameters (solitons generated by a semi-diurnal tide) based on their manifestations on the ocean surface in the presence of ice.

Methods and Results. Sequential soundings of the Sentinel-1A and Sentinel-1B radar satellites west of the deep-sea part of the Fram Strait in August, 2018 were analyzed. Identification of the internal waves' surface manifestations on the radar satellite images is reduced to finding thin bright bands elongated along the wave crests. Bright pixels, the distance between which is less than the visual width of the ridges, are united into the clusters. The clusters whose sizes exceed the threshold value and for which the anisotropy (the ratio of the semi-axes of the approximating ellipse) is also high, are considered to correspond to the internal waves (in contrast to ice). For each such cluster, the interpolated spatial coordinates are calculated along the corresponding wave extremum. Based on the proposed method, the horizontal size ("wavelength" ~ 1.5 km) and the phase speed (~ 1 m/s) of solitary internal waves (solitons) are assessed. The repetition period of solitons was ~ 24 min. The leading wave propagation speed appeared to be 10 % higher than that of the next one. During the time between soundings (~ 48 min), this leads to a "wavelength" increase (red shift) between them – from 1.3 to 1.6 km. The curvature radii' values of each wave front are also calculated. The information on spatial position of the fronts' curvature centers permits to assume the place of generation of the analyzed internal waves, namely the underwater bank ($80^{\circ} 45' N, 8^{\circ} 30' W$), the depth above which is less than 20 m.

Conclusions. The proposed method for identifying internal waves can be used to assess their kinematic and dynamic characteristics.

Keywords: internal waves, phase speed of internal waves, solitons, satellite radar images of the ocean surface, Fram Strait, Arctic

Acknowledgements: The study was financially supported by the Russian Science Foundation grant No. 21-17-00278.

For citation: Pogrebnoi, A.E., 2023. Estimation of Internal Wave Parameters in the Arctic Based on Synthetic Aperture Satellite Radar Data. *Physical Oceanography*, 30(1), pp. 98-111. doi:10.29039/1573-160X-2023-1-98-111

Введение

Формирование погоды и климата на нашей планете определяется Мировым океаном, солнечной радиацией и атмосферой. С одной стороны, Солнце и земная атмосфера прямо и косвенно оказывают определяющее влияние на все динамические процессы в океане. И наоборот, Мировой океан, в свою очередь, служит источником тепла, определяющим атмосферную циркуляцию. Отсутствие равновесия между притоком тепла в океан и его оттоком приводит к возникновению в атмосфере ветров.

Важным элементом динамической структуры океана являются внутренние волны (ВВ). В исследованиях Арктического бассейна им отводится особая роль. Например, генерация внутренних волн баротропным приливом над крутыми участками континентального склона приводит к интенсификации турбулентного перемешивания и стимулирует передачу тепла от атлантических вод

к поверхности [1], что существенно влияет на климатическую систему Северного Ледовитого океана. ВВ в Арктике оказывают влияние на морской лед и формирование полыней [2–4].

Географически моря Арктического бассейна находятся вблизи критической широты [5–7]. В этих условиях диссипация приливов полусуточной частоты приводит к формированию пакетов короткопериодных внутренних волн. Эти волны аккумулируют в себе энергию внутренних приливов, переносят ее при своем распространении и постепенно диссипируют, перемешивая воды.

Появление в открытом доступе данных спутникового мониторинга с высоким пространственным разрешением привело к интенсификации исследований ВВ в океане дистанционными методами. Эти методы основаны на изучении поверхностных проявлений ВВ на спутниковых снимках в виде чередующихся светлых и темных полос [8–10]. На радиолокационных изображениях морской поверхности светлые полосы – это сулои (зоны конвергенции с интенсификацией поверхностного волнения), а темные – слики (относительно выглаженные зоны дивергенции). Для данных пассивных регистраторов видимого диапазона, наоборот, области повышенной шероховатости (сулои) имеют меньшую яркость, чем слики.

Для анализа используются как данные спутников видимого диапазона [11–13], так и данные радаров с синтезированной апертурой (РСА) [14, 15]. Спутниковая информация позволяет оценить основные пространственные характеристики внутренних волн: длины волн внутри цугов, длину гребня лидирующей волны, расстояния между последовательными пакетами (см., например, работы [16, 17]). С течением времени вид и характеристики ВВ меняются. Но при наличии квазисинхронных зондирований, когда последовательные спутниковые снимки выполнены с небольшим временным промежутком, можно пытаться определить фазовые скорости ВВ [15, 18].

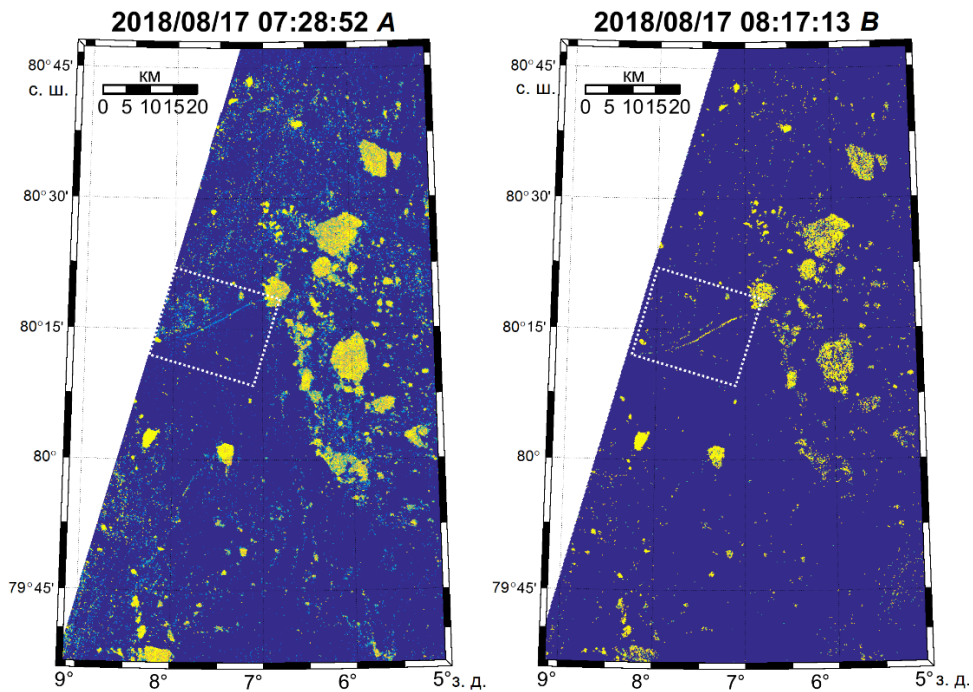
К сожалению, в настоящее время автоматической идентификации ВВ нет. Процесс определения параметров ВВ по спутниковым снимкам носит трудоемкий субъективный характер. Связано это с тем, что возможные проявления ВВ чересчур разнообразны. Это может быть и уединенный солитон, и пакет. Количество волновых экстремумов в пакете может быть любым. Азимутальная ориентация волн тоже может быть любой. Пока неизвестно, как автоматически отличать поверхностные проявления волн от кильватерных следов, филламентов и т. п. Идентификацию волн затрудняет возможное присутствие сторонних поверхностных объектов (например, льдин), а при использовании активных РСА – когерентные спеклы.

Цель данной работы – получение объективных обобщенных характеристик внутренних волн, генерируемых полусуточным приливом, при наличии в области их генерации льдин.

Используемые данные

Для расчетов характеристик поверхностных проявлений ВВ были выбраны данные современных радиолокационных спутников *C*-диапазона *Sentinel-1A* и *Sentinel-1B*, запущенных Европейским космическим агентством

в 2014 и 2016 г. соответственно. Использовался режим *Extra Wide Swath* с шириной полосы охвата 400 км и пространственным разрешением 40×40 м. Период получения информации каждого из этих спутников в экваториальной зоне составляет 12 сут. Но за счет того, что орбиты полярные, а полоса охвата широкая, в приполярных областях частота измерений в полосе широт $70^\circ \div 85^\circ$ увеличивается до четырех раз в сутки. При этом существуют области, где интервал между последовательными съемками сканеров с *Sentinel-1A* и *Sentinel-1B* близок к половине их орбитального периода (менее 50 мин).



Р и с. 1. Радиолокационные изображения морской поверхности 17 августа 2018 г. (*SAR Sentinel-1A* и *-1B*). Пунктиром выделен фрагмент с поверхностными проявлениями ВВ
F i g. 1. Radar images of sea surface on August 17, 2018 (*SAR Sentinel-1A* and *-1B*). The dashed line shows a fragment with the IW surface manifestations

В настоящей работе анализировалась квазисинхронная пара спутниковых снимков *Sentinel-1A* и *-1B*, выполненных 17 августа 2018 г. вблизи пролива Фрам (рис. 1). Временной интервал между зондированиями составил 2901 с. Оба снимка обрезаны по пространству до области их взаимного перекрытия. Пунктиром выделен фрагмент с поверхностными проявлениями внутренних волн.

Идентификация гребней ВВ

При стратификации над неровностью дна баротропный прилив деформирует изопикнические поверхности и генерирует внутренние волны. Рост энергии волны может вызывать ее обрушение и передачу энергии пакету короткопериодных внутренних волн [19].

Возбуждаемая приливом лидирующая волна имеет форму импульса с прогибом изопикнических поверхностей вниз. Движение такого импульса заглубления изопикнических поверхностей в виде одиночной внутренней волны приводит к формированию конвергентной зоны на поверхности океана [19]. На радиолокационных снимках такие конвергентные зоны проявляются в виде светлых полос (сулои).

Таким образом, идентификация поверхностных проявлений ВВ на радиолокационных спутниковых снимках сводится к нахождению тонких светлых полос, вытянутых вдоль лидирующего гребня ВВ. В данном случае гребнем внутренней волны будем именовать положение фронта ВВ над прогибом изопикнических поверхностей.

Процедура идентификации ВВ существенно усложняется при наличии в области их проявления сторонних поверхностных объектов, например льдин. Кроме того, заметим, что, несмотря на компактное пространственное распределение ярких пикселей, относящихся к единому гребню ВВ, они могут не соприкасаться между собой. Поэтому необходима также специальная процедура маскерования по объединению таких «родственных» пикселей в единый кластер.

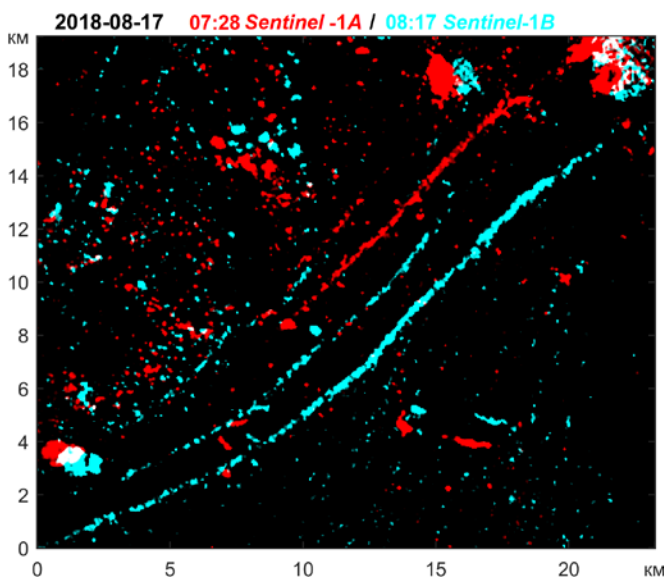


Рис. 2. Анаглиф снимков морской поверхности. Градации красного использованы для первого зондирования (*Sentinel-1A*), а сине-зеленые тона – для второго (*Sentinel-1B*)

Fig. 2. Anaglyph of the sea surface images. Red gradations are used for the first sounding (*Sentinel-1A*), and blue-green tones are for the second one (*Sentinel-1B*)

Проекционные координаты земной поверхности у каждого спутникового снимка свои. Поэтому для анализа при совместной обработке данные зондирований желательно привести к единой системе координат. При построении карт на рис. 1 использовалась равноугольная коническая проекция Ламберта (*Lambert Conformal Conic*). Фрагмент, содержащий внутренние волны, выделен пунктиром. Данный фрагмент представлен на рис. 2 в проекционной системе координат спутника *Sentinel-1A* с исходным пиксельным разрешением

(40 × 40 м). В эту же систему координат трансформирован снимок спутника *Sentinel-1B*. Для совместного отображения обоих зондирований на едином рисунке (рис. 2) используется анаглиф (*anaglyph*), когда информационным полям каждого спутника соответствуют индивидуальные хроматические области спектра: градации красного для *Sentinel-1A*, а сине-зеленые тона – для *Sentinel-1B*. Разметка осей выполнена в километрах.

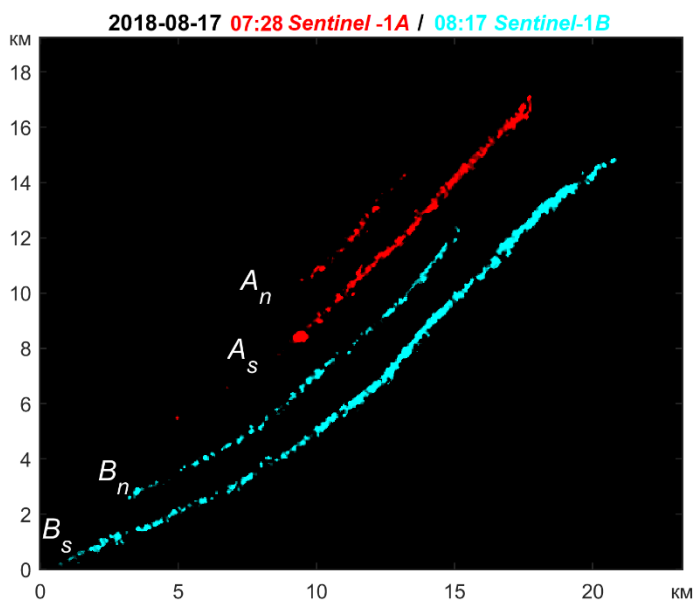
Процедура маскирования

Итак, на рис. 2 поверхностные проявления ВВ представляют собой скопления пикселей повышенной яркости, вытянутые в виде тонких светлых полос, красные для спутника *Sentinel-1A* и сине-зеленые для *Sentinel-1B*. Кроме них на снимках присутствуют изображения множества льдин разных размеров. У льдин нет выраженной анизотропии формы в каком-либо направлении. В этом главное их отличие от поверхностных проявлений ВВ.

Чтобы отделить информацию, относящуюся к ВВ и другим поверхностным объектам, и объединить информацию по каждому гребню ВВ в индивидуальные кластеры, производилась следующая процедура маскирования:

- для каждого зондирования определялся характерный для этих скоплений диапазон яркости интересующих пикселей. Значения яркости для точек, не входящих в этот диапазон, обнулялись;
- с целью объединения близко расположенных пикселей в единую связанную структуру для каждого зондирования создавалась пространственная маска. Для этого каждое изображение усреднялось пространственным фильтром Гаусса с плечом, превышающим визуальную ширину индивидуальных волновых экстремумов (гребней внутренних волн);
- далее выполнялась бинаризация полученных масок. Всем значениям, превышающим порог, присваивались единицы, а остальным точкам нули. Для определения порога использовался гистограммный метод, который автоматически выбирает пороговое значение, обеспечивающее минимум внутриклассовой дисперсии черных и белых пикселей [20];
- производилась кластеризация полученной *BW*-картинки: каждый индивидуальный кластер представляет собой подобласть изображения, сформированную соприкасающимися между собой яркими пикселями;
- значения пикселей в кластерах, размеры которых малы, обнулялись и проводилась повторная кластеризация. В результате остались кластеры с ВВ и, возможно, несколькими самыми большими льдинами (в нашем случае до трех);
- чтобы окончательно избавиться от нежелательных кластеров, используется тот факт, что проявления ВВ существенно анизотропны. Поэтому форма каждого кластера аппроксимировалась эллипсом и кластеры с малыми значениями отношения большой и малой полуосей эллипса (менее 50) отсеивались;
- кластерам с ВВ присваивались идентификаторы *A/B* (спутник) и *n/s* (северный/южный волновой экстремум);

– полученные маски накладывались на исходные изображения. Каждому отфильтрованному пикселу присваивался соответствующий его кластеру идентификатор. Результат представлен на анаглифном рис. 3.



Р и с. 3. Результат маскирования ВВ
Fig. 3. Result of IW masking

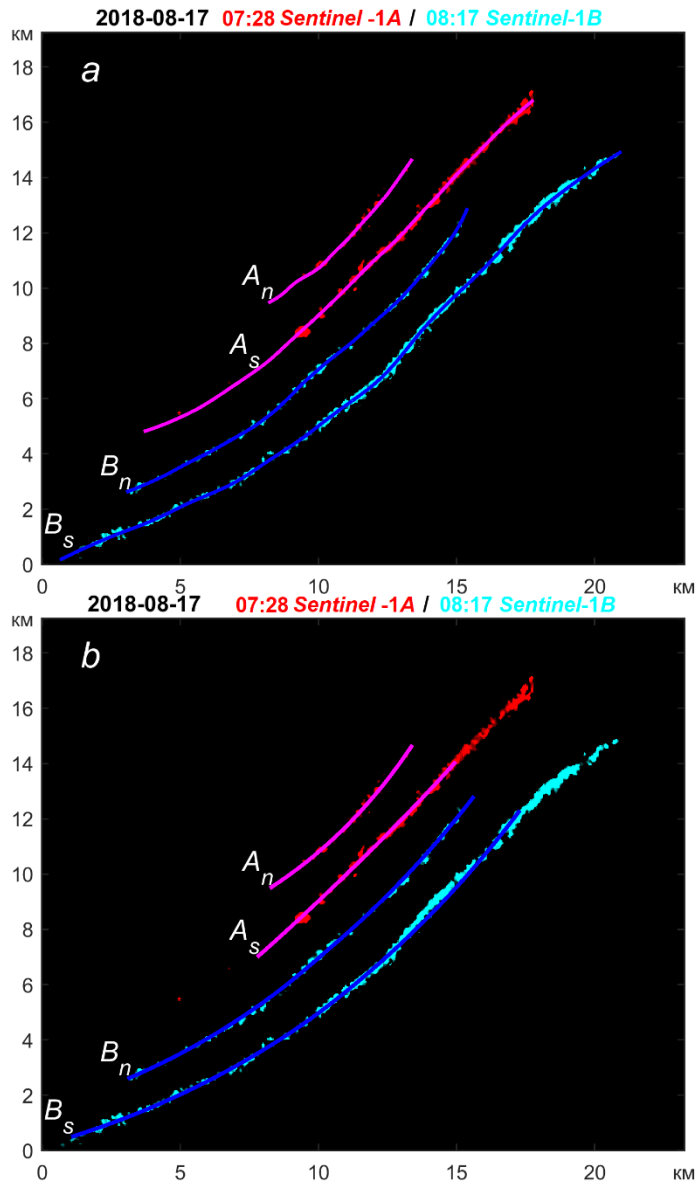
Интерполяция и сглаживание

Полученные наборы точек рассеяны в окрестности волновых фронтов, а нам для каждого фронта требуются объективные вдольфронтальные, желательно эквидистантные значения координат $\{x_i, y_i\}$.

В зависимости от угла наклона в нашей координатной системе волнового фронта зависимость $y = f(x)$ не обязательно является взаимно-однозначной. Чтобы обеспечить эту однозначность, удобно перейти к наклонной системе координат $\{X', Y'\}$, в которой ось абсцисс направлена вдоль ранее рассчитанной большей полуоси аппроксимирующего данный кластер точек эллипса.

По координате X' , которую будем считать аргументом, производим сортировку пар $\{x'_i, y'_i\}$. Далее отдельно по каждому x'_i и y'_i проводим параметрическое сглаживание в зависимости от значений индекса i . Для этого используем скользящий фильтр среднего с робастной версией локальной регрессии на основе полиномов 1-й степени [21].

Полученные наборы координат не являются эквидистантными. Поэтому по расстояниям l между смежными координатами рассчитывается погонная длина фронта L , и новые значения координат интерполируются в соответствии с равноудаленными значениями параметра l_i . Теперь равноудаленные интерполированные параметрические координаты волнового фронта можно вернуть в исходную систему координат спутникового изображения Sentinel-1A. Результат интерполяции волновых экстремумов представлен на рис. 4, а.



Р и с. 4. Пространственная интерполяция координат волновых фронтов без сглаживания (*a*) и с его использованием (*b*) (вдоль фронтального разрешение 40 м)
Fig. 4. Spatial interpolation of the wave front coordinates without smoothing (*a*) and with it (*b*) (along-frontal resolution is 40 m)

Вдоль волнового фронта может локально меняться его кривизна, что влияет на вариативность расчетов расстояний между волновыми фронтами, их скорости распространения и особенно радиуса кривизны. Поэтому кривые, описывающие фронты, желательно дополнительно сгладить. Это позволит говорить об обобщенных значениях характеристик.

Вдольфронтальная длина у каждого из наблюдаемых волновых цугов своя, а для расчетов длин волн и фазовой скорости их распространения необходима информация о положении фронтов в местах, где присутствуют оба волновых цуга. Поэтому при расчете сглаженных характеристик положения фронтов краевые участки, не имеющие такого соответствия, не учитывались.

В табл. 1 представлены значения погонной длины интерполированного L_i и сглаженного L_s участков волновых фронтов. Там же указаны соответствующие значения количества пиксельных точек при их расчете (N_i и N_s) и соответствующие дисперсии длин (σ_{L_i} и σ_{L_s}). При расчетах использовалось параметрическое задание координат $\{x_i, y_i\}$ с эквидистантным разрешением 40 м. Для идентификации волновых фронтов использованы идентификаторы соответствующих им кластеров (A/B – спутник, n/s – северный/южный волновой фронт). С точки зрения направления распространения волн южный фронт является лидирующим (первым).

Т а б л и ц а 1
Table 1

Оценка пространственного положения волновых фронтов
Assessment of the spatial position of wave fronts

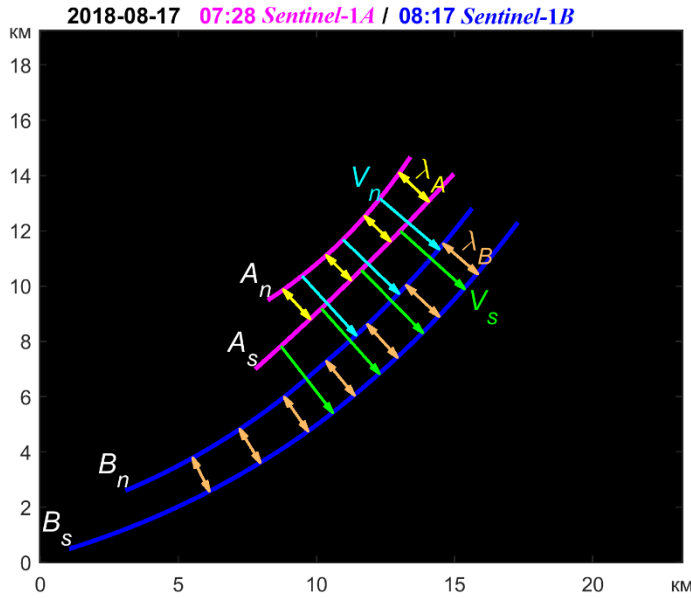
Волновые фронты / Wave fronts	N_i	L_i , м	σ_{L_i} , м	N_s	L_s , м	σ_{L_s} , м
A_s	5058	18693	144,7	2845	10092	142,1
A_n	1537	7446	122,7	1531	7372	124,4
B_s	4311	25455	108,8	3348	20438	136,2
B_n	1581	16356	78,2	1586	16371	95,4

Результат сглаживания представлен на рис. 4, *b*. Полученные таким образом сглаженные наборы координат волновых фронтов и будут использованы в дальнейших расчетах.

Параметры волновых фронтов

Длина волны, фазовая скорость и период ВВ

Как отмечалось выше, все волновые фронты имеют разную вдольфронтальную длину. Поэтому результаты расчетов длин волн λ и фазовых скоростей C проводились для зон, в которых присутствуют все пары соответствующих друг другу точек фронтов. Тот фронт, который является более коротким, определяет пространственный диапазон расчета фазовой скорости северного (n) и южного (s) гребней и длины волны во время первого (A) и второго (B) зондирований. Для каждой точки этого более короткого фронта рассчитывалось расстояние до ближайшей точки на соответствующем вычисляемому параметру втором фронте. Напомним, что все обрабатываемые точки распределены равномерно вдоль фронтов с эквидистантным расстоянием 40 м. Пространственные положения фронтов, длины волн λ и фазовые скорости волновых экстремумов показаны на рис. 5.



Р и с. 5. Длины волн λ и фазовые скорости C волновых экстремумов
Fig. 5. Wavelengths λ and phase speeds C of the wave extrema

Средние значения $\bar{\lambda}$ и \bar{C} и их дисперсий σ_λ и σ_C приведены в табл. 2 и 3. Они рассчитывались обычным образом, а доверительные 95%-ные интервалы изменчивости данных волновых характеристик определялись напрямую по полученным выборкам, чтобы не использовать предположения о нормальности распределений. Их оценки для λ и C также приведены в табл. 2 и 3.

Т а б л и ц а 2
 T a b l e 2

«Длины волн» λ
 «Wavelengths» λ

Зондирование / Sounding	Среднее значение «длины волны» $\bar{\lambda}$, м / Average value of «wave- length» $\bar{\lambda}$, m	Дисперсия «длины волны» σ_λ , м / «Wave- length» dispersion σ_λ , m	95%-ный доверительный интервал λ , м / 95% confidential interval λ , m
Первое (A) / The first one (A)	1317	67	1242÷1461
Второе (B) / The second one (B)	1623	18	1594÷1651

Значения длины волны λ и фазовой скорости C можно использовать для оценки периода следования внутренних волн $T = \lambda/C \approx 24$ мин.

Нелинейность в слоистых средах влияет на характер поведения внутренних волн. Они приобретают свойства уединенных и взаимодействуют между собой как солитоны. Их фазовая скорость зависит от амплитуды. В результате

дисперсии каждая лидирующая волна оказывается быстрее следующих [22, 23]. Данные, приведенные в табл. 3, подтверждают этот факт. Так как доверительные интервалы оценок фазовых скоростей не пересекаются, результат их различия статистически обеспечен с вероятностью 95 %.

Т а б л и ц а 3
T a b l e 3

Фазовые скорости волн C
Phase speeds of the waves C

Фронты / Fronts	Перемещение фронта ΔL , м / Front shift ΔL , m	Среднее значение фазовой скорости \bar{C} , см/с / Average value of phase speed \bar{C} , cm/s	Дисперсия фазовой скорости σ_C , см/с / Phase speed dispersion σ_C , cm/s	95%-процентный доверительный интервал C , см/с / 95% confidential interval C , cm/s
Южный (лидирующий) (s) / Southern (leading) (s)	3157	109	1	106÷110
Северный (n) / Northern (n)	2845	98	2	97÷102

Обнаруженное различие в скоростях распространения рассматриваемых внутренних волн является признаком их нелинейности [24]. Их можно идентифицировать как уединенные внутренние волны, или солитоны. Для них понятие «длина волны» не определено, а параметр, соответствующий расстоянию между последовательными фронтами, именуется горизонтальным размером.

Благодаря разности скоростей волновых гребней горизонтальный размер («длина волны») между ними с течением времени увеличивается (см. табл. 2). В данном случае красное смещение $z = \frac{\Delta\lambda}{\lambda}$ – безразмерная величина, характеризующая относительное увеличение «длины волны» лидирующего солитона, – составляет $z \approx 0,23$, а скорость красного смещения $\Delta z/\Delta t \approx 8 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$. Подобные факты уменьшения горизонтального размера волны при удалении от лидирующего гребня известны и наблюдались ранее, например в [25].

Кривизна волновых фронтов

Выше были получены параметрически заданные эквидистантно табулированные пространственные координаты волновых экстремумов $y(l)$ и $x(l)$, где l – погонная длина кривой, отсчитываемая от одного из ее концов. В этом случае кривизна кривой K описывается следующим выражением:

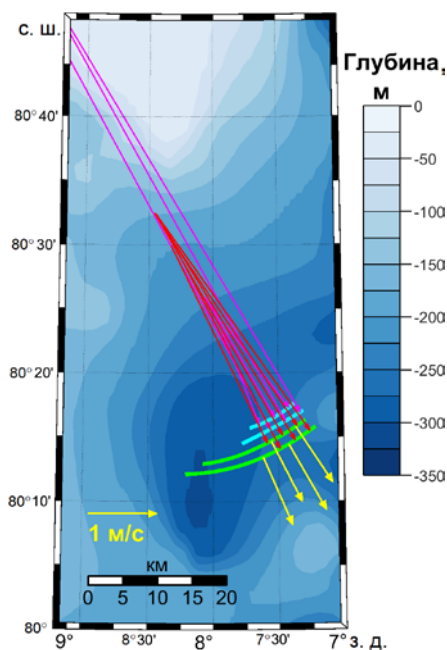
$$K = \frac{|x'y'' - y'x''|}{[(x')^2 + (y')^2]^{3/2}}$$

где x' , x'' , y' , y'' – первая и вторая производные x и y по параметру l . Величина $R = 1/K$, обратная кривизне, является радиусом кривизны. Медианные значения радиусов кривизны R (км) для каждого фронта составили: 77,46 (A_s), 18,51 (A_n), 36,56 (B_s), 35,38 (B_n).

Для каждой точки кривой $\{x, y\}$ центр кривизны находится в точке $\{x + R_x, y + R_y\}$. Локальные значения компонент радиуса кривизны R_x и R_y вдоль x и y определены следующим образом:

$$R_x = x' \cdot R^2, \quad R_y = y' \cdot R^2.$$

Информация о пространственном положении центров кривизны волновых фронтов (по крайней мере, на ранних этапах формирования внутренних волн) может позволить судить о вероятном месте их зарождения. На рис. 6 на фоне карты глубин (использованы батиметрические данные [26]) показаны положения волновых фронтов, их радиусы кривизны R и фазовые скорости.



Р и с. 6. Положение гребней внутренних волн, их радиусы кривизны и фазовые скорости на фоне батиметрии в районе исследований

F i g. 6. Position of the internal wave crests, their curvature radii and phase speeds against the background of bathymetry in the region under study

Судя по рис. 6, причиной формирования рассматриваемых внутренних волн может являться взаимодействие прилива с подводной банкой ($80^{\circ} 45'$ с. ш., $8^{\circ} 30'$ з. д.), глубина над которой менее 20 м.

Спутниковые данные *Sentinel-1A*, *-1B* были получены из архивов системы Европейских центров морских прогнозов *Copernicus Open Access Hub* (<https://scihub.copernicus.eu>).

З а к л ю ч е н и е

В работе предложена методика объективной оценки параметров внутренних волн на основе их проявлений на поверхности океана при наличии в области генерации льдин. Используются данные последовательных квазисинхронных зондирований радаров с синтезированной апертурой спутников *Sentinel-1A*, *-1B*.
 МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 39 № 1 2023 117

Описанная процедура маскирования снимков позволила отсеять льдины и идентифицировать ВВ. В результате интерполяции и сглаживания для каждого индивидуального волнового экстремума внутренних волн определены эквидистантные параметрические координаты гребня.

Для «длины волны» между гребнями (расстояние между солитонами) и фазовой скорости распространения уединенных внутренних волн сделаны статистические оценки средних значений и дисперсий. Рассчитан период следования внутренних волн. Подтвержден факт более быстрого распространения первого (лидирующего) фронта, что приводит к увеличению (красному смещению) «длины волны» между гребнями с течением времени. Получена оценка скорости этого увеличения.

Рассчитаны также значения радиусов кривизны каждого волнового фронта. Информация о пространственном положении центров кривизны фронтов использована для вывода о предположительном месте генерации анализируемых внутренних волн.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Tide-mediated warming of Arctic halocline by Atlantic heat fluxes over rough topography / T. Rippeth [et al.] // *Nature Geoscience*. 2015. Vol. 8. P. 191–194. <https://doi.org/10.1038/ngeo2350>
2. Морозов Е. Г., Писарев С. В. Внутренние волны и образование полыньи в море Лаптевых // Доклады Академии Наук. 2004. Т. 398, № 2. С. 255–258. EDN OPTCGN.
3. Ice flexure forced by internal wave packets in the Arctic Ocean / P. V. Czipott [et al.] // *Science*. 1991. Vol. 254, iss. 5033. P. 832–835. doi:10.1126/science.254.5033.83
4. Зубкова Е. В., Козлов И. Е., Кудрявцев В. Н. Наблюдение короткопериодных внутренних волн в море Лаптевых на основе спутниковых радиолокационных измерений // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13, № 6. С. 99–109. EDN XHSDJT. doi:10.21046/2070-7401-2016-13-6-99-109.
5. Коняев К. В. Внутренний прилив на критической широте // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2000. Т. 36, № 3. С. 396–408.
6. Морозов Е. Г., Писарев С. В. Внутренний прилив в арктических широтах (численные эксперименты) // *Океанология*. 2002. Т. 42, № 2. С. 165–173.
7. Морозов Е. Г., Пака В. Т. Внутренние волны в высокоширотном бассейне // *Океанология*. 2010. Т. 50, № 5. С. 709–715. EDN MVSGVV.
8. Alpers W. Theory of radar imaging of internal waves // *Nature*. 1985. Vol. 314, iss. 6008. P. 245–247. doi:10.1038/314245a0
9. Влияние внутренних волн на характеристики СВЧ-сигналов, рассеиваемых морской поверхностью / В. В. Баханов [и др.] // Известия Академии наук СССР. Физика атмосферы и океана. 1989. Т. 25, № 4. С. 387–395.
10. Quad-polarization SAR features of ocean currents / V. Kudryavtsev [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2014. Vol. 119, iss. 9. P. 6046–6065. doi:10.1002/2014JC010173
11. Hong D.-B., Yang C.-S., Ouchi K. Estimation of internal wave velocity in the shallow South China Sea using single and multiple satellite images // *Remote Sensing Letters*. 2015. Vol. 6, iss. 6. P. 448–457. doi:10.1080/2150704X.2015.1034884
12. Tracking the internal waves in the South China Sea with environmental satellite sun glint images / B. Liu [et al.] // *Remote Sensing Letters*. 2014. Vol. 5, iss. 7. P. 609–618. doi:10.1080/2150704X.2014.949365
13. Estimation of internal solitary wave propagation speed in the Andaman Sea using multi-satellite images / C. M. Tensubam [et al.] // *Remote Sensing of Environment*. 2020. Vol. 252. 112123. doi:10.1016/j.rse.2020.112123

14. *Kozlov I. E., Zubkova E. V., Kudryavtsev V. N.* Internal solitary waves in the Laptev Sea: first results of spaceborne SAR observations // *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*. 2017. Vol. 14, no. 11. P. 2047–2051. doi:10.1109/LGRS.2017.2749681
15. *Козлов И. Е., Михайличенко Т. В.* Оценка фазовой скорости внутренних волн в Арктике по данным последовательных спутниковых РСА-измерений // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2021. Т. 18, № 5. С. 181–192. EDN WZMNHK. doi:10.21046/2070-7401-2021-18-5-181-192
16. Характеристики поля короткопериодных внутренних волн в Карском море по данным спутниковых радиолокационных измерений / И. Е. Козлов [и др.] // *Исследование Земли из космоса*. 2015. № 4. С. 44–59. EDN UDEYRL. doi:10.7868/S0205961415040053.
17. Мониторинг короткопериодных внутренних волн в Белом море / А. В. Зимин [и др.] // *Исследование Земли из космоса*. 2015. № 5. С. 51–61. EDN UGEULD. doi:10.7868/S0205961415030148
18. Внутренние волны на шельфе Черного моря в районе Гераклеийского полуострова: моделирование и наблюдение / В. А. Иванов [и др.] // *Морской гидрофизический журнал*. 2019. Т. 35, № 4. С. 322–340. doi:10.22449/0233-7584-2019-4-322-340
19. *Бондур В. Г., Морозов Е. Г., Гребенюк Ю. В.* Радиолокационное наблюдение и численное моделирование внутренних приливных волн у побережья Северо-Западной Атлантики // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2006. Т. 3, № 2. С. 21–29. EDN NDPPEJ.
20. *Otsu N.* A threshold selection method from gray-level histograms // *IEEE Transactions on Systems, Man, and Cybernetics*. 1979. Vol. 9, no. 1. P. 62–66. doi:10.1109/TSMC.1979.4310076
21. *Cleveland W. S.* Robust Locally Weighted Regression and Smoothing Scatterplots // *Journal of the American Statistical Association*. 1979. Vol. 74, no. 368. P. 829–836. doi:10.1080/01621459.1979.10481038
22. *Серебряный А. Н.* Проявление свойств солитонов во внутренних волнах на шельфе // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 1993. Т. 29, № 2. С. 244–252.
23. *LeVeque R. J., Yong D. H.* Solitary waves in layered nonlinear media // *SIAM Journal on Applied Mathematics*. 2003. Vol. 63, iss. 5. P. 1539–1560. <https://doi.org/10.1137/S0036139902408151>
24. *Сабинин К. Д., Серебряный А. Н.* «Горячие точки» в поле внутренних волн в океане // *Акустический журнал*. 2007. Т. 53, № 3. С. 410–436. EDN HFFSOU.
25. *Rodenas J. A., Garello R.* Wavelet Analysis in SAR Ocean Image Profiles for Internal Wave Detection and Wavelength Estimation // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 1997. Vol. 35, no. 4. P. 933–945. doi:10.1109/36.602535
26. The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean Version 4.0 / М. Jakobsson [et al.] // *Scientific Data*. 2020. Vol. 7. 176. <https://doi.org/10.1038/s41597-020-0520-9>

Об авторе:

Погребной Александр Евтихиевич, научный сотрудник, отдел дистанционных методов ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0001-9390-7231**, **Scopus Author ID: 7004734095**, **SPIN-код: 1944-6355**, **ResearcherID: GNP-2733-2022**, poGREbok57@mail.ru