

# Оценка фазовой скорости внутренних волн в Арктике по данным последовательных спутниковых РСА-измерений

И. Е. Козлов, Т. В. Михайличенко

*Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, 299011, Россия  
E-mails: igor.eko@gmail.com, fsbsi.mhi.tamara@yandex.ru*

В работе получены прямые оценки фазовой скорости короткопериодных внутренних волн (КВВ) в Арктике на основе анализа последовательных измерений спутниковых РСА Sentinel-1A/B. Анализ спутниковых данных вблизи арх. Шпицберген с июня по сентябрь 2018 г. выявил основной пик наблюдений КВВ в августе (51 %). Выделено три ключевых района генерации КВВ: глубоководная часть прол. Фрама, южная и центральная части плато Ермак и шельфовая область к северо-западу от арх. Шпицберген. Максимальные значения фазовой скорости КВВ наблюдаются над плато Ермак и достигают здесь  $0,84 \pm 0,03$  м/с. В прол. Фрама и на шельфе арх. Шпицберген значения фазовой скорости близки и составляют в среднем  $0,2-0,3 \pm 0,03$  м/с. Полученные значения фазовой скорости КВВ превосходят значения максимальной скорости баротропных приливных течений во всех трёх районах их наблюдения, что подтверждает приливной механизм их генерации и распространение при докритических значениях числа Фруда. Сопоставление спутниковых оценок фазовой скорости КВВ с теоретическими оценками, полученными на основе двуслойной модели с использованием актуальных гидрологических измерений, показало наилучшее соответствие для случаев с разницей по времени между спутниковыми и контактными измерениями не более одних суток.

**Ключевые слова:** короткопериодные внутренние волны, фазовая скорость внутренних волн, приливные течения, спутниковая радиолокация морской поверхности, пролив Фрама, архипелаг Шпицберген, плато Ермак, Северный Ледовитый океан, Арктика

Одобрена к печати: 16.08.2021

DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-5-181-192

## Введение

Короткопериодные внутренние волны (КВВ) — важный элемент динамической структуры океана, они влияют на его «среднее» состояние путём вертикального перемешивания, горизонтального и вертикального переноса импульса и энергии. Их изучение имеет большое прикладное значение, например при решении задач подводной акустики (Коняев, Сабинин, 1992). Актуальность исследования поля КВВ, их пространственных характеристик и эволюции в арктическом бассейне также обусловлена влиянием первых на характеристики морского льда (Carr et al., 2019; Czipott et al., 1991; Morozov et al., 2019) и образование полыней (Зубкова и др., 2016; Морозов, Писарев, 2004).

Как известно, спутниковые наблюдения с помощью радиолокаторов с синтезированной апертурой (РСА) дают уникальную возможность наблюдать морскую поверхность с высоким пространственным разрешением фактически вне зависимости от погодных условий, что особенно актуально для арктического региона (Atadzhanova et al., 2017). На сегодняшний день спутниковые РСА — наиболее эффективный инструмент регистрации внутренних волн (ВВ) из космоса (Kozlov et al., 2015a, 2017; Lavrova, Mityagina, 2017; Magalhaes, da Silva, 2018). Поверхностные проявления (ПП) КВВ на морской поверхности и на радиолокационных изображениях (РЛИ) обусловлены взаимодействием дивергентных и конвергентных компонентов поверхностных течений, возникающих под влиянием КВВ, с ветровыми волнами. В итоге на РЛИ формируется характерная картина в виде квазипараллельных чередующихся светлых (взволнованная поверхность — сулои) и тёмных (выглаженная поверхность — слики) полос (Alpers, 1985; Баханов и др., 1989; Kudryavtsev et al., 2014).

Анализ ПП КВВ позволяет определять основные пространственные характеристики внутренних волн: длины волн внутри цугов, длину гребня лидирующей волны, расстояния между последовательными пакетами и т. д. (см., например, работы (Kozlov et al., 2015b; Zimin et al., 2016)). Важной динамической характеристикой внутренних волн выступает фазовая скорость их распространения. Напрямую её определение по спутниковым данным возможно при наличии последовательных измерений, выполненных с небольшой разницей по времени. Примеры установления фазовой скорости КВВ на основе квазисинхронных спутниковых данных видимого и микроволнового диапазонов были представлены в ряде работ для низких широт (Hong et al., 2015; Liu et al., 2014; Tensubam et al., 2020). Для полярных районов Мирового океана ранее такие оценки не выполнялись. Целью данной работы, таким образом, становится демонстрация возможности прямого определения фазовой скорости внутренних волн на акватории Северного Ледовитого океана на основе анализа последовательных измерений спутниковых PCA Sentinel-1A/B.

### Данные и методы

В последние годы в исследованиях Арктики активно используются данные полярно-орбитальных спутников Sentinel-1A и Sentinel-1B, запущенных в 2014–2016 гг. (см., например, работы (Morozov et al., 2017; Kozlov et al., 2019)). Частота измерений этих спутников в полосе широт 70–85° с. ш. достигает 2–4 раз в сутки с разницей по времени между ближайшими съёмками около 50 мин (Козлов, Плотников, 2020; Kozlov et al., 2020). Высокая частота измерений в высоких широтах обеспечивается работой тандема и взаимной геометрией идентичных полярных орбит, имеющих сдвиг по фазе в 180°. В этом случае один спутник находится на дневной стороне, а другой — на ночной, по аналогии с семейством альтиметров Jason (Badulin et al., 2021). Данный факт и обеспечивает интервал между последовательными измерениями Sentinel-1A/B, равный половине орбитального периода  $T$  ( $T = 98,6$  мин).

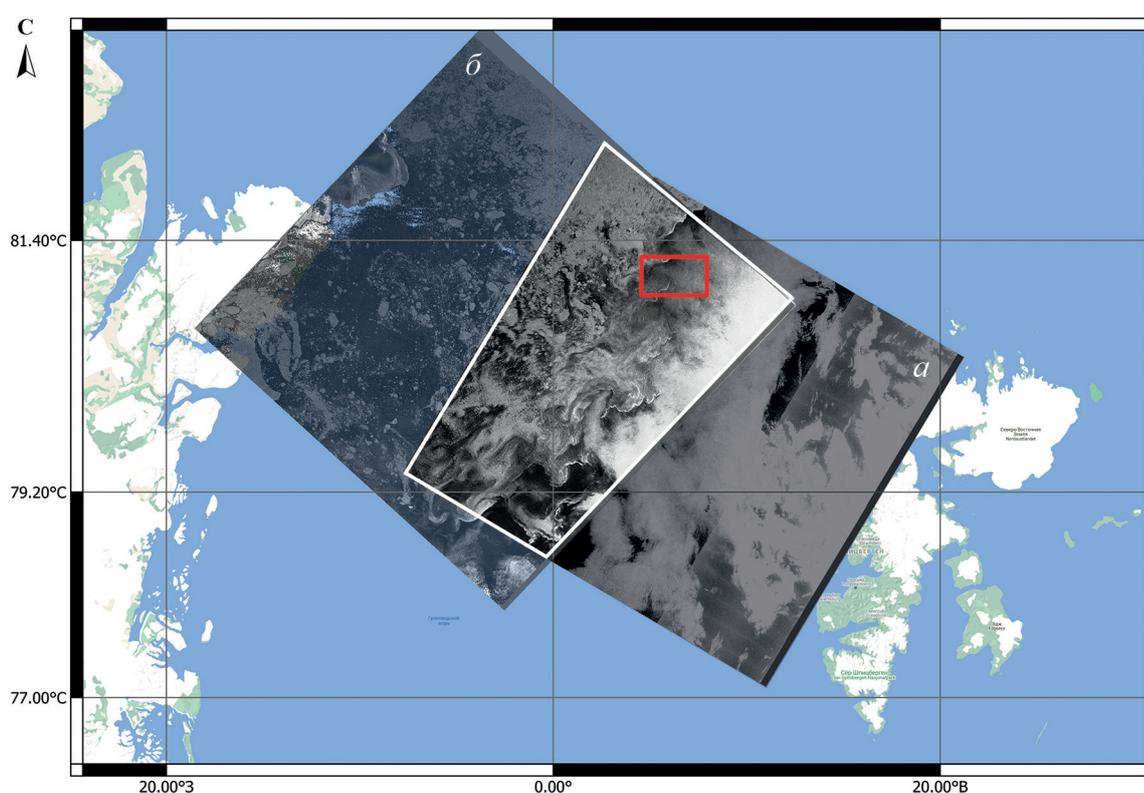


Рис. 1. Положение двух РЛИ Sentinel-1A/B за 1 августа 2018 г. в районе прол. Фрама, полученных с разницей по времени в 50 мин

Относительно короткий временной интервал между последовательными съёмками и высокое пространственное разрешение спутниковых данных Sentinel-1 (около 40–90 м) позволяют определить смещение ПП КВВ в пространстве за известный интервал времени и, таким образом, оценить фазовую скорость КВВ. Анализ данных спутниковых измерений проводился следующим образом. На первом шаге для каждого волнового пакета, наблюдаемого в обоих РЛИ, отмечалось положение лидирующей волны в виде кривой, проходящей вдоль области максимальных значений РЛ-сигнала, обусловленных интенсивным обратным рассеянием на обрушениях ветровых волн в зонах конвергенции поверхностных течений, возникающих под действием КВВ (см., например, работу (Kudryavtsev et al., 2014)). Далее на основе трёх перпендикулярных сечений от исходного положения лидирующей волны на первом РЛИ к её конечному положению на втором РЛИ определялось среднее смещение лидирующей волны, на основе которого рассчитывалась средняя линейная скорость смещения ПП КВВ, отождествляемая со средней фазовой скоростью КВВ  $C_{sat}$ .

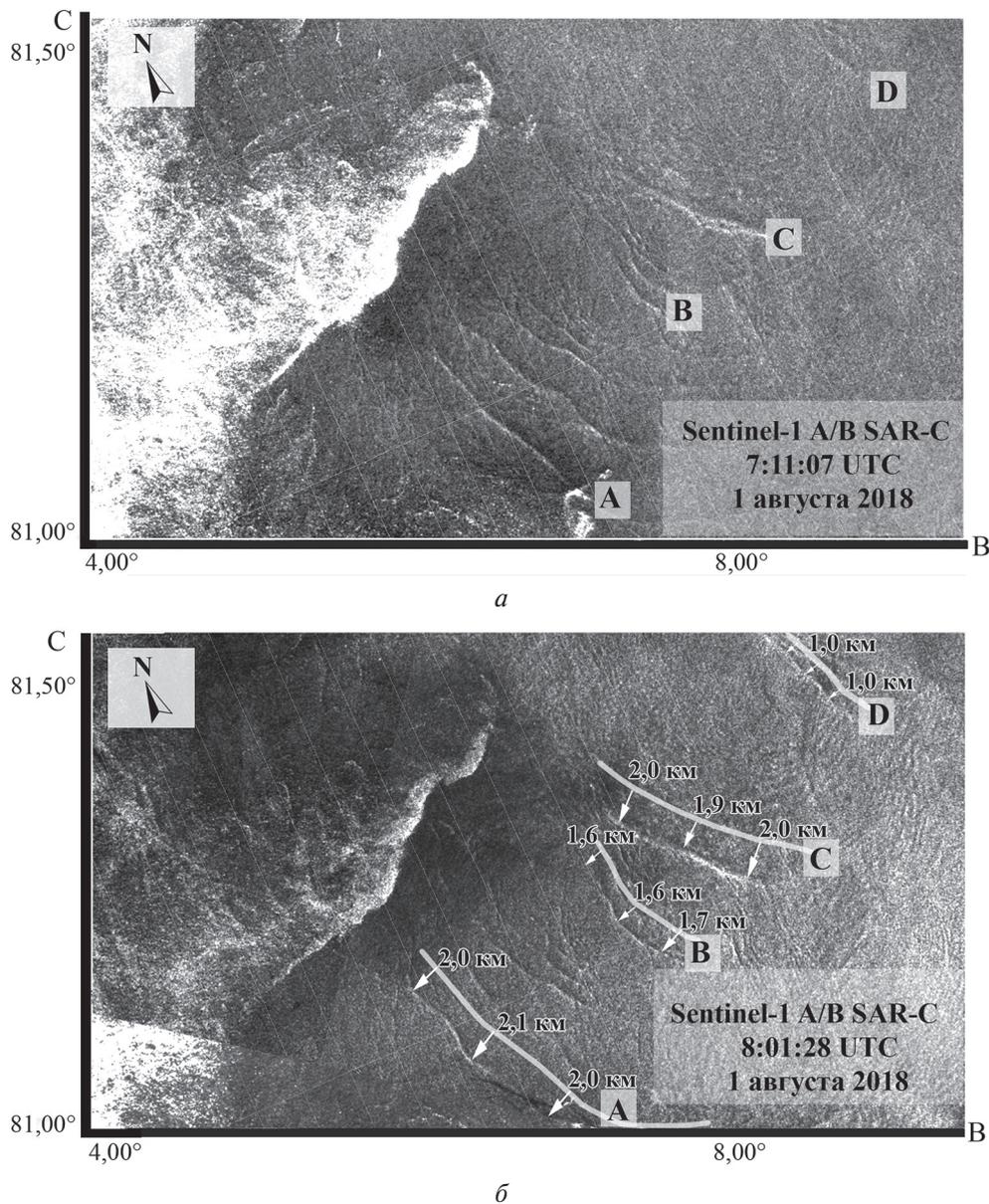


Рис. 2. Проявление цугов короткопериодных внутренних волн на последовательных РЛИ Sentinel-1A/B за 1 августа 2018 г. над южным склоном плато Ермак. Белыми кривыми отмечено положение гребней лидирующих волн для четырёх цугов КВВ, стрелками — величина смещения и направление движения гребней КВВ

Предполагая, что за короткий временной интервал между последовательными РСА-измерениями ( $<1$  ч) интенсивность фоновых течений и самих КВВ мало меняется, погрешность измерения смещений ПП КВВ будет определяться пространственным разрешением данных и составит  $\pm 90$  м для основного режима съёмки Extended Wide Swath (EW, сверхширокозахватный). Для фиксированного временного интервала между последовательными измерениями (49,3 мин) погрешность измерений и одновременно нижний предел определения фазовой скорости КВВ составит  $\pm 90$  м/49,3 мин, т.е.  $\pm 0,03$  м/с.

Общая последовательность обработки спутниковых данных состояла из следующих этапов: 1) отбор последовательных РЛИ Sentinel-1A/B в базе Copernicus Open Access Hub (система Европейских центров морских прогнозов) (<https://scihub.copernicus.eu>); 2) наложение последовательных РЛИ и определение местоположения ПП КВВ на пересекающихся участках РЛИ в программе ESA Sentinels Application Platform (SNAP) (ESA — *англ.* European Space Agency, Европейское космическое агентство); 3) расчёт фазовой скорости внутренних волн и построение пространственных карт в среде Mathworks ©Matlab.

В настоящей работе анализ последовательных РЛИ выполнен для района прол. Фрама и арх. Шпицберген. Всего проанализировано 40 пар РЛИ Sentinel-1A/B с июня по сентябрь 2018 г. В качестве примера на *рис. 1* (см. с. 182) показано положение двух последовательных РЛИ Sentinel-1 за 1 августа 2018 г. Как видно на *рис. 1*, площадь перекрытия двух изображений составляет около 40 % от их исходных размеров ( $400 \times 400$  км), что позволяет оценить кинематику различных динамических процессов поверхностного слоя океана на площади около  $64\,000$  км<sup>2</sup>.

На *рис. 2* (см. с. 183) показаны увеличенные фрагменты обоих РЛИ за 1 августа 2018 г., на которых отчётливо видны проявления нескольких цугов КВВ над южным склоном плато Ермак. На *рис. 2б* показаны расстояния и направления распространения лидирующих волн для четырёх волновых цугов. Как видно, все волновые цуги направлены на юго-запад и в целом имеют схожую структуру. Для волны А среднее смещение за вышеупомянутый временной интервал составило 2 км, для волны В — 1,6 км, для волны С — 2 км, для волны D — 1 км. Таким образом, средние фазовые скорости  $C_{sat}$  для волн А–D лежат в диапазоне  $(0,3–0,7) \pm 0,03$  м/с. Аналогичным образом были определены фазовые скорости внутренних волн на всех РЛИ района исследований.

## Результаты

В ходе анализа 40 пар пакетов последовательных РЛИ Sentinel-1A/B с июня по сентябрь 2018 г. в районе исследований был идентифицирован 231 цуг КВВ, проявления которых были отчётливо видны в обоих парных РЛИ. Отметим, что в исходных данных наблюдалось значительно большее количество проявлений КВВ, но из-за разницы в геометрии РЛ-наблюдений между спутниками Sentinel-1A/B их проявления в одном из парных РЛИ могли иметь слишком низкие РЛ-контрасты для их надёжного выделения.

Для каждого отчётливого волнового цуга определялись местоположение и средняя фазовая скорость лидирующей волны. В результате максимальное количество ПП КВВ (51 %) было зарегистрировано в августе, 27 % — в июле, 12 % — в июне, а минимальное количество — в сентябре (10 %). На *рис. 3* (см. с. 185) представлена обобщённая карта пространственного распределения гребней лидирующих волн в цугах КВВ в районе исследований. На основе *рис. 3* можно выделить три ключевых района наблюдения КВВ: глубоководная часть прол. Фрама с глубинами  $>2000$  м (область *a*), южная и центральные части плато Ермак с глубинами 500–1500 м (область *b*) и шельфовая область к северо-западу от арх. Шпицберген с глубинами  $<500$  м (область *в*).

На *рис. 4а* (см. с. 185) представлена карта пространственного распределения полученных средних значений фазовой скорости КВВ. Диапазон наблюдаемых значений фазовой скорости КВВ  $C_{sat}$  составил  $(0,08–0,84) \pm 0,03$  м/с. Для полученного интервала значений  $C_{sat}$  со средним значением 0,33 м/с погрешность их определения составляет 4–38 % (среднее значение — около 10 %).

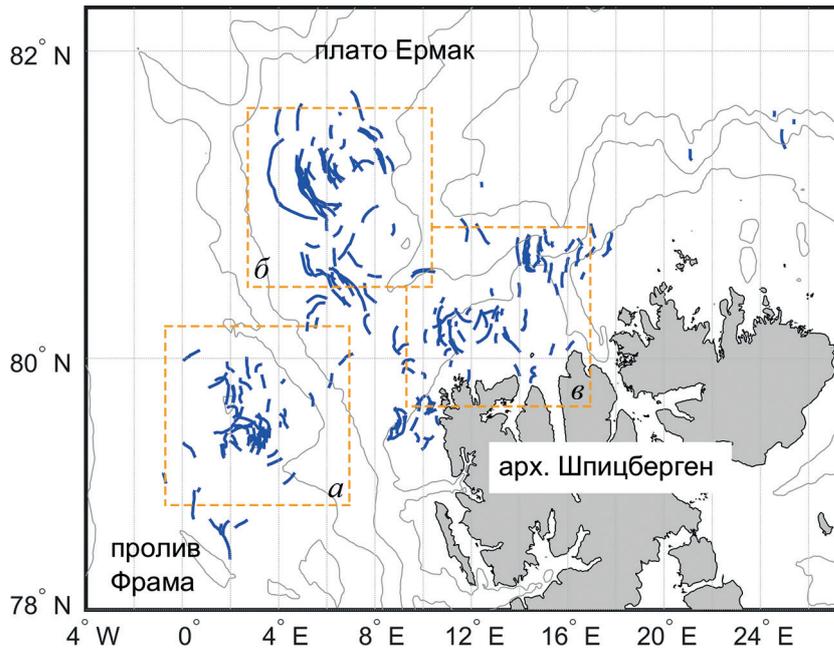


Рис. 3. Пространственное распределение гребней лидирующих волн в цугах КВВ в районе исследований, выделенных на основе анализа последовательных РЛИ Sentinel-1A/B в июне – сентябре 2018 г.

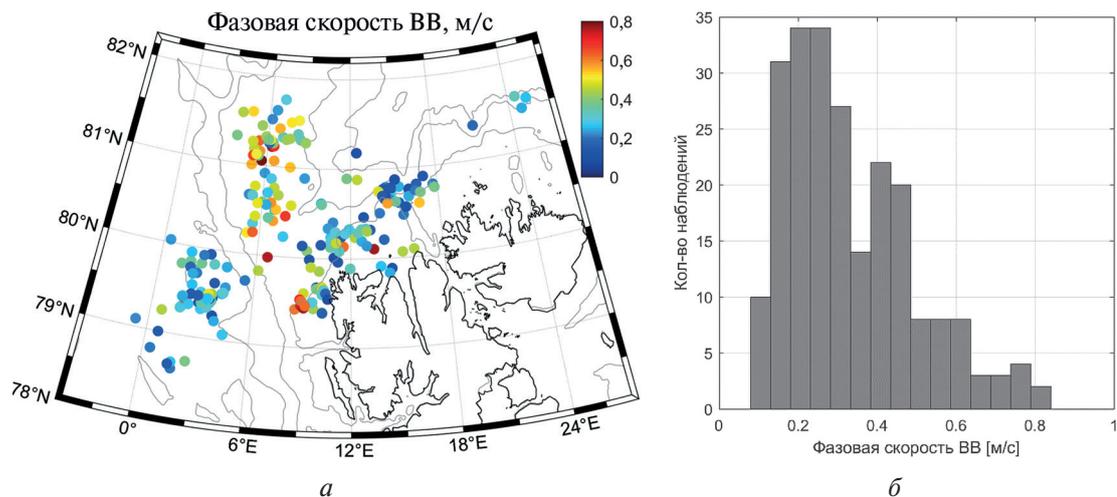
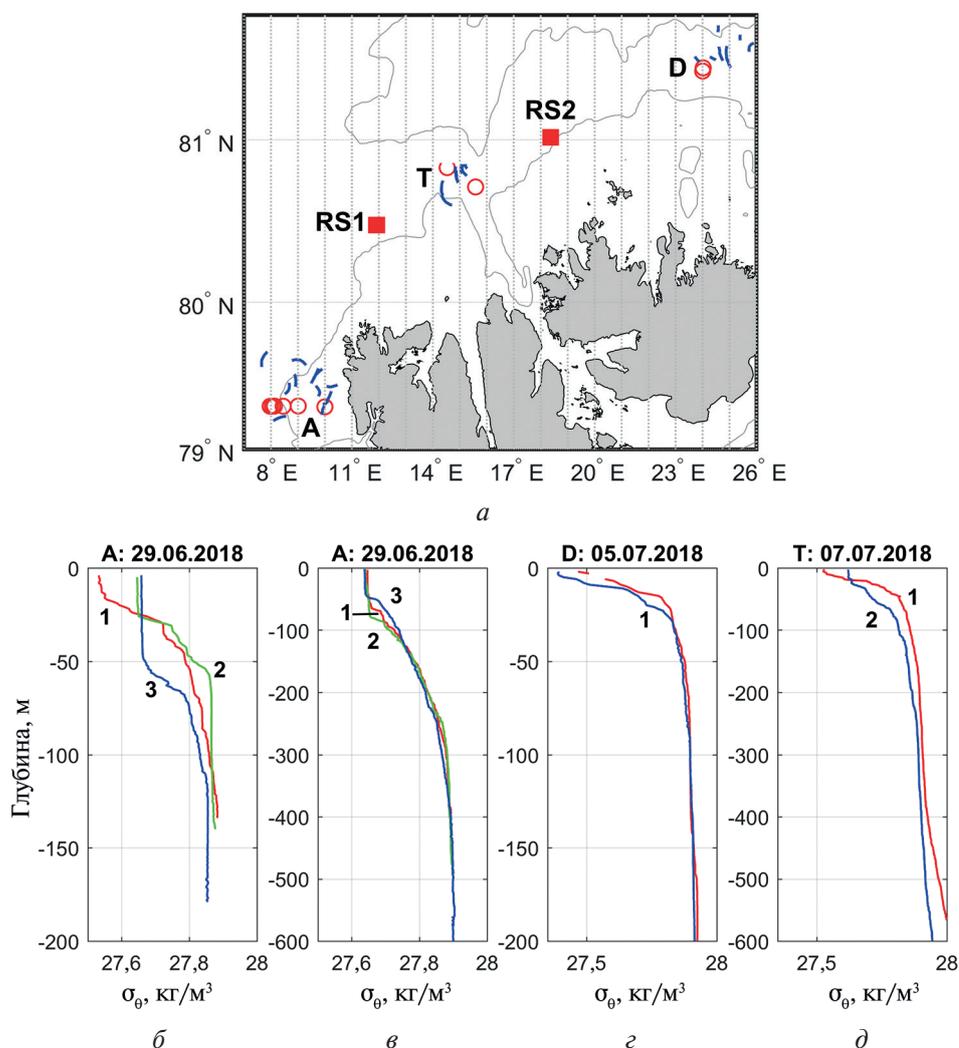


Рис. 4. Результаты оценки значений фазовой скорости КВВ, полученные на основе анализа последовательных РЛИ Sentinel-1A/B с июня по сентябрь 2018 г.: а – пространственное распределение; б – гистограмма распределения

Как видно, над глубокой водой в прол. Фрама значения  $C_{sat}$  варьировались в диапазоне 0,2–0,4 м/с при среднем значении около 0,3 м/с. Существенно более высокие значения фазовой скорости КВВ зарегистрированы над плато Ермак, здесь они составили 0,3–0,8 м/с, включая максимум — 0,84 м/с. На шельфе вблизи арх. Шпицберген средние значения  $C_{sat}$  составили 0,1–0,5 м/с, но в некоторых районах (например, 79,5° с. ш., 9° в. д.) они достигают 0,7 м/с. Интересно отметить, что наблюдаемая разница в средних значениях фазовой скорости КВВ между этими районами хорошо согласуется с пространственной неоднородностью в поле скорости приливных течений (см., например, рис. 1 в работе (Fer et al., 2020a)). Согласно данным приливной модели Arc5km2018 (Erofeeva, Egbert, 2020), максимальная скорость приливных течений в районе плато Ермак составляет 0,3–0,6 м/с, на шельфе к северо-западу от арх. Шпицберген — 0,2–0,3 м/с, а над глубоководной частью прол. Фрама — 0,1–0,2 м/с (Fer et al., 2020a).

Наблюдаемые нами цуги КВВ имеют регулярный характер и, по всей видимости, возникают по типу запрятственных волн при взаимодействии приливных течений с неоднородной донной топографией (Fer et al., 2020a; Jackson et al., 2012). В этом случае их кинематические характеристики могут быть косвенно связаны со скоростью порождающих их приливных течений через число Фруда,  $Fr = u/c_0$ , где  $u$  — полная скорость течений;  $c_0$  — фазовая скорость ВВ первой моды. Распространение внутренних волн из районов генерации реализуется при докритических значениях числа Фруда,  $Fr < 1$ , когда фазовая скорость ВВ превышает скорость фоновых течений (см., например, работу (Jackson et al., 2012)). Как показано выше, рассчитанные нами значения фазовой скорости КВВ несколько превосходят значения максимальных скоростей приливных течений во всех трёх районах их наблюдения, что качественно подтверждает приливной механизм их генерации и распространение при докритических значениях числа Фруда.

Гистограмма распределения средних значений фазовой скорости на *рис. 4б* отчётливо демонстрирует высокую повторяемость (около 50 % от всех наблюдений) значений фазовой скорости в диапазоне 0,1–0,3 м/с с выраженным пиком для значения 0,25 м/с. Второй пик наблюдений приходится на значения фазовой скорости около 0,4–0,5 м/с. Значения фазовой скорости более 0,5 м/с встречаются лишь в 15 % случаев.



*Рис. 5.* Сопоставление спутниковых наблюдений КВВ с данными судовых измерений вблизи арх. Шпицберген в июне–июле 2018 г.: *a* — положение судовых станций вдоль разрезов А, D, Т (красные маркеры), суточных станций RS1, RS2 (красные квадраты) и наблюдавшиеся в их окрестности ПП КВВ (синие кривые); *b–d* — вертикальные профили условной плотности по данным судовых измерений, полученные на разрезах А, D, Т

Анализ гистограмм распределения значений фазовой скорости КВВ для каждого из районов *a–в* (не представлено) показал, что все они имеют несколько (как минимум два) основных пиков. При этом положение главного пика имеет минимальное значение (0,15 м/с) вблизи арх. Шпицберген, далее следуют прол. Фрама (0,2 м/с) и плато Ермак (0,3 м/с). Наличие нескольких пиков в гистограммах распределения, по-видимому, объясняется сезонной изменчивостью вертикальной стратификации вод и сизигийно-квадратурным циклом интенсивности приливных течений, приводящих к генерации КВВ.

Важно отметить, что полученные нами наблюдаемые значения фазовой скорости КВВ, определяемые напрямую из анализа спутниковых данных, по сути, являются суммой абсолютной фазовой скорости КВВ ( $C$ ) и скорости фоновых течений ( $u$ ), в том числе приливных. В этой связи интересно провести сопоставление наблюдаемых оценок фазовой скорости КВВ ( $C_{sat}$ ) с теоретическими оценками ( $C$ ), сделанными на основе данных о вертикальной стратификации моря в районе исследований. В качестве таких данных были использованы результаты судовых STD-измерений (*англ.* Conductivity, Temperature and Depth), полученные учёными Бергенского университета (Норвегия) (*англ.* University of Bergen) вблизи арх. Шпицберген с 28 июня по 10 июля 2018 г. Результаты измерений детально описаны в работе (Fer et al., 2020b).

На *рис. 5a* (см. с. 186) показано расположение станций вблизи арх. Шпицберген и положение ПП КВВ, выделенных в спутниковых данных в период экспедиционных работ. На *рис. 5б–д* приведены вертикальные профили условной плотности для нескольких станций, выполненных в рамках разрезов А, D, Т.

Как видно из представленных на *рис. 5б–д* профилей плотности, для оценки фазовой скорости КВВ можно использовать двуслойную модель. В этом случае фазовая скорость линейных внутренних волн низшей внутренней моды может быть определена в виде (Phillips, 1977):

$$c_0 = \left( \frac{\delta\rho \cdot g}{\rho_0 \cdot k} \right)^{1/2} \left\{ \coth kd + \coth k(D-d) \right\}^{-1/2}, \quad (1)$$

где  $\delta\rho$  — разность плотности воды, расположенной ниже и выше пикноклина;  $\rho_0$  — средняя плотность воды ниже пикноклина;  $g$  — ускорение свободного падения;  $k$  — волновое число, определяемое как  $k = 2\pi/\lambda$ , где в качестве длины волны  $\lambda$  будем использовать наблюдаемую длину лидирующей волны в цуге КВВ из спутниковых данных;  $d$  — средняя глубина пикноклина;  $D$  — полная глубина.

Для случая нелинейных (короткопериодных) внутренних волн фазовая скорость будет включать нелинейную добавку:

$$C = c_0 + \alpha\eta_0/3, \quad (2)$$

где  $\eta_0$  — амплитуда КВВ;  $\alpha$  — коэффициент нелинейности, определяемый в виде:

$$\alpha = \frac{3}{2} \cdot \frac{c_0(h_1 - h_2)}{h_1 h_2}, \quad (3)$$

где  $h_1, h_2$  — толщина верхнего квазиоднородного и нижнего слоёв.

Для расчёта фазовой скорости КВВ будем использовать уравнения (1)–(3). Согласно экспедиционным данным (Fer et al., 2020a), амплитуда КВВ, зарегистрированных на суточных станциях RS1, RS2 (см. *рис. 5a*), имела значения в диапазоне от 5 до 50 м. Остальные параметры определим из вертикальных профилей плотности. Результаты расчётов абсолютных значений фазовой скорости КВВ ( $C$ ) и их сопоставление с данными спутниковых измерений ( $C_{sat}$ ) представлены в *таблице*, где для каждой станции диапазон значений  $C$  определяется диапазоном амплитуд КВВ  $\eta_0 = 5–50$  м, а диапазон значений  $C_{sat}$  получен в случае наблюдения нескольких цугов КВВ в окрестности заданной станции либо отражает пространственную изменчивость фазовой скорости вдоль фронта лидирующей волны.

Сравнение значений фазовой скорости КВВ вблизи арх. Шпицберген по данным судовых и спутниковых измерений

№ станции	Дата <i>in situ</i>	Дата по спутнику	$D$ , м	$d$ , м	$\lambda$ , м	$c_0$ , м/с	$C$ , м/с	$C_{sat}$ , м/с
A1	29 июня	30 июня	134	31	500	0,24	<b>0,26–0,38</b>	<b>0,25–0,34</b>
		5 июля			600			<b>0,36–0,42</b>
A2	29 июня		149	42	700	0,24	<b>0,25–0,32</b>	<b>0,27–0,33</b>
A3	29 июня	29 июня	188	61	600	0,23	<b>0,24–0,28</b>	<b>0,27–0,33</b>
		5 июля	188	61	700	0,24	<i>0,24–0,29</i>	<i>0,34–0,66</i>
					1200	0,25	<i>0,26–0,30</i>	<i>0,74–0,8</i>
A4	29 июня		397	68	600	0,24	<b>0,25–0,32</b>	<b>0,27–0,33</b>
A5	29 июня		485	83	600	0,24	<b>0,25–0,30</b>	<b>0,27–0,33</b>
A6	29 июня	5 июля	615	49	600	0,22	<b>0,23–0,32</b>	<b>0,3–0,35</b>
D1	5 июля	12 июля	281	14	800	0,24	<b>0,28–0,65</b>	<b>0,25–0,39</b>
T1	7 июля	10 июля	956	26	500	0,28	<i>0,30–0,53</i>	<i>0,12</i>
					1000	0,30	<i>0,33–0,58</i>	<i>0,16</i>
					1500	0,31	<i>0,33–0,59</i>	<i>0,23</i>
T2	7 июля	10 июля	942	64	700	0,33	<i>0,34–0,42</i>	<i>0,18</i>

Отметим основные особенности полученных результатов. Из *таблицы* видно, что наилучшее соответствие между наблюдаемыми и абсолютными значениями фазовой скорости имеет место для случаев, когда разница по времени между спутниковыми и контактными измерениями была минимальной, например для съёмки, выполненных 29 июня 2018 г. на станциях A1–A5 (выделены жирным шрифтом в *таблице*). В этом случае наблюдаемые значения фазовой скорости  $C_{sat}$ , как правило, несколько выше абсолютных значений  $C$ , но разница между ними не превосходит погрешности спутниковых измерений ( $\pm 0,03$  м/с). На этом основании трудно сделать вывод о существовании систематической добавки в значениях  $C_{sat}$ , связанной с фоновым полем течений вблизи поверхности.

Интересно отметить, что неплохое соответствие между значениями фазовой скорости КВВ также наблюдается для станций A1, A6, D1, несмотря на то, что спутниковые измерения были сделаны на неделю позднее судовых, но при достаточно близких значениях скорости фоновых приливных течений около 6–8 см/с. Максимальная разница в значениях фазовой скорости наблюдается для станций T1–T2, выполненных 7 июля 2018 г. Для всех наблюдавшихся цугов КВВ значения  $C_{sat}$ , как правило, в два и более раз меньше абсолютных значений фазовой скорости  $C$ . Судовые измерения были выполнены за два дня до квадратурного прилива (9 июля 2018 г.), а спутниковые — через день после него. В оба из этих дней амплитуда приливных течений не превышала 3–4 см/с, сами волны распространялись вдоль изобат на запад, юго-запад. Согласно данным судовых и спутниковых измерений, на момент спутниковой съёмки преобладал ветер около 8–10 м/с юго-западного направления, т. е. направление ветрового волнения и дрейфовых течений было фактически противоположным направлению распространения КВВ. Возможно, именно этот факт может отчасти объяснить отмеченное расхождение в значениях фазовой скорости КВВ.

## Заключение

В работе выполнена обработка массива спутниковых данных Sentinel-1A/B за летне-осенний период 2018 г. и впервые для арктического бассейна на основе анализа последовательных РСА-измерений получены оценки фазовой скорости короткопериодных внутренних волн. Анализ спутниковых данных показал, что основной пик наблюдений КВВ в районе исследований

приходится на август, а также выявил три ключевых района генерации КВВ: глубоководную часть прол. Фрама, южную и центральную части плато Ермак и шельфовую область к северо-западу от арх. Шпицберген. Согласно наблюдениям, максимальные (средние) значения фазовой скорости КВВ наблюдаются над плато Ермак и достигают здесь  $0,8 \pm 0,03$  м/с ( $0,5 - 0,6 \pm 0,03$  м/с). В двух других районах значения фазовой скорости близки и составляют в среднем  $0,3 \pm 0,03$  м/с. Наблюдаемая разница в средних значениях фазовой скорости КВВ между этими районами хорошо согласуется с пространственной неоднородностью в поле приливных течений.

Наблюдаемые цуги КВВ имеют регулярный характер и, по всей видимости, образуются при взаимодействии приливных течений с неоднородной донной топографией. Кроме того, наблюдаемые значения фазовой скорости КВВ несколько превосходят значения максимальных скоростей приливных течений во всех трёх районах их наблюдения, что косвенно подтверждает приливной механизм их генерации по типу заперяченных волн.

Сопоставление спутниковых оценок фазовой скорости КВВ с теоретическими оценками, полученными на основе двуслойной модели с использованием актуальных судовых измерений, показало наилучшее соответствие для случаев с разницей по времени между спутниковыми и контактными измерениями не более одних суток.

Таким образом, анализ доступных в настоящее время последовательных спутниковых РСА-измерений позволяет не только определять очаги генерации внутренних волн и их пространственную структуру, но также исследовать их кинематические характеристики и эволюцию на акватории Северного Ледовитого океана.

Исследование выполнено при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда № 21-17-00278, а также в рамках государственного задания № 075-00429-21-03. Спутниковые данные Sentinel-1A/B были получены из архивов системы Европейских центров морских прогнозов Copernicus Open Access Hub (<https://scihub.copernicus.eu>).

## Литература

1. Баханов В. В., Зуев А. Л., Маров М. Н., Пелиновский Е. Н. Влияние внутренних волн на характеристики СВЧ-сигналов, рассеиваемых морской поверхностью // Изв. Акад. наук СССР. Физика атмосферы и океана. 1989. Т. 25. № 4. С. 387–395.
2. 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. DOI: 10.21046/2070-7401-2016-13-6-99-109.
3. Козлов И. Е., Плотников Е. В. Динамика вихрей в Арктике по данным квазисинхронных спутниковых РСА-измерений Sentinel-1 // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2020. Т. 17. № 3. С. 178–186. DOI: 10.21046/2070-7401-2020-17-3-178-186.
4. Морозов Е. Г., Писарев С. В. Внутренние волны и образование полыней в море Лаптевых // Докл. Российской акад. наук. 2004. Т. 398. № 2. С. 255–258.
5. Alpers W. Theory of radar imaging of internal waves // Nature. 1985. V. 314. P. 245–247. DOI: 10.1038/314245a0.
6. Atadzhanova O. A., Zimin A. V., Romanenkov D. A., Kozlov I. E. Satellite radar observations of small eddies in the White, Barents and Kara Seas // Physical Oceanography. 2017. V. 2. P. 75–83. DOI: 10.22449/1573-160X-2017-2-75-83.
7. Badulin S., Kostianoy A., Shabanov P., Sharmar V., Grigorieva V., Lebedev S. Self- and Inter-Crossover Points of Jasons' Missions as New Essential Add-on of Satellite Altimetry in the Sub-Arctic Seas and the Southern Ocean // Remote Sensing. 2021. V. 13. No. 4. Art. No. 658. DOI: 10.3390/rs13040658.
8. Carr M., Sutherland P., Haase A., Evers K. U., Fer I., Jensen A., Kalisch H., Berntsen J., Parau E., Thiem O., Davies P. A. Laboratory Experiments on Internal Solitary Waves in Ice-Covered Waters // Geophysical Research Letters. 2019. V. 46. No. 21. P. 12230–12238. DOI: 10.1029/2019GL084710.
9. Czypiot P. V., Levine M. D., Paulson C. A., Menemenlis D., Farmer D. M., Williams R. G. Ice flexure forced by internal wave packets in the Arctic Ocean // Science. 1991. V. 254. No. 5033. P. 832–835. DOI: 10.1126/science.254.5033.832.

10. Erofeeva S., Egbert G. Arc5km2018: Arctic Ocean Inverse Tide Model on a 5 kilometer grid, 2018. Arctic Data Center, 2020. DOI: 10.18739/A21R6N14K.
11. Fer I., Koenig Z., Kozlov I. E., Ostrowski M., Rippeth T. P., Padman L., Bosse A., Kolas E. (2020a) Tidally forced lee waves drive turbulent mixing along the Arctic Ocean margins // *Geophysical Research Letters*. 2020. V. 47. No. 16. Art. No. e2020GL088083. DOI: 10.1029/2020GL088083.
12. Fer I., Koenig Z., Bosse A., Falck E., Kolås E., Nilsen F. (2020b) Physical oceanography data from the cruise KB2018616 with R. V. Kristine Bonnevie. 2020. <https://doi.org/10.21335/NMDC-2047975397>.
13. 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. V. 6. No. 6. P. 448–457. DOI: 10.1080/2150704X.2015.1034884.
14. Jackson C. R., da Silva J. C. B., Jeans G. The generation of nonlinear internal waves // *Oceanography*. 2012. V. 25. No. 2. P. 108–123.
15. Kozlov I., Kudryavtsev V., Zubkova E., Atadzhanova O., Zimin A., Romanenkov D., Myasoedov A., Chapron B. (2015a) SAR observations of internal waves in the Russian Arctic seas // *IEEE Intern. Geoscience and Remote Sensing Symp. (IGARSS)*. 2015. P. 947–949.
16. Kozlov I. E., Kudryavtsev V. N., Zubkova E. V., Zimin A. V., Chapron B. (2015b) Characteristics of short-period internal waves in the Kara Sea inferred from satellite SAR data // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2015. V. 51. No. 9. P. 1073–1087. DOI: 10.1134/S0001433815090121.
17. 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. V. 14. No. 11. P. 2047–2051. DOI: 10.1109/LGRS.2017.2749681.
18. Kozlov I. E., Artamonova A. V., Manucharyan G. E., Kubryakov A. A. Eddies in the Western Arctic Ocean from spaceborne SAR observations over open ocean and marginal ice zones // *J. Geophysical Research: Oceans*. 2019. V. 124. No. 9. P. 6601–6616. DOI: 10.1002/2019JC015113.
19. Kozlov I. E., Plotnikov E. V., Manucharyan G. E. Brief Communication: Mesoscale and submesoscale dynamics in the marginal ice zone from sequential synthetic aperture radar observations // *The Cryosphere*. 2020. V. 14. P. 2941–2947. DOI: 10.5194/tc-14-2941-2020.
20. Kudryavtsev V., Kozlov I., Chapron B., Johannessen J. A. Quad-polarization SAR features of ocean currents // *J. Geophysical Research: Oceans*. 2014. V. 119. No. 9. P. 6046–6065. DOI: 10.1002/2014JC010173.
21. Lavrova O., Mityagina M. Satellite Survey of Internal Waves in the Black and Caspian Seas // *Remote Sensing*. 2017. V. 9. No. 9. P. 892. DOI: 10.3390/rs9090892.
22. Liu B., Yang H., Ding X., Li X. Tracking the internal waves in the South China Sea with environmental satellite sun glint images // *Remote Sensing Letters*. 2014. V. 5. No. 7. P. 609–618. DOI: 10.1080/2150704X.2014.949365.
23. Magalhaes J. M., da Silva J. C. Internal solitary waves in the Andaman Sea: New insights from SAR imagery // *Remote Sensing*. 2018. V. 10. No. 6. Art. No. 861. DOI: 10.3390/rs10060861.
24. Morozov E. G., Kozlov I. E., Shchuka S. A., Frey D. I. Internal tide in the Kara Gates Strait // *Oceanology*. 2017. V. 57. No. 1. P. 8–18. DOI: 10.1134/S0001437017010106.
25. Morozov E. G., Marchenko A. V., Filchuk K. V., Kowalik Z., Marchenko N. A., Ryzhov I. V. Sea ice evolution and internal wave generation due to a tidal jet in a frozen sea // *Applied Ocean Research*. 2019. V. 87. P. 179–191. DOI: 10.1016/j.apor.2019.03.024.
26. Phillips O. M. *The dynamics of the upper ocean*. 2<sup>nd</sup> ed. Cambridge, UK: Cambridge Univ. Press, 1877. 336 p.
27. Tensubam C. M., Raju N. J., Dash M. K., Barskar H. Estimation of internal solitary wave propagation speed in the Andaman Sea using multi-satellite images // *Remote Sensing of Environment*. 2020. V. 252. Art. No. 112123. DOI: 10.1016/j.rse.2020.112123.
28. Zimin A. V., Kozlov I. E., Atadzhanova O. A., Chapron B. Monitoring short-period internal waves in the White Sea // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2016. V. 52. No. 9. P. 951–960. DOI: 10.1134/S0001433816090309.

## Estimation of internal wave phase speed in the Arctic Ocean from sequential spaceborne SAR observations

I. E. Kozlov, T. V. Mikhaylichenko

*Marine Hydrophysical Institute RAS, Sevastopol 299011, Russia*  
*E-mails: igor.eko@gmail.com, fsbsi.mhi.tamara@yandex.ru*

Here we present direct estimates of phase speeds of short-period internal waves (SIWs) in the Arctic Ocean obtained from the analysis of sequential Sentinel-1A/B SAR images. Analysis of data near Svalbard in June–September 2018 has shown a peak in SIW observations in August. Three key regions of SIW generation were identified: deep Fram Strait, southern and central parts of Yermak Plateau and shelf regions north-west of Svalbard. Maximal SIW phase speed values are found over the Yermak Plateau and attain 0.84 m/s. Over Fram Strait and on the Svalbard shelf, phase speed values are similar with mean value about  $0.2–0.3 \pm 0.03$  m/s. Obtained phase speeds are higher than maximal tidal currents over all three SIWs' observation sites, confirming their tidal generation and free propagation at subcritical Froude numbers. Comparison of satellite-based phase speed estimates with theoretical values obtained using two-layer model and actual hydrological data has shown good correspondence for the cases when the time lag between satellite and field data was not exceeding one day.

**Keywords:** short-period internal waves, phase speed of internal waves, tidal currents, satellite radar images of the ocean surface, Fram Strait, Svalbard, Yermak Plateau, Arctic Ocean

Accepted: 16.08.2021

DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-5-181-192

### References

1. Bakhanov V. V., Zuev A. L., Marov M. N., Pelinovskii E. N., Influence of internal waves on the characteristics of microwave signals scattered by the sea surface, *Izvestiya Akademii nauk SSSR. Fizika atmosfery i okeana*, 1989, Vol. 25, No. 4, pp. 387–395 (in Russian).
2. Zubkova E. V., Kozlov I. E., Kudryavtsev V. N., Spaceborne SAR observations of short-period internal waves in the Laptev Sea, *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2016, Vol. 13, No. 6, pp. 99–109 (in Russian), DOI: 10.21046/2070-7401-2016-13-6-99-109.
3. Kozlov I. E., Plotnikov E. V., Dynamics of eddies in the Arctic Ocean from quasi-synchronous Sentinel-1 SAR observations, *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2020, Vol. 17, No. 3, pp. 178–186 (in Russian), DOI: 10.21046/2070-7401-2020-17-3-178-186.
4. Morozov E. G., Pisarev S. V., Internal waves and polynya formation in Laptev Sea, *Doklady Earth Sciences*, 2004, Vol. 398, No. 7, pp. 983–986.
5. Alpers W., Theory of radar imaging of internal waves, *Nature*, 1985, Vol. 314, pp. 245–247, DOI: 10.1038/314245a0.
6. Atadzhanova O. A., Zimin A. V., Romanenkov D. A., Kozlov I. E., Satellite radar observations of small eddies in the White, Barents and Kara Seas, *Physical Oceanography*, 2017, Vol. 2, pp. 75–83, DOI: 10.22449/1573-160X-2017-2-75-83.
7. Badulin S., Kostianoy A., Shabanov P., Sharmar V., Grigorieva V., Lebedev S., Self- and Inter-Crossover Points of Jasons' Missions as New Essential Add-on of Satellite Altimetry in the Sub-Arctic Seas and the Southern Ocean, *Remote Sensing*, 2021, Vol. 13, No. 4, Art. No. 658, DOI: 10.3390/rs13040658.
8. Carr M., Sutherland P., Haase A., Evers K. U., Fer I., Jensen A., Kalisch H., Berntsen J., Parau E., Thiem O., Davies P. A., Laboratory Experiments on Internal Solitary Waves in Ice-Covered Waters, *Geophysical Research Letters*, 2019, Vol. 46, No. 21, pp. 12230–12238, DOI: 10.1029/2019GL084710.
9. Czipott P. V., Levine M. D., Paulson C. A., Menemenlis D., Farmer D. M., Williams R. G., Ice flexure forced by internal wave packets in the Arctic Ocean, *Science*, 1991, Vol. 254, No. 5033, pp. 832–835, DOI: 10.1126/science.254.5033.832.
10. Erofeeva S., Egbert G., *Arc5km2018: Arctic Ocean Inverse Tide Model on a 5 kilometer grid*, 2018, Arctic Data Center, 2020, DOI: 10.18739/A21R6N14K.
11. Fer I., Koenig Z., Kozlov I. E., Ostrowski M., Rippeth T. P., Padman L., Bosse A., Kolas E. (2020a), Tidally forced lee waves drive turbulent mixing along the Arctic Ocean margins, *Geophysical Research Letters*, 2020, Vol. 47, No. 16, Art. No. e2020GL088083, DOI: 10.1029/2020GL088083.

12. Fer I., Koenig Z., Bosse A., Falck E., Kolås E., Nilsen F. (2020b), *Physical oceanography data from the cruise KB2018616 with R. V. Kristine Bonnevie*, 2020, <https://doi.org/10.21335/NMDC-2047975397>.
13. 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, No. 6, pp. 448–457, DOI: 10.1080/2150704X.2015.1034884.
14. Jackson C. R., da Silva J. C. B., Jeans G., The generation of nonlinear internal waves, *Oceanography*, 2012, Vol. 25, No. 2, pp. 108–123.
15. Kozlov I., Kudryavtsev V., Zubkova E., Atadzhanova O., Zimin A., Romanenkov D., Myasoedov A., Chapron B. (2015a), SAR observations of internal waves in the Russian Arctic seas, *IEEE Intern. Geoscience and Remote Sensing Symp. (IGARSS)*, 2015, pp. 947–949.
16. Kozlov I. E., Kudryavtsev V. N., Zubkova E. V., Zimin A. V., Chapron B. (2015b), Characteristics of short-period internal waves in the Kara Sea inferred from satellite SAR data, *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2015, Vol. 51, No. 9, pp. 1073–1087, DOI: 10.1134/S0001433815090121.
17. 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, pp. 2047–2051, DOI: 10.1109/LGRS.2017.2749681.
18. Kozlov I. E., Artamonova A. V., Manucharyan G. E., Kubryakov A. A., Eddies in the Western Arctic Ocean from spaceborne SAR observations over open ocean and marginal ice zones, *Geophysical Research: Oceans*, 2019, Vol. 124, No. 9, pp. 6601–6616, DOI: 10.1002/2019JC015113.
19. Kozlov I. E., Plotnikov E. V., Manucharyan G. E., Brief Communication: Mesoscale and submesoscale dynamics in the marginal ice zone from sequential synthetic aperture radar observations, *The Cryosphere*, 2020, Vol. 14, pp. 2941–2947, DOI: 10.5194/tc-14-2941-2020.
20. Kudryavtsev V., Kozlov I., Chapron B., Johannessen J. A., Quad-polarization SAR features of ocean currents, *J. Geophysical Research: Oceans*, 2014, Vol. 119, No. 9, pp. 6046–6065, DOI: 10.1002/2014JC010173.
21. Lavrova O., Mityagina M., Satellite Survey of Internal Waves in the Black and Caspian Seas, *Remote Sensing*, 2017, Vol. 9, No. 9, Art. No. 892, DOI: 10.3390/rs9090892.
22. Liu B., Yang H., Ding X., Li X., Tracking the internal waves in the South China Sea with environmental satellite sun glint images, *Remote Sensing Letters*, 2014, Vol. 5, No. 7, pp. 609–618, DOI: 10.1080/2150704X.2014.949365.
23. Magalhaes J. M., da Silva J. C., Internal solitary waves in the Andaman Sea: New insights from SAR imagery, *Remote Sensing*, 2018, Vol. 10, No. 6, Art. No. 861, DOI: 10.3390/rs10060861.
24. Morozov E. G., Kozlov I. E., Shchuka S. A., Frey D. I., Internal tide in the Kara Gates Strait, *Oceanology*, 2017, Vol. 57, No. 1, pp. 8–18, DOI: 10.1134/S0001437017010106.
25. Morozov E. G., Marchenko A. V., Filchuk K. V., Kowalik Z., Marchenko N. A., Ryzhov I. V., Sea ice evolution and internal wave generation due to a tidal jet in a frozen sea, *Applied Ocean Research*, 2019, Vol. 87, pp. 179–191, DOI: 10.1016/j.apor.2019.03.024.
26. Phillips O. M., *The dynamics of the upper ocean*, 2<sup>nd</sup> ed., Cambridge, UK: Cambridge Univ. Press, 1977, 336 p.
27. Tensubam C. M., Raju N. J., Dash M. K., Barskar H., Estimation of internal solitary wave propagation speed in the Andaman Sea using multi-satellite images, *Remote Sensing of Environment*, 2020, Vol. 252, Art. No. 112123, DOI: 10.1016/j.rse.2020.112123.
28. Zimin A. V., Kozlov I. E., Atadzhanova O. A., Chapron B., Monitoring short-period internal waves in the White Sea, *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2016, Vol. 52, No. 9, pp. 951–960, DOI: 10.1134/S0001433816090309.