Восстановление кинематических характеристик поверхностного волнения и батиметрии по многоканальным оптическим снимкам комплекса «Геотон-Л1» на спутнике «Ресурс-П»

М.В. Юровская^{1,2}, В.Н. Кудрявцев^{1,2}, С.В. Станичный¹

¹ Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, 299011, Россия E-mail: mvkosnik@gmail.com ² Российский государственный гидрометеорологический университет

Санкт-Петербург, 195196, Россия E-mail: kudr@rshu.ru

Рассматривается подход к оценке скорости течения и глубины моря по паре оптических спутниковых изображений морской поверхности, полученных с задержкой во времени, сопоставимой с периодом наблюдаемых волн. Метод основан на анализе спектра сдвига фаз волн и оценке допплеровского сдвига в дисперсионном соотношении. Метод применён к многоканальным оптическим изображениям со спутника «Ресурс-П» № 1, где временной сдвиг обеспечивается за счёт смешения направления визирования в одном из каналов. В связи с отсутствием данных о точном времени съёмки в каждом канале и/или детальной информации о геометрии съёмки предлагается алгоритм оценки временного сдвига по смещению волн на морской поверхности. Алгоритм основывается на предположении об отсутствии течений и выполнении линейного дисперсионного соотношения волн. Полученное значение временного сдвига было использовано для оценки глубины моря в районе Керченского пролива по дисперсионному соотношению волн. Показано, что для надёжной оценки скорости течения необходима более точная информация о временном сдвиге и подпиксельная взаимная привязка изображений. Продемонстрирована возможность оценки скорости и направления объектов на морской поверхности (суда, обрушения волн) по максимуму корреляционной функции фрагментов снимка в двух каналах. Развитие предложенного подхода и улучшение алгоритмов привязки снимков оптико-электронной аппаратуры «Геотон-Л1» со спутника «Ресурс-П» могло бы послужить созданию нового инструмента оценки скорости течений из космоса.

Ключевые слова: оптические спутниковые изображения, последовательные снимки, «Геотон-Л1», «Ресурс-П», дисперсионное соотношение волн, течения, батиметрия, обрушения волн

Одобрена к печати: 12.02.2019 DOI: 10.21046/2070-7401-2019-16-2-218-226

Введение

Благодаря стремительному совершенствованию спутниковых технологий в последние десятилетия произошло существенное развитие методов измерения различных параметров динамики океана. Тем не менее одна из основных характеристик океана — скорость течения — на сегодняшний день не измеряется из космоса непосредственно. Скорость геострофического течения, рассчитываемая по данным альтиметров, отличается от скорости полного поверхностного течения и, кроме того, оценивается путём недельного осреднения и интерполяции данных на масштабах десятков километров. Методика восстановления течений с помощью допплеровского радиолокатора (Chapron et al., 2005; Goldstein, Zebker, 1987) сталкивается с рядом трудностей, связанных с учётом орбитальных движений волн, обрушений, нелинейности морской поверхности и др. (Lee et al., 1995; Plant, 1997).

Метод восстановления поверхностных течений и батиметрии по фотографиям и видеозаписям морской поверхности, основанный на оценке дисперсионного соотношения волн, был продемонстрирован в различных натурных исследованиях (Dugan et al., 2001; Leckler et al., 2015; Young et al., 1985 и др.). Ряд современных спутников (Landsat-8, Sentinel-2, «Ресурс-П») обладают аппаратурой, позволяющей не только различать отдельные гребни волн на снимках, но и проводить оценки пространственно-временных характеристик волнения благодаря временному сдвигу между съёмками в разных спектральных каналах. Недавно был предложен новый подход к определению характеристик течения по снимкам Sentinel-2 на основе кросс-спектрального анализа поля яркости морской поверхности (Kudryavtsev et al., 2017a, b; Yurovskaya et al., 2018). В приведённых работах рассматривались спутниковые изображения Sentinel-2 с разрешением от 10 м и соответствующим сдвигом во времени 1 с. Однако такие данные предоставляют возможность получать надёжные оценки лишь для изображений крупной зыби на интенсивных течениях при условии их аккуратной (до 0,3 пикселя) взаимной привязки. Снимки, выполненные аппаратурой «Геотон-Л1» с российского спутника «Ресурс-П» № 1, обладают более высоким разрешением (1–3 м) и большей величиной временного сдвига (несколько секунд), что могло бы позволить восстанавливать характеристики течений с лучшей точностью и расширить географию применимости подхода до закрытых акваторий с более короткими волнами.

В данной работе анализируется возможность использования снимков со спутника «Ресурс-П» для восстановления пространственно-временных характеристик волнения. Предлагается алгоритм оценки временного сдвига между спектральными каналами, необходимой для получения дисперсионного соотношения волн и решения обратных задач (восстановление скорости течения, глубины моря). Сопутствующей возможностью использования последовательных изображений является восстановление скорости движущихся объектов на морской поверхности, в том числе обрушений волн. В обсуждении приводятся оценки точности восстановления скорости течений и объектов на поверхности, рассматриваются возможные источники ошибок и границы применимости подхода.

Оценка величины сдвига во времени между двумя изображениями

Используемые данные «Геотон-Л1» уровня обработки 2А содержат ортонормированные изображения в четырёх оптических спектральных каналах (21, 22, 23, 33) и файлы в формате xml с краткой технической информацией о координатах, времени и геометрии съёмки. На *рис. 1* представлен снимок от 30.09.2017, 12:50 в районе восточной части Крыма. По изображениям движущихся объектов (корабли, обрушения волн) видно, что съёмка в канале 33 происходит с задержкой в несколько секунд относительно трёх других каналов.



Рис. 1. Изображение со спутника «Ресурс-П» в районе Керченского пролива 30 сентября 2017 г. и увеличенные фрагменты снимка в каналах 23 и 33

Точное значение временного сдвига можно установить, зная попиксельное распределение углов визирования, однако в документации приведены только средние для всех каналов параметры. В связи с этим предлагается подход к оценке величины сдвига во времени между фрагментами изображений морской поверхности по дисперсионному соотношению волн.

Рассмотрим фрагмент изображения с линейным размером 500 м и разрешением 1,72 м в спектральных каналах 23 (0,53-0,60 мкм) и 33 (0,47-0,51 мкм). На *рис. 1* отчётливо видна система волн, распространяющихся в северо-восточном/юго-западном направлении. Спектры когерентности, $abs\left\{\hat{I}_1\hat{I}_2^*/\sqrt{\hat{I}_1\hat{I}_1^*\cdot\hat{I}_2\hat{I}_2^*}\right\}$ $(I_j - фрагмент изображения в канале j),$ и сдвига фаз, $F = \arg(\hat{I}_1 \hat{I}_2^*)$, двух фрагментов изображений приведены на *рис. 2a*, *б*. Теоретический фазовый спектр (рис. 2в) получен из линейного дисперсионного соотношения для поверхностных гравитационных волн: $F_t = dt_0 \sqrt{gk \cdot th(kH)}$, где g — ускорение свободного падения, $g = 9.8 \text{ м/c}^2$; **k** — волновой вектор, H — глубина моря, $dt_0 = 3 \text{ c}$ — предполагаемый сдвиг во времени между изображениями. Наблюдаемый сдвиг фаз в области с высокими значениями спектра когерентности находится в хорошем соответствии с теоретическим. Далее мы будем использовать лишь те участки фазового спектра, где уровень когерентности превышает 0,5 (*рис. 2г*). Отметим, что выбор порогового значения когерентности является отчасти произвольным и зависит от задержки во времени между снимками: чем меньше временной сдвиг, тем более высокое пороговое значение когерентности требуется. На рис. 26, е значения фазы лежат в диапазоне $[-\pi, \pi]$, что следует из техники расчёта наблюдаемого фазового спектра. При этом теряется информация о реальном набеге фазы волн, смещающихся больше, чем на длину волны, и необходима коррекция фазового спектра на значения, кратные π (*puc. 2d*).



Рис. 2. Спектр когерентности фрагментов изображения в каналах 23 и 33 (*a*); соответствующий спектр фазового сдвига (*δ*); фазовый спектр согласно линейной теории (*в*); наблюдаемый фазовый спектр в области, где значения когерентности >0,5 (*г*); полный набег фазы (*д*); сдвиг фаз зависимости от предсказанной линейной теорией частоты волны (*е*)

Для оценки временного сдвига между снимками использовались все точки скорректированного фазового спектра в верхней полуплоскости, приведённые на *puc. 2e* в зависимости от частоты $\omega_0 = \sqrt{gk} \cdot \tanh kH$. В предположении отсутствия течений задержку *dt* можно оценить по наклону прямой, найденной с помощью метода наименьших квадратов. Знак dt определяется сопоставлением заранее известного направления распространения волн (например, у берега) с направлением положительной части фазового сдвига (и наоборот: можно установить направление распространения волн при известном знаке dt). В данном случае фрагмент изображения в канале 33 получен на 3,5 с позже, чем в канале 23.

Отметим, что предложенный подход к оценке *dt* предполагает ряд допущений: отсутствие течений и выполнение линейного дисперсионного соотношения волн. Кроме того, в районе шельфа необходима информация о глубине моря для вычисления теоретической частоты волн. Результат также определяется точностью географической привязки снимков. Ниже продемонстрированы возможности использования последовательных изображений с известным сдвигом во времени.

Метод восстановления батиметрии и скорости течений

На *рис. 3* приведены примеры распределения фазовой скорости волн — разреза фазового спектра (см. *рис. 2д*), нормированного на временной сдвиг и волновое число. На *рис. 3а* волны с длиной около 20 м распространяются в районе шельфовой зоны с глубинами 6–8 м. При этом наблюдается отклонение дисперсионной кривой от классического распределения фазовой скорости волн на глубокой воде, $c = \sqrt{g/k}$. По величине отклонения можно оценить глубину моря в данной точке. В показанном случае наблюдаемые значения фазовой скорости соответствуют глубине 6,4 м (серая пунктирная линия), в то время как по данным GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans) она составляет 4,3 м (чёрная пунктирная линия). Различие может объясняться как неточностью географической привязки фрагмента снимка, так и погрешностью в используемых данных о глубине моря.



Рис. 3. Дисперсионное соотношение волн: *а* — на мелкой воде; *б* — на глубокой воде. По отклонению экспериментальной кривой от теоретически предсказанной можно оценить глубину моря и/или скорость течения

На *рис. 46, в* (см. с. 222) глубина моря восстановлена для всего фрагмента по двум парам каналов: 22–33 и 23–33. Несмотря на то, что величина временного сдвига между каналами определена из косвенных соображений, поле батиметрии в обоих случаях имеет реалистичный вид с тенденцией к уменьшению глубины в проливе.

Аналогичным образом по величине отклонения дисперсионной кривой можно оценить проекцию скорости течения. Для восстановления полного вектора течений требуется решить систему линейных уравнений с двумя неизвестными *Ux*, *Uy*:

$$\frac{F_j}{dt} = \sqrt{gk_j \operatorname{th}(k_j H)} + kx_j Ux + ky_j Uy,$$

где каждое *j*-е уравнение соответствует одной точке двумерного фазового спектра. При широком угловом распределении волн и/или наличии нескольких волновых систем решение системы уравнений даёт устойчивую оценку вектора скорости течения. Этот подход надёжней работает на глубокой воде, так как в этом случае исключается дополнительный неизвестный (недостаточно точно определяемый) параметр — глубина моря.



Рис. 4. Батиметрия GEBCO в районе Керченского пролива (*a*) и глубина моря, восстановленная по отклонению дисперсионного соотношения волн в каналах 22–33 (*b*) и 23–33 (*b*)

На *рис. 36* дисперсионная кривая построена для другого фрагмента изображения (см. *рис. 1*) вдали от берега. Видно, что она хорошо соответствует теоретически предсказанному дисперсионному соотношению. Однако в данном случае для корректной оценки течения требуется более точная информация о сдвиге во времени между снимками, поскольку величина *dt* определяется исходя из предположения об отсутствии течений и полученное по ней дисперсионное соотношение не может быть использовано для анализа допплеровского сдвига.

Оценка скорости движущихся объектов

Зная задержку во времени между снимками в разных каналах, можно установить скорости объектов, движущихся быстрее, чем dp/dt, где dp — пространственное разрешение изображений (Emery et al., 1986; Kelly, 1989; Kubryakov et al., 2018). В верхнем ряду *рис. 5* приведены фрагменты снимков, содержащие изображения судна, волн и обрушений гребней волн. Красный канал RGB-изображения — данные канала 23, полученные на 3,5 с раньше, чем фрагменты в канале 33, показанные зелёным цветом. Соответствующие корреляционные функции сигналов яркости в двух каналах изображены на *рис. 5* в нижнем ряду. Скорость корабля, установленная по пику корреляционной функции, составляет 4,2 м/с (8 узлов), а скорость распространения волн — 5,1 м/с, что соответствует фазовой скорости волн с длинами около 20 м. Скорость движения обрушающегося гребня (см. *рис. 5в*, *ж*), определённая по сдвигу корреляционной функции, несколько меньше фазовой скорости волн: 4–5 м/с. Однако если на поверхности присутствует пена, то возникает два пика: один соответствует быстро перемещающемуся «барашку», а другой — пене, двигающейся со скоростью до 1 м/с (см. *рис. 5е*, *з*). По положению максимума корреляционной функции можно установить направление распространения объектов на морской поверхности.



Рис. 5. Фрагменты спутникового снимка: *а* — движущееся судно; *б* — поле волнения; *в*, *г* — обрушения волн; *д*−*3* — соответствующие корреляционные функции изображений в каналах 23 и 33

Применимость подхода и ошибки измерения скоростей

Предложенный подход к оценке скорости течений и движущихся объектов применим для любых мультиспектральных оптических спутниковых изображений, где съёмка в различных каналах производится со смещением во времени. Для восстановления течений основным требованием является отчётливое изображение волн на морской поверхности, что, как правило, выполняется в зоне солнечного блика и на его периферии. Наиболее устойчивыми оценки получаются при наличии нескольких разнонаправленных волновых систем и/или интенсивных течений в направлении распространения волн. Метод работает менее надёжно в условиях, когда энергонесущие волны направлены перпендикулярно вектору течения, а также если на поверхности присутствуют обрушения, слики, следы кораблей и т.п.

Аккуратность восстановления проекции скорости течения и скоростей движущихся объектов определяется точностью совмещения фрагментов и сдвигом во времени между снимками. Пусть сдвиг во времени *dt* и смещение объекта *dx* определены с погрешностями *Et* и *Ex*

соответственно. Тогда оценка скорости объекта $v_{est} = \frac{dx_{est}}{dt} = \frac{dx + Ex}{dt + Et} = \frac{v \cdot dt + Ex}{dt + Et}$ определяется с абсолютной погрешностью $v - v_{est} = v \frac{Et}{dt + Et} - \frac{Ex}{dt + Et}$.

Погрешность оценки проекции скорости течения $ER = U - U_{est}$ эквивалентна погрешности оценки фазовой скорости волн (здесь C — наблюдаемая фазовая скорость волны; C_0 — фазовая скорость волн в отсутствие течений согласно дисперсионному соотношению):

$$ER = (C - C_0) - (C_{est} - C_0) = C - C_{est} = C \frac{Et}{dt + Et} - \frac{Ex}{dt + Et}.$$
 (1)

Первое слагаемое в уравнении (1) связано с точностью определения временного сдвига, а второе — с ошибкой оценки пространственного смещения волн, обусловленной главным образом неточным совмещением фрагментов снимка. По отдельности вклад каждой из этих ошибок можно примерно оценить как $ER_t \approx C(Et/dt)$, $ER_x \approx Ex/dt$, откуда следует, что чем больше временной сдвиг между снимками, тем меньший вклад вносит ошибка взаимной привазки изображений. Отметим, что данные комплекса «Геотон-Л1» уровня обработки 2А проходят геометрическую коррекцию и ортотрансформируются в картографическую проекцию.

При этом привязка может осуществляться таким образом, чтобы совместить наблюдаемые объекты на снимках, в том числе и гребни волн. Однако, как видно на *puc. 56, е*, изображения волн смещены соответственно их скорости распространения. Тем не менее на некоторых участках снимка вдали от берега оценки скоростей волн оказываются существенно завышенными/заниженными, что, по-видимому, является артефактом процедуры привязки изображений.

Согласно выражению (1), при величине временного сдвига $3,5\pm0,1$ с минимальная ошибка восстановления проекции скорости течения (при идеальном совмещении снимков) по изображению волн с длинами около 20 м составляет 0,15 м/с, что сопоставимо со значениями течений в Чёрном море. При точности взаимной привязки 0,5 пикселей (1 м) возникает дополнительная ошибка 0,3 м/с. Таким образом, для получения надёжной оценки скорости течения по данным «Ресурс-П» необходима не только более точная информация о временном сдвиге между снимками, но и подпиксельное (до десятков сантиметров) совмещение снимков в разных каналах.

Заключение

Представлен метод оценки дисперсионных характеристик волнения по двум фрагментам изображения морской поверхности, сделанным с задержкой во времени. В основе подхода лежит анализ спектра сдвига фаз яркости фрагментов, дающий оценку дисперсионного соотношения волн. Отклонение дисперсионной кривой от теоретически предсказанного линейного дисперсионного соотношения соответствует проекции скорости течения в данном направлении. В отсутствие течения для волн на мелкой воде ход дисперсионной кривой позволяет оценить глубину моря. Использование компонентов спектра в достаточно широком диапазоне углов позволяет получить оценку полного вектора течения. Методика была протестирована на оптических снимках аппаратурой «Геотон-Л1» со спутника «Ресурс-П» № 1. Продемонстрирована возможность оценки глубины моря, а также скорости и направления объектов на морской поверхности, в частности обрушений ветровых волн. Приводятся оценки погрешности методики для различной точности совмещения снимков, величины временного собъектов между снимками и ошибок в его определении.

Развитие предложенного подхода и применение его к новым спутниковым данным могло бы послужить созданию нового инструмента оценки скорости течений из космоса.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (грант № 17-77-30019) и государственного задания № 0827-2018-0003.

Литература

- 1. *Chapron B., Collard F., Ardhuin F.* Direct measurements of ocean surface velocity from space: Interpretation and validation // J. Geophysical Research. 2005. V. 110. C07008. DOI: 10.1029/2004JC002809.
- Dugan J. P., Piotrowski C. C., Williams J. Z. Water depth and surface current retrievals from airborne optical measurements of surface gravity wave dispersion // J. Geophysical Research. 2001. V. 106(C8). P. 16903– 16915. DOI: 10.1029/2000JC000369.
- 3. *Emery W.J., Thomas A.C., Collins M.J., Crawford W.R., Mackas D.L.* An objective method for computing advective surface velocities from sequential infrared satellite images // J. Geophysical Research: Oceans. 1986. V. 91. P. 12865–12878.
- 4. *Goldstein R. M., Zebker H.A.* Interferometric radar measurement of ocean surface current // Nature. 1987. V. 328. P. 707–709.
- 5. *Kelly K.A.* An inverse model for near-surface velocity from infrared images // J. Physical Oceanography. 1989. V. 19. P. 1845–1864.
- Kubryakov A., Plotnikov E., Stanichny S. Reconstructing Large- and Mesoscale Dynamics in the Black Sea Region from Satellite Imagery and Altimetry Data — A Comparison of Two Methods // Remote Sensing. 2018. V. 10. No. 239. DOI 10.3390/rs10020239.

- Kudryavtsev V., Yurovskaya M., Chapron B., Collard F., Donlon C. (2017a) Sun glitter imagery of ocean surface waves: Part 1. Directional spectrum retrieval and validation // J. Geophysical Research: Oceans. 2017. V. 122. No. 2. P. 1369–1383. DOI: 10.1002/2016JC012425.
- Kudryavtsev V., Yurovskaya M., Chapron B., Collard F., Donlon C. (2017b) Sun glitter imagery of surface waves. Part 2: Waves transformation on ocean currents // J. Geophysical Research: Oceans. 2017. V. 122. No. 2. P. 1384–1399. DOI: 10.1002/2016JC012426.
- Leckler F., Ardhuin F., Peureux C., Benetazzo A., Bergamasco F., Dulov V. Analysis and Interpretation of Frequency-Wavenumber Spectra of Young Wind Waves // J. Physical Oceanography. 2015. V. 45. No. 10. P. 2484–2496. DOI 10.1175/JPO-D-14-0237.1.
- Lee P. H. Y., Barter J. D., Beach K. L., Hindman C. L., Lake B. M., Rungaldier H., Shelton J. C., Williams A. B., Yee R., Yuen H. C. X band microwave backscattering from ocean waves // J. Geophysical Research. 1995. V. 100. P. 2591–2611.
- 11. *Plant W.J.* A model for microwave Doppler sea return at high incidence angles: Bragg scattering from bound, tilted waves // J. Geophysical Research. 1997. V. 102. P. 21131–21146.
- Young I. R., Rosenthal W., Ziemer F. A three-dimensional analysis of marine radar images for the determination of ocean wave directionality and surface currents // J. Geophysical Research. 1985. V. 90(C1). P. 1049–1059. DOI: 10.1029/JC090iC01p01049.
- Yurovskaya M., Kudryavtsev V., Chapron B., Rascle N., Collard F. Wave Spectrum and Surface Current Retrieval from Airborne and Satellite Sunglitter Imagery // Proc. IGARSS'2018. Valencia. 2018. P. 3192– 3195. DOI. 10.1109/IGARSS.2018.8518459.

Reconstruction of surface wave kinematic characteristics and bathymetry from Geoton-L1 multichannel optical images from Resurs-P satellite

M. V. Yurovskaya^{1,2}, V. N. Kudryavtsev^{1,2}, S. V. Stanichny¹

¹ Marine Hydrophysical Institute RAS, Sevastopol 299011, Russia E-mail: mvkosnik@gmail.com ² Russian State Hvdrometeorological University, Saint Petersburg 195196, Russia

E-mail: kudr@rshu.ru

An approach to estimate the sea surface current and sea depth from a pair of optical satellite images of the sea surface obtained with a time delay comparable to the period of the observed waves, is considered. The method is based on analyzing the phase shift spectrum of the waves and estimating the Doppler shift in the dispersion relation. The method is applied to satellite multichannel optical images from Resurs-P (No. 1), where the time shift is provided by the bias in sensor view direction. Due to the lack of data on the exact time and/or view geometry, the algorithm is proposed for estimating the time lag from surface waves displacement. The algorithm is based on the assumption of current absence and implementation of the linear dispersion relation. The obtained value of the time lag was used to estimate bathymetry in the region of the Kerch Strait from the wave dispersion relation. As shown, for the reliable current velocity reconstruction, more accurate information about the time shift and sub-pixel inter-channel geolocation is needed. The possibility of estimating the speed and direction of objects on the sea surface (ships, breaking waves) from maximum of correlation function is demonstrated. The development of the proposed approach and the improvement of Geoton-L1 geolocation algorithms could serve to create a new tool for estimating the current velocity from space.

Keywords: satellite optical images, sequent images, Geoton-L1, Resurs-P, wave dispersion relation, currents, bathymetry, wave breaking

Accepted: 12.02.2019 DOI: 10.21046/2070-7401-2019-16-2-218-226

References

- 1. Chapron B., Collard F., Ardhuin F., Direct measurements of ocean surface velocity from space: Interpretation and validation, *J. Geophysical Research*, 2005, Vol. 110, C07008, DOI: 10.1029/2004JC002809.
- Dugan J. P., Piotrowski C. C., Williams J. Z., Water depth and surface current retrievals from airborne optical measurements of surface gravity wave dispersion, *J. Research*, 2001, Vol. 106(C8), pp. 16903–16915, DOI: 10.1029/2000JC000369.
- 3. Emery W.J., Thomas A.C., Collins M.J., Crawford W.R., Mackas D.L., An objective method for computing advective surface velocities from sequential infrared satellite images, *J. Geophysical Research: Oceans*, 1986, Vol. 91, pp. 12865–12878.
- 4. Goldstein R. M., Zebker H. A., Interferometric radar measurement of ocean surface current, *Nature*, 1987, Vol. 328, pp. 707–709.
- 5. Kelly K.A., An inverse model for near-surface velocity from infrared images, *J. Physical Oceanography*, 1989, Vol. 19, pp. 1845–1864.
- Kubryakov A., Plotnikov E., Stanichny S., Reconstructing Large- and Mesoscale Dynamics in the Black Sea Region from Satellite Imagery and Altimetry Data — A Comparison of Two Methods, *Remote Sensing*, 2018, Vol. 10, No. 239, DOI 10.3390/rs10020239.
- Kudryavtsev V., Yurovskaya M., Chapron B., Collard F., Donlon C. (2017a), Sun glitter imagery of ocean surface waves: Part 1. Directional spectrum retrieval and validation, *J. Geophysical Research: Oceans*, 2017, Vol. 122, No. 2, pp. 1369–1383, DOI: 10.1002/2016JC012425.
- Kudryavtsev V., Yurovskaya M., Chapron B., Collard F., Donlon C. (2017b), Sun glitter imagery of surface waves. Part 2: Waves transformation on ocean currents, *J. Geophysical Research: Oceans*, 2017, Vol. 122, No. 2, pp. 1384–1399, DOI: 10.1002/2016JC012426.
- Leckler F., Ardhuin F., Peureux C., Benetazzo A., Bergamasco F., Dulov V., Analysis and Interpretation of Frequency-Wavenumber Spectra of Young Wind Waves., *J. Physical Oceanography*, 2015, Vol. 45, No. 10, pp. 2484–2496, DOI 10.1175/JPO-D-14-0237.1.
- Lee P. H. Y., Barter J. D., Beach K. L., Hindman C. L., Lake B. M., Rungaldier H., Shelton J. C., Williams A. B., Yee R., Yuen H. C., X band microwave backscattering from ocean waves., *J. Geophysical Research*, 1995, Vol. 100, pp. 2591–2611.
- 11. Plant W.J., A model for microwave Doppler sea return at high incidence angles: Bragg scattering from bound, tilted waves, *J. Geophysical Research*, 1997, Vol. 102, pp. 21131–21146.
- 12. Young I. R., Rosenthal W., Ziemer F., A three-dimensional analysis of marine radar images for the determination of ocean wave directionality and surface currents, *J. Geophysical Research*, 1985, Vol. 90(C1), pp. 1049–1059, DOI: 10.1029/JC090iC01p01049.
- Yurovskaya M., Kudryavtsev V., Chapron B., Rascle N., Collard F., Wave Spectrum and Surface Current Retrieval from Airborne and Satellite Sunglitter Imagery, *Proc. IGARSS'2018*, Valencia, 2018, pp. 3192– 3195, DOI. 10.1109/IGARSS.2018.8518459.