

Определение спутниковой батиметрии в прибрежной зоне Чёрного моря по полю поверхностных волн

С. В. Федоров, С. В. Станичный

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, 299011, Россия

E-mails: s.fedorov@mhi-ras.ru, sstanichny@mail.ru

Работа посвящена демонстрации возможности восстановления батиметрии в прибрежной зоне Чёрного моря по данным измерений спутниковых сканеров в оптическом диапазоне электромагнитного спектра. Обратная задача по восстановлению глубины решается определением параметров поверхностных волн при их выходе на мелководье на основе линейной волновой теории. Спутниковый снимок разбивался на блоки, в пределах которых с помощью быстрого преобразования Фурье определялась длина и направление доминирующей волны. Далее расчёты повторялись в направлении движения волнового луча к берегу. Период волн в первом приближении определялся из дисперсионного отношения для глубокой воды и считался постоянным вдоль волнового луча. С использованием этих оценок по дисперсионному отношению для мелкой воды в первом приближении определялась глубина. Дальнейшие оценки периода и глубины выполнялись методом последовательных итераций из условия минимизации ошибки определения угловой частоты. Диапазон определяемых глубин по данному методу зависит от длины поверхностных волн. При длинах 30–40 м возможно восстанавливать глубины до 15–20 м, а при наблюдении более длинных волн зыби диапазон определяемых глубин увеличивается до 45 м. Использование этого метода затруднено в закрытых и/или защищённых от волн бухтах, так как длинные волны в них не проникают, а короткие нечувствительны к изменениям глубины.

Ключевые слова: спутниковая батиметрия, Sentinel-2, «Ресурс-П», «Геотон», Чёрное море

Одобрена к печати: 13.12.2021

DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-6-85-96

Введение

Прибрежные районы морей — важная часть водной экосистемы, так как связаны со многими видами деятельности человека: навигацией, рыбным промыслом, рекреацией. Значительные природные и антропогенные нагрузки на прибрежные зоны становятся причиной стремительно протекающих в них процессов, приводящих к ухудшению качества вод, исчезновению морской флоры и фауны, эрозии береговой линии, переносу и переотложению донного материала. Последние процессы способны влиять на изменение глубины прибрежных районов и, следовательно, представлять существенную опасность для навигации.

Традиционно измерения глубины моря выполняются со специализированных судов с помощью сонаров и с самолётов с помощью активных оптических систем (лидаров). Эти методы позволяют измерять глубину моря с высокой точностью, однако являются достаточно дорогостоящими и затратными по времени. К тому же они не лишены и значительных недостатков. Измерения с судов могут проводиться только в судоходных акваториях, в связи с чем промеры мелководных районов затруднены; сонары имеют относительно низкую скорость зондирования (десятки квадратных километров в день), что делает этот метод дорогостоящим и трудозатратным для съёмки больших по площади акваторий. Лидарные измерения также затруднительны на мелководье, так как чувствительны к прозрачности вод, которая сильно уменьшается из-за значительной концентрации оптически активных компонент в прибрежных водах. Кроме того, оба метода не обеспечивают широкого покрытия, что снижает возможности своевременного обнаружения изменений рельефа дна.

Альтернативным способом выступает определение глубин моря по спутниковым радиолокационным снимкам и изображениям в видимом диапазоне электромагнитного спектра (Brusch et al., 2011; Voccia et al., 2015; Lee et al., 1999; Lyzenga, 1981; Philpot, 1989; Stumpf et al.,

2003). Спутниковая батиметрия (определённая по спутниковым данным) продемонстрировала свою перспективность и согласно Международной гидрографической организации (*англ.* International Hydrographic Organization — ИНО) представляет важный источник информации в случае отсутствия актуальных судовых измерений (Pe'eri et al., 2014; The International..., 2017).

Для определения батиметрии по данным спутниковых измерений в оптическом диапазоне широкое применение получили косвенные методы, когда спутниковый сигнал содержит информацию о состоянии морской поверхности, а глубину можно определить на основании некоторых физических законов. К ним можно отнести методы определения батиметрии по модуляциям шероховатости морской поверхности и по параметрам поверхностных волн на основе радиолокационных и оптических изображений (Пиваев и др., 2020; Юровская и др., 2019; Bian et al., 2017; Danilo, Melgani, 2016; Leu et al., 1999). Определить глубину моря позволяет использование моделей, описывающих взаимодействие поверхностных течений, батиметрии и линейной волновой теории для условий мелкой воды. Преимущество этих методов заключается в том, что батиметрию можно определить без привлечения дополнительной информации, хотя для повышения точности часто используют данные о глубине в нескольких контрольных точках или о характеристиках волн/течений. К недостаткам следует отнести относительную сложность методов и довольно низкое разрешение, сопоставимое с двумя длинами волн.

В настоящей статье описывается реализация метода восстановления спутниковой батиметрии по полю поверхностных волн в прибрежной зоне Чёрного моря по данным космических снимков Sentinel-2/MSI и «Ресурс-П»/«Геотон-Л1».

Материалы и методы

Область исследований

В качестве области исследования выбраны бухты Севастополя (в частности, бухты Двойная и Севастопольская). Бухта Двойная, состоящая из бухт Казачьей и Солёной, — одна из Севастопольских бухт. Здесь расположены воинские части Черноморского флота РФ, жилой микрорайон Севастополя, дикие пляжи с чистой водой. Характерная особенность бухты заключается в её открытости северным ветрам, что позволяет по спутниковым снимкам наблюдать трансформацию волн при их выходе на мелководье и, соответственно, определять глубины. Севастопольская бух. — самая протяжённая (более 7,5 км) из бухт Севастополя и считается его морскими воротами, так как через неё осуществляется подход к многочисленным бухтам, берега которых служат стоянкой для кораблей Военно-морского флота РФ и где располагаются важные объекты города: морской порт, судоремонтные заводы, причалы, набережные и др. Со стороны открытого моря на входе в Севастопольскую бух. под действием северных, западных и северо-западных ветров возникают развитые ветровые волны и волны зыби, изучая трансформацию которых можно определять топографию дна в прибрежной зоне.

Спутниковые снимки

Для оценки батиметрии использовались снимки спектрорадиометра MSI (*англ.* MultiSpectral Instrument), установленного на спутниках Sentinel-2A/B (Drusch et al., 2012); а также снимки, сделанные оптико-электронной аппаратурой (ОЭА) «Геотон-Л1», установленной на российских космических аппаратах (КА) типа «Ресурс-П» (Кирилин и др., 2010). Для определения глубины моря по методике, описанной в п. «Методика определения глубины моря...», использовались измерения Sentinel-2/MSI в синем канале (490 нм) и измерения «Ресурс-П»/«Геотон» в панхроматическом канале (580–800 нм) с пространственным разрешением 10 и 1 м соответственно.

Методика определения глубины моря по полю поверхностных волн

Метод определения глубины моря по характеристикам волн зыби в результате их взаимодействия с топографией дна был хорошо известен ещё со времён Второй мировой войны и использовался в аэрофотосъёмке, а с появлением спутниковых снимков высокого пространственного разрешения он получил дальнейшее развитие при обработке как радиолокационных данных (Пиваев и др., 2020; Bian et al., 2017; Voccia et al., 2015; Bruschi et al., 2011), так и изображений в видимой части оптического диапазона электромагнитного излучения (Юровская и др., 2019; Danilo, Melgani, 2016; Leu et al., 1999; Li et al., 2016; Piotrowski, Dugan, 2002).

В основном в перечисленных работах рассматриваются волны зыби, имеющие большие периоды, выраженные профили вершин и впадин на снимках. В условиях мелкой воды (глубина меньше половины длины волны) волны начинают «чувствовать» влияние дна, в результате чего происходит изменение их формы, направления и фазовой скорости. Изменение глубины вдоль профиля волны приводит к тому, что разные гребни начинают двигаться с различной скоростью, замедляясь при выходе на мелководье. Вследствие снижения фазовой скорости уменьшается длина волны, а высота волны увеличивается. При взаимодействии с рельефом дна также меняется и направление волн, при этом гребни волн стремятся стать параллельными изобатам.

Для описания параметров волн в данных методах в основном используется линейная теория волн (теория волн бесконечно малой амплитуды), согласно которой связь между периодом T (угловой частотой $\omega = 2\pi/T$), длиной волны λ (волновым числом $k = 2\pi/\lambda$) и глубиной моря h выражается дисперсионным отношением:

$$\omega^2 = gk \cdot \text{th}(kh). \quad (1)$$

Вопросы применимости линейного дисперсионного отношения и погрешностей вычислений, связанных с использованием линейной теории волн, обсуждаются в работах (Bian et al., 2017; Voccia et al., 2015). Условия линейности соблюдаются при отсутствии течений и развитого ветрового волнения. Множество экспериментальных исследований показало, что использование линейной теории имеет удовлетворительную точность в пределах околобереговой области. Однако в пределах зоны прибоя и вблизи к береговой линии нелинейные эффекты оказывают значительное влияние и параметры волн лучше описываются теорией волн конечной амплитуды (Holland, 2001).

Согласно линейной волновой теории, на глубинах меньше $1/20$ длины волны период T и фазовая скорость C зависят только от глубины и не зависят от длины волны: $\omega^2 = k^2 gh$. Следовательно, метод определения батиметрии по параметрам волн может быть применён для диапазона глубин от $\lambda/2$ до $\lambda/20$.

Следует дополнительно отметить, что, так как ветровые волны также описываются дисперсионным отношением (1), то данная методика может быть применена в случае ветрового волнения или комбинации волны зыби с ветровыми волнами. Такие волны также хорошо видны на снимках, и их параметры могут быть определены, но вследствие энергетической подкачки ветром уменьшение длины волны в условиях мелкой воды может быть не так заметно, как в случае волн зыби.

В настоящей работе определение батиметрии по изменению характеристик поверхностных волн выполнялось в следующем порядке:

1. Предварительная обработка данных, которая заключалась в нормировке на среднюю по снимку величину яркости, вычитании линейного тренда, косинусной фильтрации, отбрасывании значений, превышающих 3σ (Voccia et al., 2015; Danilo, Melgani, 2016; Piotrowski, Dugan, 2002). Эта процедура позволяет избавиться от следов обрушения волн, судов и других объектов на снимке.

2. Определение длины волны вдоль волнового луча. Для этого спутниковый снимок в направлении распространения волн разбивался на квадратные блоки $N \times N$. Размер блоков

вдоль направления волнового луча изменяется в зависимости от рассчитанной длины волны. Каждый такой блок становится начальной точкой волнового луча. Далее, считая, что связь между спектром волн и спектром снимка линейна, использовалось двумерное преобразование Фурье в пространстве волновых чисел для определения длины волны λ и её направления θ (Leu et al., 1999; Populus et al., 1991):

$$F(k_x, k_y) = \frac{1}{N^2} \sum_{y=0}^{L_y} \left[\sum_{x=0}^{L_x} L(x, y) \cdot \exp(-ik_x x) \right] \exp(-ik_y y), \quad (2)$$

где k_x и k_y — волновые числа; N — размер области (пиксели), в которой выполняется анализ; L_x и L_y — линейные размеры области (м), равные $N \cdot \delta x$, δx — пространственное разрешение снимка; x и y — пространственные координаты области; i — мнимая единица комплексного числа.

По максимуму спектра определяются пиковые значения волновых чисел k_{px} и k_{py} , соответствующие основной волне, длина λ и направление распространения θ :

$$\lambda_i = \frac{2\pi}{\sqrt{k_{px}^2 + k_{py}^2}}, \quad \theta_i = \arctg \left(\frac{k_{py}}{k_{px}} \right). \quad (3)$$

С использованием значений λ_1 и θ_1 , определённых в начальном блоке, далее определялись размер и положение следующего блока, для которого аналогичным образом вычислялись длина волны λ_2 и её направление θ_2 . Эта процедура продолжается, пока волновой луч не достигнет берега или не будет выполнено условие останова процедуры (4):

$$\frac{|\lambda_n - \lambda_{n-1}|}{\lambda_{n-1}} > 15\%. \quad |\theta_n - \theta_{n-1}| > 15^\circ. \quad (4)$$

3. Определение периода волны и глубины моря. Глубина по дисперсионному отношению выражается следующим образом:

$$h = \frac{1}{k} \operatorname{arcth} \left(\frac{\omega^2}{gk} \right) = \frac{\lambda}{4} \ln \left(\frac{2\pi g + \omega^2 \lambda}{2\pi g - \omega^2 \lambda} \right). \quad (5)$$

Чтобы найти глубину по выражению (5), кроме длины волны λ , определённой на втором шаге процедуры, нужно знать и её период. Часто вычисление периода волны производится по данным из других источников: он может быть задан непосредственно по *in situ* измерениям, а может быть определён по дисперсионному отношению в некоторых контрольных точках с известной глубиной.

В настоящей работе для определения периода волны была использована итерационная процедура, предложенная в работе (Danilo, Melgani, 2016). Её суть заключается в том, что начальная оценка периода T_1 определяется по самой большой длине волны в волновом луче, а конечная оценка соответствует периоду с наибольшей плотностью вероятности по всем волновым лучам.

Для условий глубокой воды $h > \lambda/2$ период волны зависит только от её длины, поэтому дисперсионное отношение принимает вид $\omega^2 = gk$ и из него может быть определена оценка периода T_1 :

$$T_1 = \frac{2\pi}{\sqrt{gk}}. \quad (6)$$

Рассматривая точки вдоль волнового луча, удовлетворяющие условию (7), выбираем точки с наименьшим волновым числом (наибольшей длиной волны). Считая, что в них удовлетворяется условие для глубокой воды, по отношению (6) определяем начальное значение волнового периода T_1 .

$$\frac{\partial \omega}{\omega} = \frac{\partial k}{2k} = \frac{k_{n+1} - k_n}{k_{n+1} + k_n}, \quad \left| \frac{\partial \omega}{\omega} \right| < \sigma_1, \quad (7)$$

где $\sigma_1 = 0,001-0,005$.

Считая, что в первом приближении период всех волн для всех точек в волновом луче равен T_1 , а длины волн определены на втором шаге, по формуле (5) вычисляем значения глубин в первом приближении h_1 .

На следующих шагах итерационной процедуры уточняются начальные оценки периода волны и глубины. Производная дисперсионного отношения (1) записывается в следующем виде (Dalrymple et al., 1998):

$$\frac{\partial h}{h} = 2 \frac{\text{sh}(2kh)}{2kh} \cdot \frac{\partial \omega}{\omega} - \left[1 + \frac{\text{sh}(2kh)}{2kh} \right] \cdot \frac{\partial k}{k}. \quad (8)$$

Выражение (8) можно трактовать как связь между ошибкой определения глубины h с ошибками определения угловой частоты ω и волнового числа k . Тогда ошибку определения угловой частоты в первом приближении для двух соседних точек волнового луча из отношения (8), используя выражения (1) и (7), можно выразить следующим образом:

$$\partial \omega_n = \sqrt{g \bar{k}_n \cdot \text{th}(\bar{k}_n \bar{h}_n)} \frac{\bar{k}_n \cdot \bar{h}_n}{\text{sh}(2 \bar{k}_n \cdot \bar{h}_n)} \left\{ \frac{\partial h_n}{\bar{h}_n} + \left[1 + \frac{\text{sh}(2 \bar{k}_n \cdot \bar{h}_n)}{2 \bar{k}_n \bar{h}_n} \right] \frac{\partial k_n}{\bar{k}_n} \right\}, \quad (9)$$

где $\bar{k}_n = (k_{n+1} + k_n)/2$; $\bar{h}_n = (h_{n+1} + h_n)/2$; $\partial k_n = (k_{n+1} - k_n)$; $\partial h_n = (h_{n+1} - h_n)$.

Ошибку определения угловой частоты также можно выразить непосредственно из дисперсионного отношения:

$$\partial \tilde{\omega}_n = \omega_{n+1} - \omega_n = \sqrt{g k_{n+1} \cdot \text{th}(k_{n+1} h_{n+1})} - \sqrt{g k_n \cdot \text{th}(k_n h_n)}. \quad (10)$$

Считая, что в прибрежной зоне глубина h_i изменяется в диапазоне от $\lambda/20$ до $\lambda/2$, для каждой $n+1$ точки волнового луча определяем глубину h_2 во втором приближении из условия минимизации разницы $\partial \omega_n - \partial \tilde{\omega}_n$. Зная глубину во втором приближении, по дисперсионному отношению (1) вычисляем период T_2 для всех точек волнового луча. Волновой период, вычисленный по всем волновым лучам и обладающий наибольшей частотой повторяемости, принимается в качестве окончательной оценки T_3 .

Таким образом, зная длины волн, рассчитанные по спектру снимка по соотношениям (3), и волновой период T_3 и используя дисперсионное отношение (1), можно вычислить окончательные значения глубины h_3 для всего ансамбля волновых лучей.

Результаты и обсуждение

Фрагмент снимка Sentinel-2A в районе бух. Двойная с изображением поверхностных волн и нормированный двумерный спектр яркости приведены на *рис. 1* (см. с. 90). Набегающие волны в условиях глубокой воды имеют следующие характеристики: длина волны — 35–40 м, направление распространения — 176–170° (направление отсчитывается от севера против часовой стрелки). Для определения параметров таких коротких волн пространственного разрешения снимков Landsat-8/OLI (30 м) оказывается недостаточным. Снимки Sentinel-2/MSI с десятиметровым разрешением позволяют различать даже поле таких коротких волн, так как на одну длину волны приходится 3–4 пикселя изображения.

На *рис. 2* (см. с. 90) стрелками показаны волновые лучи, начинающиеся возле изобаты 50 м; направление стрелок соответствует направлению распространения волн, а длина стрелки пропорциональна длине волны. Волны достаточно чётко заметны на большей части акватории бухт Двойная, Круглая, Абрамова. Молы на входе в бух. Камышовую практически полностью предотвращают проникновение волн данного направления в эту бухту.

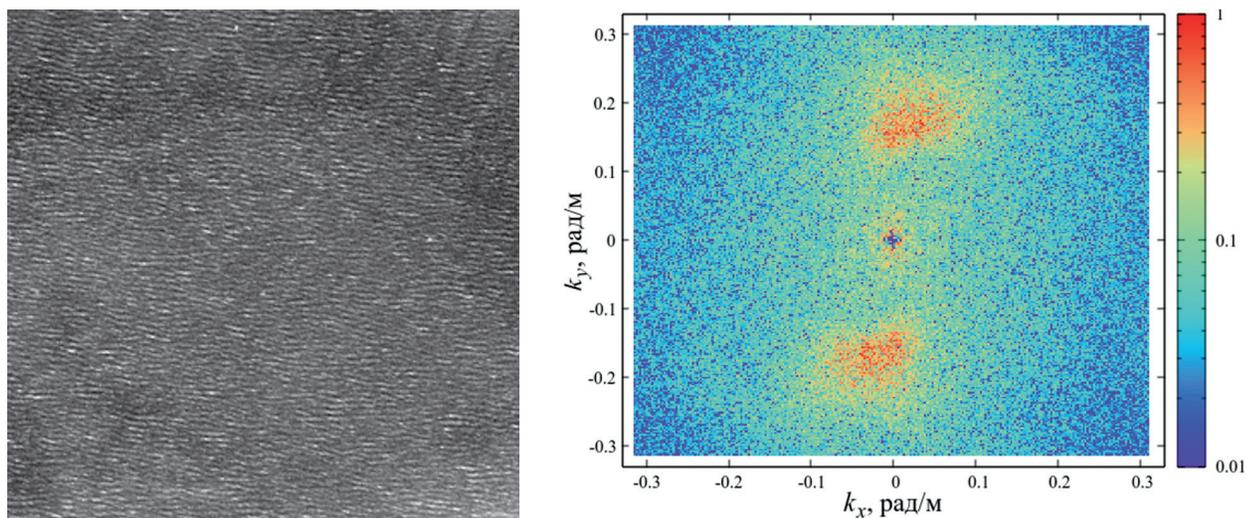


Рис. 1. Фрагмент снимка Sentinel-2A/MSI (слева) и его нормированный двумерный спектр (справа) в районе бух. Двойной

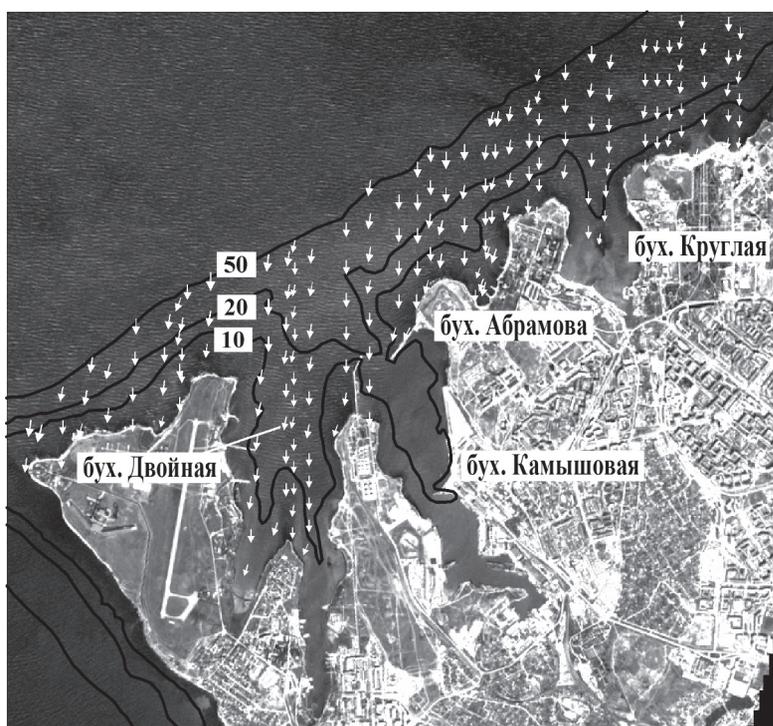


Рис. 2. Фрагмент снимка Sentinel-2A/MSI в районе бух. Двойной и направления распространения волн (белые стрелки)

На рис. 3 (см. с. 91) цветом показана батиметрия, восстановленная по данным сканера Sentinel-2A/MSI. Изобата 5 м изображена фиолетовым цветом, 10 м — синим, 15 м — жёлтым. Чёрными сплошными линиями нанесены изобаты 10 и 20 м, положение которых оцифровано по данным навигационного онлайн-сервиса navionics (<https://webapp.navionics.com>). Так как точность оцифровки навигационных карт относительно невысокая, положение изобат следует рассматривать как ориентировочное.

Спутниковая батиметрия в целом повторяет основные особенности топографии дна по данным навигационных карт. В районе бухт Круглая и Абрамова до входа в Камышовую бух. изобаты 10 м практически точно совпадают. На глубинах более 16 м влияние дна на поверхностные волны проявлялось слабее или его совсем не удавалось обнаружить, так как

здесь для фиксируемых по снимку длин волн перестаёт выполняться условие мелкой воды. Вследствие этого наблюдается увеличение расхождения в оценках глубины.

На *рис. 4–6* (см. с. 92) приведены результаты определения спутниковой батиметрии по снимку сверхвысокого разрешения (1 м), выполненного сканером «Геотон-Л1» КА «Ресурс-П». В результате спектрального анализа снимка было определено, что к изобате 60 м подходят волны длиной 82–86 м с периодами 8,5–8,6 с, что соответствует волнам зыби. Исходя из оценок характеристик волн на «глубокой» воде в районе изобаты 40–45 м были выделены начальные пиксели волновых лучей. Волновые лучи, вдоль которых определены длины волн и их направления, показаны на *рис. 5*.

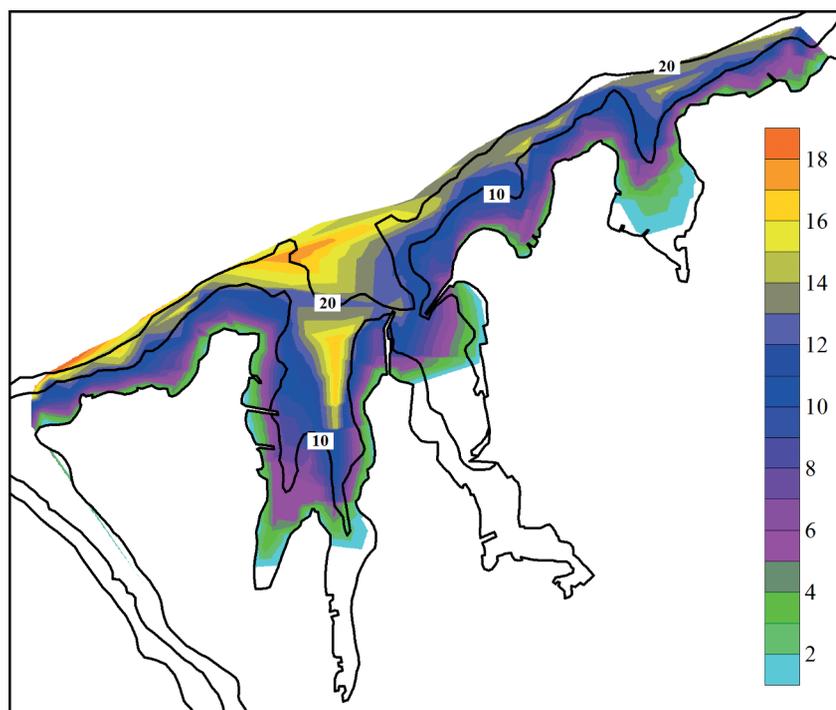


Рис. 3. Спутниковая батиметрия, восстановленная по данным сканера Sentinel-2A/MSI, и положение изобат согласно навигационным картам



Рис. 4. Фрагмент снимка «Геотон-Л1» КА «Ресурс-П» в районе входа в Севастопольскую бух.

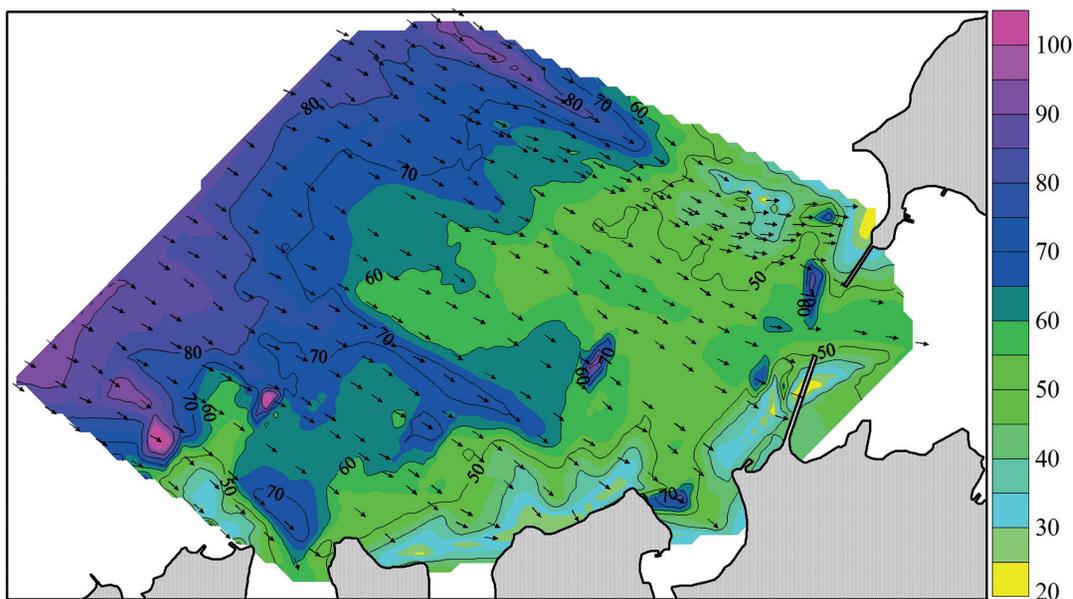


Рис. 5. Длина и направление волн по данным спектрального анализа снимка «Геотон-Л1» КА «Ресурс-П»

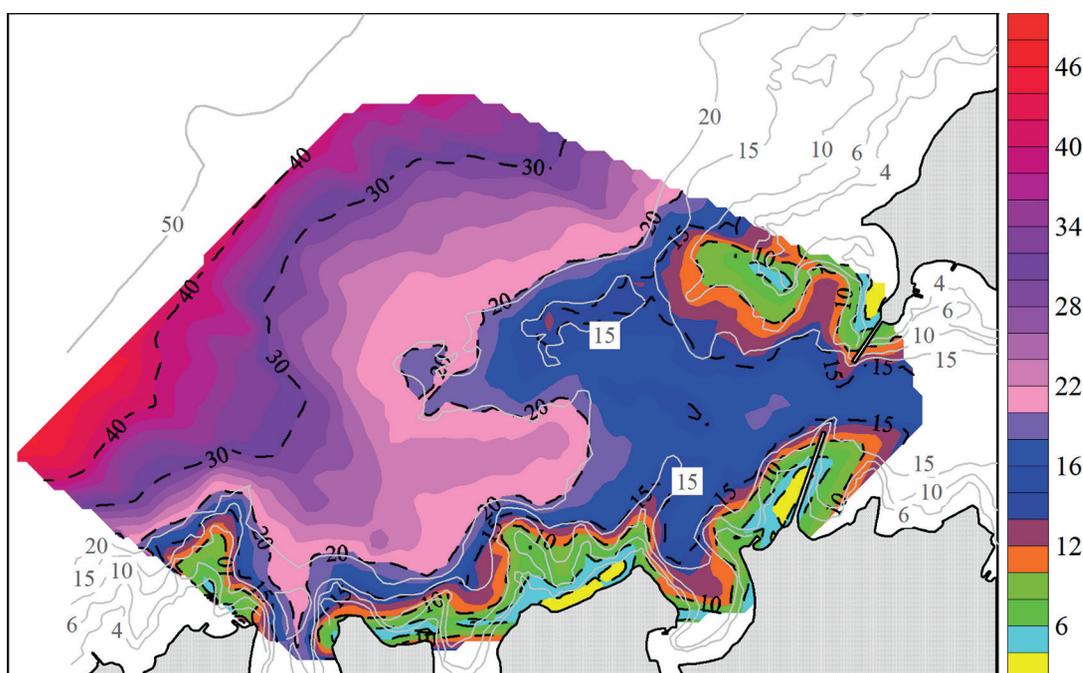


Рис. 6. Спутниковая батиметрия по данным снимка «Геотон-Л1» КА «Ресурс-П»

Результаты восстановления батиметрии представлены на рис. 6. Серыми сплошными линиями нанесены изобаты 4, 6, 10, 15, 20 и 50 м, оцифрованные по данным онлайн-сервиса pavionics. Спутниковая батиметрии изображена цветом (голубой — 4 м, зелёный — 6 м, оранжевый — 10 м, синий — 15 м, розовый — 20 м, фиолетовый — 30 м), изобаты — пунктирной чёрной линией. Как видно из рисунка, восстановленные глубины достаточно точно соответствуют данным навигационных карт. Исключение составляют области за оградительными молами на входе в Севастопольскую бух., куда волновые лучи практически не проходят и, следовательно, нет достаточного количества данных для восстановления батиметрии. По этой же причине наблюдается значительное расхождение в районах других бухт (Карантинная, Песочная, Стрелецкая), куда также проходит малое количество волновых лучей.

Заключение и выводы

В статье продемонстрированы возможности использования мультиспектральных спутниковых снимков для восстановления батиметрии в прибрежной зоне Чёрного моря по полю поверхностных волн. Несмотря на то что метод имеет ограничения по условиям применимости, он, несомненно, представляет собой хороший инструмент для оценки глубины моря, анализа изменчивости рельефа дна, особенно в отсутствие регулярных судовых наблюдений, для обнаружения областей с быстроменяющимся рельефом дна, требующих дальнейшего более глубокого исследования.

С появлением сканеров высокого и сверхвысокого разрешения на снимках видимого диапазона стало возможным наблюдать трансформацию поверхностных волн при их выходе на мелководье и, используя линейную теорию волн в приближении мелкой воды, определять глубины. Спектральный анализ изображений Sentinel-2/MSI с пространственным разрешением 10 м позволяет определять параметры ветровых волн с длинами 30–40 м и, соответственно, использовать этот метод для определения глубин до 15–20 м. Несмотря на то что ветровое волнение хорошо различимо на снимках, из-за нерегулярного характера процесса профили гребней и подошв волн становятся менее выражены. На параметры волнения влияет не только рельеф дна, но и энергетическая подкачка ветром, которая может служить источником дополнительной погрешности при определении батиметрии. Волны зыби (см. рис. 6–8) имеют более выраженный профиль, а их трансформация на мелководье происходит только в результате взаимодействия с рельефом дна. Значительные длины волн позволяют применять методику к большим областям и глубинам до 45 м. По этим причинам предпочтительнее определять глубины моря по изображениям волн зыби.

Следует указать на ещё одну особенность использования данной методики. Она позволяет восстанавливать батиметрию на открытых участках прибрежной зоны, где волны свободно выходят на мелководье. В бухты, акватории которых защищены оградительными сооружениями от волнения, длинные волны практически не проникают, а короткие волны становятся нечувствительными к изменениям глубины. По данной причине восстановление батиметрии в закрытых или защищённых бухтах по этому методу невозможно.

Работа выполнена при поддержке гранта Российского фонда фундаментальных исследований № 19-05-00752 А; методика определения батиметрии разрабатывалась в рамках темы госзадания № 0555-2021-0003.

Литература

1. Кирилин А. Н., Ахметов Р. Н., Стратилатов Н. Р., Бакланов А. И., Федоров В. М., Новиков М. В. Космический аппарат «Ресурс-П» // Геоматика. 2010. № 4. С. 23–26.
2. Пиваев П. Д., Кудрявцев В. Н., Балашова Е. А., Шапрон Б. Особенности проявления донной топографии на спутниковых РСА-изображениях // Мор. гидрофиз. журн. 2020. Т. 36. № 3. С. 313–328. DOI: 10.22449/0233-7584-2020-3-313-328.
3. Юровская М. В., Кудрявцев В. Н., Станичный С. В. Восстановление кинематических характеристик поверхностного волнения и батиметрии по многоканальным оптическим снимкам комплекса «Геотон-Л1» на спутнике «Ресурс-П» // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2019. Т. 16. № 2. С. 218–226. DOI: 10.21046/2070-7401-2019-16-2-218-226.
4. Bian X., Shao Y., Tian W., Wang S., Zhang C., Wang X., Zhang Z. Underwater Topography Detection in Coastal Areas Using Fully Polarimetric SAR Data // Remote Sensing. 2017. V. 9(6). Art. No. 560. DOI: 10.3390/rs9060560.
5. Boccia V., Renga A., Moccia A., Zoffoli S. Tracking of Coastal Swell Fields in SAR Images for Sea Depth Retrieval: Application to ALOS L-Band Data // IEEE J. Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing. 2015. V. 8. No. 7. P. 3532–3540. DOI: 10.1109/JSTARS.2015.2418273.
6. Brusch S., Held P., Lehner S., Rosenthal W., Pleskachevsky A. Underwater Bottom Topography in Coastal Areas from TerraSAR-X Data // Intern. J. Remote Sensing. 2011. V. 32. No. 16. P. 4527–4543. DOI: 10.1080/01431161.2010.489063.

7. Dalrymple R.A., Kennedy A.B., Kirby J.T., Chen Q. Determining depth from remotely-sensed images // Coastal Engineering: Proc. 26th Intern. Conf. 22–26 June 1998. Copenhagen, Denmark. 1998. V. 2. P. 2395–2408.
8. Danilo C., Melgani F. Wave Period and Coastal Bathymetry Using Wave Propagation on Optical Images // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2016. V. 54. No. 11. P. 6307–6319. DOI: 10.1109/TGRS.2016.2579266.
9. Drusch M., Bello U.D., Carlier S., Colin O., Fernandez V., Gascon F., Hoersch B., Isola C., Laberinti P., Martimort P., Meygret A., Spoto F., Sy O., Marchese F., Bargellini P.L. Sentinel-2: ESA's Optical High-Resolution Mission for GMES Operational Services // Remote Sensing of Environment. 2012. V. 120. P. 25–36. DOI: 10.1016/J.RSE.2011.11.026.
10. Holland T.K. Application of the Linear Dispersion Relation with Respect to Depth Inversion and Remotely Sensed Imagery // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2001. V. 39. No. 9. P. 2060–2072. DOI: 10.1109/36.951097.
11. Lee Z.P., Carder K.L., Mobley C.D., Steward R.G., Patch J.S. Hyperspectral remote sensing for shallow waters: 1. A semianalytical model // Applied Optics. 1999. V. 37(27). P. 6329–6338. DOI: 10.1364/ao.37.006329.
12. Leu L.-G., Kuo Y.-Y., Liu C.-T. Coastal Bathymetry from the Wave Spectrum of SPOT Images // Coastal Engineering J. 1999. V. 41. No. 1. P. 21–41. DOI: 10.1142/s0578563499000036.
13. Li J., Zhang H., Hou P., Zheng G. Mapping the Bathymetry of Shallow Coastal Water Using Single-Frame Fine-Resolution Optical Remote Sensing Imagery // Acta Oceanologica Sinica. 2016. V. 35. No. 1. P. 60–66. DOI: 10.1007/s13131-016-0797-x.
14. Lyzenga D.R. Remote Sensing of Bottom Reflectance and Water Attenuation Parameters in Shallow Water Using Aircraft and Landsat Data // Intern. J. Remote Sensing. 1981. V. 2. No. 1. P. 71–82. DOI: 10.1080/01431168108948342.
15. Pe'eri S., Azuiké C., Parrish C. Satellite Remote Sensing as a Reconnaissance Tool for Assessing Nautical Chart Adequacy and Completeness // Marine Geodesy. 2014. V. 37. P. 293–314. DOI: 10.1080/01490419.2014.902880.
16. Philpot W. Bathymetric Mapping with Passive Multispectral Imagery // Applied Optics. 1989. V. 28. P. 1569–1578. DOI: 10.1364/AO.28.001569.
17. Piotrowski C.C., Dugan J.P. Accuracy of Bathymetry and Current Retrievals from Airborne Optical Time-Series Imaging of Shoaling Waves // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2002. V. 40. No. 12. P. 2606–2618. DOI: 10.1109/TGRS.2002.807578.
18. Populus J., Aristaghes C., Jonsson L., Augustin J., Pouliquen E. The Use of SPOT Data for Wave Analysis // Remote Sensing of Environment. 1991. V. 36. P. 55–65. DOI: 10.1016/0034-4257(91)90030-A.
19. Stumpf R.P., Holderied K., Sinclair M. Determination of Water Depth with High-Resolution Satellite Imagery over Variable Bottom Types // Limnology and Oceanography. 2003. V. 48. P. 547–556. DOI: 10.4319/LO.2003.48.1_PART_2.0547.
20. The International Hydrographic Review / Intern. Hydrographic Organization. Monaco, 2017. 53 p. URL: https://www.iho.int/mtg_docs/IHReview/2017/IHR_November2017.pdf.

Satellite-derived bathymetry in the coastal zone of the Black Sea from the surface wave field

S.V. Fedorov, S.V. Stanichny

Marine Hydrophysical Institute RAS, Sevastopol 299011, Russia
E-mails: s.fedorov@mhi-ras.ru, sstanichny@mail.ru

The work is devoted to demonstrating the possibility of retrieving bathymetry in the coastal zone of the Black Sea from satellite measurements in the optical range of the electromagnetic spectrum. The inverse problem of depth recovery is solved by determining the parameters of surface waves when they enter shallow water on the basis of linear wave theory. The satellite image was divided into blocks, within which the length and direction of the dominant wave were determined using a Fast Fourier transform. Further calculations were repeated in the direction of movement of the wave beam to the shore. The wave period in the first approximation is determined from the dispersion ratio for deep water and was considered constant along the wave beam. Using these estimates, the depth was determined

using the dispersion ratio for shallow water in the first approximation. Further estimates of the period and depth were calculated by the method of successive iterations from the condition of minimizing the error in determining the radian frequency. The range of depths determined by the first method depends on the lengths of surface waves. With wave lengths of 30–40 m it is possible to restore depths down to 15–20 m, and when observing longer swell waves, the range of determined depths increases to 45 m. The use of this method is difficult in closed and/or wave-protected bays, because long waves do not penetrate into them, and short waves are not sensitive to changes in depth.

Keywords: satellite derived bathymetry, Sentinel-2, Resurs-P, Geoton, Black Sea

Accepted: 13.12.2021

DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-6-85-96

References

1. Kirilin A. N., Akhmetov R. N., Stratilatov N. P., Baklanov A. I., Fedorov V. M., Novikov M. V., Resurs-P spacecraft, *Geomatika*, 2010, No. 4, pp. 23–26 (in Russian).
2. Pivaev P. D., Kudryavtsev V. N., Balashova E. A., Chapron B., SAR Imaging Features of Shallow Water Bathymetry, *Physical Oceanography*, 2020, Vol. 27(3), pp. 290–304, DOI: 10.22449/1573-160X-2020-3-290-304.
3. Yurovskaya M. V., Kudryavtsev V. N., Stanichny S. V., Reconstruction of surface wave kinematic characteristics and bathymetry from Geoton-L1 multichannel optical images from Resurs-P satellite, *Sovremennyye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2019, Vol. 16, No. 2, pp. 218–226 (in Russian), DOI: 10.21046/2070-7401-2019-16-2-218-226.
4. Bian X., Shao Y., Tian W., Wang S., Zhang C., Wang X., Zhang Z., Underwater Topography Detection in Coastal Areas Using Fully Polarimetric SAR Data, *Remote Sensing*, 2017, Vol. 9(6), Art. No. 560, DOI: 10.3390/rs9060560.
5. Boccia V., Renga A., Moccia A., Zoffoli S., Tracking of Coastal Swell Fields in SAR Images for Sea Depth Retrieval: Application to ALOS L-Band Data, *IEEE J. Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 2015, Vol. 8, No. 7, pp. 3532–3540, DOI: 10.1109/JSTARS.2015.2418273.
6. Bruschi S., Held P., Lehner S., Rosenthal W., Pleskachevsky A., Underwater Bottom Topography in Coastal Areas from TerraSAR-X Data, *Intern. Remote Sensing*, 2011, Vol. 32, No. 16, pp. 4527–4543, DOI: 10.1080/01431161.2010.489063.
7. Dalrymple R. A., Kennedy A. B., Kirby J. T., Chen Q., Determining depth from remotely-sensed images, *Coastal Engineering*, Proc. 26th Intern. Conf., 22–26 June, 1998, Copenhagen, Denmark, 1998, Vol. 2, pp. 2395–2408.
8. Danilo C., Melgani F., Wave Period and Coastal Bathymetry Using Wave Propagation on Optical Images, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2016, Vol. 54, No. 11, pp. 6307–6319, DOI: 10.1109/TGRS.2016.2579266.
9. Drusch M., Bello U. D., Carlier S., Colin O., Fernandez V., Gascon F., Hoersch B., Isola C., Laberinti P., Martimort P., Meygret A., Spoto F., Sy O., Marchese F., Bargellini P. L., Sentinel-2: ESA's Optical High-Resolution Mission for GMES Operational Services, *Remote Sensing of Environment*, 2012, Vol. 120, pp. 25–3, DOI: 10.1016/J.RSE.2011.11.026.
10. Holland T. K., Application of the Linear Dispersion Relation with Respect to Depth Inversion and Remotely Sensed Imagery, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2001, Vol. 39, No. 9, pp. 2060–2072, DOI: 10.1109/36.951097.
11. Lee Z. P., Carder K. L., Mobley C. D., Steward R. G., Patch J. S., Hyperspectral remote sensing for shallow waters: 1. A semianalytical model, *Applied Optics*, 1999, Vol. 37(27), pp. 6329–6338, DOI: 10.1364/ao.37.006329.
12. Leu L.-G., Kuo Y.-Y., Liu C.-T., Coastal Bathymetry from the Wave Spectrum of SPOT Images, *Coastal Engineering*, 1999, Vol. 41, No. 1, pp. 21–41, DOI: 10.1142/s0578563499000036.
13. Li J., Zhang H., Hou P., Zheng G., Mapping the Bathymetry of Shallow Coastal Water Using Single-Frame Fine-Resolution Optical Remote Sensing Imagery, *Acta Oceanologica Sinica*, 2016, Vol. 35, No. 1, pp. 60–66, DOI: 10.1007/s13131-016-0797-x.
14. Lyzenga D. R., Remote Sensing of Bottom Reflectance and Water Attenuation Parameters in Shallow Water Using Aircraft and Landsat Data, *Intern. J. Remote Sensing*, 1981, Vol. 2, No. 1, pp. 71–82, DOI: 10.1080/01431168108948342.
15. Pe'eri S., Azuiki C., Parrish C., Satellite Remote Sensing as a Reconnaissance Tool for Assessing Nautical Chart Adequacy and Completeness, *Marine Geodesy*, 2014, Vol. 37, pp. 293–314, DOI: 10.1080/01490419.2014.902880.

16. Philpot W., Bathymetric Mapping with Passive Multispectral Imagery, *Applied Optics*, 1989, Vol. 28, pp. 1569–1578, DOI: 10.1364/AO.28.001569.
17. Piotrowski C. C., Dugan J. P., Accuracy of Bathymetry and Current Retrievals from Airborne Optical Time-Series Imaging of Shoaling Waves, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2002, Vol. 40, No. 12, pp. 2606–2618, DOI: 10.1109/TGRS.2002.807578.
18. Populus J., Aristaghes C., Jonsson L., Augustin J., Pouliquen E., The Use of SPOT Data for Wave Analysis, *Remote Sensing of Environment*, 1991, Vol. 36, pp. 55–65, DOI: 10.1016/0034-4257(91)90030-A.
19. Stumpf R. P., Holderied K., Sinclair M., Determination of Water Depth with High-Resolution Satellite Imagery over Variable Bottom Types, *Limnology and Oceanography*, 2003, Vol. 48, pp. 547–556, DOI: 10.4319/LO.2003.48.1_PART_2.0547.
20. *The International Hydrographic Review*, International Hydrographic Organization, 2017, 53 p., available at: https://www.iho.int/mtg_docs/IHReview/2017/IHR_November2017.pdf.