# Определение характеристик ветрового волнения с помощью навигационной РЛС Х-диапазона в Таманском заливе

В. А. Гарбацевич<sup>1</sup>, А. В. Ермошкин<sup>2</sup>, А. Г. Зацепин<sup>4</sup>, И. И. Иванов<sup>3</sup>, Д. В. Ивонин<sup>4</sup>, С. Б. Куклев<sup>4</sup>, С. А. Мысленков<sup>4, 5</sup>, В. А. Телегин<sup>1, 4</sup>

<sup>1</sup> Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн РАН Москва, Троицк, 108840, Россия E-mail: telvika@gmail.com

<sup>2</sup> Институт прикладной физики РАН, Нижний Новгород, 603155, Россия <sup>3</sup> Научно-исследовательский институт физики Южного Федерального

аучно-исслеоовательский институт физики 10жного Феоерал университета, Ростов-на-Дону, 344090, Россия

<sup>4</sup> Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва, 117218, Россия E-mail: ivonin@ocean.ru

<sup>5</sup> Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова Москва, 119991, Россия E-mail: stasocean@gmail.com

Представлены результаты работы по дистанционному мониторингу морского волнения в Таманском заливе в 2009–2011 гг. с помощью некогерентной навигационной РЛС Х-диапазона FURUNO 1715. Применительно к условиям залива, характеризующимся короткими разгонами волн и типичной высотой волнения менее 1 м, когда радиолокационные спектральные методы восстановления высоты волнения перестают работать, для ситуаций с ветром, дующим на берег, были определены калибровочные передаточные функции радара для так называемого радиояркостного подхода определения высоты волнения. Сравнение результатов радиолокационных измерений высоты волн с данными волновой рейки показало их хорошее соответствие друг другу для ветра, дующего на берег в секторе углов от  $-60^{\circ}$  до  $80^{\circ}$ . Коэффициент корреляции между радиолокационными и *in situ* данными составил 0,85, среднеквадратичное отклонение — 0,14 м. Результаты моделирования волнения в акватории Керченского пролива и Таманского залива по ветро-волновой модели SWAN подтверждают обоснованность и целесообразность применения радиояркостного подхода определения высоты волнения волнения в каватории Керченского пролива и Таманского залива по ветро-волновой модели SWAN подтверждают обоснованность и целесообразность применения радиояркостного подхода определения высоты волнения.

Ключевые слова: дистанционные методы измерения волнения моря, навигационная РЛС, Х-диапазон, моделирование волнения, SWAN

Одобрена к печати: 12.10.2018 DOI: 10.21046/2070-7401-2018-15-5-203-214

### Введение

Целью данной работы является представление возможностей использования данного программно-аппаратного комплекса на базе РЛС FURUNO 1715 на основании анализа собранного экспериментального материала за 2010–2011 гг. для мониторинга характеристик морского волнения в Таманском заливе, а также ему подобных заливах.

К настоящему времени накоплен достаточный опыт по использованию радаров сантиметрового диапазона (СВЧ) для радиолокационного мониторинга состояния морской поверхности. На основе данных навигационных некогерентных РЛС (Young et al., 1985) был предложен метод восстановления характеристик ветрового волнения, который был реализован в виде коммерческого продукта Wamos II (Dankert et al., 2005). Системы Wamos II в основном предназначены для установки на нефтедобывающих платформах и других сооружениях в открытом море. В этих условиях они способны производить измерения высоты волнения с погрешностью около 0,2 м. На основании изучения опыта системы Wamos II на Чёрном море (Геленджик) была реализована аналогичная система радиолокационных наблюдений волнения и течений с помощью некогерентных судовых РЛС (Ивонин и др., 2016а, 6; Ivonin et al., 2011). Для получения информации о высоте волнения из данных некогерентных РЛС используется спектральный подход, который на основании дисперсионного соотношения для поверхностных гравитационных волн позволяет в трёхмерном (3d) спектральном пространстве разделять шумы и помехи, не связанные с отражением ЭМ (электромагнитного) сигнала от морской поверхности, и сигнал, связанный с отражением от гравитационно-капиллярной ряби, барашков и обрушений волн. В силу специфики рассеяния ЭМ-сигнала на горизонтальной поляризации сантиметровые океанографические радары типа Wamos II могут «видеть» и измерять волнение только в присутствии обрушений волн и барашков, что накладывает ограничения на требуемую минимальную скорость ветра более 5 м/с (Nieto-Borge et al., 2008). Кроме этого, разброс данных и, соответственно, погрешность измерений  $H_s$  (высота значительных волн) при высоте волнения менее 1 м получается сопоставимой с самой измеряемой величиной (т. е. относительная ошибка измерений может быть до 100 %) (Ивонин и др., 2016а). По этой причине такие радары предпочитают использовать в районах сильных ветров и относительно сильного волнения (например, на нефтяных платформах, в открытом море) и указывать, что они предназначены для измерения  $H_s$  выше 0,9–1 м (Dankert et al., 2005).

В связи с этим остаётся открытым вопрос о возможностях использования навигационных РЛС в ситуациях, когда  $H_s$  оказывается ниже 1 м. Подобная высота волны является типичной либо при не очень сильных ветрах (менее 5–6 м/с), либо не очень больших разгонах волнения, реализуемых в конкретных акваториях. Например, в Таманском заливе в большинстве наблюдаемых случаев, характеризующихся короткими разгонами волн и типичной высотой волнения менее 1 м, применение радиолокационных спектральных методов восстановления высоты волнения становится затруднительным, и оказалось необходимым искать другие пути решения задачи дистанционных наблюдений волнения.

В общей ситуации ветер и ветровое волнение достаточно сложным образом связаны друг с другом: при начале свежего ветра волнение может быть совсем не интенсивным, и наоборот, после окончания сильного ветра ещё некоторое время может наблюдаться сильное волнение и зыбь. По этой причине в общем случае определение интенсивности волнения по интенсивности радиолокационного рассеяния — так называемый «радиояркостный» метод работает плохо (Переслегин, 1975): как указывалось выше, СВЧ-радар в первую очередь реагирует на скорость ветра, а не на высоту волн. Однако в условиях ограниченного разгона волнения (закрытые и полузакрытые бухты) связь ветра и ветрового волнения становится более коррелированной (Титов, 1969). Радиояркостные способы для измерения скорости приводного ветра к настоящему времени уже хорошо отработаны: как из космоса скаттерометрами и радарами с синтезированной апертурой (например (Li, Lehner, 2014)), так и прибрежными навигационными радарами (Huang et al., 2017). В настоящее время для определения скорости ветра «радиояркостный» способ может использовать различные техники обработки данных: а) корреляционные соотношения (называемые «геофизическими передаточными функциями»); б) ветровые полосы (wind-streaks); в) нейросети и др. Все они калибруются по буйковым измерениям. При использовании геофизических передаточных функций погрешность радиояркостных измерений скорости ветра навигационным радаром составляет около 2 м/с по амплитуде при скоростях ветра до 15 м/с, коэффициент корреляции составляет около 0,90; при использовании ветровых полос и/или нейросетей погрешность составляет около 1 м/с, коэффициент корреляции — до 0,96 (Huang et al., 2017). Таким образом, в контексте условий ограниченного разгона волнения для закрытых и полузакрытых бухт можно ожидать достаточно успешных результатов использования радиояркостного способа для измерения волнения (применяя, например, калиброванные передаточные функции).

# Подготовка радиолокационного эксперимента

## Место и высота установки радара

В 2009 г. Росгидрометом в станице Тамань на базе метеостанции (*puc. la*) были начаты радиолокационные наблюдения волнения радаром FURUNO 1715 (Гарбацевич и др., 2015). На *puc. l6* отмечено место установки радара в станице Тамань и показана его рабочая зона радиусом 6 км. Кратчайшее расстояние от радара до линии берега залива составляет примерно 160 м (метеостанция расположена в глубине посёлка). На *puc. la* видно, что метеостанцию окружают дома, мелкие постройки и высокие деревья, частично экранирующие область радиолокационного зондирования. Для получения необходимого превышения уровня установки радара над затеняющими обзор деревьями и домами и обеспечения безопасности использовании радара персоналом использовалась мачта высотой 12 м (см. *puc. la*). Станица Тамань расположена на плато, которое находится примерно на 10 м выше уровня моря и резко обрывается у береговой линии. В результате антенный блок был установлен с превышением около 20 м над уровнем моря, что является неплохим показателем. Однако опыт проведения радиолокационных наблюдений показал, что такой высоты подъёма оказывается недостаточно для проведения радиолокационных измерений в непосредственной близи от берега (см. детали ниже) вследствие значительной его удалённости от береговой линии.



Рис. 1. Внешний вид территории метеостанции в станице Тамань (*a*). Схема расположения и покрытия радара в Таманском заливе (*б*). Зависимость интенсивности (квадрата амплитуды) радиолокационного сигнала от дальности для скоростей ветра в диапазоне 1−12 м/с (*в*). РЛ-изображения, соответствующие различным метеоусловиям, высоте волны, силе и направлению ветра: 0,1 м, 1 м/с и 310° (*г*); 0,6 м, 8 м/с и 70° (*д*); 1,3 м, 18 м/с и 70°(*е*) соответственно

## Измерения волнения in situ

В море, на расстоянии нескольких десятков метров от берега, на глубине 2 м установлена волномерная рейка. Высота волн по рейке измерялась в течение 5–10 мин согласно методике (Наставление..., 1984), которая позволяет определять волны 3%-й обеспеченности с шагом по высоте 0,1 м. Измерения проводились один раз в день, около 9:00. После этого включался радар, и оператор производил дистанционное зондирование морской поверхности приблизительно через полчаса после записи данных, полученных с помощью рейки.

#### Радиолокационные панорамы

На *рис. 1г–е* приведены типичные круговые панорамы радиолокационного изображения (РЛИ) акватории в окрестностях Тамани, где видны два мыса слева и справа, окончания которых находятся на расстоянии более двух и четырёх километров соответственно и воспроизводят вогнутую форму очертания берега Таманского залива в районе станицы Тамань (см. *рис. 16*). Окружность синего цвета ограничивается выбранной дальностью 6 км в рабочем диапазоне радара.

Радиолокационное изображение на *рис. 1е* соответствует спокойному состоянию морской поверхности в направлении между двумя мысами, когда происходит фактически зеркальное отражение сигнала вперёд. Справа и слева от мысов синий цвет говорит об отсутствии отражения, а яркие красные полосы показывают отражения от наиболее высоких предметов, расположенных на востоке и западе от радара. Сигнал, полученный в северном направлении (засветка на панораме вокруг нулевого градуса) на расстояниях до 700 м, в первую очередь связан с отражением от близлежащих объектов в прибрежной зоне. По мере усиления ветра и, соответственно, увеличения шероховатости морской поверхности расстояние увеличивается до 4 км, и уже можно получить отражённый сигнал. Видно, что РЛ-изображение отражённого сигнала в области азимутальных углов от  $-60^{\circ}$  до  $70^{\circ}$  не является однородным. Это обусловлено тем, что здания и деревья приводят к полному поглощению, рассеянию или отражению излучённого и принятого сигналов в соответствующих направлениях. Отсутствие отражения хорошо видно на *рис. 1д, е* по синим полосам в северном направлении.

#### Зависимость амплитуды сигнала от дальности

На рис. Ів приведены характерные зависимости радиолокационного сигнала от дальности в центральном секторе 330–30°, усреднённые по 12 оборотам антенны РЛС. Различными цветами показано изменение амплитуды сигнала для разных скоростей ветра. Видно, что сигнал, рассеянный волнами на морской поверхности, уверенно принимается даже в случае слабого волнения на расстоянии до 2,5 км. Данные зависимости на рис. Ів обладают характерными особенностями. Это, во-первых, одинаковый уровень сигнала на небольших расстояниях от антенны, что связано с проникновением излучающего импульса в приёмный тракт РЛС, а во-вторых, с отражениями РЛ-сигнала от близких стационарных целей. Далее наблюдается характерный спад РЛ-сигнала, который связан с «мёртвой зоной» за крутым берегом. При сильном ветре и большом волнении вступают в силу механизмы переотражения сигнала, и мёртвая зона становится не такой выраженной. После этой области начинается собственно отражение от взволнованной морской поверхности, которое спадает с расстоянием и на определённых дальностях выходит на стационарный уровень, равный уровню шумов приемника РЛС. Дальность выхода на уровень шумов связана как с состоянием морской поверхности, так и с параметрами РЛС — мощностью излучения, чувствительностью приёмника и т.п. Чем сильнее волнение и скорость ветра, тем дальше РЛС «видит» волнение.

#### Математическое сопровождение эксперимента в Таманском заливе: моделирование морского волнения

Одной из особенностей алгоритма обработки РЛ-данных является использование осреднения в выбранном секторе наблюдений: по азимуту — от —40° до 60° и дальности — до 4 км. Однако однородность параметров волнения в данном секторе не очевидна. В связи с отсутствием данных прямых измерений в районе исследования (кроме данных волномерной рейки у берега) было принято решение для выявления степени однородности волнения использовать волновую модель.

#### Описание модели и входных данных

Для расчёта параметров ветрового волнения использовалась модель SWAN. Данная модель находится в открытом доступе и хорошо подходит для воспроизведения волн в мелководных заливах и гаванях (SWAN..., 2007). Подробное описание модели, настройки конфигурации и оценки качества воспроизведения волнения в прибрежной зоне Чёрного моря приведены в работе (Мысленков и др., 2016).

Было выполнено два численных эксперимента. Первый — тест на однородность волнения в секторе обзора РЛС. Второй — тест на соответствие осреднённых расчётных данных в секторе обзора РЛС и точечных *in situ* данных.

#### Тест на однородность волнения в секторе обзора РЛС

В первом эксперименте были рассчитаны параметры ветрового волнения при постоянном ветре северного направления в Керченском проливе. Вычисления проводились на регулярной сетке, созданной на основе подробных батиметрических карт (см. *рис. 2a*). Сетка ( $151 \times 106$  узлов) имеет шаг около 200 м. На *рис. 2a*, *б* выделен сектор усреднения РЛ-данных. На всей акватории задавалось однородное поле ветра со скоростью 15 м/с, а продолжительность воздействия ветра составляла 4 часа. На жидких границах задано отсутствие волн, однако из-за конфигурации берега влияние границ в области радиолокации практически отсутствует.

По результатам моделирования получено вполне однородное поле значительных волн (0,75–0,9 м) в секторе радиолокации. Следовательно, обработка РЛ-данных и привязка результатов моделирования ко всему выбранному сектору РЛ-данных является вполне оправданной.



Рис. 2. Карта глубин Таманского залива, линией показан сектор обзора радара (*a*). Высота значительных волн по результатам моделирования при 4-часовом воздействии северного ветра со скоростью 15 м/с (*б*). Сопоставление данных волномерной рейки и моделирования для направления ветра 315–45°: для всех данных реанализа (*в*); при ошибке скорости ветра реанализа менее 2 м/с (*г*). Пунктирная линия — линейная аппроксимация, сплошная — биссектриса угла

Как показали расчёты, при более продолжительном воздействии ветра со скоростью до 30 м/с высоты волн в секторе увеличиваются до 1,2–1,4 м, но поле волнения остаётся в целом однородным. Основными лимитирующими факторами для роста волн являются короткий разгон и малая глубина в районе исследования (около 4 м в секторе РЛ). Короткий разгон вызывает монотонный рост волнения с севера на юг, показанный на *рис. 26*. В связи с этим высота волн вблизи берега несколько выше.

#### Тест на соответствие осреднённых расчётных данных в секторе обзора РЛС и точечных in situ данных

При сопоставлении радиолокационных и *in situ* данных стандартным образом возникает вопрос о степени соответствия измерений разных приборов, полученных при различных пространственно-временных усреднениях. Для ответа на этот вопрос применительно к Таманскому заливу был проведён второй численный эксперимент.

Было проведено сравнение данных моделирования за 2011 г., полученных в центре рабочего сектора РЛС, с данными волномерной рейки в станице Тамань. В качестве входных данных о ветре использовались результаты реанализа NCEP/CFS2. Пространственное разрешение реанализа составляет ~0,2°, шаг по времени — 1 ч. Использовалась нерегулярная триангуляционная сетка, включающая в себя полностью Чёрное и Азовское моря с шагом по пространству 8 км и Керченский пролив с шагом до 200 м. Методика расчётов и оценки их качества с использованием данной конфигурации приведены в работе (Мысленков и др., 2016).

Из результатов моделирования была получена высота значительных волн в точке в центре сектора РЛ за 2011 г. на каждый день (по времени соответствующих измерений волномерной рейки). В рабочем секторе РЛС средняя глубина составляет 4,5 м, а в месте установки рейки — около 2 м. Следовательно, существенной трансформации волн в данной области не происходит, и соответствующая поправка не вводилась. Высота значительных волн (13%-й обеспеченности), полученная по данным моделирования, была приведена в соответствие с данными волномерной рейки (3%-й обеспеченности) согласно эмпирическим коэффициентам (Грузинов и др., 2012). Из результатов моделирования для сравнения отбирались только те случаи, когда ветер был северных румбов (направления 315-45°). Результаты сравнения приведены на рис. 26. Коэффициент корреляции между результатами моделирования и данными волномерной рейки составил 0,76. Разброс данных (среднеквадратичное отклонение) — 0,18 м. Причиной ошибок при моделировании волнения могут быть ошибки скорости ветра в реанализе. Было проведено сравнение данных о скорости ветра из реанализа с данными метеостанции. При исключении из рассмотрения ситуации, когда отклонение реанализа от данных метеостанции превышало 2 м/с, корреляция результатов моделирования волнения с данными рейки возрастала до 0,84 (см. рис. 2г). Разброс данных, соответственно, уменьшался до 0,17 м. Анализируя линию тренда, можно отметить, что модель немного занижает высоту волн (на 0,1-0,2 м). Это может объясняться увеличением высоты волн непосредственно вблизи берега, что также отражено на рис. 26.

#### Выводы по результатам моделирования

Таким образом, расчёты по модели SWAN подтвердили правильность предположения, что при северных направлениях ветра в Таманском заливе можно успешно использовать упрощённый (радиояркостный) подход для дистанционных измерений высоты волн:

- а) при северных направлениях ветра динамика волнения в Таманском заливе определяется коротким разгоном, а связь со скоростью ветра более линейна;
- б) волнение в секторе обзора РЛС является достаточно однородным, поэтому осреднение РЛ-сигнала в указанном секторе должно вносить минимальные погрешности в дистанционные измерения;

в) коэффициент корреляции между расчётной высотой волнения в секторе обзора РЛС и высотой волнения по данным волномерной рейки составляет 0,76—0,84, что позволяет использовать данные прямых измерений вблизи берега для калибровки данных дистанционных измерений в секторе обзора РЛС.

# Результаты радиолокационных наблюдений волнения

# Контроль качества данных

За три года с августа 2009 по конец 2011 г. была создана база данных о морском волнении в утренние часы, полученных как при визуальном отсчёте по волномерной рейке, так и при дистанционном зондировании радаром. Данные доступны в защищённом режиме по адреcy http://volnaradar.ru. С 01.08.2009 по 30.09.2010 радар работал в тестовом режиме, во время которого шла настройка системы. Затем, начиная с 01.10.2010 по конец 2011 г. радар работал в рабочем режиме и велись ежедневные записи радиолокационных данных. Однако с начала июля 2011 г. в данных радара стали обнаруживаться частые сбои формата записи. Поэтому далее приводятся результаты обработки данных за период с 01.10.2010 по 30.06.2011.

Всего за период 01.10.2010—30.06.2011 было сделано 250 читабельных записей в журнале метеостанции, что составляет 92 % от общего количества дней за этот период (*maбл. 1*). Остальные 8 % были отбракованы как содержащие неполную информацию (отсутствовали либо скорость ветра, либо направление, либо высота волны). Из этих записей 127 случаев (51 %) соответствовали направлению ветра с моря на берег (из сектора от -60° до 80°). В 77 случаях (61 %) для этого направления ветра были сделаны записи радиолокационных данных достаточного объёма (около 10 оборотов антенны). Далее, в процессе обработки данных проводился контроль качества РЛИ: отбраковывались РЛИ, в которых наблюдались сбои метки нулевого азимута, сильные помехи, засветки РЛИ, проблемы с форматом чтения данных. В результате было отбраковано 39 % РЛИ и осталось 47 дней, для которых и приводятся результаты.

Данные	Количество
Регистрации волнения в журнале	250 (92 %)
Случаи ветра из сектора от -60° до 80°	127 (51 %)
Записи радара для сектора от -60° до 80°	77 (61 %)
Успешно обработанные записи радара	47 (61 %)

Таблица 1. Количество и качество данных за период 01.10.2010-30.06.2011

## Статистика наблюдаемых высот волнения

На *рис. За* (см. с. 66) за период с 01.10.2010 по 30.06.2011 по данным волномерной рейки показана гистограмма распределения количества дней от наблюдаемой высоты волнения. Видно, что с вероятностью 92 % высота волнения не превышает 0,9 м. На *рис. 36* приведена аналогичная гистограмма для выборки данных, соответствующих ветрам северного направления внутри сектора, ограниченного мысами от  $-60^{\circ}$  до  $80^{\circ}$ . Для них с вероятностью 89 % высота волнения не превышает 0,9 м. То есть 3d-спектральный метод в данных условиях не может работать, и необходим метод обработки этих ~90 % случаев.



*Рис. 3.* Гистограмма распределения количества дней от наблюдаемой высоты волнения за период 01.10.2010–30.06.2011 (*a*); то же для волнения, приходящего с севера из сектора от –60° до 80° (б)

#### Усреднение радиолокационных данных

Учитывая наличия помех в секторе обзора радара (деревьев, зданий, см. примеры на *рис. 1a*, *d*, *e*), крутого обрыва берега (см. *рис. 1в*), а также судов, по РЛИ радара определялась наиболее устойчивая величина — интегральное среднее по сектору углов, по дальности и по оборотам антенны. Для исключения влияния ветровой тени у берега сигнал усреднялся в секторе углов от  $-40^{\circ}$  до  $60^{\circ}$ ; для исключения влияния крутого обрыва берега — на дальностях от 1 до 4 км (см. *рис. 1в*) и по всем записанным целым оборотам антенны (от 5 до 11):

$$\overline{I} = \frac{1}{TLM} \sum_{t=1}^{T} \sum_{l=1}^{L} \sum_{m=1}^{M} a_{tlm}^2.$$
(1)

Здесь  $\overline{I}$  — средняя интенсивность РЛИ в указанном секторе; T — количество полных оборотов антенны; L — количество точек от 1 до 4 км по дальности; M — количество точек по углу от  $-40^{\circ}$  до  $60^{\circ}$ ;  $a_{inm}$  — амплитуда сигнала в точке.

#### Корреляционные зависимости

Аналогично использованию радиояркостного метода для определения скорости ветра (Huang et al., 2017) были получены корреляционные зависимости высоты волны 3%-й обеспеченности  $H_s$  согласно данным волномерной рейки от средней интенсивности РЛИ  $\overline{I}$ . Использовались линейная, степенная и полиномиальная зависимости, которые методом наименьших квадратов подгонялись к данным. В процессе аппроксимации данных производился контроль статистических распределений отклонения данных от корреляций.

На *рис. 4а* приведено сопоставление средней интенсивности  $\overline{I}$  и  $H_s$  (всего 47 точек). Коэффициент корреляции между ними составляет 0,85. Линией показана линейная корреляционная зависимость  $H_s$  от  $\overline{I}$ . Стандартное отклонение  $H_s$  от этой зависимости составляет 0,17 м, максимальное отклонение  $H_s$  от линии равно 0,37 м (на *рис. 4г* приведена гистограмма отклонения  $H_s$  от корреляции).

На *рис.* 46 и  $\partial$  (см. с. 67) приведена степенная зависимость  $H_s \sim I^{\gamma}$  и соответствующая гистограмма отклонений  $H_s$ . На *рис.* 46 и г приведены соответствующие графики для авторегрессионной полиномиальной аппроксимации. Для выбора порядка (p) авторегрессионной модели использовался критерий Акаике — окончательная ошибка предсказания (ООП) (Marple, 1987):

$$O\Pi\Pi[p] = \hat{\rho}_p \left( \frac{N + (p+1)}{N - (p+1)} \right).$$
(2)



*Рис. 4.* Экспериментальные точки и линейная аппроксимация зависимости  $H_s$  от средней интенсивности РЛИ  $\overline{I}(a)$ ; аналогично для степенной аппроксимации  $H_s \sim I^{\gamma}(b)$ ; для полиномиальной аппроксимации (p = 4) зависимости  $H_s$  от средней интенсивности РЛИ (e); соответствующие гистограммы отклонений  $H_s^{\gamma}$  от корреляций, показанных на верхних графиках (e-e)

Здесь N — число отсчётов данных (N = 47 в нашем случае),  $\hat{\rho}_p$  — оценочное значение дисперсии белого шума (или величина среднеквадратичного отклонения). При увеличении порядка аппроксимации, p, значение среднеквадратичного отклонения  $\hat{\rho}_p$  уменьшается, в то время как член в круглых скобках растёт. Выбирается такое значение порядка, при котором величина ООП минимальна. Дополнительным условием было также требование монотонного поведения аппроксимации на всем интервале данных. Этим условиям удовлетворяет полином четвёртой степени, показанный на *puc. 46*.

В табл. 2 приведены коэффициенты и характеристики соответствующих корреляционных соотношений для  $H_s$ . Видно, что все они дают близкие значения как по среднеквадратичному, так и по максимальному отклонению. Полиномиальная аппроксимация четвёртого порядка даёт наилучшие показатели как среднеквадратичному отклонению данных от аппроксимации (0,14 м), так и величине окончательной ошибки предсказания. При этом максимальное отклонение данных от функции аппроксимации наблюдается для линейной аппроксимации.

Тип корреляции	Выражение для $H_s$	Коэффициент корреляции	ОПП	Среднеквадра- тичное откло- нение, м	Максимальное отклонение, м
Линейная ( <i>N</i> = 47, <i>p</i> = 1)	$H_s = -0,0176 + 0,2493x$	0,85	0,1887	0,17	0,37
Степенная $(N = 47, p = 1)$	$H_s = 0,1962 x^{1,277}$	0,85	0,1955	0,18	0,42
Полином ( <i>N</i> = 47, <i>p</i> = 4)	$H_s = -0,7063 + 2,0666x1,3519x^2 + 0,3672x^3 - 0,0323x^4$	0,85	0,1688	0,14	0,41

*Таблица 2.* Характеристики корреляционных соотношений для  $H_s$  (здесь  $x = 10^{-3} \times \overline{I}$ )

## Выводы

Для условий мониторинга волнения в Таманском заливе, характеризующихся короткими разгонами волн и типичной высотой волнения менее 1 м, с использованием некогерентных СВЧ-радаров было выявлено, что в большинстве случаев применение спектральных методов восстановления высоты волнения является затруднительным в таких заливах. По этой причине необходимо искать другие пути решения задачи дистанционных наблюдений волнения в подобных заливах. Результаты моделирования волнения в акватории Керченского пролива и Таманского залива по ветро-волновой модели SWAN показали обоснованность и целесообразность применения радиояркостного подхода определения высоты волнения для условий как Таманского залива, так и ему подобных.

На основании результатов мониторинга состояния морской поверхности в Таманском заливе в 2009–2011 гг. с помощью некогерентной навигационной РЛС Х-диапазона FURUNO 1715 для ситуаций с ветром, дующим на берег, были определены калибровочные передаточные функции радара для радиояркостного подхода определения высоты волнения. В результате была получена хорошая корреляция данных радарных измерений с высотой ветрового волнения согласно данным волновой рейки. Для условий наблюдения волнения при ветре, дующем на берег в секторе углов от  $-60^{\circ}$  до  $80^{\circ}$ , коэффициент корреляции между радиолокационными и *in situ* данными составил 0,85, среднеквадратичное отклонение — 0,14 м, максимальное — 0,41 м. Проведённые эксперименты показали, что модернизированная под океанографические задачи навигационной РЛС Х-диапазона FURUNO 1715 обеспечивает получение репрезентативных данных измерений для определения волнения на расстоянии 2-3 км от берега.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 14-50-00095 (касается части, относящейся к радиолокационным наблюдениям). Моделирование волнения в Керченском проливе выполнено при поддержке РФФИ (проект № 16-08-00829).

# Литература

- 1. Гарбацевич В.А., Ермошкин А.В., Иванов И.И., Телегин В.А. Измерение пространственно-временных характеристик морского волнения навигационными РЛС малой мощности // Гелиофизические исследования. 2015. Вып. 13. С. 91–96.
- 2. *Грузинов В. М., Борисов Е. В., Григорьев А. В.* Прикладная океанография / под ред. В. М. Грузинова. Обнинск: Изд-во «Артифекс», 2012. 384 с.
- 3. *Ивонин Д. В., Телегин В.А., Чернышов П. В., Мысленков С.А., Куклев С.Б.* (2016а) Возможности радиолокационных навигационных систем Х-диапазона для мониторинга прибрежного ветрового волнения // Океанология. 2016. Т. 56. № 4. С. 647–658.
- 4. *Ивонин Д. В., Чернышов П. В., Куклев С. Б., Мысленков С. А.* (2016б) Предварительные результаты сопоставления наблюдений вектора скорости течения, полученных по измерениям навигационного радара Х-диапазона и донной станции ADCP // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 2. С. 110–123.
- 5. *Мысленков С.А., Шестакова А.А., Торопов П.А.* Численное моделирование штормового волнения у северо-восточного побережья Черного моря // Метеорология и гидрология. 2016. № 10. С. 61–71.
- 6. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 9. Гидрометеорологические наблюдения на морских станциях и постах. Часть І. Гидрометеорологические наблюдения на береговых станциях и постах. Л.: Гидрометиздат, 1984. 313 с.
- 7. *Переслегин С. В.* Связь СВЧ-рассеяния от морской поверхности с пространственно-временными характеристиками развитого волнения // Физика атмосферы и океана. 1975. Т. 11. № 5. С. 481–490.
- 8. Титов Л. Ф. Ветровые волны. Л.: Гидрометеоиздат, 1969. 294 с.
- 9. Dankert H., Horstmann J., Rosenthal W. Wind and wave field measurements using marine X-band radar-image sequences // IEEE J. Oceanic Engineering. 2005. V. 30. No. 3. P. 534–542.
- 10. *Huang W., Liu X., Gill E. W.* Ocean Wind and Wave Measurements Using X-Band Marine Radar: A Comprehensive Review // Remote Sensing. 2017. V. 9. No. 12. P. 1261.

- Ivonin D. V., Telegin V. A., Bakhanov V. V., Ermoshkin A. V., Azarov A. I. Sample application of a low-cost X-band monitoring system of surface currents at the Black Sea shore // Russian J. Earth Sciences. 2011.
   V. 12. P. 1–8. ES2003. DOI: 10.2205/2011ES000507.
- 12. *Li X. M.*, *Lehner S.* Algorithm for sea surface wind retrieval from TerraSAR-X and TanDEM-X data // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2014. V. 52. No. 5. P. 2928–2939.
- 13. *Marple S. L.* Digital spectral analysis: with applications (Vol. 5). Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice-Hall, 1987. 584 p.
- 14. Nieto-Borge J. C., Hessner K., Jarabo-Amores P., De La Mata-Moya D. Signal-to-noise ratio analisis to estimate ocean wave heights from X-band marine radar image time series // IET Radar, Sonar, and Navigation. 2008. V. 2. No. 1. P. 35–41.
- 15. SWAN Technical Documentation: SWAN Cycle III version 40.51A. Netherlands: University of Technology, Delft, 2007. 98 p.
- Young I., 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. No. C1. P. 1049–1059.

# Measurements of wind wave height using X-band navigation radar in the Taman Bay

V.A. Garbatsevich<sup>1</sup>, A.V. Ermoshkin<sup>2</sup>, A.G. Zatsepin<sup>4</sup>, I.I. Ivanov<sup>3</sup>, D.V. Ivonin<sup>4</sup>, S.B. Kuklev<sup>4</sup>, S.A. Myslenkov<sup>4,5</sup>, V.A. Telegin<sup>1,4</sup>

<sup>1</sup> Pushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio Propagation RAS, Moscow, Troitsk 108840, Russia

<sup>2</sup> Institute of Applied Physics RAS, Nizhny Novgorod 603155, Russia
 <sup>3</sup> Research Institute of Physics, Southern Federal University

Rostov-on-Don 344090, Russia

<sup>4</sup> Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow 117218, Russia

<sup>5</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow 119991, Russia

Results of the work on remote monitoring of sea surface state in the Taman Bay using X-band incoherent navigation radar FURUNO 1715 in 2009–2011 are presented. The Taman Bay is characterized by a short wave fetch and typical wave heights less than 1 m, when radar spectral methods for restoring the wave height fail to work. Therefore, regarding the cases with wind blowing to the shore, the socalled radio-brightness method was applied and corresponding calibration transmission functions for the wave height retrieval were calculated. Comparison of the radar measurements of wave heights with the wave gauge data has showed their good agreement for the cases of wind blowing to the shore in the sector of angles from  $-60^{\circ}$  to  $80^{\circ}$ . The correlation coefficient between the radar and in situ data is 0.85, the standard deviation is 0.14 m. Simulations of the wave heights in the Kerch Strait and the Taman Bay provided by the SWAN wind-wave model have confirm the validity and reasonability of applying the radio-brightness method for sensing wind wave height in the conditions of the Taman Bay, and bays with similar conditions.

Keywords: sea wind waves, remote sensing, navigation radar, X-band, SWAN

Accepted: 12.10.2018 DOI: 10.21046/2070-7401-2018-15-5-203-214

## References

1. Garbatsevich V.A., Ermoshkin A.V., Ivanov I.I., Telegin V.A., Izmerenie prostranstvenno-vremennykh kharakteristik morskogo volneniya navigatsionnymi RLS maloi moshchnosti (Measurement of space-time characteristics of sea waves by navigating low-power radar), *Geliofizicheskie issledovaniya*, 2015, Issue 13, pp. 91–96.

- 2. Gruzinov V. M., Borisov E. V., Grigor'ev A. V., *Prikladnaya okeanografiya* (Applied Oceanography), Obninsk: Izd. "Artifeks", 2012, 384 p.
- 3. Ivonin D. V., Telegin V. A., Chernyshov P. V., Myslenkov S. A., Kuklev S. B., Possibilities of X-band nautical radars for monitoring of wind waves near the coast, *Oceanology*, 2016, Vol. 56, No. 4, pp. 647–658.
- 4. Ivonin D. V., Chernyshov P. V., Kuklev S. B., Myslenkov S. A., Predvaritel'nye rezul'taty sopostavleniya nablyudenii vektora skorosti techeniya, poluchennykh po izmereniyam navigatsionnogo radara X-diapazona i donnoi stantsii ADCP (Preliminary results of comparison of observations of the flow velocity vector obtained from measurements of X-band navigation radar and ADCP bottom station), *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2016, Vol. 13, No. 2, pp. 110–123.
- 5. Myslenkov S.A., Shestakova A.A., Toropov P.A., Chislennoe modelirovanie shtormovogo volneniya u severo-vostochnogo poberezh'ya Chernogo morya (Numerical simulation of storm waves along the north-eastern coast of the Black Sea), *Meteorologiya i gidrologiya*, 2016, No. 10, pp. 61–71.
- 6. Nastavlenie gidrometeorologicheskim stantsiyam i postam. Vypusk 9. Gidrometeo-rologicheskie nablyudeniya na morskikh stantsiyakh i postakh. Chast' I. Gidrometeoro-logicheskie nablyudeniya na beregovykh stantsiyakh i postakh (Manual for hydrometeorological stations and posts. Issue 9. Hydrometeorological observations at sea stations and posts. Part I. Hydrometeorological observations at coastal stations and posts), Leningrad: Gidrometizdat, 1984, 313 p.
- 7. Pereslegin S. V., Svyaz' SVCh-rasseyaniya ot morskoi poverkhnosti s prostranstvenno-vremennymi kharakteristikami razvitogo volneniya (Connection of microwave scattering from the sea surface with spatio-temporal characteristics of developed waves), *Fizika atmosfery i okeana*, 1975, Vol. 11, No. 5, pp. 481–490.
- 8. Titov L. F., Vetrovye volny (Wind waves), Leningrad: Gidrometeoizdat, 1969, 294 p.
- 9. Dankert H., Horstmann J., Rosenthal W., Wind and wave field measurements using marine X-band radarimage sequences, *IEEE J. Oceanic Engineering*, 2005, Vol. 30, No. 3, pp. 534–542.
- 10. Huang W., Liu X., Gill E. W., Ocean Wind and Wave Measurements Using X-Band Marine Radar: A Comprehensive Review, *Remote Sensing*, 2017, Vol. 9, No. 12, pp. 1261.
- Ivonin D. V., Telegin V.A., Bakhanov V.V., Ermoshkin A.V., Azarov A.I., Sample application of a low-cost X-band monitoring system of surface currents at the Black Sea shore, *Russian J. Earth Sciences*, 2011, Vol. 12, pp. 1–8, ES2003, DOI: 10.2205/2011ES000507.
- 12. Li X. M., Lehner S., Algorithm for sea surface wind retrieval from TerraSAR-X and TanDEM-X data, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2014, Vol. 52, No. 5, pp. 2928–2939.
- 13. Marple S. L., *Digital spectral analysis: with applications (Vol. 5)*, Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice-Hall, 1987, 584 p.
- 14. Nieto-Borge J. C., Hessner K., Jarabo-Amores P., De La Mata-Moya D., Signal-to-noise ratio analisis to estimate ocean wave heights from X-band marine radar image time series, *IET Radar, Sonar, and Naviga-tion*, 2008, Vol. 2, No. 1, pp. 35–41.
- 15. *SWAN Technical Documentation: SWAN Cycle III version 40.51A*. Netherlands: University of Technology, Delft, 2007, 98 p.
- 16. Young I., 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, No. C1, pp. 1049–1059.