ISSN 1561-8889. Космічна наука і технологія. 2004. Т 10. № 2/3. С. 93—100.

УДК 528.8(15):629.78

В. В. Малиновский[1], В. П. Зубко[2], В. В. Пустовойтенко[1]

[1]Морський гідрофізичний інститут Національної академії наук України, Севастополь
[2]Національне космічне агентство України, Київ

Возможности сопоставления данных радиолокатора бокового обзора «Січ-1М» с информацией зарубежных спутников

Надійшла до редакції 22.04.04

У рамках композитної моделі питомої ефективної площі розсіяння морської поверхні розглянуто особливості формування кутової структури радіолокаційних зображень (РЛЗ). Показано, що при відновленні фізичних параметрів атмосфери і океану необхідно враховувати як бреггівську, так і дзеркальну складові розсіяння та зміни їхнього співвідношення при різних кутах спостережень і метеоумовах. Запропоновано можливий підхід до створення алгоритму відновлення модуля швидкості вітру по всьому кадру РЛЗ. Його реалізація дозволить зіставляти дані радіолокатора бокового огляду з даними зарубіжних скаттерометрів.

На всемирном форуме по устойчивому развитию, проходившем на высшем уровне в Йоханнесбурге (ЮАР) в 2002 г., отмечалось, что дальнейший прогресс человечества невозможен без достоверной информации о состоянии Земли и окружающей среды. Космические аппараты для наблюдения Земли являются первичными, а в многих случаях и единственными источниками данных, необходимых для решения широкого круга научных и прикладных задач, касающихся управления природными ресурсами, защиты окружающей среды, предотвращения и ликвидации последствий чрезвычайных ситуаций.

Особенно актуальной остается проблема дальнейшего развития механизмов глобального комплексного наблюдения за нашей планетой. С этой целью в 1998 г. была инициирована Интегрированная глобальная стратегия наблюдения (IGOS — Integrated Global Observing Strategy) как система партнерства 14 международных организаций, охватывающая такие основные направления:

— наблюдение за океаном;
— глобальный контроль за выбросами углерода;
— мониторинг химического состояния атмосферы;
— глобальные гидроциклы;
— геологические опасности;
— коралловые рифы.

Таким образом, партнерство в IGOS рассматривается как объединение трех глобальных систем наблюдения, океана (GOOS), суши (GTOS) и климата (GCOS) под эгидой Комитета спутникового наблюдения Земли (CEOS) с участием международных агентств-спонсоров (IGBP, WCRP, IGFA) вместе с FAO, ICSU, IOC-UNESCO, WMO.

Наблюдение за океанами является приоритетным благодаря следующим факторам:

- потребность человечества в глобальных океанических наблюдениях обусловлена необходимостью прогнозирования погоды, зарождения и развития ураганов; контроля состояния океанов для обеспечения безопасности навигации и морских операций; контроля эрозии берегов; использования океанов как источника пищевых ресурсов и хранилища для отходов;
- океаны оказывают определяющее влияние на глобальный климат, гидрологические и энергетические циклы, от чего, в свою очередь, зависят экономические, политические и другие аспекты.

© В. В. МАЛИНОВСКИЙ, В. П. ЗУБКО, В. В. ПУСТОВОЙТЕНКО, 2004

Регулярный мониторинг параметров океана, в частности температуры и уровня поверхности, приводного ветра, цвета воды осуществляется с помощью спутниковых наблюдений, которые дополняются контактными измерениями из дрейфующих и погружающихся буев. Разработана действующая международная политика создания системы контроля морской среды. Правительства многих государств согласовали проведение систематических глобальных измерений, заключив соответствующие конвенции, в том числе соглашение относительно закона о морях, рамочное соглашение о климатических изменениях, соглашении о биоразнообразии, повестке дня 21 (Конференция ООН в Рио-де-Жанейро) и пр.

На настоящий момент достигнут существенный прогресс в наблюдениях океана. Благодаря поддержке международных организаций и программ (IOC, WMO, ICSU, UNEP, FAO, CEOS) были выполнены эксперименты WOCE и начальный этап GOOS. Планируется серия новых проектов, среди которых глобальный океанический эксперимент по ассимиляции данных (GODAE), одобренный группой стратегического внедрения (SIT) CEOS и который должен продемонстрировать преимущества оперативной океанографии. Международная координационная группа по цвету океана (IOCCG) рассматривает проект, нацеленный на реализацию стратегии изучения биогеохимических процессов в океане и его экосистеме. Результатом этих проектов должно стать создание интегрированной системы контактных морских и дистанционных спутниковых измерений. Актуальной проблемой остается продолжение долгосрочных периодов мониторинга морской среды, развитие новых технологий наблюдений и методов прогноза состояния моря с помощью как действующих, так и планируемых к запуску космических аппаратов: RADARSAT, ERS, ENVISAT, Agua, ICESAT, «Січ-1М».

Важной задачей космической деятельности, осуществляемой под эгидой НКАУ, является повышение ее эффективности, в том числе через участие в международных космических проектах. Украинские спутники по своим возможностям могут стать частью мировой космической наблюдательной системы. В этом случае необходимым требованием является не только установка современной измерительной аппаратуры на борт космического аппарата, но и наличие верифицированных методик восстановления физических параметров океана, атмосферы, земной поверхности (температуры, коэффициента спектральной яркости, скорости ветра и пр.).

Планируемый к запуску КА «Січ-1М» оснащен техническими средствами ДЗЗ, позволяющими решать широкий круг как прикладных, так и научных задач. Одним из основных приборов, установленных на борту, является радиолокатор бокового обзора (РБО). Более чем 20-летний опыт эксплуатации РБО, созданного силами специалистов научно-исследовательских, проектно-конструкторских и производственных организаций Национальной Академии наук и других ведомств Украины, показал его высокую эффективность. Большая полоса обзора, достаточно высокие пространственное разрешение и чувствительность [3], возможность получения информации в любое время суток независимо от наличия облачности обеспечили широкие информационные возможности РБО [11], с помощью которого проводились наблюдения тайфунов [3, 4], определялись границы ледового покрова, идентифицировались океанические температурные фронты [6], исследовались особенности ветрового поля, вызванные орографическими эффектами [7, 9].

Правильная интерпретация радиолокационных изображений (РЛИ) предполагает знание как физических механизмов их формирования, так и информативных параметров морской поверхности, вариации которых приводят к изменениям принимаемого сигнала. Например, если усиление ветра вызывает увеличение рассеивающих свойств поверхности, в основном за счет увеличения энергии ряби, то проявление внутренних волн в РЛИ обусловлено изменением характеристик обрушений ветровых волн. Для анализа радиолокационных измерений правильное обоснование, выбор информативного параметра, описание структуры сигнала являются принципиальными при создании методик обработки данных.

Ниже рассмотрим задачу определения поля скорости ветра U, решаемую при радиолокационном зондировании морской поверхности. В настоящее время эти данные, получаемые с помощью зарубежных скаттерометров, работающих в штатном режиме и ежедневно измеряющих характеристики более 95 % поверхности Мирового океана, используются для метеорологических прогностических моделей. Информации РБО с элементом разрешения на поверхности 1.5×2.5 км^2 может существенно дополнить и детализировать скаттерометрические наблюдения.

В качестве примера на рис. 1 показано проявление атмосферного циклона в восточной части Черного моря 27.10.96 г. в изображении РБО ИСЗ «Січ-1» и синхронное поле ветра по данным NSCAT, имевшем пространственное разрешение 50 км. Как следует из рис. 1, на РЛИ хорошо видна «тонкая» структура ветрового поля, которая, естественно, не проявляется в данных скаттерометра.

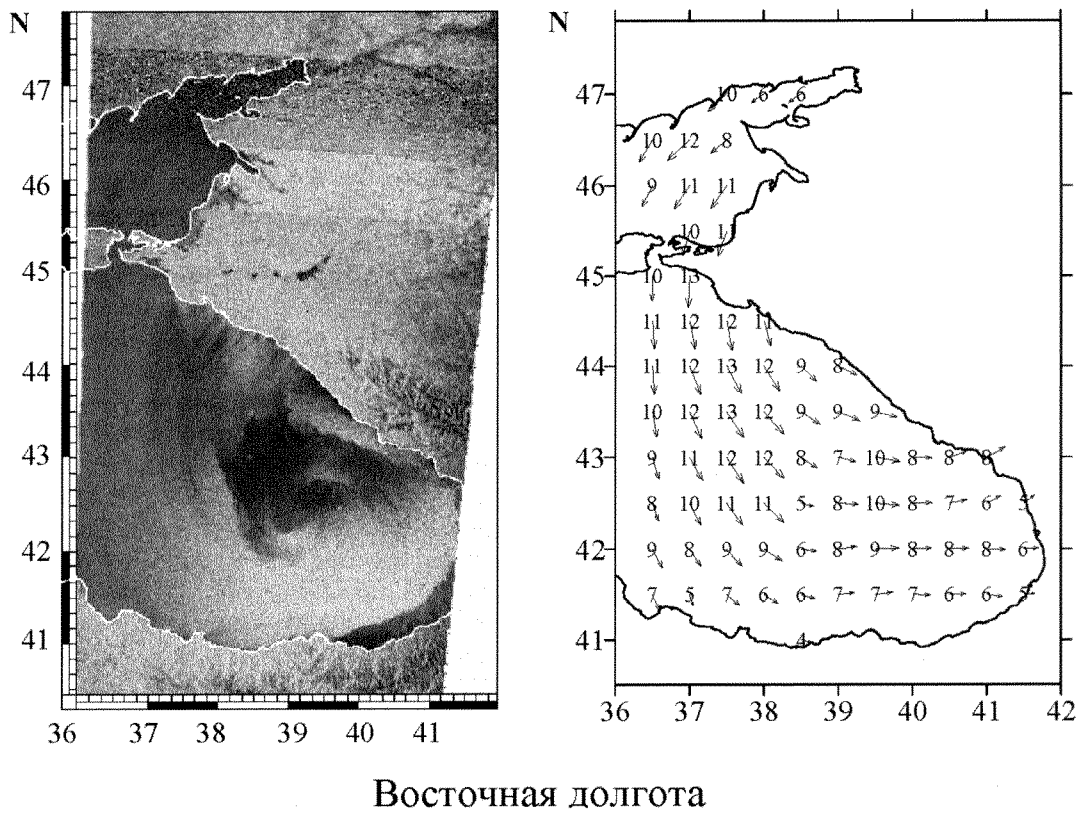

Рис. 1. Наблюдения атмосферного циклона в восточной части Черного моря 27.10.96 г. в РЛИ, полученном РБО «Січ-1» (слева) и синхронное поле ветра по данным скаттерометра NSCAT (справа)

Более того, отчетливо видна погрешность NSCAT при определении направления ветра в южной и восточной части циклона.

Особую ценность могут представлять данные РБО при решении задачи контроля ветровой обстановки в прибрежной зоне в целях обеспечения безопасности мореплавания, определения ветровых нагрузок на сооружения. Примеры наблюдения по РБО «Січ-1» сильной пространственной изменчивости ветрового потока над Черным и Азовским морями, вызванной трансформацией атмосферного погранслоя в условиях неустойчивой стратификации, можно найти в работе [9]. В прибрежной зоне особенности поля ветра, имеющие масштабы от десятков до ста километров, зависят от многих факторов, в частности, орографии, разности температуры вода-воздух, ограниченных пространственно-временных масштабов развития волнового поля. Вследствие этого, как показали сопоставления контактных и дистанционных измерений, восстановление скорости ветра в прибрежных районах по скаттерометрическим данным характеризуется существенными ошибками [13, 19].

Целесообразность комплексирования скаттерометрических данных и РБО не вызывает сомнений. Однако это, в первую очередь, предполагает сопоставимость информации. Если для скаттерометров, работающих при фиксированном угле наблюдения θ разработаны и верифицированы модели восстановления скорости ветра (например, CMOD и ее модификации), то применительно к обработке РЛИ, характеризующихся широким диапазоном θ, эта задача к настоящему времени полностью не решена. Удельная эффективная площадь рассеяния (УЭПР) морской поверхности формируется за счет различных физических механизмов, основными из которых являются брегговское рассеяние, зеркальные отражения и обрушения ветровых волн. Относительный вклад указанных механизмов в общую УЭПР зависит от угла наблюдения поверхности

океана, который для РБО «Січ-1М» лежит в пределах $20° \le \theta \le 50°$. При этом законы изменения каждого из компонентов рассеяния от гидрометеорологических условий существенно различны.

Целью настоящей работы является оценка возможности восстановления скорости приводного ветра по данным РБО с учетом изменения геометрии наблюдения по кадру РЛИ.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ ИЗОБРАЖЕНИЙ МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Для описания УЭПР морской поверхности σ_0 воспользуемся упрощенной композитной моделью, предложенной в [5, 14] и представляющую сумму брегговской и небрегговской составляющих

$$\sigma_0 = \sigma_{0br}\left(1 + g(\theta)\,\frac{s^2}{2}\right) + \frac{2|R_0|^2\sec^4\theta}{s^2}\exp\left[-\frac{\mathrm{tg}^2\theta}{s^2}\right], \tag{1}$$

где σ_{0br} — чисто брегговский компонент рассеяния [1]:

$$\sigma_{0br}(\theta, \varphi) = \pi\left|G(\theta)\right|^2\sin^{-4}(\theta)\cdot B(k_b,\varphi), \tag{2}$$

φ — азимут наблюдения относительно направления ветра, $k_b = 2k_r\sin\theta$ — волновое число резонансно — рассеивающей волны, k_r — волновое число радиоволны, $S(k_b,\varphi)$ — спектр возвышений морской поверхности на волновом числе k_b, $B = k^4S$ — спектр насыщения волн (см., например, [14]); $|G(\theta)|^2$ — коэффициент рассеяния [15]; $|R_0|^2$ — коэффициент отражения для нулевого угла падения, s^2 — полный средний квадратичный наклон поверхности:

$$s^2 = 2\int_{-\pi}^{\pi}\sin^2\varphi d\varphi \int_{k<k_d} k^{-1}B(k, \varphi t)dk, \tag{3}$$

g — геометрический коэффициент рассеяния двухмасштабной модели, равный

$$g(\theta) = \frac{1}{2\sigma_{0br}\dfrac{\partial^2\sigma_{0br}}{\partial\theta^2}}. \tag{4}$$

Отметим, что величины σ_0, σ_{0br}, $|G(\theta)|^2$, g зависят от вида поляризации радиосигнала. Для вертикальной поляризации излучения/приема, на которой работает РБО, коэффициент $|G(\theta)|^2$ имеет вид

$$|G(\theta)|^2 = \frac{\cos^4\theta(1 + \sin^2\theta)^2}{(\cos\theta + 0.111)^4}. \tag{5}$$

Волновое число k_d в пределе интеграла в (3) в рамках двухмасштабной модели брегговского рассеяния делит спектр поверхности на короткие модулируемые ($k > k_d$) и длинные модулирующие волны ($k < k_d$). Уровень спектра $B(k, \varphi)$ в высокочастотной области (интервале изменения k_b) имеет сложный вид. Есть ряд моделей, описывающих спектр ветровых волн [12, 14]. В контексте данной работы отметим, что зависимость $B(k, \varphi)$ в коротковолновой области от скорости ветра достаточно сильная и в X-диапазоне радиоволн она близка к $B(k_b, \varphi) \sim U^n$, где $n \sim 2$.

Первое слагаемое в правой части (1) представляет брегговскую составляющую рассеяния в рамках двухмасштабной модели σ_{br}, а второе слагаемое описывает вклад зеркальных отражений σ_{sp}. Поскольку рассеяние на обрушениях ветровых волн является существенным при горизонтальной поляризации сигнала, а при вертикальной поляризации его роль незначительна [14], применительно к РБО этот компонент УЭПР в первом приближении учитывать не будем. Отметим, что выражение для брегговской составляющей в (1) является приближенным и получено в рамках двухмасштабной модели рассеяния. Длинные волны изменяют угол наблюдения поверхности и средняя УЭПР представляется как сумма «локальных» σ_{0br} вдоль профиля модулирующих волн

$$\sigma_{br} = \langle\, \sigma_{0br}(\theta_0 - \zeta_j)\,\rangle, \tag{6}$$

где ζ_j — уклон длинных волн. Традиционно для получения простой модели выражение (6) раскладывают в ряд Тейлора по ζ и ограничиваются членом второго порядка [14, 15]. Результатом является выражение в скобках в первом слагаемом в (1), которое справедливо для $\theta > 25 \ldots 30°$, однако при меньших углах такое разложение дает существенные ошибки [14].

Из анализа соотношения между σ_{br} и σ_{sp}, рассчитанного при использовании спектра поверхности, предложенного в работе [14], можно сделать следующие выводы [5]. В начальной части строк РЛИ, получаемых РБО, в интервале углов $20° \le \theta \le 25°$ значения σ_{sp} сопоставимы с σ_{br}, причем при уменьшении угла наблюдения вклад зеркальных отражений в σ_0 становится основным. При $\theta > 25 \ldots 26°$ УЭПР морской поверхности формируется за счет брегговской составляющей.

На рис. 2 представлено РЛИ западной Атлантики, полученное РБО ИСЗ «Січ-1» 5 марта 1996 г. Сплошная линия на рисунке, соответствующая $\theta = 25°$, условно делит изображение на два указан-

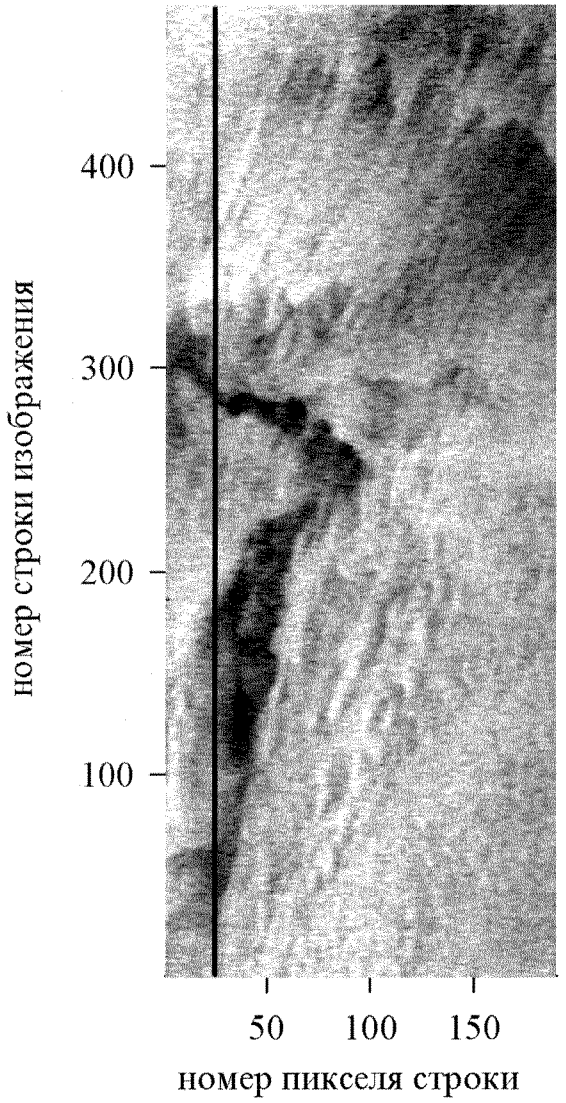

Рис. 2. РЛИ западной части Атлантического океана в районе п-ва Ньюфаундленд по данным РБО ИСЗ «Січ-1» 05.03.96. Сплошная линия соответствует углу наблюдения. Начало строк РЛИ — слева

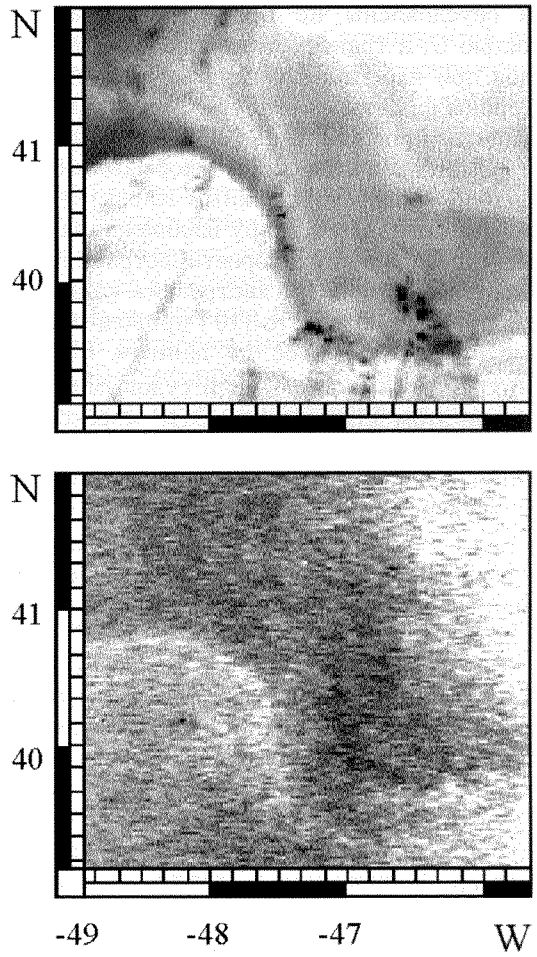

Рис. 3. Проявление фронтальной зоны Гольфстрима в поле температуры по данным NOAA (сверху) и РЛИ (снизу). Средняя скорость северо-восточного ветра 8 м/с. Изменения уровня РЛ сигнала вызваны эффектом трансформации атмосферного погранслоя

ных диапазона углов. Как следует из (1), с учетом (2), (4) и (5), каждый из компонентов σ_{br} и σ_{sp} при каком-либо фиксированном θ имеет собственный вид ветровой зависимости (через изменение $B(k, \varphi)$, и следовательно, s^2 от U). Заметим, что соотношение между σ_{br} и σ_{sp} будет также определяться наличием на поверхности поверхностно-активных веществ, течений, условиями развития ветровых волн, разностью температуры вода — воздух и рядом других факторов, влияющих на $B(k, \varphi)$ при заданном U.

На рис. 3 в качестве примера приведены фрагмент РЛИ фронтальной зоны Гольфстрима и синхронное поле температуры поверхности океана, заимствованные из работы [8]. Ветер в этом случае имел северо-восточное направление со средней ско-

ростью U = 8 м/с. Наблюдаемые сильные изменения уровня сигнала в районе температурного фронта обусловлены не пространственной неоднородностью U, а трансформацией атмосферного погранслоя при набегании воздушного потока с холодной стороны фронта на теплую. Этот пример показывает, что при анализе РЛИ учет сопутствующей гидрометеорологической информации обязателен.

Таким образом, сложный характер формирования РЛ-сигнала по кадру изображения делает задачу восстановления скорости ветра нетривиальной. Работ, посвященных «ветровой» калибровке РЛИ, крайне мало. В работе [10] приводится сопоставление σ_0, рассчитанное по данным РБО «Січ-1», с синхронными буйковыми и судовыми измерениями U, при этом для расчета УЭПР морской поверхности применялась процедура «брегговской» нормализации. Однако полученная ветровая зависимость σ_0 была приведена к фиксированному углу наблюдения, и обработка РЛИ проводилась при учете только брегговского рассеяния, а спектр ветровых волн задавался спектром Филлипса с $B(k, \varphi)$ = = const.

Как указывалось выше, задача определения скорости ветра успешно решается с помощью скаттерометров. Преимущество РБО заключается, во-первых, в возможности определения более детальной структуры поля U и, во-вторых, в возможности проводить измерения в районах с сильной пространственно-временной изменчивостью ветра (например, в прибрежных зонах), где восстановленный по данным скаттерометров ветер имеет существенные ошибки. Тем не менее, в работах, посвященных анализу ветрового поля во внутренних морях, для расчета модуля U по РБО используется скаттерометрическая модель CMOD [2]. С учетом вышеизложенного ее применение к обработке изображений представляется неправомерным. Коротко остановимся на особенностях метода восстановления вектора скорости ветра по скаттерометрическим данным.

СКАТТЕРОМЕТРИЧЕСКИЕ ИЗМЕРЕНИЯ

При скаттерометрических измерениях задача восстановления ветра по РЛ-сигналу в определенной степени упрощается, поскольку скаттерометры работают на фиксированном угле наблюдения. Так, для КА «QuickScat» при вертикальной и горизонтальной поляризациях θ составляет 54° и 46° соответственно при ширине диаграммы направленности антенны 1.6°. Такой метод измерения облегчает задачу создания моделей восстановления ветра, поскольку, с одной стороны, при указанных значениях угла θ сигнал формируется только брегговской составляющей рассеяния, а с другой стороны — постоянный угол наблюдения позволяет рассматривать параметры модели $g(\theta)$, $|G(\theta)|^2$ как постоянные величины.

Модели CMOD основаны на регрессионных зависимостях σ_0 и вектора U, представляемых, как правило, в виде ряда Фурье [18]:

$$z(\theta, U, \varphi) = \\ = A_0(\theta, U)[1 + A_1(\theta, U)\cos(\Delta\varphi) + A_2(\theta, U)\cos(2\Delta\varphi)], \quad (7)$$

где $\Delta\varphi$ — разность между направлением ветра и направлением облучения поверхности. Коэффициенты A_i определяются эмпирически путем сопоставления РЛ-данных со значениями U, как синхронно измеряемым *in situ*, так и получаемым по прогностическим метеорологическим моделям ECMWF, NCEP, GEOS. Выражение в квадратных скобках в (7) описывает азимутальное изменение σ_0, величина A_0 «ответственна» за уровень сигнала (σ_0) и его ветровую зависимость. В предположении равномерного распределения направлений скорости ветра путем усреднения (7) по $\Delta\varphi$ можно определить A_0 как [9]

$$A_0 \sim U^{\gamma}, \qquad 0.35 \le \gamma \le 1. \quad (8)$$

Меньший наклон ветровой зависимости σ_0 в (8), чем по данным [10], объясняется тем, что она получена для С-диапазона радиоволн, для которого изменение $B(k, \varphi)$ от ветра слабее, чем в Х-диапазоне, в котором работает РБО.

Основным недостатком (7), на наш взгляд, является следующее. Данная модель основана на усвоении большого числа опорных данных, получаемых по всему Мировому океану при различных гидрометеорологических условиях. В результате эмпирические коэффициенты A_i следует рассматривать как средние, характерные для «фоновых» условий (нейтральная стратификация атмосферы, полностью развитое волнение, отсутствие течений и т. п.). Как следствие, оказываются значительными расхождения между восстановленными по скаттерометрическим данным величинами U с их буйковыми наблюдениями. Эти расхождения хорошо коррелируют с разностью температур вода/воздух, высотой волн, скоростью течений [16]. Модели CMOD неудовлетворительно восстанавливают скорость ветра в прибрежных зонах [13, 19], в первую очередь за счет отличия в этих районах условий развития волнения от открытого океана.

Таким образом, принципиальное различие геометрии наблюдения не позволяет использовать модель CMOD (или ее разновидности) применительно к обработке данных РБО. Более того, концепция получения «средних» ветровых зависимостей σ_0 заметно снижает информационные возможности РЛИ морской поверхности.

ВОЗМОЖНЫЙ ПОДХОД К ВОССТАНОВЛЕНИЮ ВЕТРА ПО РАДИОЛОКАЦИОННЫМ ИЗОБРАЖЕНИЯМ

Разработка алгоритмов восстановления скорости ветра по РБО «Січ-1М» должна в первую очередь базироваться на представлении об особенностях формирования изображений морской поверхности с учетом различных механизмов рассеяния и их вкладом в суммарную УЭПР. Исходным положением может служить тот факт, что, как следует из (1)—(4), все параметры композитной модели рассеяния в конечном итоге определяются спектром ветровых волн. Вариации $B(k, \varphi)$ вызывают изменения уровня спектра брегговской ряби, модулирующего эффекта длинных волн, среднего квадратичного уклона поверхности, влияющего на условия зеркального отражения.

Если удастся выделить из РЛИ брегговскую и небрегговскую составляющие, задача существенно упростится, поскольку при заданном θ величина $\sigma_{0\mathrm{br}}(U, \theta)$, в соответствии с (2), описывается исключительно величиной $B(k, \varphi, U)$. Определение экспериментально полученных зависимостей

$$\sigma_{0\mathrm{br}} = f(U, \theta)$$

дает возможность выполнить оценку изменений уровня спектра B на брегговском волновом числе от скорости ветра:

$$\hat{B}(k_{\mathrm{b}}, \varphi, U, \theta) \sim \sigma_{0\mathrm{br}} = f(U, \theta). \qquad (9)$$

Использование выражения (9) с учетом (1)—(5) позволит описать σ_0 в виде функции θ и модуля U. При этом получение эмпирической зависимости для уровня спектра может быть использовано для расчета влияния длинных волн (см. (6)):

$$\sigma_{\mathrm{br}} \sim \langle \hat{B}(\theta_0 - \zeta_{\mathrm{j}}) \rangle.$$

Параметризация σ_0 через θ и U решает задачу восстановления значений скорости ветра по всему кадру. Поскольку углы наблюдения для каждого пикселя РЛИ заданы априори (определяются расстановкой стробов), УЭПР морской поверхности оказывается зависимой только от одного неизвестного параметра U.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Особенностью формирования РЛИ морской поверхности является различный вклад компонентов рассеяния в суммарную УЭПР по строке изображения. Соотношение между брегговской и зеркальной составляющими зависит как от угла наблюдения, так и от ветро-волновых условий. В этой связи применение для РБО эмпирических моделей восстановления скорости ветра, используемых при скаттерометрических измерениях, представляется необоснованным. Одним из возможных путей решения задачи может явиться создание полуэмпирической модели «ветровой калибровки» РЛИ, основанный на учете различных механизмов рассеяния, разделения компонентов σ_0 и определения зависимости «чисто» брегговского рассеяния от U. Это позволит рассчитывать скорость приводного ветра по всему кадру РЛИ и существенно повысит информативные возможности РБО. Преимущества предлагаемого метода состоят в следующем.

1. Применение традиционного подхода к восстановлению U предполагает статистически обеспеченные сопоставления σ_0 с натурными измерениями скорости ветра для каждого угла наблюдения (пикселя) в РЛИ. Такая операция представляется трудно достижимой. Выполнение «ветровой калибровки» на нескольких θ с последующей интерполяцией на другие углы затруднено из-за различных вкладов физических механизмов при формировании сигнала. Учет особенностей соотношения брегговской и небрегговской составляющих позволит параметризовать σ_0 относительно скорости ветра во всем кадре РБО.

2. Параметризация УЭПР с учетом особенностей формирования РЛ-сигнала даст возможность более достоверно рассчитывать значения U в любом пикселе изображения РБО. Как результат снизится неоднозначность в определении причин увеличения сигнала в той части РЛИ, где существенный вклад в рассеяние имеют зеркальные отражения, а повышенные значения σ_0 могут ошибочно интерпретироваться как усиление скорости ветра.

Уточнение и верификация приводимого выше алгоритма возможны в ходе специализированных натурных экспериментов. Необходимо отметить, что к настоящему времени нет эмпирических моделей для определения параметров океана и атмосферы по РЛИ при $\theta < 30°$. Реализация предлагаемого выше подхода к методу восстановления скорости ветра по РБО «Січ-1М» позволит повысить достоверность информации и проводить ее сопоставление и комплексирование с данными зарубежных ИСЗ.

Работа выполнена при финансовой поддержке Украинского научно-технологического центра, проект 2241.

1. Басс Ф. Г., Фукс И. М. Рассеяние волн на статистически неровной поверхности. — М.: Наука, 1972.—424 с.
2. Бухаров М. В. Изучение мезомасштабных характеристик полей скорости ветра над морской поверхностью по данным РЛСБО ИСЗ «Океан» // Исслед. Земли из Космоса.—1999.—№ 1.—С. 50—57.
3. Калмыков А. И., Курекин А. С., Ефимов В. Б. и др. Радиолокатор бокового обзора ИСЗ «Космос-1500» // Исслед. Земли из Космоса.—1985.—№ 3.—С. 76—83.
4. Калмыков А. И., Пичугин А. П., Цымбал В. Н., Шестопалов В. П. Радиофизические наблюдения из космоса мезомасштабных образований на поверхности океана // ДАН СССР.—1984.—**279**, № 4.—С. 860—862.
5. Кудрявцев В. Н., Малиновский В. В. Вклад зеркальных отражений в радиолокационных изображениях морской поверхности // Исслед. Земли из космоса.—2004.—№ 3..
6. Кудрявцев В. Н., Малиновский В. В., Родин А. В. Проявления температурных фронтов в радиолокационных изображениях океана // Исслед. Земли из Космоса.—1999.—№ 6.—С. 16—26.
7. Малиновский В. В., Пустовойтенко В. В. Радиолокационные наблюдения мезомасштабных особенностей приводного ветра // Системы контроля окружающей среды. — Севастополь: «ЭКОСИ-Гидрофизика», 1999.—С. 142—146.
8. Малиновский В. В., Пустовойтенко В. В. Наблюдение океанических фронтальных разделов с использованием спутниковых РЛСБО // Системы контроля окружающей среды. — Севастополь: «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2002.—С. 211—218.
9. Малиновский В. В., Пустовойтенко В. В., Кудрявцев В. Н. Использование информации РЛСБО ИСЗ «Січ-1» для наблюдения Черного и Азовского морей // Системы контроля окружающей среды. — Севастополь: «ЭКОСИ-Гидрофизика», 1998.—С. 162—173.
10. Пустовойтенко В. В., Малиновский В. В. Некоторые особенности обработки информации спутниковой радиолокационной станции бокового обзора «Січ-1» // Морск. гидрофиз. журн.—1998.—№ 3.—С. 70—77.
11. Цымбал В. Н., Калмыков А. И., Курекин А. С. и др. Информационные возможности радиолокационной системы бокового обзора ИСЗ «Космос-1500» // Исслед. Земли из Космоса.—1985.—№ 3.—С. 84—92.
12. Apel J. R. An improved model of the ocean surface wave vector spectrum and its effect on radar backscatter // J. Geophes. Res.—1994.—**99C**, N 8.—P. 16269—16291.
13. Freilich M. H., Dunbar R. S. The accuracy of the NSCAT 1 vector winds: Comparisons with National Data Buoy Center buoys // J. Geophys. Res.—1999.—**104C**, N 5.—P. 11231—11246.
14. Kudryavtsev V., Hauser D., Caudal G., Chapron B. A semi-empirical model of the normalized radar cross-section of the sea surface. 1. Background model // J. Geophys. Res.—2003.—**108C**, N 3.—P. 8054. doi:10.1029/2001JC001003
15. Plant W. J. A two-scale model of short wind generated waves and scatterometry // J. Geophys. Res.—1986.—**91C**, N 9.—P. 10735—10749.
16. Quilfen Y., Chapron B., Vandemark D. The ERS scatterometer wind measurement accuracy: Evidence of seasonal and regional biases // J. Atmos. and Ocean Techn.—2001.—**18**, N 10.—P. 1684—1697.
17. Stoffelen A. A simple method for calibration of a scatterometer over the ocean // J. Atmos. and Ocean Techn.—1999.—**16**.—P. 275—282.
18. Stoffelen A., Anderson D. scatterometer data interpretation: Derivation of the transfer function CMOD4 // J. Geophys. Res.—1997.—**102C**, N 3.—P. 5767—5780.
19. Wang W., Worth D., Nowlin Jr., Reid R. O. A comparison among LATEX, NCEP, and ERS-1 scatterometer winds over Northwestern Gulf of Mexico // J. Atm. and Ocean Techn.—1998.—**15**, N 5.—P. 1204—1214

POTENTIALITIES OF THE COMPARISON OF «SICH-1M» SIDE LOOKING RADAR DATA AND FOREIGN SATELLITE INFORMATION

V. V. Malynovskyi, V. P. Zubko, V. V. Pustovoitenko

In the framework of composite model of normalizes radar cross section of the sea surface, some peculiarities of radar scattering are examined. It is shown that there is a need to take into account both the Bragg component and specular reflection for retrieval of physical parameters of the atmosphere and ocean. A possible way to solving the problem of wind retrieval with the use of radar image is proposed. Its realization will allow one to compare SLR data with the information from scatterometers.