

## РАДИОЛОКАЦИОННЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ МЕЗОМАС- ШТАБНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ ПРИВОДНОГО ВЕТРА

В.В. Малиновский, В.В. Пустовойтенко

ООО "ДВС ЛТД"

335000 г. Севастополь, ул. Капитанская, 4

Морской гидрофизический институт

НАН Украины

335000 г. Севастополь, ул. Капитанская, 4

Радиолокационные (РЛ) методы в настоящее время стали одними из основных средств контроля окружающей среды. Использование радиолокационных станций бокового обзора (РЛСБО), установленных на борту ИСЗ, позволяет оперативно получать информацию о любом регионе Мирового океана в любое время суток независимо от погодных условий. Существующая экспериментальная и теоретическая база дает возможность не только изучать физические процессы, происходящие на поверхности океана, но и использовать РЛ информацию для прикладных задач. К таким задачам можно отнести, в первую очередь, контроль ледовой обстановки [1], крупномасштабных синоптических явлений (ураганов, атмосферных циклонов) [2], загрязнений морской поверхности [3], мониторинг океанических температурных фронтов в приложении к рыбному промыслу [4]. Примеры перечисленных явлений, наблюдаемых в Черном и Азовском морях, приведены в [5].

Наиболее очевидной задачей, решаемой с помощью РЛ измерений, является определение поля ветра. Основной физической механизм

формирования РЛ сигнала - резонансное рассеяние радиоволн на морской поверхности. Уровень отраженного сигнала пропорционален удельной эффективной площади рассеяния  $\sigma^0$ :

$$\sigma^0 = 16\pi \cdot k_r^4 \cdot \Gamma(\varepsilon, \theta) \cdot S(k_b) \quad (1)$$

где  $k_r$  и  $\theta$  - волновое число и угол падения радиоволн;  $S(k_b)$  - уровень спектра ветровых волн с волновым числом  $k_b = 2 \cdot k_r \cdot \sin(\theta)$ ,  $\varepsilon$  - комплексная диэлектрическая проницаемость морской воды,  $\Gamma(\varepsilon, \theta)$  - множитель, зависящий от угла наблюдения. РЛСБО, установленные на ИСЗ "Сич-1", "Океан-1 N7", серии "Космос" работают на длине волны  $\lambda_r = 2 \cdot \pi / k_r = 3,15$  см, что, с учетом углов наблюдений, соответствует длине ветровой волны  $\lambda_b = 2 \cdot \pi / k_b \approx 2-4$  см. Как показано в работе [6], зависимость между уровнем спектра бреговской ряби в этом диапазоне ветровых волн и скоростью ветра  $W$  близка к линейной. Этот факт подтверждается и экспериментальными исследованиями [7], в которых получена эмпирическая связь

$$\sigma^0 = 0.00578 \cdot W^{1,167} \quad (2)$$

Соотношения (1) и (2) дают возможность рассчитывать значения  $W$  в приводном погранслое по РЛ изображениям морской поверхности.

Отметим еще одно несомненное преимущество РЛ методов измерений скорости ветра. Существующая сеть береговых метеостанций и отсутствие морских буйковых

станций позволяет проводить анализ метеоситуации в Азово-Черноморском регионе и Средиземном море на пространственных масштабах более 100-200 км. Поскольку особенности поля ветра в этих районах могут иметь масштабы ~40-50 км [5], для целей навигации и прогноза опасных метеорологических явлений использование стандартной метеоинформации затруднено. Изображения морской поверхности, получаемые с помощью РЛСБО, имеют пространственное разрешение ~1,5×2,5 км<sup>2</sup>, что дает возможность определять значения  $W$  на "под-сеточном" метеорологическом масштабе.

Рассмотрим некоторые примеры пространственной изменчивости ветра, полученные по радиолокационной информации во время функционирования ИСЗ "Січ-1".

Мезомасштабная особенность поля  $W$ , вызванная орографическими эффектами, показана на рис.1, на котором приведено РЛ изображение восточной части Средиземного моря, полученное 15.03.96 г. На снимке отчетливо видны ветровые струи на фоне обширной штилевой зоны. Нормализация радиолокационного сигнала, проведенная по предложенной в [7] методике, и использование соотношения (2) позволили рассчитать значения величин  $W$  в каждом пикселе РЛ изображения. Значения скорости ветра вдоль разреза  $A-B$ , показанного на рис.1, приведены на рис.2. Величины  $W$  достигают 12-17 м/с, а пространственный масштаб струй вдоль разреза составляет - от ~25 км до ~50 км.

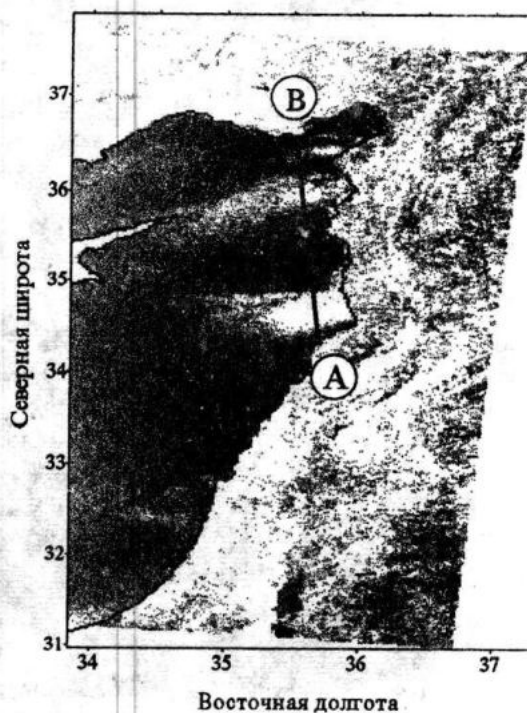


Рис.1. РЛ изображение восточной части Средиземного моря, полученное 15.03.96 г.



Рис.2. Значения скорости ветра вдоль разреза  $A-B$ , показанного на рис.1.

Другим типом особенностей поля ветра, проявляющихся в РЛ изображениях, являются подветренные волны за локальными возвышениями. Эти волны в атмосфере образуются при обтекании потоком локальных препятствий. Подветренные волны стационарны в системе координат,двигающейся вместе с препятствием. Поскольку локальные возвышения местности являются

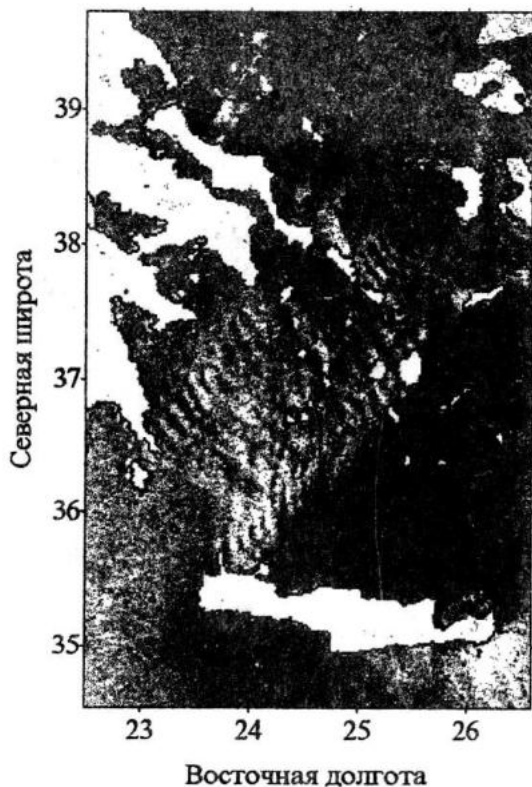


Рис.3. РЛ изображение Эгейского моря, полученное 29.05.96 г.

неподвижными, фазовая скорость подветренных волн совпадает по величине со скоростью потока и направлена навстречу ему.

Типичный пример подветренных волн вблизи гористых островов можно видеть на рис.3, на котором представлено РЛ изображение Эгейского моря, принятое 29.05.96 г. Во время проведения радиолокационной съемки дул юго-западный ветер со скоростью 6-7 м/с. Севернее о.Крит и островов Эгейского моря наблюдаются волновые изменения яркости РЛ изображения, которые отражают соответствующие вариации поля ветра, обусловленные сложением фонового ветра и волновых колебаний. Характерная длина наблюдаемых подветренных волн составляет ~15 км. Волны прослеживаются на дистанциях до ~100-150 км за гористыми островами. Север-

нее о.Крит располагается обширная зона ослабления ветра, связанная, по-видимому, с эффектом "экранирования".

В заключение приведем несколько примеров особенностей пространственной структуры ветра, объяснение которых, на наш взгляд, затруднено. На рис.4а представлено РЛ изображение, полученное 02.05.96 г., на котором видна волновая атмосферная структура у берегов Турции. Как видно из рисунка, во время измерений наблюдался восточный ветер с направлением ~10 румб. На рис.4б для лучшей наглядности показан увеличенный фрагмент рассматриваемой волновой структуры. Значение скорости ветра, вдоль разреза А-В, показанного на рис.4а, приведено на рис.5. Величины  $W$  вдоль разреза изменяются от ~4 м/с до 6-8 м/с. Длина волн составляет ~7-10 км. Отметим, что на изображениях рассматриваемого района в ИК и видимом диапазоне, принятых со спутников NOAA, отсутствуют какие-либо облачные образования.

На рис.6 приведено РЛ изображение Черного моря, полученное 29.09.96 г. По данным крымских метеостанций ветер на момент радиолокационной съемки имел северо-восточное направление и скорость 6-8 м/с. Как видно из рис.6, поле ветра южнее Крыма имеет "клинообразную" форму с резко очерченными восточной и южной границами. Полосовидное ослабление РЛ сигнала на восточной стороне "клина" можно было бы интерпретировать как затенение горами. Однако, обращает на себя внимание большая

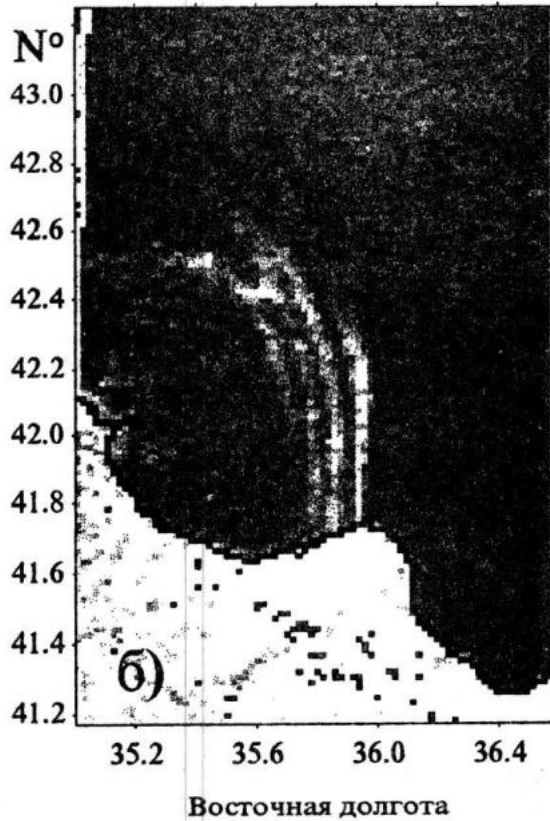
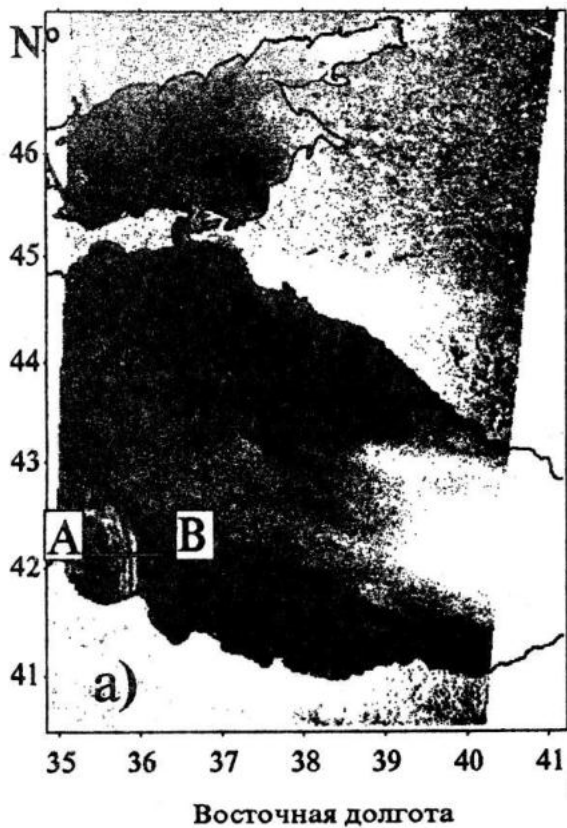


Рис.4. а) - РЛ изображение Черного моря, принятое 02.05.96 г., б) - увеличенный фрагмент изображения с проявлением волновой атмосферной структуры.

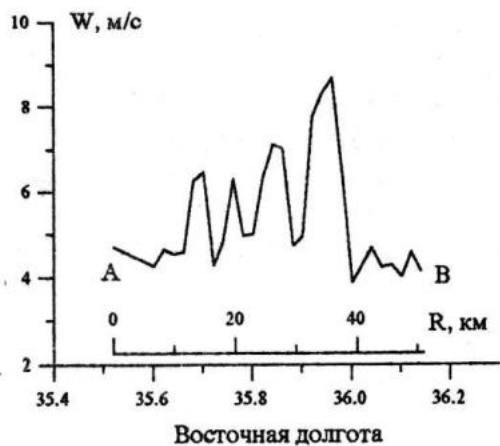


Рис.5. Значения скорости ветра вдоль разреза А-В, показанного на рис.4а.

протяженность теневой области (>200 км). Сложнее объяснить "южную" границу ветрового поля. На рис.7 приведены значения  $W$ ,

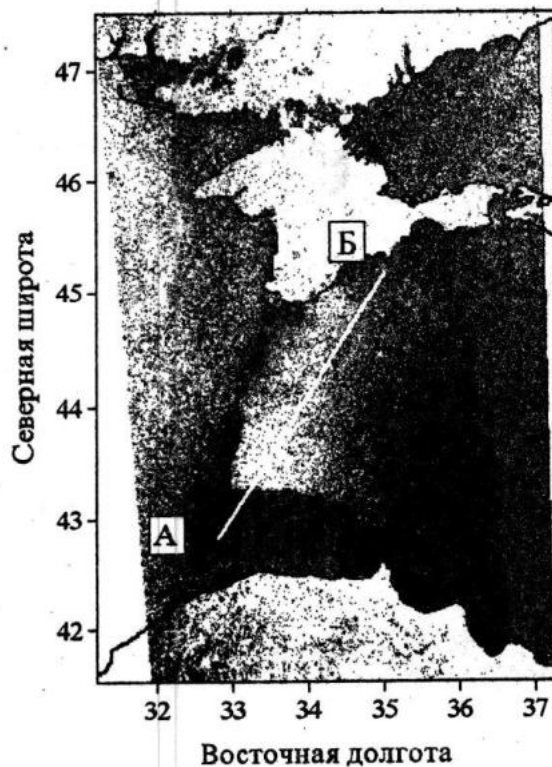


Рис.6. РЛ изображение центральной части Черного моря, полученное 29.09.96 г.



Рис.7. Значения скорости ветра вдоль разреза А-Б, показанного на рис.6.

рассчитанные по РЛ изображению вдоль разреза А-Б. По мере удаления от Крыма скорость ветра возрастает от  $\sim 7,5$  м/с до  $\sim 12-13$  м/с, а затем резко уменьшается до 3-5 м/с. Перепад скорости ветра происходит на расстоянии в  $\sim 5-6$  км.

**Заключение.** Рассмотренные выше примеры показывают, что РЛ методы являются надежным средством для изучения мелко- и мезомасштабных особенностей приводного поля ветра. Данные, получаемые с помощью спутниковых радиолокаторов, существенно дополняют стандартные метеонаблюдения и дают возможность контролировать метеоситуацию на пространственных масштабах в единицы-десятки километров. Такая информация может быть использована в целях навигации и обеспечения безопасного мореплавания.

*Работа выполнена при финансовой поддержке гранта INTAS No. 96-1817*

## ЛИТЕРАТУРА

1. Глушков В.М. Изучение и картирование ледяного покрова по материалам радиолокационной съемки. В кн. Применение радиолокационной съемки, Ленинград, "Недра". 1981, с.162-230.
2. Митник Л.М., Н.В.Булатов, Лобанов В.Б. Синоптические вихри в океане на спутниковых радиолокационных изображениях. Докл. АН СССР 1989, т.307, No2, с.454-456.
3. Jingxuan Lu, Hock Lim, Soo Chin Liew, Mingquan Bao, Leong Keong Kwoh. Oil pollution statistics in Southeast Asian waters compiled from ERS SAR imagery. Earth observation quarterly, 1999, No.61, pp.13-17.
4. Родин А.В., Кудрявцев В.Н., Малиновский В.В. Идентификация фронтальных разделов в океане по данным радиолокационного зондирования с ИСЗ серии "Океан": Приложение к промысловой разведке рыб. В кн. "Дистанционные методы мониторинга промысловых районов Мирового океана", ВНИРО, 1997, с. 33-62.
5. Малиновский В.В., Пустовойтенко В.В., Кудрявцев В.Н. Использование информации РЛСБО ИСЗ "Сич-1" для наблюдения Черного и Азовского морей. В сб. Системы контроля окружающей среды. Севастополь: МГИ НАНУ, 1998, с.162-173.
6. Kudryavtsev V.N., Makin V.K. and B. Chapron. Coupled sea surface-atmosphere model. 2. Spectrum of short wind waves, J.Geoph. Res., 1999, No.104, C4, pp.7625-7639.
7. В.В.Пустовойтенко, В.В.Малиновский. Некоторые особенности обработки информации спутниковой радиолокационной станции бокового обзора ИСЗ "Сич-1". Морск.гидрофиз. журнал, 1998, №3, с.70-77.