

ОБЗОРЫ АКТУАЛЬНЫХ ПРОБЛЕМ

Физические механизмы формирования аэрокосмических радиолокационных изображений океана

М.Г. Булатов, Ю.А. Кравцов, О.Ю. Лаврова, К.Ц. Литовченко, М.И. Митягина,
М.Д. Раев, К.Д. Сабинин, Ю.Г. Трохимовский, А.Н. Чурюмов, И.В. Шуган

Обзор посвящен вопросам, касающимся физических механизмов, ответственных за формирование радиолокационных изображений поверхности океана. На базе теоретических и экспериментальных исследований, проведенных коллективом авторов в последние 20 лет, а также литературы, опубликованной другими исследовательскими группами, рассматриваются, анализируются и сопоставляются резонансные и нерезонансные механизмы рассеяния микроволнового излучения на морской поверхности. Детально проанализированы экспериментальные факты, которые невозможно объяснить в рамках резонансных моделей рассеяния, и в связи с этим обосновывается значительный вклад обрушающихся волн промежуточного масштаба в рассеяние на настильных углах. Рассмотрены особенности и наиболее вероятные механизмы формирования изображений различных мезомасштабных явлений в толще океана и атмосфере.

PACS numbers: 84.40.Ba, 92.10.Hm, **93.85.+q**

Содержание

1. Введение (69).
2. Сведения о радиолокаторах, используемых для наблюдения океана (70).
 - 2.1. Радиолокаторы бокового обзора.
 - 2.2. Радиолокаторы с синтезированной апертурой.
 - 2.3. Методы обработки радиолокационных изображений океана.
3. Механизмы рассеяния радиоволн на морской поверхности (73).
 - 3.1. Двухмасштабная модель поверхности.
 - 3.2. Резонансный (брэгговский) механизм рассеяния.
 - 3.3. Свидетельства существования нерезонансных механизмов рассеяния.
 - 3.4. Нерезонансный

М.Г. Булатов, О.Ю. Лаврова, К.Ц. Литовченко, М.И. Митягина,
М.Д. Раев, Ю.Г. Трохимовский, А.Н. Чурюмов. Институт космических исследований РАН,
117997 Москва, ул. Профсоюзная 84/32, Российская Федерация
Тел. (095) 333-50-78. Факс (095) 333-10-56

E-mail: mityag@mx.iki.rssi.ru

Ю.А. Кравцов. Институт космических исследований РАН,
117997 Москва, ул. Профсоюзная 84/32, Российская Федерация,
Тел. (095) 333-52-79

E-mail: kravtsov@asp.iki.rssi.ru

Center of Space Research., Polish Akademy of Sciences,
00716 Warsaw, Poland

К.Д. Сабинин. Институт космических исследований РАН,
117997 Москва, ул. Профсоюзная 84/32, Российская Федерация,
Акустический институт им. Н.Н. Андреева,
117036 Москва, ул. Шверника 4, Российская Федерация
Тел. (095) 126-98-46

И.В. Шуган. Институт общей физики РАН,
117942 Москва, ул. Вавилова 38, Российская Федерация
Тел. (095) 135-82-34

Статья поступила 10 октября 2001 г.,
после доработки 10 апреля 2002 г.

механизм рассеяния на крутых обрушающихся волнах. Трехкомпонентная модель поверхности. 3.5. Иные нерезонансные механизмы рассеяния.

4. Радиолокационные изображения поверхности волнения (80).
5. Поверхностные проявления внутренних атмосферных гравитационных волн и атмосферных конвективных процессов (81).
6. Поверхностные проявления внутренних волн в океане (82).
7. Течения, вихри и гидрологические фронты (84).
8. Поверхностно-активные вещества и нефтяные пятна (85).
9. Заключение (85).

Список литературы (86).

1. Введение

Радиолокационные изображения поверхности океана, полученные с самолетов и спутников, несут информацию о разнообразных явлениях, происходящих как непосредственно в приповерхностном слое, так и в глубине океана. Разумеется, электромагнитные волны СВЧ диапазона проникают в воду не более чем на несколько миллиметров, и протекающие в океане процессы визуализируются только благодаря своим поверхностным проявлениям.

Прежде всего, на радиолокационных снимках видны следы течений и океанических вихрей, а также гидрологические фронты, представляющие собой границы раздела морских вод с различными свойствами (температура, соленость, плотность, цвет, различные взвеси и органические примеси). В свою очередь течения могут быть связаны с топографией дна (особенно на мелководье), так что радиолокационные снимки косвенно несут информацию о рельефе дна. Радиолокаторы высокого разрешения фиксируют поверхностное волнение, точнее, крупномасштабную компоненту волнения с характер-

ными длинами, превышающими 20–40 м. Особый интерес представляют собой поверхностные проявления *внутренних волн* в океане. Помимо того, радиолокаторы в состоянии видеть выглаженные участки поверхности — слики, в том числе слики, обусловленные *нефтяными загрязнениями и поверхностно-активными веществами*.

На поверхности океана отражаются не только внутриоceanические, но и некоторые атмосферные процессы. В частности, на радиолокационных изображениях видны проявления *приповерхностного ветра*, который воздействует на сантиметровую составляющую спектра волн на морской поверхности (гравитационно-капиллярные волны) и тем самым влияет на рассеяние радиоволн. Возбужденная ветром мелкомасштабная рябь на поверхности океана визуализирует ряд других атмосферных движений: *атмосферные фронты, атмосферные внутренние волны*, а также *атмосферные конвективные ячейки*, развивающиеся над океаном в условиях неустойчивой стратификации, т.е. в условиях, когда температура морской поверхности превышает температуру атмосферы над морской поверхностью.

Наконец, радиолокаторы реагируют еще на *атмосферные осадки*, которые могут как усиливать, так и ослаблять (за счет эффекта "выглаживания" поверхности) рассеяние радиоволн.

Возбуждаемая приповерхностным ветром рябь отображает как атмосферные, так и внутриоceanические процессы, которые тем или иным способом модулируют короткие гравитационно-капиллярные волны на поверхности океана, что в свою очередь проявляется в модуляциях радиолокационного сигнала. Таким образом, радиолокационные изображения поверхности океана визуализируют движения как в самом океане, так и в атмосфере. Это своего рода природная камера Вильсона, делающая возможной наблюдение эффектов, скрытых от глаза. Огромное преимущество волн СВЧ диапазона перед электромагнитными волнами других диапазонов состоит в том, что они проникают через облачный покров, обеспечивая круглосуточное и всепогодное наблюдение океана. Еще одно преимущество СВЧ радиоволн, важное для задач дистанционной диагностики океана, заключается в том, что эти волны *резонансным образом взаимодействуют с возмущениями поверхности* и тем самым визуализируют такие движения в океане, которые недоступны для наблюдения в других диапазонах электромагнитного спектра.

Важность разработки адекватных методов интерпретации спутниковых изображений океана выделена авторами статьи [1] как одна из актуальных задач развития космической океанологии в России на ближайшие годы.

В данном обзоре мы собираемся проанализировать основные механизмы формирования радиолокационных изображений океана. Элементарные сведения о радиолокаторах, используемых для аэрокосмических наблюдений океана, приведены в разделе 2, а краткий обзор предложенных к настоящему времени механизмов рассеяния — в разделе 3. Усиленное внимание мы уделим нерезонансным механизмам рассеяния, роль которых в последние годы была явно недооценена. С этих позиций в разделах 4–8 мы детально рассмотрим разнообразные явления и объекты, регистрируемые на радиолокационных изображениях морской поверхности: поверхностное волнение, течения, вихри и гидрологические фронты, внутренние волны, движения в атмосфере, поверх-

ностно-активные вещества, нефтяные пятна и др. При рассмотрении этих явлений мы будем опираться на монографии по дистанционной диагностике [2–5], на опубликованные данные по радиолокационным наблюдениям океана, а также на результаты экспериментальных и теоретических исследований, проведенных в Институте космических исследований РАН.

В течение трех десятилетий этими исследованиями руководил профессор В.С. Эткин, которому принадлежат чрезвычайно важные результаты как по радиолокации, так и по радиометрии океана. Усилия В.С. Эткина во многом предопределили высокий уровень дистанционных исследований океана, достигнутый в нашей стране. 28 июня 2001 г. Валентину Семеновичу Эткину исполнилось бы 70 лет. Данным обзором мы хотели бы отметить эту дату.

Ряд вопросов радиолокации океана, не имеющих прямого отношения к изображениям океана, мы оставляем за пределами нашего обзора; это вопросы радиоальтиметрии, доплеровских измерений, панорамной интерферометрии и ряд других. Кроме того, мы оставляем в стороне проблемы, связанные с анализом изображений морских льдов.

2. Сведения о радиолокаторах, используемых для наблюдения океана

2.1. Радиолокаторы бокового обзора

Для изучения океана используются радиолокаторы с длинами волн от 3 мм (частота $f = 100$ ГГц) до 30 см ($f = 1$ ГГц). Обычно подобные радиолокаторы работают в импульсном режиме, хотя иногда применяется и непрерывное излучение.

На самолетах обычно устанавливают *радиолокационные станции бокового обзора* (РЛСБО). Антенна такой станции вытягивается вдоль фюзеляжа самолета и обеспечивает боковое "видение". Совместим ось x с направлением движения самолета, а ось y с направлением перпендикулярно оси x . Разрешение РЛС в боковом направлении (по наклонной дальности) определяется длительностью импульса τ : при типичной длине импульса $\tau = 0,1$ мкс разрешение составит $\Delta y = c\tau/2 = 15$ м, где c — скорость света.

Разрешение же в продольном направлении (ось x), т.е. в направлении полета, определяется угловой (азимутальной) шириной диаграммы направленности $\Delta\phi$. Последняя может быть оценена как отношение длины волны λ к длине антенны l_a :

$$\Delta\phi \sim \frac{\lambda}{l_a}. \quad (1)$$

При длине волны $\lambda = 2$ см и длине антенны $l_a = 6$ м (для самолетной антенны это довольно большая длина) имеем $\Delta\phi \approx 1/300$ рад, при этом на расстоянии $y = 10$ км от оси полета элемент разрешения Δx составит $\Delta x = y\Delta\phi/2 = 15$ м. Таким образом, в приведенном примере элемент разрешения ("пиксел") на плоскости x , y представляет собой квадрат размера 15 м \times 15 м.

Примерно таким разрешением обладает двухполюлярная РЛСБО "Нить", установленная на самолетах-лабораториях ТУ-134 [5]. Эта станция работает в коротком сантиметровом диапазоне волн ($\lambda = 2,25$ см; частота излучения $f = 13,3$ ГГц) с пиковой мощностью 60 кВт,

частотой повторения импульса 2 кГц и длиной посылаемого импульса 110 нс. Две антенны размера 6000 мм × 440 мм, установленные с двух сторон фюзеляжа самолета, используются попеременно для излучения и приема сигналов вертикальной (*VV*) и горизонтальной (*HH*) поляризации. Частота повторения импульсов для каждой поляризации составляет 1 кГц. Углы визирования, отсчитываемые от надира, лежат между 72° и 84°, пространственный элемент разрешения равен 25 м × 25 м. Ширина луча антенны $B = 0,0035$ рад. Полоса обзора по каждому борту составляет около 12,5 км при номинальной высоте полета 2 км, расстояние между полосами около 12,5 км.

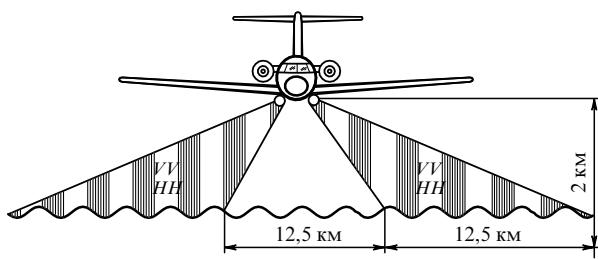


Рис. 1. Геометрия радиолокационной съемки подстилающей поверхности при помощи РЛСБО "Нить", установленной на самолет-лаборатории Ту-134.

При установке РЛСБО на спутнике размеры элемента разрешения в продольном направлении (ось x) заметно возрастают по причине увеличения наклонной дальности R , которая составляет в зависимости от высоты орбиты 400–1000 км. В качестве примера можно указать, что РЛСБО, установленная на спутнике "Океан О", имеет разрешение 1300 м × 2000 м.

2.2. Радиолокаторы с синтезированной апертурой

Разрешение Δx в продольном направлении можно улучшить, если использовать технику "синтезирования апертур". В этом методе производится специальная когерентная (т.е. с сохранением фазы) обработка рассеянных сигналов в течение некоторого времени Δt , за которое самолет или спутник, движущийся со скоростью v , пролетает расстояние $v\Delta t$. Расстояние $\Delta l_{\text{сингт}} = v\Delta t$ играет роль длины *синтезированной антенны* и может в сотни и тысячи раз превышать физические размеры бортовой антенны l_a .

При $\Delta l_{\text{сингт}} = 5$ км, длине волны 5 см и наклонной дальности $R = 1000$ км разрешение $\Delta x = R\Delta\phi/2 = \lambda R/(2v\Delta t)$, оцененное при помощи формулы (1), составит 5 м, что сопоставимо с разрешением оптических приборов, устанавливаемых на спутниках. Весьма высокое разрешение радиолокаторов с синтезированной апертурой (сокращенно их называют РСА) сочетается с их способностью работать в условиях облачности и в темное время суток. Как уже говорилось, в этом заключается их главное преимущество перед оптическими и ИК приборами.

В настоящее время РСА установлены на европейских спутниках ERS-1 и ERS-2, а также на канадском спутнике RADARSAT. Краткие сведения об этих приборах сведены в табл. 1 наряду со сведениями о радиолокаторе с синтезированной апертурой, который был установлен на

Таблица 1. Краткие сведения о спутниковых радиолокаторах с синтезированной апертурой

Параметры	"Алмаз"	ERS-1/2	RADARSAT
Высота орбиты	300–370 км	785 км	793–821
Наклонение орбиты	73°	98,5°	98,6°
Частота зондирующего сигнала	3,1 ГГц	5,3 ГГц	5,3 ГГц
Длина волны зондирующего сигнала	9,6 см	5,7 см	5,7 см
Поляризация	<i>HH</i>	<i>VV</i>	<i>HH</i>
Импульсная мощность передатчика	190 кВт	4,8 кВт	5 кВт
Длительность импульса	0,07–0,1 мкс	37 мкс	42 мкс
Частота повторения импульсов	3000 Гц	1640–1720 Гц	1270–1390 Гц
Ширина полосы обзора по наземной дальности	30–60 км	100 км	до 500 км
Отношение сигнал/шум	10 дБ	8 дБ	
Некогерентное накопление	нет	3-кратное	1-, 2-, 4-, 8-кратное
Разрешающая способность			
— по азимуту	22 м	25 м	до 9 м
— по наземной дальности	25 м	25 м	до 9 м
Угол падения в середине полосы обзора	17–62°	23°	10–60°

отечественных спутниках "Космос 1870" (1987–1989 гг.) и "Алмаз" (1992 г.).

Высокоинформационным инструментом исследования земной поверхности и океанов методами радиолокационного зондирования из космоса является также радиолокатор с синтезированной апертурой SIR-C/X-SAR, установленный на космическом челноке "Endeavour". Антенна этой радиолокационной станции состоит из трех модулей, один из которых работает в L-диапазоне (длина волны 23,5 см), второй — в С-диапазоне (длина волны 5,8 см), а третий — в X-диапазоне (длина волны 3 см). При этом изображения L- и С-диапазонов регистрируются одновременно для вертикальной и горизонтальной поляризаций зондирующего сигнала.

Основные параметры системы таковы: высота орбиты 225 км; пространственное разрешение на поверхности 30 м × 30 м; углы визирования (от надира) — от 17° до 63°; ширина полосы обзора — от 15 км до 90 км (для L- и X-диапазонов), от 15 км до 40 км (С-диапазон).

Радиолокаторы с синтезированной апертурой могут быть установлены не только на космических носителях, но и на самолетах-лабораториях. Наиболее широко известным представителем этого класса приборов является РСА, установленный на американском самолете DC-8, принадлежащем Jet Propulsion Laboratory. Его основные характеристики приведены в табл. 2. Более полная информация о спутниковых радиолокаторах приведена в справочниках [7, 8].

Отметим, что РСА изображения формируются несколько иначе, чем в случаях РЛСБО, судовых и берего-

Таблица 2. Основные характеристики РСА, установленного на самолете-лаборатории DC-8

Диапазоны	P	L	C
Частота зондирующего сигнала (для различных диапазонов)	0,45 ГГц	1,26 ГГц	5,31 ГГц
Длина волны зондирующего сигнала	67 см	23 см	5,7 см
Поляризация	Полная		
Пространственное разрешение по наземной дальности	7,5 м	3,75 м	1,875 м
Пространственное разрешение по азимуту	1 м		
Длительность импульса	5 мкс или 10 мкс		
Импульсная мощность передатчика	1 кВт	6 кВт	2 кВт
Ширина полосы обзора	10 км (номинальная), 17 км (максимальная)		
Углы падения	20–60°		
Высота полета	8 км		

вых радаров, потому что к обычной модуляции брэгговского сечения рассеяния в случае РЛССА добавляется еще один механизм, а именно модуляция доплеровского смещения частоты. В РБО такая модуляция не регистрируется, тогда как в случае РСА орбитальное движение позволяет "видеть" волнение даже в условиях, когда флуктуации сечения рассеяния отсутствуют.

Космические РСА работают при углах падения 20–60°. При таких углах эффекты нерезонансного рассеяния невелики, так что формирование РСА изображений происходит преимущественно на основе брэгговского механизма рассеяния с участием эффекта Доплера. Доплеровская визуализация движения частиц жидкости, безусловно, является положительным для наблюдения эффектом. Однако такая визуализация сочетается и с негативным проявлением орбитального движения: в РСА изображении появляются интерференционные "бienia" между доплеровскими частотами, которые на практике воспринимаются как характерные шумы, затрудняющие восстановление спектра волнения. В результате спектр волнения, регистрируемый когерентным РСА, работающим по случайному движению поверхности, оказывается не идентичным исходному спектру волнения.

По вопросу формирования РСА изображений морской поверхности имеется достаточно много публикаций как зарубежных, так и отечественных авторов, в частности, можно указать работы [9–13].

2.3. Методы обработки

радиолокационных изображений океана

Стандартная процедура обработки радиолокационных изображений включает в себя такие этапы, как интерпретация, калибровка, нормализация изображений. Кроме того, при исследовании явлений и процессов на поверхности океана может применяться спектральная обработка.

Под качественной обработкой (интерпретацией) радиолокационных изображений (РЛИ) понимается

объяснение наблюдаемых контрастов яркости, определение сигнатур (т.е. структур, имеющих характерные форму, размеры и контрасты) и соотнесение форм сигнатур с определенными типовыми формами, создаваемыми известными процессами в океане и атмосфере. Интерпретации предшествует количественная обработка, заключающаяся в определении числовых характеристик — величин контрастов, размеров и других геометрических параметров сигнатур.

Основным компонентом калибровки, предваряющей дальнейшую работу с РЛИ, является преобразование элементов изображения из условных единиц в абсолютные значения сечения рассеяния. Получение абсолютных значений облегчает интерпретацию, так как модели воздействия различных процессов на поверхность (и тем самым на РЛ-сигнал) оперируют именно со значениями сечений рассеяния.

Значения яркостей изображений, полученных с космических аппаратов ERS, представляются целыми числами от 0 до 32768 для двухбайтного представления и от 0 до 255 для однобайтового формата. Как правило, это значение представляет собой квадратный корень из интенсивности изображения. Так, например, для продуктов ERS.SAR.PRI можно указать следующие основные правила преобразования яркостей:

значение пикселя прямо пропорционально квадратному корню из интенсивности изображения;

значение интенсивности пропорционально радиолокационной яркости β_0 ;

радиолокационная яркость прямо пропорциональна коэффициенту обратного отражения σ_0 , деленному на синус угла падения.

Таким образом,

$$[DN]^2 = K\beta_0 = K \frac{\sigma_0}{\sin \alpha} = K(\alpha) \sigma_0 ,$$

где DN — значение яркости исходного изображения; K — калибровочная константа; α — локальный угол визирования; $K(\alpha)$ — калибровочная константа, зависящая от локального угла визирования,

$$K(\alpha) = K \frac{\sin \alpha_{ref}}{\sin \alpha} ,$$

α_{ref} — опорный локальный угол визирования (для ERS $\alpha_{ref} = 23^\circ$).

Калибровочные константы различны для разных типов продуктов и записываются в заголовке со служебной информацией. Значения яркостей изображений переводятся в шкалу нормализованного коэффициента обратного рассеяния σ^0 по следующей формуле:

$$\sigma^0 = 20 \log_{10}(DN) - K .$$

В ряде случаев слабоконтрастные, с трудом различимые на снимках структуры могут быть выявлены путем специальной обработки радиолокационных изображений — нормализации. Разумеется, такая обработка способна лишь усилить контраст видимых аномалий, позволяя уточнить их положение, форму и размеры, но не позволяет обнаруживать того, чего на изображении нет. Основные элементы этой обработки — сглаживание тренда, фильтрация, манипуляции с гистограммами. Обработка такого рода носит отчасти субъективный характер, а критерием служит визуальное качество изображения.

Под нормализацией изображений в методике подразумеваются три операции:

выравнивание тренда по наклонной дальности (по мере необходимости);

усиление контраста радиолокационных изображений; географическая привязка и трансформирование изображения в географическую проекцию.

Под поперечным трендом понимается зависимость коэффициента обратного рассеяния от дальности, обусловленная изменением σ^0 с углом визирования. Наклон поперечного тренда зависит от скорости ветра. Тренд можно устранять двумя способами: на основе теоретической зависимости σ^0 от угла визирования и по реальным данным. В первом способе требуется достаточно точно знать скорость и направление ветра. На основе этих данных строится теоретическая зависимость, и по ней производится коррекция. Во втором способе поперечный тренд устраняется по кривой, получаемой из реальных значений изображения путем осреднения значений яркости в каждом столбце дальности по всем строкам азимута.

Недостатком как первого, так и второго способов устранения тренда является чувствительность к вариациям скорости ветра по полю изображения. Иными словами, при больших вариациях скорости ветра по полю изображения наблюдаются большие вариации σ^0 , так что данный способ коррекции тренда становится непригодным.

Усиление контраста радиолокационных изображений — необходимая операция для интерпретации изображений. Она проводится, как правило, в сочетании со сглаживанием (низкочастотной фильтрацией). Сглаживание изображения производится окнами с размерами 3×3 , 5×5 или иным количеством пикселов.

При необходимости точной пространственной привязки наблюдаемых явлений производится перевод РЛ изображений в географическую проекцию. Это может быть осуществлено в среде различных геоинформационных систем, таких, как ERDAS Imagine, ENVI, ARCGInfo и др.

При изучении периодических и квазипериодических структур используются спектральные методы обработки, позволяющие выявить закономерности волновых процессов как на поверхности, так и в толще океана. Возможности применения спектральной обработки поля поверхностных волн исследовались в работах [14, 15]. Кроме собственно волнения спектральная обработка позволяет изучать также мезо- и крупномасштабные явления (течения, фронты), которые при определенных условиях вносят искажения в поле поверхностных волн (см. [16]).

Типичная процедура спектральной обработки фрагментов состоит из следующих основных этапов.

1. Устранение из изображения мезомасштабных вариаций, вызванных неоднородностью поля ветра, слизами и т.п. Это осуществляется путем поэлементного деления исходного изображения на это же изображение, подвернутое низкочастотной фильтрации. Таким образом, устраняются крупные флуктуации (с масштабами, скажем, более 1000 м), так что на изображении остаются только поверхностные волны.

2. Комплексное быстрое преобразование Фурье полученного изображения.

3. Вычисление квадрата модуля комплексных значений.

4. Сглаживание полученного изображения окном 15×15 пикселов.

5. Нормировка на стационарную функцию импульсного отклика с целью уменьшения эффекта подвижности морской поверхности.

Методики такого рода разработаны, в частности, в Институте океанографии г. Гамбурга, Германия [17].

3. Механизмы рассеяния радиоволн на морской поверхности

3.1. Двухмасштабная модель поверхности

В диапазоне СВЧ вода представляет собой проводящую жидкость с диэлектрической проницаемостью

$$\epsilon = \epsilon' + i\epsilon'', \quad (2)$$

вещественная и мнимая части которой зависят от частоты [8]. По своей величине значения ϵ' и ϵ'' сопоставимы друг с другом; скажем, на длине волны $\lambda = 3$ см, $\epsilon = 49,3 + i39,5$ [18]. Достаточно высокие значения ϵ' и ϵ'' позволяют в первом приближении считать воду идеальным проводником.

Величины ϵ' и ϵ'' весьма слабо зависят от температуры и солености воды, так что сечение радиолокационного рассеяния зависит прежде всего от формы поверхности и лишь в малой степени — от других факторов.

Спектр морского волнения принято делить на две компоненты — крупномасштабную и мелкомасштабную. К крупномасштабной компоненте спектра волнения относят волны, длина которых превышает 1 м. Гравитационно-капиллярные волны сантиметрового и отчасти дециметрового масштаба, "рябь", относят к мелкомасштабной компоненте. Двухмасштабную, или композитную модель квалифицируют также как "рябь на крупной волне". Влияние ряби описывается с помощью теории малых возмущений (брэгговский механизм рассеяния), а влияние крупномасштабной компоненты описывается разложением по малым уклонам поверхности [19–24]. В результате мелкомасштабная компонента волнения (ее "сантиметровая" часть) оказывается ответственной за обратное рассеяние радиолокационных сигналов, а крупномасштабная — за пространственную модуляцию рассеянных сигналов. Двухмасштабная модель волнения неплохо описывает рассеяние под большими углами места, но при малых (настильных) углах места эта модель нуждается в совершенствовании. Новые результаты в этом направлении освещены в разделе 3.3.

3.2. Резонансный (брэгговский) механизм рассеяния

Общепринятая резонансная теория рассеяния радиоволн основана на использовании метода малых возмущений. В рамках метода возмущений высота неровностей поверхности $z = \zeta(\mathbf{r})$ считается малой по сравнению с длиной электромагнитной волны λ : $|z| \ll \lambda$, так что в уравнениях Максвелла возникает малый параметр $\mu = k\sigma_\zeta \ll 1$ (здесь $\mathbf{r} = (x, y)$ — двумерный вектор в плоскости x, y , $\sigma_\zeta = \langle \zeta^2 \rangle^{1/2}$ — среднеквадратичное возмущение поверхности). Волновое поле $\mathbf{E} = \mathbf{E}_{inc} + \mathbf{E}_s$, представляющее собой сумму падающей (\mathbf{E}_{inc}) и рассеянной

(E_s) волн, естественно разложить в ряд по параметру μ с использованием условия перпендикулярности суммарного поля E границе хорошо проводящей жидкости. Интенсивность ведущего члена ряда (приближение однократного рассеяния) удобно характеризовать удельным сечением рассеяния σ , которое является безразмерной величиной (сечение рассеяния, измеряемое в квадратных метрах, отнесено здесь к единице площади).

Упрощенное выражение для удельного сечения рассеяния на горизонтальной поляризации [22, 24] имеет вид

$$\sigma_h^{\text{res}} = 4k^4(\cos \theta)^4 F_\zeta(\mathbf{q}), \quad (3)$$

где θ — угол падения, отсчитываемый от вертикали. Величина $F_\zeta(\mathbf{q})$, представляющая собой спектральную плотность неровностей, связана преобразованием Фурье

$$F_\zeta(\mathbf{q}) = \frac{1}{4\pi^2} \int K_\zeta(\mathbf{p}) \exp(i\mathbf{qp}) d\mathbf{p} \quad (4)$$

с корреляционной функцией неровностей

$$K_\zeta(\mathbf{p}) = \langle \zeta(\mathbf{p}' + \mathbf{p}) \zeta(\mathbf{p}') \rangle. \quad (5)$$

Через \mathbf{q} здесь обозначена горизонтальная (в плоскости x, y) компонента вектора рассеяния $\mathbf{k}_s - \mathbf{k}_0$, равного разности между волновым вектором рассеянной волны \mathbf{k}_s и волновым вектором первичной волны \mathbf{k}_0 . При рассеянии строго назад, когда $\mathbf{k}_s = -\mathbf{k}_0$, имеем $\mathbf{q} = 2\mathbf{k}_{0\perp}$ ($\mathbf{k}_{0\perp}$ — горизонтальная компонента вектора \mathbf{k}_0), откуда для модуля q получаем

$$q = 2k \sin \theta. \quad (6)$$

Величине q соответствует пространственная гармоника поверхности возмущения $\Lambda = 2\pi/q$. В силу (6) эта гармоника связана с длиной электромагнитной волны $\lambda = 2\pi/k$ соотношением

$$\Lambda = \frac{\lambda}{2 \sin \theta}, \quad (7)$$

известным как соотношение Вульфа — Брэгга. Это соотношение определяет резонансную длину волны возмущения, которая селективно преобразует первичную волну, падающую под углом θ , в рассеянную волну, идущую в обратном направлении. Согласно (7) при настильном падении, когда волновой вектор падающей волны составляет малый угол $\gamma = \pi/2 - \theta$ с поверхностью жидкости, резонансная длина водяной волны Λ составляет $\lambda/2$, тогда как при приближении к надиру ($\theta \rightarrow 0$) резонансная длина безгранично увеличивается: $\Lambda = \lambda/(2 \sin \theta) \rightarrow \infty$.

Согласно (3) сечение рассеяния на горизонтальной поляризации при настильных углах наблюдения $\theta \rightarrow \pi/2$ (или при $\gamma = \pi/2 - \theta \rightarrow 0$) стремится к нулю как $(\cos \theta)^4 = (\sin \gamma)^4$. Иные закономерности наблюдаются на вертикальной поляризации:

$$\sigma_v^{\text{res}} \approx 4k^4 f(\theta) F_\zeta(\mathbf{q}), \quad (8)$$

где $f(\theta) \approx 1$ — почти постоянный формфактор [22, 24].

Главной причиной появления ряби (коротких гравитационно-капиллярных волн на морской поверхности) является ветер. Согласно (3) и (8) интенсивность I_s сигналов, рассеянных водной поверхностью и принимае-

мых антенной скаттерометра, пропорциональна значению спектра мелкомасштабного возмущения $F_\zeta(\mathbf{q})$, который в свою очередь обусловлен скоростью ветра V . Если провести одновременные измерения величины I_s на борту спутников и скорости ветра V у поверхности океана, то можно построить калибровочную зависимость $I_s = f(V)$. Такая зависимость дает возможность восстанавливать скорость ветра V по значениям I_s , измеренным на борту спутников. Точность такого метода определения скорости ветра составляет около 2 м с^{-1} [25].

Различные структуры на поверхности океана становятся видимыми благодаря тем или иным механизмам модуляции ряби, главным образом — течениям и поверхностно-активным веществам (ПАВ), влияющим на поверхностное натяжение жидкости. Примеры таких модуляционных механизмов мы рассмотрим далее в разделах 4–8.

3.3. Свидетельства существования

нерезонансных механизмов рассеяния

Большая часть наблюдаемых при помощи радиолокаторов явлений на поверхности океана может быть объяснена в рамках резонансного механизма рассеяния. В то же время широкий круг явлений свидетельствует о существовании нерезонансных механизмов рассеяния.

Экспериментально обнаружено [26, 27], что при малых углах скольжения, помимо рассеяния рябью, значительный вклад вносят отражения, возникающие при обрушении волн, при этом на горизонтальной поляризации иногда наблюдаются всплески, амплитуда которых на 10–15 дБ превышает средний уровень рассеяния рябью.

Подобные всплески радиолокационного сигнала естественно связать с обрушениями крупных поверхностных волн, которые мы будем называть *макрообрушениями*, чтобы отличить их от микрообрушений волн мезомасштабного спектра, о которых речь пойдет ниже (раздел 3.4). Обрушение крупных волн представляет собой сложный динамический процесс, являющийся предметом интенсивных исследований (см., например, [28]). Механизмы, управляющие обрушением крупных волн в открытом океане и в прибрежной зоне, в настоящий момент еще недостаточно ясны и описываются преимущественно статистически [29, 30]. В ряде работ проведены исследования влияния различных факторов, связанных с обрушением волн, на формирование радиолокационных отражений. Дифракция электромагнитных волн на заостренных гребнях поверхностных волн рассмотрена в работах [31–34]. Статьи [35, 36] посвящены "уголковой" модели рассеяния радиоволн в области гидравлического скачка "скользящий бурун — поверхность волна". В работе [37] рассматривается зеркальное отражение радиоволн от гребней поверхностных волн в момент формирования "ныряющего" буруна.

Еще один из небрэгговских механизмов рассеяния на двухфазных средах — "капли воды в воздухе" и "пузырьки воздуха в воде" — исследован в работе [38]. В этой работе даны соответствующие количественные оценки вкладов указанных механизмов в сечение обратного рассеяния для Ки-диапазона в зависимости от скорости ветра и угла падения электромагнитных волн.

Анализу "всплесков" радиолокационных сигналов, отраженных от встречных волн на горизонтальной

поляризации при скользящих углах зондирования, посвящена публикация [39]. В этой работе описаны результаты лабораторных экспериментов с использованием двухполяризационного радиолокатора X-диапазона с высоким пространственным разрешением (≈ 10 см). На основании этих экспериментов сделан вывод о том, что "рассеиватели" находятся не на гребнях доминирующих поверхностных волн, а скорее на их задних склонах в непосредственной близости к гребням. В качестве подобных "рассеивателей" в [39] предложено рассматривать гребни мезомасштабных (длины 1 м и менее) волн, крутизна которых резко возрастает вблизи гребней более длинных волн. Модельные расчеты, интерпретирующие результаты эксперимента, в работе [39] не приводятся, однако авторы настаивают на том, что описываемый ими механизм рассеяния отличается от всех перечисленных выше.

Результаты натурных экспериментов по исследованию зависимости сечения обратного рассеяния от угла скольжения приводятся также в работе [40], в которой предполагается, что "рассеивателями", ответственными за "всплески" радиолокационного сигнала, являются мезомасштабные обрушения.

Имеются и другие публикации, в которых учитывается обострение и обрушение мезомасштабных волн [41–43] на фоне макрообрушений, т.е. обрушений крупных волн в прибрежной зоне.

Работа [44] содержит экспериментальные результаты, полученные в диапазоне 8–12 см при зондировании на скользящих углах. Авторы сообщают, что при зондировании против ветра и против волн сечения рассеяния на вертикальной и горизонтальной поляризации оказались равными по величине, в то время как при обратном направлении зондирования (по ветру) σ_{VV}^0 превышает σ_{HH}^0 в среднем на 8–10 дБ. Сопутствующие доплеровские измерения скорости продемонстрировали единобразие при зондировании по ветру, тогда как при зондировании против ветра оказалось, что скорости, отвечающие доплеровскому смещению частоты на горизонтальной поляризации, на $0,5$ – $1,0$ м s^{-1} превышают значения скорости, измеренные на вертикальной поляризации. Эти несколько неожиданные результаты невозможно объяснить, если не допустить пространственное разнесение "рассеивателей", дающих вклад в σ_{HH}^0 и σ_{VV}^0 . Наблюдаемое явление интересно тем, что оно характеризует не "всплески" рассеяния, а его среднюю мощность.

Таким образом, к настоящему времени накопилось уже достаточно много свидетельств существования нерезонансных (небрэгговских) механизмов рассеяния электромагнитных волн. Если отвлечься от наиболее очевидного проявления нерезонансного рассеяния — при отражении радиолокационных сигналов от макрообрушений, то можно констатировать, что нерезонансные механизмы проявляют себя, прежде всего, на настильных углах наблюдения. Об этом свидетельствуют следующие эффекты.

1. *Всплески рассеяния на горизонтальной поляризации.* Одними из первых высказали гипотезу о нерезонансном (небрэгговском) характере рассеяния под малыми скользящими углами наблюдения А.А. Калмыков и В.В. Пустовойтенко [31], которые наблюдали всплески обратно рассеянного сигнала (преимущественно на горизонтальной поляризации) при наблюдении навстречу движению

обостренных волн. Подобные всплески неоднократно наблюдались также и в более поздних работах [32–34, 45, 46].

2. *Угловая зависимость сечения рассеяния на двух поляризациях.* О недостаточности традиционной двухмасштабной модели при настильных углах убедительно свидетельствуют и данные работы [47] об угловой зависимости сечения обратного рассеяния на вертикальной и горизонтальной поляризациях. Согласно [47], при $\gamma \rightarrow 0$ экспериментально измеренное сечение рассеяния на горизонтальной поляризации не стремится к нулю так быстро, как это следует из резонансной теории (формула (3)), при этом различие между брэгговской теорией и экспериментом может достигать 10–20 дБ.

3. *Доплеровские спектры на двух поляризациях.* Третьим свидетельством существования нерезонансных эффектов служат особенности доплеровских спектров обратно рассеянных сигналов на двух поляризациях. Эксперименты показывают [45, 46], что при настильных углах наблюдения доплеровский сдвиг на вертикальной поляризации вполне отвечает предсказаниям брэгговской теории, в то время как на горизонтальной поляризации доплеровское смещение оказывается значительно большим, чем должно быть при резонансном рассеянии, и отвечает фазовой скорости морских волн длины около 1 м.

4. *Двухполяризационные изображения океана на настильных углах наблюдения.* Четвертым и наиболее ярким доказательством существования нерезонансного механизма служат двухполяризационные изображения океана в условиях устойчивой и неустойчивой стратификации атмосферы. Ярким примером подобных изображений могут служить радиолокационные изображения, представленные на рис. 2 и рис. 3 [48].

Эти изображения были получены при помощи радиолокационной станции "Нить", установленной на борту самолета-лаборатории Ту-134. Наблюдения охватывают полосу ширины 12 км, в пределах которой наблюдаются внутренние волны с пространственным периодом около 1 км. В условиях устойчивой стратификации атмосферы изображения океана на двух поляризациях весьма схожи друг с другом (рис. 2). Это свидетельствует о том, что формирование обоих изображений происходит в основном под действием одного и того же механизма. Иначе выглядят изображения океана на двух поляризациях в условиях неустойчивой стратификации (рис. 3), когда температура воды превышает температуру воздуха. В этом случае в атмосфере развиваются конвективные ячейки с попечником около 1–2 км. Конвективные ячейки характеризуются неоднородностями в поле ветра, приводящими к возбуждению ряби в местах повышенной скорости ветра у поверхности. Такая рябь отчетливо проявляется на вертикальной поляризации, тогда как на горизонтальной поляризации влияние конвективных ячеек практически не усматривается.

Резонансная теория дает для сечений рассеяния на вертикальной и горизонтальной поляризациях выражения (3) и (8), отличающиеся друг от друга лишь коэффициентом при спектральной плотности $F_\zeta(\mathbf{q})$. Из пропорциональности σ_h и σ_v одной и той же величине $F_\zeta(\mathbf{q})$ следует, что изображения на вертикальной и горизонтальной поляризациях должны быть подобными друг другу (это и наблюдается на рис. 2). Наблюдаемое же

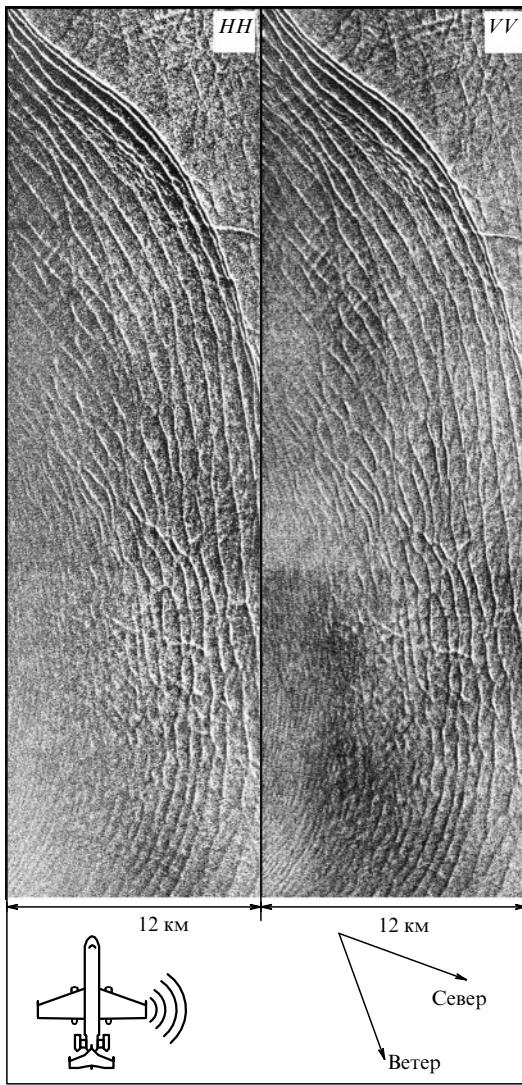


Рис. 2. Изображения участка океана, полученные при помощи самолетного двухполяризационного радара "Нить", в условиях устойчивой стратификации атмосферы: слева — горизонтальная поляризация, справа — вертикальная поляризация.

расхождение между двумя изображениями океана в условиях неустойчивой стратификации (рис. 3) однозначно свидетельствует о существовании иного, отличного от резонансного механизма рассеяния, к рассмотрению которого мы и переходим.

3.4. Нерезонансный механизм рассеяния на крутых обрушающихся волнах.

Трехкомпонентная модель поверхности

Анализ совокупности фактов, предпринятый в работах [49–54], показал, что наиболее вероятной причиной нерезонансного рассеяния являются *мезомасштабные* крутые короткие волны, близкие к обрушению. Характерные длины (50–100 см) и высоты (10–20 см) таких волн лежат в области, промежуточной между мелкомасштабной (единицы сантиметров) и крупномасштабной (метры и более) компонентами спектра волнения. Включение мезомасштабных волн в двухмасштабную модель морской поверхности делает ее *трехмасштабной*. В сущности речь идет не столько о добавлении

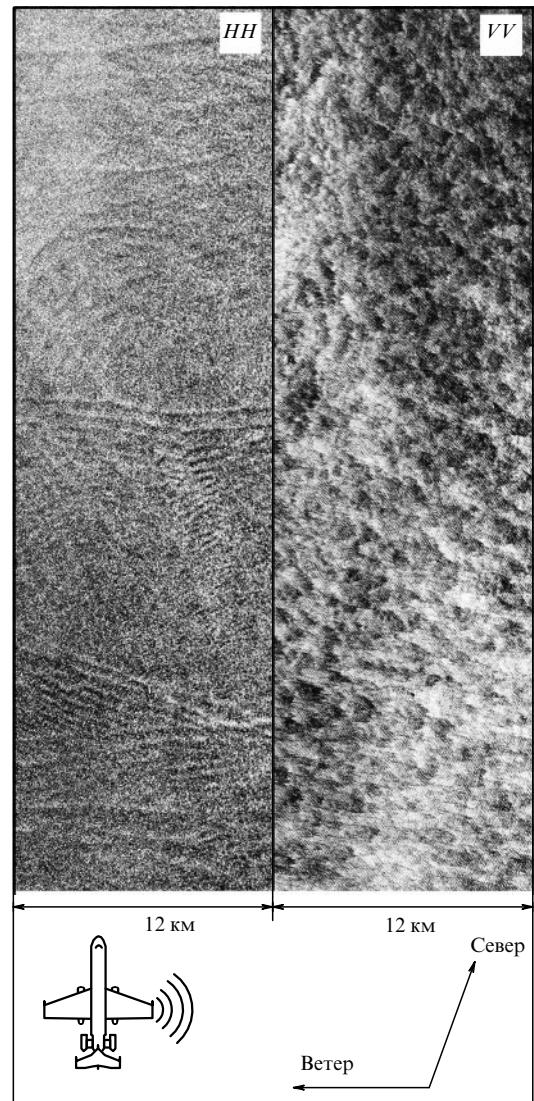


Рис. 3. Изображения участка океана, полученные при помощи самолетного двухполяризационного радара "Нить", в условиях неустойчивой стратификации атмосферы: слева — горизонтальная поляризация, справа — вертикальная поляризация.

промежуточных пространственных масштабов, сколько о внесении в двухмасштабную модель волн нового качества — крутых коротких волн, готовых обрушиться. Вопрос о происхождении таких волн остается открытым, хотя факт их существования никем не опровергается.

Рассмотрим рассеяние радиоволн на модели крутой мезомасштабной обрушающейся волны, двумерный профиль которой изображен на рис. 4. Как показано на рисунке, существуют четыре пути рассеяния, при которых падающая электромагнитная волна возвращается обратно к радару. Во-первых, отражение назад происходит непосредственно от кромки волны. Во-вторых, существует канал рассеяния, при котором отраженное от кромки морской волны (точка C) излучение испытывает вторичное отражение от морской поверхности в точке F перед обрушающейся волной и только затем возвращается в приемник. Третий канал рассеяния является обратным по направлению второму пути и полностью когерентен ему. Четвертый канал рассеяния

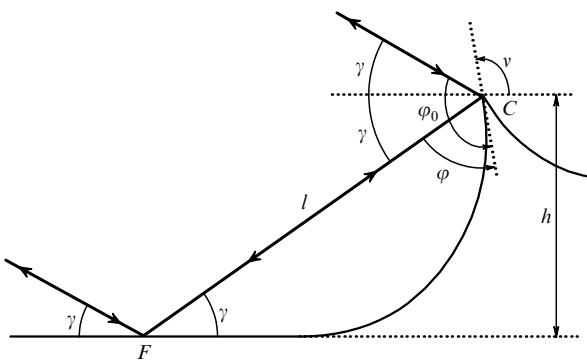


Рис. 4. Интерферирующие между собой каналы рассеяния при дифракции электромагнитной волны на крутой волне мезомасштабного спектра.

состоит из трех отражений: сначала падающая волна отражается от горизонтальной поверхности у подножия волны в точке F , затем отражается назад от кромки волны в точке C и, наконец, снова отражается от морской поверхности в точке F перед обрушающейся волной.

Интерференция между этими каналами рассеяния может приводить как к усилению, так и к ослаблению обратно рассеянного сигнала, что является одной из причин сильных поляризационных различий при рассеянии на круtyх обрушающихся волнах. Не менее важной причиной поляризационных различий на настильных углах наблюдения является ослабление (по сравнению с горизонтальной поляризацией) вертикально поляризованной электромагнитной волны у подножия обрушающейся волны. Этот эффект особенно заметен, когда угол скольжения падающего излучения близок к углу Брюстера. Отметим, что угол Брюстера составляет около 7° для длины волны 3 см при температуре 10°C и солености 35‰ [2]. Совокупное действие интерференции и эффекта Брюстера может явиться причиной появления сильных отражений на горизонтальной поляризации (суперсобытий), описанных, например, в [45, 46]. Описанные эффекты превалируют при настильных углах наблюдения. При углах, близких к надиру, двойные отражения маловероятны, поэтому вклад обрушающихся волн становится менее заметным на фоне более существенного при таких условиях резонансного рассеяния.

Хотя удельный вес нерезонансного рассеяния на умеренных углах наблюдения уменьшается по сравнению с резонансным, его роль в отношении поляризационных эффектов остается важной, потому что деполяризация обусловлена в первую очередь крутыми, а не пологими волнами. Об этом свидетельствуют, в частности, результаты работы [55], в которой развиваются представления, близкие к развивающимся в данной работе, хотя и без употребления понятия нерезонансного рассеяния. Заметим, что результаты расчетов деполяризации, проведенных в этой работе, находятся в качественном согласии с результатами спутниковых наблюдений.

В последнее время внимание к крутым волнам и к эффектам, связанным с наличием вогнутых участков на поверхности длинных волн, заметно усилилось, о чем свидетельствуют публикации [56, 58]. В частности, В.Г. Воронович и В.У. Заворотный на основе приближения малых наклонов получили весьма неплохое согласие

с экспериментальными данными [56]. Многократное отражение и связанное с этим многократное рассеяние на мелких неровностях, расположенных на вогнутых участках морской поверхности, описано в работах [57, 58].

В работах [49 – 52] были получены аналитические выражения для сечений обратного рассеяния для модели обрушающейся волны, изображенной на рис. 4. Расчет электромагнитного поля, рассеянного крутой обрушающейся волной с заостренной кромкой, проводился на основе метода геометрической теории дифракции [53]. Согласно [51], сечения обратного рассеяния на отдельной обрушающейся волне для двух ортогональных поляризаций имеют вид

$$\sigma_{h,v} = \frac{2\pi L^2}{\sqrt{1 + 4k^2 h^2 \sin^2 \gamma}} |D_{h,v}|^2 \times \exp\left(-\frac{4L^2 k^2 \cos^2 \gamma \sin^2 \varphi}{1 + 4k^2 h^2 \sin^2 \gamma}\right). \quad (9)$$

Здесь L — эффективная длина гребня обрушающейся волны, h — ее высота, φ — угол между направлением движения крутой волны и направлением отраженного сигнала (случай $\varphi = 0$ соответствует движению обрушающихся волн точно навстречу наблюдателю).

Поляризационные характеристики сечений обратного рассеяния определяются коэффициентами дифракции $D_{h,v}$, зависимости квадратов модулей которых от различных параметров представлены на рис. 5а – г. Значения, относящиеся к вертикальной поляризации, показаны сплошными кривыми, а к горизонтальной — штриховыми. На всех рисунках принято, что внешний угол раствора клина, касательного к обрушающейся волне, равен $\alpha = 270^\circ$. При расчетах предполагалось, что длина волны падающего излучения равна $\lambda = 3$ см и что радиус кривизны переднего фронта морской волны a_f отвечает условию $ka_f = 20$.

На рисунке 5а представлен график зависимости $|D_{h,v}|^2$ от высоты крутой волны, которая определена здесь как $h = l \sin \gamma$, где l — расстояние между двумя точками отражения (см. рис. 4). Колебательный характер зависимости $|D_{h,v}|^2$ от h вызван интерференцией различных каналов рассеяния, показанных на рис. 4. Вертикально поляризованный сигнал значительно слабее горизонтально поляризованного, так как при выбранном угле скольжения (около 7°) эффект Брюстера существенно ослабляет все каналы рассеяния, кроме прямого. Этот эффект (правда, для крупных обрушающихся волн) был предсказан в работах [39, 40].

Рисунок 5б показывает зависимость $|D_{h,v}|^2$ от угла наклона v переднего фронта обрушающейся волны по отношению к горизонту. Согласно этому рисунку, сечение обратного рассеяния достигает своего максимума после заваливания вершины волны, когда угол наклона переднего фронта превышает 90° . Благодаря ослаблению вертикально поляризованной компоненты при отражении у подножия волны интенсивность рассеяния на вертикальной поляризации здесь снова меньше, чем на горизонтальной поляризации.

Наконец, на рис. 5в показана зависимость $|D_{h,v}|^2$ от угла скольжения падающей волны γ . Из графика видно, что при углах скольжения, превышающих угол Брюстера 7° , кривые, отвечающие вертикальной и горизонтальной

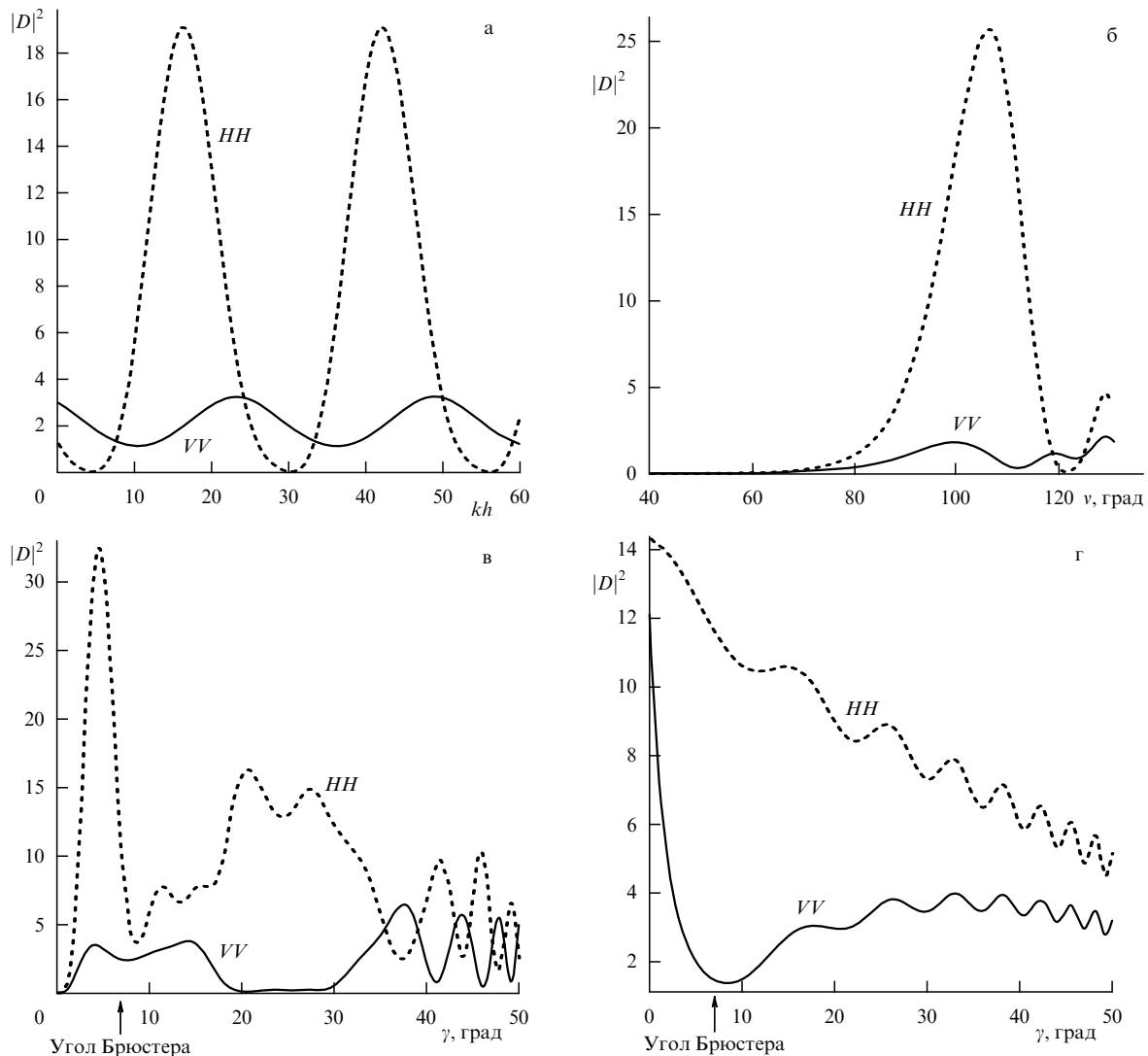


Рис. 5. Графики зависимостей квадратов модулей коэффициентов дифракции на вертикальной $|D_v|^2$ (сплошные линии, помечены VV) и горизонтальной $|D_h|^2$ (штриховые линии, помечены HH) поляризациях: (а) от безразмерной высоты волны kh при $v = 100^\circ$, $\gamma = 7^\circ$; (б) от наклона волны v при $\gamma = 7^\circ$, $kh = 16$; (в) от угла скольжения γ при $v = 110^\circ$, $kh = 25$; (г) графики зависимостей величин $|D_{h,v}|^2$, усредненных по высоте волны, от угла скольжения γ при $v = 110^\circ$. Для всех графиков принято, что внешний угол раствора клина равен $\alpha = 270^\circ$, длина волны падающего излучения $\lambda = 3$ см, а радиус кривизны переднего фронта волны a_f такой, что $ka_f = 20$.

поляризациям, меняются в противофазе, так как при достаточно больших углах скольжения горизонтально поляризованный компонент испытывает дополнительный сдвиг фазы на 180° при отражении от подножия волны. По этой причине условие появления максимумов на одной поляризации совпадает с условием появления минимумов на другой поляризации. Благодаря подавлению вертикально поляризованной компоненты в окрестности брюстеровского угла падения, как показывает рис. 5в, рассеяние на горизонтальной поляризации существенно превышает рассеяние на вертикальной поляризации. Рисунок 5в показывает также, что интерференция может оказывать на поляризационные характеристики даже большее влияние, чем эффект Брюстера (как, например, в интервале между углами скольжения 25° и 40° на рис. 5в).

Если элемент разрешения достаточно мал и в видимую область радаром попадает в среднем менее одного отражения, то обратно рассеянный сигнал имеет форму резкого выброса, при этом амплитуда всплеска опреде-

ляется формулой (9). Все остальное время принятый сигнал будет довольно слаб (при настильных углах наблюдения). Однако если в освещенной радаром области одновременно случается много обрушений, то сечение обратного рассеяния (9) следует усреднить по всем возможным размерам, формам и ориентациям обрушающихся волн.

Предполагая, что ориентации гребней распределены по гауссову закону со среднеквадратичным отклонением φ_0 , получим, что усредненное сечение обратного рассеяния определяется выражением [51]

$$\langle \sigma_{h,v} \rangle = \frac{n\lambda L}{2\varphi_0 \cos \gamma} \langle |D_{h,v}(\alpha, v)|^2 \rangle_{x,y,h} \exp \left(-\frac{\Delta\varphi^2}{\varphi_0^2} \right), \quad (10)$$

где n обозначает количество обрушений, происходящих в каждый момент времени на единичной площадке, $\Delta\varphi$ — угол между средним направлением движения крутых волн и направлением распространения обратно рассеянного излучения, а угловые скобки означают усреднение

по внешнему углу раствора клина α , углу наклона фронта волны v и ее высоте h .

Усреднение по высоте волны h приводит к существенному сглаживанию интерференции между различными каналами рассеяния, так как именно высота волн регулирует фазы каналов рассеяния. Поэтому на графиках зависимостей усредненных величин $|D_{h,v}|^2$ от угла скольжения (рис. 5г) интерференционные осцилляции сглажены и отчетливо видно ослабление вертикально поляризованного сигнала при углах скольжения, близких к 7° , соответствующее эффекту Брюстера.

Оценим плотность обрушений n , необходимую для объяснения экспериментальных данных. Из рисунка 5 видно, что средний квадрат модуля коэффициента дифракции $|D_{h,v}|^2$ оказывается величиной порядка 5 для обрушающихся волн с $a_f \approx 10$ см, $h \approx 8$ см при угле скольжения 7° . Если $\lambda = 3$ см, $L = 1$ м и $\phi_0 = 0,1$ рад, то согласно (1) обратное рассеяние на горизонтальной поляризации составляет $\langle \sigma_h \rangle \approx 0,75n$. Из экспериментальных данных, приведенных в [47], видно, что при настильных углах наблюдения сечение обратного рассеяния на горизонтальной поляризации составляет в среднем -35 дБ. Отсюда следует, что плотность обрушающихся волн, равная $n \approx 4 \times 10^{-4}$ м $^{-2}$ (т.е. одно обрушение на 2500 м 2), достаточна для объяснения наблюдавшегося сечения рассеяния при условии, что все эти волны движутся по направлению к наблюдателю.

На рисунке 6 представлены изображения морской поверхности, полученные в ИКИ РАН при помощи мобильного двухполяризационного радиолокатора с цифровой обработкой информации во время экспериментов на Черном море (Южное отделение Института океанологии РАН, г. Геленджик) в 2000 г. [54]. Радиолокатор обладает достаточно высоким разрешением (около 15 м по дальности и по азимуту), поэтому отдельные светлые пятна на радиолокационных изображениях могут быть интерпретированы как отражения от уединенных крутых волн (брэгговский механизм дал бы изображение в виде равномерного серого фона). Из рисунка 6 можно оценить число уединенных крутых волн на единицу поверхности: оно составило около 4×10^{-4} м $^{-2}$ на горизонтальной и $(5-6) \times 10^{-4}$ м $^{-2}$ на вертикальной поляризации. Обращает на себя внимание тот факт, что светлые пятна на горизонтальной поляризации более контрастны, а число их несколько меньше, чем на вертикальной поляризации.

Эти изображения так же, как радиолокационные снимки, приведенные в работах [40, 42], свидетельствуют о существовании мезомасштабных крутых волн на морской поверхности.

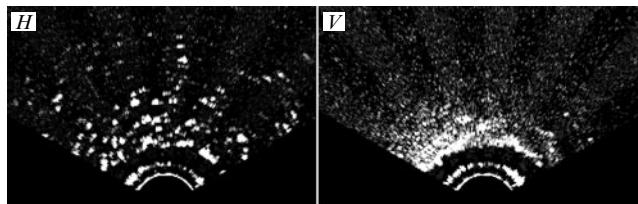


Рис. 6. РЛ-изображения морской поверхности, полученные при зондировании в X-диапазоне под настильными углами 1–4° от горизонта). Слева — горизонтальная поляризация, справа — вертикальная поляризация. Размеры каждого изображения 1,4 × 2,2 км.

Подведем итоги. Современная теория рассеяния радиоволн на шероховатых поверхностях базируется на комбинации двух подходов: метода малых возмущений, высота которых мала по сравнению с длиной электромагнитной волны (резонансное, или брэгговское рассеяние), и метода Кирхгофа, который имеет дело с высокими плавными возмущениями, высота которых велика по сравнению с длиной волны зондирующего излучения. Такой комбинированный подход известен как двухмасштабная модель рассеяния. Между тем, стандартная двухмасштабная модель не описывает нерезонансное рассеяние на крутых обрушающихся волнах, так как они велики по сравнению с длиной электромагнитной волны и не допускают применения метода малых возмущений и слишком крутые для того, чтобы использовать метод Кирхгофа.

Для адекватного описания обратного рассеяния, особенно при настильных углах наблюдения на горизонтальной поляризации зондирующего излучения, необходим учет обрушений крутых высоких волн. Сочетание крутых обрушающихся волн мезомасштабного спектра со стандартной двухмасштабной моделью приводит к трехмасштабной модели взволнованной поверхности. Новизна предлагаемой модели по сравнению с общепринятой двухмасштабной моделью состоит не просто в добавлении еще одного масштаба, а в учете вклада крутых обрушающихся волн, размеры которых (высота 10–20 см, длина около 1 м) занимают промежуточное положение между сантиметровыми брэгговскими волнами и длинными (10 м и более) гравитационными волнами энергонесущей части спектра морского волнения. Такая компонента радикально меняет характеристики рассеянного поля на настильных углах. Ее учет открывает путь к единообразному описанию рассеяния как коротких (единицы сантиметров), так и длинных (декиметры) электромагнитных волн.

3.5. Иные нерезонансные механизмы рассеяния

Имеются экспериментальные факты, свидетельствующие о многообразии механизмов воздействия водной среды на поверхность шероховатость и соответственно на радиолокационные контрасты. Один из таких фактов — снимок Онежского озера, полученный ИСЗ "Космос-1870" летом 1989 г. [59]. На снимке в условиях безветренной погоды наблюдается область усиленного сигнала с резкими границами, необъяснимая в рамках традиционных представлений. В результате совместного анализа контактных, спутниковых и самолетных данных сформировалась следующая картина.

В части отнятого РСА участка озера образовалась область повышенной концентрации фитопланктона, чему способствовали благоприятные погодные условия и характер циркуляции вод. Визуальные наблюдения, а также распределение прозрачности по глубине подтверждают наличие фитопланктона в этой области. Отмирание организмов приводит к выделению значительного количества газовых пузырьков, концентрирующихся на поверхности. Повышение вследствие этого шероховатости поверхности (в условиях безветренной погоды) вызывает усиление РЛ-сигнала. В западной части полигона неоднородности РЛ-сигнала обусловлены ветровым волнением, что подтверждается данными судовых наблюдений, а распределения температуры и прозрачности существенно отличаются от таковых в восточной

части как по абсолютным величинам, так и по перемежаемости. Таким образом, причиной радиолокационных контрастов водной поверхности, наряду с известными физическими процессами в атмосфере и толще воды (ветер, течения, внутренние волны, температурные фронты и т.д.), могут быть и процессы гидробиологического характера. Отметим, что этот, а также другие нерезонансные механизмы модуляции, связанные с пузырьками и пеной [60], вносят свой вклад в формирование рассеяния на настильных углах.

4. Радиолокационные изображения поверхности волнения

Рассмотрим особенности формирования радиолокационных изображений океана, принимая во внимание как резонансные, так и нерезонансные эффекты. Обсуждая рассеяние на мелкомасштабной и мезомасштабной компонентах волнения, мы обошли молчанием вопрос о влиянии крупномасштабной (длинноволновой) компоненты. Длинноволновая компонента оказывает на рассеяние тройное воздействие.

Во-первых, длинноволновая компонента меняет угол визирования ряби, возбужденной ветром, так что угол θ в формуле (4) будет промодулирован крупными волнами.

Во-вторых, спектр ряби $F_\zeta(\mathbf{q})$ испытывает на себе воздействие локальных течений, индуцированных крупной волной. Дело в том, что частицы жидкости, участвующие в волновом процессе, движутся по эллиптическим траекториям, что и создает течения на поверхности жидкости. Эти течения *растягивают* и модифицируют гравитационно-капиллярные волны, если токи жидкости и капиллярные волны движутся в одном и том же направлении, и *сжимают* волновые пакеты капиллярно-гравитационных волн при движении в противоположном направлении. Эти эффекты могут быть описаны при помощи уравнения сохранения волнового действия [61, 62] (к этому уравнению мы обратимся в разделе 6).

В-третьих, согласно [63, 64] вблизи вершины крупных волн образуется цуг ветро-независимых волн капиллярно-гравитационной части спектра. В работе [63] последние названы "связанными" брэгговскими волнами, чтобы отличить их от "свободных" брэгговских волн, под которыми подразумеваются капиллярно-гравитационные волны, возбужденные ветром.

В результате действия указанных трех процессов крупная волна модулирует спектр ряби $F_\zeta(\mathbf{q})$, что и создает предпосылки для "проявления" крупномасштабной компоненты поверхности волнения на радиолокационных изображениях.

Разумеется, указанная "тройная" модуляция дает наблюдаемый эффект, если длина крупных волн превышает элемент разрешения РЛС. При разрешении $\Delta x \approx 30$ м это условие реализуется только для достаточно длинных волн зыби, скажем, для поверхностных волн с длиной $\Lambda \geq 60 - 100$ м.

Интенсивность проявления поверхности волнения на радиолокационных изображениях, т.е. контраст

$$\beta = \frac{I_{\max} - I_{\min}}{I_{\max} + I_{\min}}, \quad (11)$$

зависит от угла α между направлением визирования и направлением ветра.

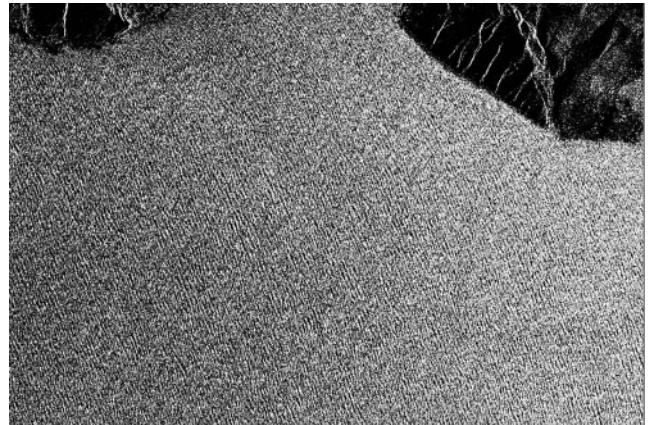


Рис. 7. Фрагмент РСА-изображения прибрежной части Черного моря, полученного со спутника ERS-2 6 июня 2001 г. Ветровое волнение обусловлено штормовыми условиями на момент съемки.

На рисунке 7 приведен фрагмент РСА-изображения поверхности Черного моря вблизи Новороссийска, полученного летом 2001 г. На этом снимке хорошо различимы поверхность волны. Необычайно четкие проявления развитого ветрового волнения обусловлены продолжительным штормом, при котором скорость ветра достигала значения 20 м с^{-1} .

Сравнительные исследования характеристик радиолокационного рассеяния на морской поверхности для различных диапазонов электромагнитных волн представлены в работах [37, 38, 65, 66]. Основные закономерности, выявленные в этих работах при умеренных (не скользящих) углах визирования, можно резюмировать следующим образом.

1) При зондировании навстречу ветру (up wind) величина сечения обратного рассеяния σ_{UW}^0 превышает аналогичную величину σ_{DW}^0 для зондирования по ветру (down wind), при этом отношение $\sigma_{\text{UW}}^0 / \sigma_{\text{DW}}^0$ для горизонтальной поляризации излучения выше, чем для вертикальной.

2) Сечение обратного рассеяния σ_{CW}^0 , получаемое при зондировании поперек ветра (cross wind), меньше, чем сечение при зондировании по ветру или навстречу ему, при этом отношение $\sigma_{\text{UW}}^0 / \sigma_{\text{CW}}^0$ выше при вертикальной поляризации излучения.

3) Отношение $\sigma_{\text{UW}}^0 / \sigma_{\text{DW}}^0$ увеличивается с ростом скорости ветра, достигая максимального значения при скорости ветра около 9 м с^{-1} .

4) Отношения $\sigma_{\text{UW}}^0 / \sigma_{\text{DW}}^0$ и $\sigma_{\text{UW}}^0 / \sigma_{\text{CW}}^0$ растут с увеличением угла падения электромагнитной волны по крайней мере в области резонансного рассеяния.

5) Для углов падения $\theta = 20 - 70^\circ$ зависимость сечений от азимутального угла хорошо аппроксимируется косинусоидальной функцией двойного угла.

В указанных выше работах приведены соответствующие количественные оценки сечения обратного рассеяния в зависимости от азимута наблюдения, скорости ветра, а также угла падения, поляризации и диапазона зондирующих волн. Для короткого (сантиметрового) диапазона при направлениях зондирования, близких к направлению ветра, мощность сигнала превышает мощность сигнала при зондировании поперек ветра на 3–10 дБ (в зависимости от скорости ветра). При зондировании навстречу ветру сигнал максимальен, причем его превышение над

сигналом при зондировании по ветру при устойчивом ветре составляет 2–3 дБ, а при порывистом практически отсутствует.

5. Поверхностные проявления внутренних атмосферных гравитационных волн и атмосферных конвективных процессов

Внутренние гравитационные волны, распространяющиеся в стратифицированной атмосфере, могут иметь различное происхождение. Среди причин, порождающих волновые возмущения в атмосфере, следует отметить: обтекание воздушным потоком препятствий, в результате чего возникают так называемые подветренные внутренние волны, случаи наблюдения которых описаны в работе [67]; взаимодействие континентальных и морских воздушных масс, описанное в работе [68]; движение холодного атмосферного фронта [69–71].

Внутренние гравитационные волны, распространяющиеся в нижних слоях атмосферы, далеко не всегда связаны с сопутствующей облачной системой и поэтому не всегда могут наблюдаться визуально. Организованные облачные полосы, предположительно связанные с распространяющимися пакетами внутренних волн в атмосфере, были идентифицированы на оптических изображениях, полученных метеорологическими спутниками, в частности, спутником GOES [72], и при помощи ИК-радиометров спутников системы NOAA [73].

Внутренние гравитационные волны, распространяющиеся в нижних слоях атмосферы, уже давно наблюдались при помощи сети наземных метеорологических станций, например, в Германии, в окрестностях Берлина [74–76], и в центральной части США [77]. В ходе этих измерений цуг нелинейных волн последовательно проходил над различными станциями наблюдения. Атмосферные волновые процессы были также идентифицированы на базе данных радиолокационных станций наземного базирования. Сведения об этом можно найти в работах [78–81].

Радиолокационное зондирование океана открывает для наблюдения атмосферных внутренних волн новые возможности. На радиолокационных изображениях морской поверхности атмосферные волновые процессы проявляются в силу того, что связанные с ними вариации скорости и направления ветра модулируют шероховатость морской поверхности, а это в свою очередь проявляется в модуляции сечения обратного рассеяния. Гравитационные волны, распространяющиеся в приводном слое атмосферы над океаном, были идентифицированы на радиолокационных изображениях морской поверхности в работах [82–84].

В работе [85] проанализирована серия радиолокационных изображений короткого сантиметрового диапазона, полученных синхронно на двух поляризациях зондирующего сигнала. Радиолокационные изображения, приведенные на рис. 8, отражают возмущения морской поверхности флуктуациями поля ветра в зоне повышенной волновой активности атмосферы. Наблюдаемая картина интерпретирована в рамках представлений о внутренних волнах, генерируемых при движении холодного атмосферного фронта. Цуг внутренних волн в атмосфере, непосредственно предшествующий фронту, имеет черты, присущие цугам солитонов.

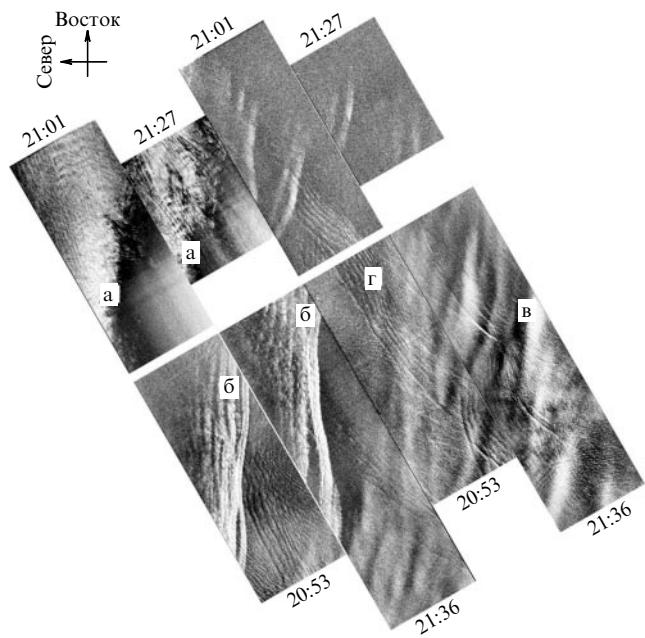


Рис. 8. Радиолокационные изображения морской поверхности (*VV* поляризация), полученные 15 июля 1992 г. Скачкообразный перепад радиолокационного сигнала (а) является отражением линии перемещающегося холодного атмосферного фронта. Квазипериодические модуляции радиолокационного сигнала (в) отражают систему длинных плоских атмосферных волн. Сильные контрастные нелинейные структуры (б) обусловлены системой вынужденных внутренних волн в атмосфере, порожденных нестационарным конвективным процессом в вышележащих слоях атмосферы. Поверхностные проявления пакетов приливных внутренних волн в океане (г).

Флуктуации скорости ветра "отпечатываются" на морской поверхности и тем самым на радиоизображениях в виде пятен сантиметровой ряби различной интенсивности. Первоначально этот "ветровой шум" рассматривался как мешающий фактор при изучении волнения, а также сливков, вызванных внутренними волнами, течениями, разливами нефти, осадками и т.п. [86, 87]. Однако позднее выяснилось, что характеристики этих шумов несут информацию о пространственно-временной структуре ветра и, следовательно, могут использоваться для изучения процессов в приводном слое атмосферы. В качестве примера на рис. 9 приведен фрагмент радиолокационного изображения морской поверхности, полученного на вертикальной поляризации зондирующего сигнала РЛСБО "Нить" в августе 1985 г. вблизи Камчатки. Представленное изображение содержит отпечатки конвективных структур.

Возможность выявлять и исследовать конвекцию в приводном слое атмосферы методами радиолокации была продемонстрирована в работах [4, 88, 89]. Материалом для этих публикаций послужили полученные в трехсантиметровом диапазоне волн космические радиолокационные снимки, на которых были зарегистрированы конвективные циркуляции и вихри в атмосфере. Проявления конвективных валов в атмосфере над океаном были отмечены в Атлантическом океане вблизи Флориды при помощи радиолокатора с синтезированной апертурой на борту самолета NASA [90]. Позднее подобные структуры были зафиксированы в изображениях PCA, полученных со спутника Seasat [91] и с

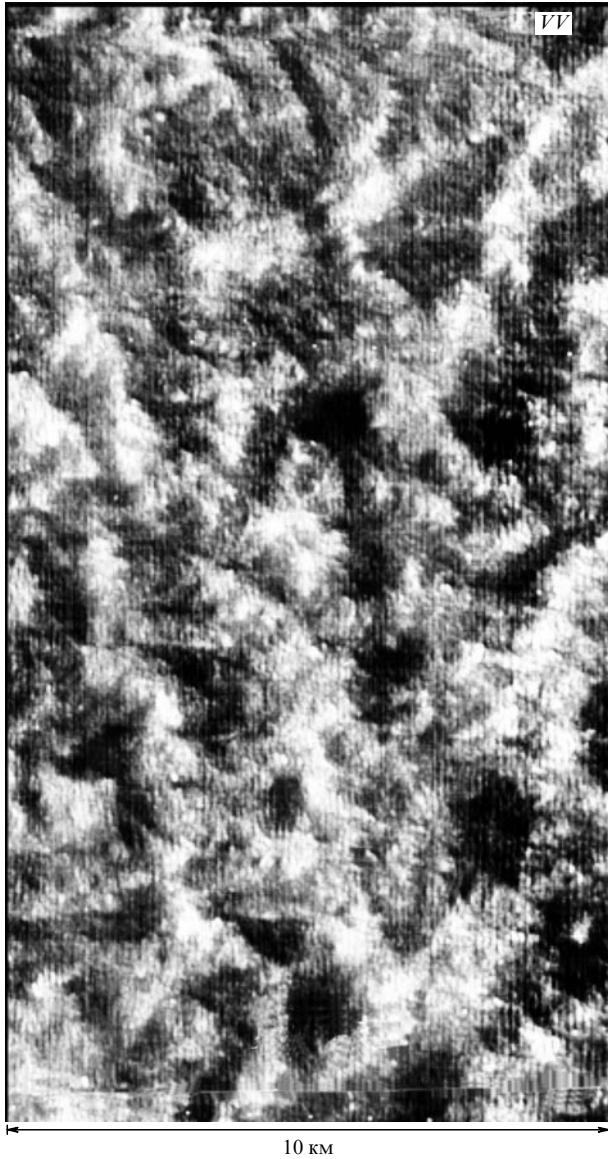


Рис. 9. Радиолокационное изображение морской поверхности на вертикальной поляризации, отражающее ячейковую конвекцию. Зарегистрировано вблизи полуострова Камчатка 28 августа 1985 г. Скорость ветра 6 м с^{-1} ; $T_{\text{возд.}} - T_{\text{воды}} = -6,5^\circ\text{C}$.

космического челнока Columbia в эксперименте SIR-A [92]. Перечисленные выше изображения отражают только хорошо развитые и устоявшиеся атмосферные процессы, способные промодулировать дециметровые поверхностные волны, являющиеся резонансной компонентой для используемых радиолокаторов дециметрового диапазона.

Проявление атмосферных эффектов на поверхности океана наблюдались и на изображениях, полученных с помощью PCA (длина волны 5 см) спутника ERS-1 [93, 94].

Проведенный в работе [6] совместный анализ радиолокационных изображений и профилей состояния атмосферы, полученных с помощью радиозондов, позволил сделать вывод о возможности наблюдения как влажной, так и сухой конвекции с помощью радиолокаторов сантиметрового диапазона. Согласно [6] радиолокационные данные позволяют не только зафиксировать сам

факт возникновения конвекции, но и провести некоторые количественные оценки.

Из радиолокационных данных определены характерные горизонтальные размеры конвективных ячеек для случаев как сухой, так и влажной конвекции, которые превышают их вертикальные размеры примерно в 3 раза, что близко к теоретическому значению 2,8 для конвекции Рэлея – Бенара.

В работе [95] представлена теоретическая модель для расчета радиолокационных изображений морской поверхности в присутствии конвективных структур в атмосфере над океаном и изменчивого среднего потока ветра. Проводятся расчеты для различных частот (1,25, 5,30 и 9,6 ГГц) и различных поляризаций (*VV*, *HH* и *HV*) зондирующего сигнала при умеренных углах зондирования. Показано удовлетворительное совпадение модельных расчетов и дистанционных данных, полученных при помощи радиолокаторов SIR-C/X-SAR, установленных на борту космического челнока Endeavour над северо-западной областью течения Гольфстрим вблизи побережья США.

6. Поверхностные проявления внутренних волн в океане

Внутренние волны в устойчиво стратифицированном океане [96] представляют собой волнообразные колебания частиц воды возле устойчивого положения равновесия за счет возвращающего действия сил Архимеда (плавучести). В сущности подобные процессы происходят и на поверхности жидкости, только перепады плотности воды в толще океана примерно в тысячу раз меньше, чем различие в плотности между водой и воздухом. В силу этого скорость распространения внутренних волн (*VV*) гораздо меньше, а периоды, длины волн и амплитуды колебаний обычно гораздо больше, чем у поверхностных волн. Максимальная амплитуда вертикальных смещений жидких частиц, увлекаемых внутренними волнами, находится не на поверхности воды, как у поверхностных волн, а в ее толще. В то же время максимальные амплитуды горизонтальных перемещений (орбитальных течений в *VI*) наблюдаются непосредственно у поверхности океана и достигают значений около 1 м с^{-1} , что приводит к ощутимым изменениям спектра мелкомасштабного ветрового волнения.

Количественно величина модуляции может быть рассчитана с использованием кинематической модели [51, 96, 97], опирающейся на уравнение баланса волнового действия.

Теория, основанная на кинематической модели, со-поставлялась с данными радиолокационных [51, 97] и микроволновых радиометрических [98] измерений. В результате был сделан вывод, что для сравнительно длинных электромагнитных волн (десятки сантиметров и более) кинематическая модель вполне удовлетворительно объясняет наблюдаемые контрасты. Однако для радиолокаторов сантиметрового диапазона экспериментальные значения превышают расчетные на один-два порядка.

Для объяснения больших контрастов, наблюдавшихся в сантиметровом диапазоне волн, были предложены две гипотезы: каскадный механизм модуляции [51, 97] и механизм модуляции потока импульса к поверхности [99].

Каскадный механизм предполагает, что энергия коротких волн увеличивается не столько из-за их взаимодействия с градиентом течения, сколько в результате взаимодействия с короткими гравитационными волнами, испытывающими сильную модуляцию. Механизм модуляции потока импульса учитывает перестройку турбулентности приводного слоя за счет градиента скорости подстилающей поверхности.

Существует еще один подход к объяснению поверхностных проявлений внутренних волн и топографических неоднородностей подводного рельефа. Роль этого эффекта велика в прибрежных районах в условиях слабого ветра. Стационарное решение модуляции ПАВ для внутренней волны типа солитона имеет максимум концентрации над областью экстремальных вертикальных смещений пикноклина и не имеет областей, где концентрация поверхностно-активных веществ меньше фонового уровня. Поэтому в изображениях должны присутствовать только области пониженного контраста радиолокационного сигнала, а объяснить значительное увеличение сечения обратного рассеяния моря представляется затруднительным и для этого необходимо привлекать два упомянутых выше механизма.

В мезомасштабном диапазоне длин волн (~ 1 м) основным механизмом модуляции является, видимо, воздействие на поверхностное волнение приповерхностного течения, вызванного внутренней волной. Максимальные изменения здесь происходят в условиях, близких к условию группового синхронизма — при попутном распространении поверхностных и внутренних волн для тех компонент волнения, групповая скорость которых c_g близка к фазовой скорости внутренней волны (c):

$$c_g + u - c = 0, \quad (12)$$

где u — скорость приповерхностного течения. Для типичных величин фазовой скорости внутренних волн (~ 1 м s^{-1}) этому условию отвечают как раз поверхностные волны мезомасштабного диапазона.

О.М. Филлипс [100] впервые рассмотрел эффект блокировки поверхностных волн течением и показал наличие сингулярности решения в виде неограниченно растущей амплитуды поверхностных волн при приближении к условиям группового синхронизма (12). Решение, дающее количественные оценки взаимодействия в критических областях, получено для нелинейной модели поверхностных волн в работе [101]. Учет амплитудной и модуляционной дисперсии поверхностных волн Стокса при распространении в неоднородно движущейся среде приводит к следующему дисперсионному уравнению:

$$\omega^2 = gk + k^4\varphi^2 + (u(\zeta) - c)^2 \frac{\varphi_{\zeta\zeta}}{\varphi},$$

где φ , ω , k — соответственно амплитуда потенциала скорости, частота и волновое число поверхностной волны; ζ — горизонтальная компонента в системе координат, движущейся с внутренней волной. В нелинейной постановке "кинематика" взаимодействия, описывающая поведение функций частоты и волнового числа поверхностных волн на течении, неотделима от его "динамики", задаваемой законом сохранения волнового действия.

Анализ полной системы уравнений модуляции [101] позволил описать целый ряд наблюдаемых в натурных

экспериментах [102] эффектов взаимодействия, в том числе:

резкое усиление влияния приповерхностного течения в условиях, близких к групповому синхронизму, значительное увеличение контрастов по сравнению с результатами расчетов по линейной модели модуляции;

неоднородность модуляции поверхностного волнения вдоль периодического цуга внутренних волн;

возможность образования как предвестника, так и следа внутренних волн на поверхности;

существование связанных пакетов поверхностных волн, двигающихся вместе с внутренними волнами в отсутствие заметного ветрового волнения. (Энергетические пороги генерации поверхностных волн минимальны в условиях группового синхронизма.)

Вернемся теперь к анализу изображений, представленных на рис. 2 (устойчивая стратификация атмосферы) и рис. 3 (неустойчивая стратификация). Несмотря на то, что приведенные на рис. 2 радиолокационные изображения для вертикальной и горизонтальной поляризаций подобны друг другу и качественно допускают интерпретацию на основе резонансной теории рассеяния, количественное рассмотрение глубины модуляции приводит к выводу о недостаточности одного лишь резонансного механизма.

Разрезы, представленные на рис. 10, являются наиболее характерными примерами отображения внутренних волн и атмосферной конвекции на разных поляризациях. Обобщение всех данных подобного рода, полученных в многочисленных экспериментах, проведенных ИКИ

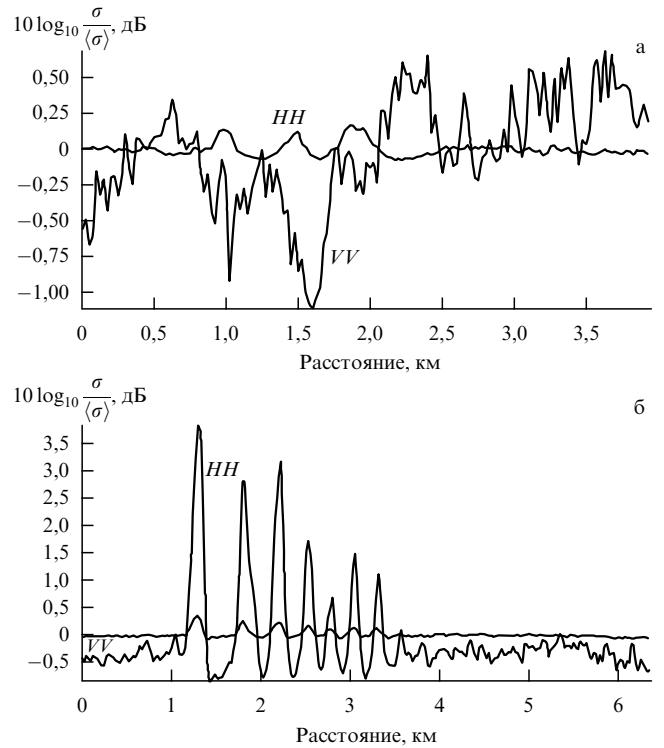


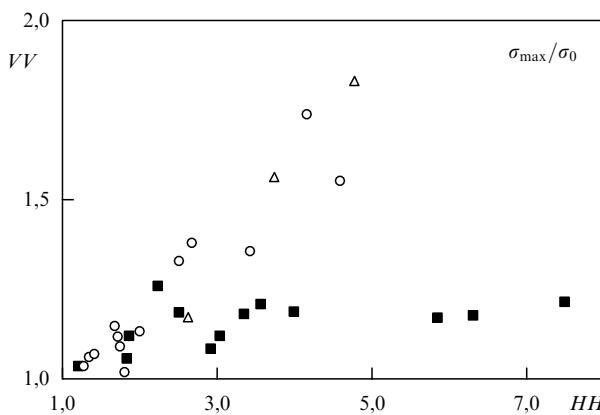
Рис. 10. Вариации интенсивности радиолокационного сигнала, рассеянного на поверхностных проявлениях конвективных ячеек в приводном слое атмосферы (а) и на поверхностных проявлениях внутренних волн в океане (б); *HH* — горизонтальная поляризация, *VV* — вертикальная поляризация.

РАН, показывает, что для конвекции и внутренних волн в атмосфере значения вариаций интенсивности сигнала находились в пределах 0,3–1 дБ на горизонтальной поляризации и 2–4 дБ на вертикальной поляризации. В противоположность этому вариации сигнала, рассеянного на поверхностных проявлениях внутренних волн в океане, на горизонтальной поляризации возрастили до 2–7 дБ, тогда как вариации сигнала вертикальной поляризации не превышали 1,5 дБ [103].

Еще одним подтверждением необходимости ввести в рассмотрение дополнительные источники рассеяния могут служить результаты статистического анализа радиолокационных изображений внутренних волн в океане, распространяющихся в плоскости наблюдения. В этом случае радиолокационные контрасты на вертикальной поляризации при неустойчивой стратификации пограничного слоя атмосферы оказываются больше, чем при устойчивой [104]. Различие радиолокационных контрастов на двух поляризациях демонстрируют две ветви, показанные на рис. 11. Одна из ветвей отвечает устойчивой (квадраты), а другая — неустойчивой (кружки) стратификации пограничного слоя атмосферы. Кроме того, на рис. 11 треугольниками представлены данные, полученные при стратификации пограничного слоя, близкой к нейтральной, в присутствии сильных внутренних волн в атмосфере. В условиях неустойчивой стратификации пограничного слоя атмосферы радиолокационные образы внутренних волн в океане на вертикальной поляризации оказываются замаскированными изменчивостью приповерхностного ветра.

Изображения, представленные на рис. 2 и рис. 3, были получены при настильном облучении поверхности, когда угол возвышения γ менялся от 6° до 15° . Именно в этих условиях в игру может включаться нерезонансный механизм рассеяния электромагнитных волн на крутых волнах спектра (см. раздел 3.4). Такие крутые короткие волны высоты 10–20 см образуют как бы рефлекторы, отражающие падающую волну назад к приемнику. В результате полное сечение рассеяния складывается из двух частей — резонансной и нерезонансной:

$$\begin{aligned}\sigma_v &= \sigma_v^{\text{res}} + \sigma_v^{\text{nonres}}, \\ \sigma_h &= \sigma_h^{\text{res}} + \sigma_h^{\text{nonres}}.\end{aligned}\quad (13)$$



Вызывают интерес опубликованные в работах [106–108] результаты модельных расчетов сечения обратного рассеяния на границе гидрологического фронта. Экспериментальной основой исследования послужили радиолокационные измерения, проведенные при помощи самолетного радиолокатора бокового обзора X-диапазона (длина волны 3 см) в зоне сильной конвергенции вблизи границы течения Гольфстрим. Численные модели интенсивности радиолокационного сигнала, рассмотренные в работах [106, 107], учитывали взаимодействие коротких поверхностных волн и течений, обусловленных схождением водных потоков, однако эффекты обрушения поверхностных волн не принимались во внимание. В обоих случаях отмечено хорошее совпадение на качественном уровне, однако, интенсивности радиолокационного сигнала на границе гидрологического фронта, полученные в ходе численного эксперимента, оказались существенно заниженными по сравнению с экспериментальными данными. В работе [108] показано, что учет эффектов, связанных с обрушениями поверхностных волн, позволяет существенно повысить качество модели и улучшить совпадение модельных расчетов и результатов радиолокационного эксперимента. С нашей точки зрения, это является веским доводом в пользу того, что рассеяние радиолокационного сигнала на границах гидрологических фронтов и вихрей формируется не только за счет брэгговского резонансного рассеяния, но и за счет обрушения крутых поверхностных волн в зоне конвергенции.

Изучение мезомасштабных вихрей, проведенное в работе [109] на основе SAR-изображений морской поверхности, базируется на численных моделях, учитывающих волнно-ветровое взаимодействие, рефракцию поверхностных волн и эффекты атмосферной неустойчивости. Кроме того, следует отметить работы [110, 111], подтверждающие возможность использования методов дистанционного зондирования поверхности океана для изучения вихревых структур в океане и в атмосфере над океаном.

8. Поверхностно-активные вещества и нефтяные пятна

Как нефтяные пятна, так и поверхностно-активные вещества (ПАВ) органического происхождения меняют поверхностное натяжение, "выглаживая" тем самым поверхностную рябь и уменьшая сечение рассеяния. В этом случае на поверхности океана образуются области пониженного рассеяния ("слики"), которые могут служить индикаторами загрязнения поверхности. В качестве примера на рис. 13 приведен фрагмент радиолокационного изображения прибрежной зоны Черного моря в районе г. Новороссийска. На снимке отчетливо выделяется темное пятно на расстоянии 15–20 км от берега. Темный тон пятна объясняется подавлением мелкомасштабного волнения (и тем самым ослаблением рассеяния электромагнитных волн) нефтяной пленкой, образовавшейся в результате сброса с корабля вод, содержащих нефтепродукты.

Автоматическое распознавание нефтяных пятен на радиолокационных снимках является непростой задачей, поскольку такие пятна, особенно при слабом ветре, нелегко отличить от проявлений других явлений и объектов, которые принято называть "подобиями".

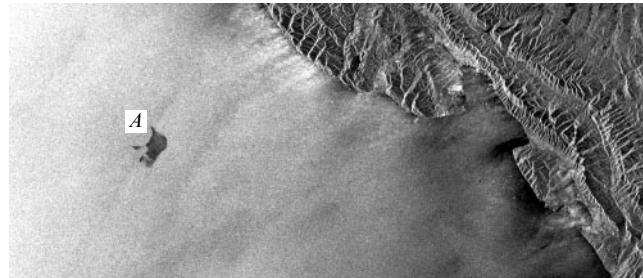


Рис. 13. Фрагмент PCA-изображения прибрежной части Черного моря, полученного со спутника ERS-2 26 июля 1999 г. Темное пятно, обозначенное буквой А, соответствует области нефтяного загрязнения.

пятен. Среди РЛ-подобий нефтяных пятен можно назвать органические пленки, некоторые типы льда ("сало"), области, затененные сушей, дождевые ячейки, зоны апвеллинга. Различные типы РЛ-подобий нефтяных пятен рассмотрены в работе [112], в которой предложен простой алгоритм различия между нефтяными пятнами и их подобиями.

Анализу изображений нефтяных пятен и их подобий на радиолокационных снимках посвящены работы [113–116]. Как правило, нефтяные загрязнения дают темные пятна на снимках, поскольку нефть способствует затуханию ряби. В работе [113] сделан обзор спутниковых локаторов с точки зрения их способности выявлять нефтяные пятна; в [116] описаны особенности радиолокации нефтяных пятен в зависимости от скорости ветра; в [114] изучены РЛ-изображения более чем 150 нефтяных пятен.

РЛ-изображения нефтяных разливов, естественно, зависят от внешних условий [115]. Конtrast между областью разлива и окружающей поверхностью определяется рядом параметров, таких, как скорость ветра, высота волн, количество и тип разлитой нефти. Форма разлива будет разной в случаях выброса нефти из стационарного и движущегося объекта, а также для различного количества нефти, для разной динамики ветра и течения между моментами разлива и получения изображения.

9. Заключение

Данный обзор имел своей целью описать сложный характер физических процессов, ответственных за формирование радиолокационных изображений океана; в основе этих процессов лежат фундаментальные закономерности, диктуемые уравнениями Максвелла (электродинамическая часть задачи) и Навье–Стокса (гидродинамическая часть задачи). Конкретные проявления этих закономерностей на поверхности океана часто принимают отнюдь не простые формы в силу воздействия широкого спектра природных факторов: ветер, течения, атмосферные и океанические внутренние волны, поверхностные примеси, пленки ПАВ, осадки и многое другое.

Собственно говоря, эта многофакторность и определяет сложность дешифровки изображений океана в космической океанологии. Привлечение новых физических (электродинамических и гидродинамических) моделей и методов расчета является непременным условием прогресса в этой важной прикладной области.

В заключение авторы выражают признательность рецензентам за внимательное прочтение статьи и ценные замечания.

Данная работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты 01-02-16174, 02-02-16012, 01-05-64464), а также международных проектов (INTAS 99-0242 и CRDF RG1-2341-MO-02).

Список литературы

1. Лаппо С С и др. *Исследование Земли из космоса* (2) 70 (1997)
2. Райзэр В Ю, Черный И В *Микроволновая диагностика поверхности слоя океана* (СПб: Гидрометеоиздат, 1994)
3. Кондратьев К Я, Мелентьев В В, Назаркин В А *Космическая дистанционная индикация акваторий и водосбросов* (СПб: Гидрометеоиздат, 1992)
4. *Радиолокация поверхности Земли из космоса* (Сост. М Назиров, А Пичугин; Под ред. Л М Митника, С В Викторова) (Л.: Гидрометеоиздат, 1990)
5. Нелепо Б А и др. *Спутниковая гидрофизика* (Отв. ред. Р З Сагдеев, Б А Нелепо) (М.: Наука, 1983)
6. Кравцов Ю А и др. *Исследование Земли из космоса* (1) 3 (1996)
7. Гарбук С В, Гершензон В Е *Космические системы дистанционного зондирования Земли* (М.: Инженерно-технол. центр "Скан-Экс": А и Б, 1997)
8. Kramer H J *Observation of the Earth and Its Environment. Survey of Missions and Sensors* 3rd ed. (Berlin: Springer, 1996)
9. Alpers W R, Ross D B, Rufenach C L *J. Geophys. Res.* **86** 6481 (1981)
10. Bruening C, Alpers W R, Hasselmann K *Int. J. Remote Sensing* **1** 1695 (1990)
11. Каневский М В, Новиков Л В *Исследование Земли из космоса* (4) 12 (1990)
12. Kanevsky M V *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* **GE-31** 1031 (1993)
13. Kanevsky M V, in *Specialist Meeting on Microwave Remote Sensing, 5–9 Nov. 2001, Boulder, Colorado, USA, Prog. and Abstracts*, p. 2
14. Альперс В и др. *Исследование Земли из космоса* (6) 83 (1994)
15. Литовченко К Ц и др. *Исследование Земли из космоса* (3) 47 (1995)
16. Зайцев В В, Литовченко К Ц, Широков П А, в сб. *Дистанционные методы мониторинга промышленных районов Мирового океана в задачах информационной поддержки отраслевой научно-производственной деятельности* (Под ред. А А Романова) (М.: Изд-во ВНИРО, 1997) с. 66
17. Wilde A, Bruening C, Alpers W *J. Geophys. Res.* **98** 6764 (1993)
18. Шутко А М *СВЧ-радиометрия водной поверхности и почвогрунтов* (М.: Наука, 1986)
19. Wright J W *IEEE Trans. Antenn. Propag. AP-16* 217 (1968)
20. Valenzuela G R *Bound. Layer Meteorol.* **13** 61 (1978)
21. Beckmann P, Spizzichino A *The Scattering of Electromagnetic Waves from Rough Surfaces* (New York: Pergamon Press, 1963)
22. Басс Ф Г, Фукс И М *Рассеяние волн на статистически неровной поверхности* (М.: Наука, 1972)
23. Исимару А *Распространение и рассеяние волн в случайно-неоднородных средах* Т. 1, 2 (М.: Мир, 1981)
24. Рытов С М, Кравцов Ю А, Татарский В И *Введение в статистическую радиофизику* Т. 2 *Случайные поля* (М.: Наука, 1978)
25. Moore R K, Fung A K *Proc. IEEE* **67** 1504 (1979)
26. Калмыков А И и др. *Изв. вузов. Радиофиз.* **8** 1117 (1965)
27. Long M W *IEEE Trans. Antenn. Propag. AP-22* 667 (1974)
28. Longuet-Higgins M S *J. Fluid Mech.* **121** 403 (1982)
29. Малиновский В В *Морской гидрофiz. журн.* (6) 32 (1991)
30. Малиновский В В *Морской гидрофiz. журн.* (1) 53 (1993)
31. Kalmykov A I, Pustovoytenko V V *J. Geophys. Res.* **81** 1960 (1976)
32. Lewis B L, Olin I D *Radio Sci.* **15** 815 (1980)
33. Walker D T et al. *Proc. R. Soc. London Ser. A* **452** 1953 (1996)
34. Kwoh D S W, Lake B M, Rungaldier H J *Geophys. Res.: Oceans* **93** 12235 (1988)
35. Banner M L, Appl. Math. Preprint, AM 86/1 (Kensington, Australia: Univ. of New South Wales, 1985)
36. Wetzel L, in *Wave Dynamics and Radio Probing of the Ocean Surface* (Eds O M Phillips, K Hasselmann) (New York: Plenum Press, 1986) p. 273
37. Аванесова Г Г, Воляк К И, Шуган И В, в сб. *Исследования по гидрофизике* (Труды ФИАН, Т. 156, Отв. ред. Ф Б Бункин) (М.: Наука, 1984) с. 94
38. Donelan M A, Pierson W J (Jr) *J. Geophys. Res.: Oceans* **92** 4971 (1987)
39. Trizna D B et al. *J. Geophys. Res.: Oceans* **96** 12529 (1991)
40. Trizna D B, in *Proc. of the IGARSS'93: 13th Intern. Geoscience and Remote Sensing Symp. Better Understanding of Earth Environment, Aug. 18–21, 1993, Tokyo, Japan* Vol. 2 (Ed. S Fujimura) (New York: IEEE, 1993) p. 776
41. McLaughlin D J et al. *IEEE J. Oceanic Eng.* **OE-20** 166 (1995)
42. Sletten M A, Trizna D B, Hansen J P *IEEE Trans. Antenn. Propag. AP-44* 646 (1996)
43. West J C, Sturm J M, Sletten M A, in *IGARSS'95. Quantitative Remote Sensing for Science and Applications: 1995 Intern. Geoscience and Remote Sensing Symp., July 10–14, 1995, Firenze, Italy* Vol. 3 (New York: IEEE, 1995) p. 2207
44. Kropfli R A, Clifford S F, in *Proc. of the IGARSS'94: Intern. Geoscience and Remote Sensing Symp. Surface and Atmospheric Remote Sensing: Technologies, Data Analysis, and Interpretation, Aug. 8–12, 1994, Pasadena, Calif., USA* Vol. 4 (Piscataway, NJ: IEEE, 1994) p. 2407
45. Lee P H Y et al. *IEEE Trans. Antenn. Propag. AP-44* 333 (1996)
46. Lee P H Y et al. *J. Geophys. Res.: Oceans* **100** 2591 (1995)
47. Guinard N W, Ransone J T, Daley J C *J. Geophys. Res.* **76** 1525 (1971)
48. Mityagina M I, Pungin V G, Yakovlev V V *Waves Random Media* **8** 111 (1998)
49. Кравцов Ю А, Митягина М И, Чурюмов А Н *Изв. вузов. Радиофиз.* **XLI** (3) 240 (1999)
50. Кравцов Ю А, Митягина М И, Чурюмов А Н *Изв. РАН. Сер. физ.* **63** 2403 (1999)
51. Churyumov A N, Kravtsov Yu A *Waves Random Media* **10** (2000)
52. Churyumov A N et al. *Adv. Space Res.* **29** 111 (2002)
53. Боровиков В А, Кинбер Б Е *Геометрическая теория дифракции* (М.: Связь, 1978)
54. Кравцов Ю А и др. *Вестник РФФИ* 32 (2001)
55. Kudryavtsev V N, Makin V K, Chapron B *J. Geophys. Res.: Oceans* **104** 7625 (1999)
56. Voronovich A G, Zavorotny V U *Waves Random Media* **11** 247 (2001)
57. Fuks I M, Voronovich A G *Waves Random Media* **9** 501 (1999)
58. Fuks I M, Voronovich A G, in *Proc. of the IGARSS'98: Sensing and Managing the Environment. 1998 IEEE Intern. Geoscience and Remote Sensing Symp., July 6–10, 1998, Seattle, WA, USA* Vol. 4 (Piscataway, NJ: IEEE, 1998) p. 2284
59. Naumenko M A et al. *Int. J. Remote Sensing* **15** 2039 (1994)
60. Булатов М Г и др. *Доклады РАН* **380** 816 (2001)
61. Hughes B A, Grant H L *J. Geophys. Res.: Oceans* **83** 443 (1978)
62. Басович А Я, Баханов В В, Таланов В Н, в сб. *Воздействие крупномасштабных внутренних волн на морскую поверхность* (Отв. ред. Е Н Пелиновский) (Горький: Изд-во ИПФ АН СССР, 1982) с. 8
63. Plant W J *J. Geophys. Res.: Oceans* **102** 21131 (1997)
64. Zavorotny V U, Voronovich A G *IEEE Trans. Antenn. Propag. AP-46* 84 (1998)
65. Fung A K, Lee K K *IEEE J. Oceanic Eng.* **OE-7** 166 (1982)
66. Masuko H et al. *J. Geophys. Res.: Oceans* **91** 13065 (1986)
67. Vachon P W, Johannessen O M, Johannessen J A *J. Geophys. Res.: Oceans* **99** 22483 (1994)
68. Gossard E E, Richter J H, Atlas D J *Geophys. Res.* **75** 3523 (1970)
69. Seitter K L, Muench H S *Mon. Weather Rev.* **113** 840 (1985)
70. Hoinka K P et al. *Tellus* **42A** 140 (1990)
71. Smith R K et al. *Mon. Weather Rev.* **123** 16 (1995)
72. Doviak R J, Zrnic D S *Doppler Radar and Weather Observations* 2nd ed. (San Diego, Calif.: Academic Press, 1993)
73. Smith R K, Page M A *Aust. Meteorol. Mag.* **33** 185 (1985)
74. Scherhag R, Berlin Weather Map, Supplement, 155/69 (Berlin: Free University of Berlin, 1969)
75. Egger J *Meteorol. Rundsch.* **38** 103 (1985)
76. Eckard M, Fraedrich K *Meteorol. Rundsch.* **38** 119 (1985)
77. Shreffler J H, Binkowski F S *Mon. Weather Rev.* **109** 1713 (1981)
78. Gossard E E, Richter J H *J. Atmos. Sci.* **27** 971 (1970)
79. Doviak R J, Ge R J *Atmos. Sci.* **41** 2559 (1984)
80. Drake V A *Bound. Layer Meteorol.* **31** 269 (1985)
81. Fulton R, Zrnić D S, Doviak R J *J. Atmos. Sci.* **47** 319 (1990)
82. Thomson R E, Vachon P W, Borstad G A *J. Geophys. Res.* **97** 14249 (1992)

83. Спиридов Ю Г, Пичугин А П, Шестопалов В П *ДАН СССР* **296** 317 (1987)
84. Alpers W, Stilke G J. *Geophys. Res.: Oceans* **101** 6513 (1996)
85. Кравцов Ю А и др. *Исследование Земли из космоса* (4) 3 (1997)
86. Долин Л С, Родин В В *Изв. вузов. Радиофиз.* **23** (1) 79 (1980)
87. Жидко Ю М, Каневский М Б, Родин В В *Изв. АН СССР. Физ. атмос. и океана* **19** 328 (1983)
88. Калмыков А И и др. *ДАН СССР* **279** 860 (1984)
89. Mitnik L M *La Mer* (3) 287 (1992)
90. Thompson T W, Liu W T, Wessman D E *J. Geophys. Res. Lett.* **10** 1172 (1983)
91. Fu L L, Holt B, Publ. 81–120 (Pasadena: Jet Propul. Lab., Calif. Inst. of Technol., 1983) p. 118
92. Ford J P, Cimino J B, Elachi C, Publ. 82–95 (Pasadena: Jet Propul. Lab., Calif. Inst. of Technol., 1983)
93. Vachon P W, Johannessen J A, in *Proc. of the IGARSS'94: Intern. Geoscience and Remote Sensing Symp. Surface and Atmospheric Remote Sensing: Technologies, Data Analysis, and Interpretation, Aug. 8–12, 1994, Pasadena, Calif., USA* Vol. 2 (Piscataway, NJ: IEEE, 1994) p. 802
94. Alpers W, Brummer B, in *Proc. of the IGARSS'93: 13th Intern. Geoscience and Remote Sensing Symp. Better Understanding of Earth Environment, Aug. 18–21, 1993, Tokyo, Japan* Vol. 2 (Ed. S Fujimura) (New York: IEEE, 1993) p. 540
95. Ufermann S, Romeiser R J. *Geophys. Res.: Oceans* **104** 25707 (1999)
96. Кониев К В, Сабинин К Д *Волны внутри океана* (СПб: Гидрометеоиздат, 1992)
97. Huges B A J. *Geophys. Res.* **83** 455 (1978)
98. Thompson D R J. *Geophys. Res.* **93** 12371 (1988)
99. Трохимовский Ю Г *Изв. РАН. Физ. атмос. и океана* **32** 528 (1996)
100. Филлипс О М *Изв. АН СССР. Физ. атмос. и океана* **9** 954 (1973)
101. Shugan I V, Volaik K I *Phys. Vibrations* **8** 79 (2000)
102. Басович А Я и др. *Изв. АН СССР. Физ. атмос. и океана* **22** 1194 (1986)
103. Кравцов Ю А и др. *Радиотехника* (1) 61 (2000)
104. Etkin V S, Trokhimovski Yu G, Yakovlev V V, in *Proc. of the IGARSS'94: Intern. Geoscience and Remote Sensing Symp. Surface and Atmospheric Remote Sensing: Technologies, Data Analysis, and Interpretation, Aug. 8–12, 1994, Pasadena, Calif., USA* Vol. 2 (Piscataway, NJ: IEEE, 1994) p. 744
105. Кравцов Ю А и др. *Исследование Земли из космоса* (6) 43 (1997)
106. Jansen R W et al., in *Proc. of the IGARSS'94: Intern. Geoscience and Remote Sensing Symp. Surface and Atmospheric Remote Sensing: Technologies, Data Analysis, and Interpretation, Aug. 8–12, 1994, Pasadena, Calif., USA* Vol. 1 (Piscataway, NJ: IEEE, 1994) p. 460
107. Jansen R W et al., in *Proc. of the IGARSS'93: 13th Intern. Geoscience and Remote Sensing Symp. Better Understanding of Earth Environment, Aug. 18–21, 1993, Tokyo, Japan* (Ed. S Fujimura) Vol. 2 (New York: IEEE, 1993) p. 550
108. Chubb S R et al. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* **GE-37** (4) 1951 (1999)
109. Liu A K, in *Proc. of the IGARSS'93: 13th Intern. Geoscience and Remote Sensing Symp. Better Understanding of Earth Environment, Aug. 18–21, 1993, Tokyo, Japan* (Ed. S Fujimura) Vol. 2 (New York: IEEE, 1993) p. 547
110. Mitnik L M, Hsu M-K, Liu C-T *La mer* **34** 215 (1996)
111. Mitnik L M, Hsu M-K, in *Proc. of the 4th Pacific Ocean Remote Sensing Conf. (PORSEC'98), Qingdao, China, July 28–31 1998* p. 416
112. Hovland H A, Johannessen J A, Digranes J, in *Proc. of the IGARSS'94: Intern. Geoscience and Remote Sensing Symp. Surface and Atmospheric Remote Sensing: Technologies, Data Analysis, and Interpretation, Aug. 8–12, 1994, Pasadena, Calif., USA* Vol. 4 (Piscataway, NJ: IEEE, 1994) p. 2038
113. Wahl T et al. *Coast. Management* **24** 61 (1996)
114. Wismann V et al. *Int. J. Remote Sensing* **19** 3607 (1998)
115. Schistad-Solberg A H et al. *IEEE Geosci. Remote Sensing* **GE-37** 1916 (1999)
116. Bern T-I et al. *Photogramm. Eng. Remote Sens.* **59** 423 (1993)

Physical mechanisms of the aerospace radar imaging of the ocean

M.G. Bulatov, O.Yu. Lavrova, K.Ts. Litovchenko, M.I. Mityagina, M.D. Raev, Yu.G. Trokhimovskii, A.N. Churyumov

Space Research Institute, Russian Academy of Sciences,
ul. Profsoyuznaya 84/32, 117997 Moscow, Russian Federation
Tel. (7-095) 333-50 78. Fax (095) 333-10 56

E-mail: mityag@mx.iki.rssi.ru

Yu.A. Kravtsov

Space Research Institute, Russian Academy of Sciences,
ul. Profsoyuznaya 84/32, 117997 Moscow, Russian Federation
Tel. (7-095) 333-52 79

Center of Space Research, Polish Academy of Sciences, 00716 Warsaw, Poland
E-mail: kravtsov@asp.iki.rssi.ru

K.D. Sabinin

Space Research Institute, Russian Academy of Sciences,
ul. Profsoyuznaya 84/32, 117997 Moscow, Russian Federation
N.N. Andreyev Acoustical Institute
ul. Shverniaka 4, 117036 Moscow, Russian Federation
Tel. (7-095) 126-98 46

I.V. Shugan

Institute of General Physics, Russian Academy of Sciences,
ul. Vavilova 38, 117942 Moscow, Russian Federation
Tel. (7-095) 135-82 34

Physical mechanisms of the radar imaging of the ocean surface are reviewed. The resonant and non-resonant mechanisms of microwave radiation scattering from the ocean surface are considered, analyzed and compared based on 20 years of the authors' own theoretical and experimental work, and publications by other research teams. The experimental facts unexplainable by the resonant scattering models are analyzed in detail, and in this connection the significant contribution of mesoscale breaking waves to scattering at grazing angles is justified. The characteristic features and most probable mechanisms of radar imaging of various mesoscale phenomena in deep ocean and in the atmosphere are considered.

PACS numbers: 84.40.Ba, 92.10.Hm, 93.85.+q

Bibliography — 116 references

Received 10 October 2001, revised 10 April 2002