

Обрушения ветровых волн как индикатор динамических особенностей в воде. Приложение к РЛ-мониторингу прибрежной зоны.

В.А. Дулов, В.В. Пустовойтенко,
А.С. Запевалов

Морской гидрофизический институт
НАН Украины
335000, Севастополь, ул. Капитанская, 2
odmi@alpha.mhi.iuf.net

В вопросах экологического мониторинга среды очевидную ценность представляет контроль за процессами перемешивания в воде. Эти процессы наиболее интенсивны в областях динамических особенностей, т.е. фронтов, зон конвергенций, внутренних волн и т.д. Как известно, динамические особенности в водной толще могут проявляться на поверхности, влияя на ее шероховатость, в особенности, на интенсивность обрушений ветровых волн. В свою очередь обрушения влияют на радиолокационный (РЛ-) сигнал, причем это влияние максимально при наблюдениях под скользящими углами. Заманчиво использовать эти свойства для регионального контроля за процессами перемешивания. В прибрежной зоне осуществление такого контроля технически наиболее просто - с помощью установленной на берегу радиолокационной станции (РЛС) можно наблюдать (и именно под скользящими углами) акваторию с радиусом в несколько километров.

На пути реализации этой идеи возникают следующие научные задачи:

- установить эмпирические количественные связи между параметрами особенности, скажем, дивергенцией течения, и характеристиками возмущений шероховатости поверхности, например, интенсивностью обрушений волн;
- разработать на основе этой информации теоретическую модель, позволяющую от наблюдаемых на поверхности величин переходить к оценкам характеристик динамики воды;
- разработать модель связи РЛ-сигнала с характеристиками шероховатости.

В данном сообщении представлены результаты работ по этим темам. Предлагаемая идея контроля за процессами перемешивания схематизирована в левой колонке рис.1, а правая колонка



Рис.1 Схема контроля за процессами перемешивания в прибрежной зоне (слева). Ее реализация требует научных разработок, перечисленных справа.

показывает место в ней обсуждаемых научных разработок.

Эксперимент

Интенсификация обрушений ветровых волн в зонах конвергенций, фронтов, внутренних волн обсуждалась во множестве экспериментальных работ, однако, из-за трудности соответствующих измерений, эффекты описывались в основном на качественном уровне. Приводимые ниже данные содержат одновременные измерения как интенсивности обрушений, так и характеристик динамики воды.

Эксперимент проведен в 1993-1994 годах в сезон сентябрь-октябрь с океанографической платформы ЭО МГИ в поселке Кацивели. Платформа расположена в полукилометре от берега, где глубина воды 28 м. В течении светового дня выполнялась запись следующих величин: интенсивности обрушений ветровых волн (Q); скорости ветра и температуры воздуха на высоте 15 м (U, T_a); температуры поверхности воды (T_s); вектора скорости течения (V) на глубине 5 либо 20 м; вертикального профиля температуры воды ($T(z)$).

Интенсивность обрушений измерялась оптической системой, детальное описание которой приведено в [1]. Величина Q определялась как доля морской поверхности, занятой барашками, возникающими

на гребнях волн при обрушениях. Профили температуры воды получены с помощью набора из 27 датчиков равномерно расположенных по глубине от полутора метров до дна. Данные по скорости течения получены прибором БПВ2, регистрировавшим мгновенные значения вектора скорости с дискретностью 15 минут.

Для анализа были отобраны записи с плавно меняющейся скоростью ветра и неизменным его направлением. Им соответствовали диапазоны средних скоростей ветра 4-15 м/с и течения - 4-38 см/с. Общая длительность записей - 170 часов.

Воздействие атмосферы на обрушения мы характеризовали динамической скоростью в воздухе u_* , рассчитанной по измеренным U, T_a, T_s . Зависимость Q от u_* , построенная по всем анализируемым данным, приведена на рис.2.

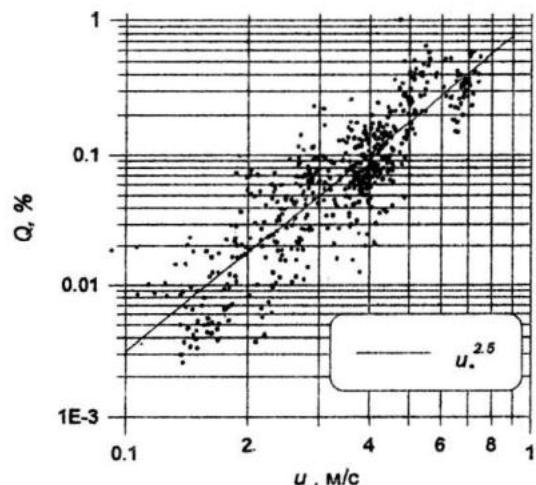


Рис.2 Связь интенсивности обрушений с динамической скоростью.

По этим данным методом наименьших квадратов получена "фоновая" зависимость $Q = Q_0(u_*)$ в виде

$$Q_0 = A u_*^n \quad A = 1.0 \pm 0.07 \quad n = 2.5 \pm 0.1$$

где Q_0 выражено в процентах, u_* - в м/с, а доверительные интервалы показывают оценки стандартных отклонений. Сильный разброс точек на рис.2 указывает, что обрушения волн в районе эксперимента наряду с атмосферным воздействием испытывали также влияние иных факторов. Анализ конкретных реализаций показал, что отклонения Q от ветровой зависимости

$Q_0(u_*)$ вызваны динамическими явлениями, происходящими в водной толще.

На рис.3 приведена запись Q за 6.10.94, выполненная при постоянной скорости ветра. В интервале 14.7-15.8 часов выделяется "провал" интенсивности обрушений. Температура воды изменялась по глубине от 23 до 13°C. На рисунке показана глубина термоклина, определенная по изотерме 21°. Подавление Q произошло именно при подъеме термоклина, когда на поверхности обязана была возникнуть зона дивергенции течения.

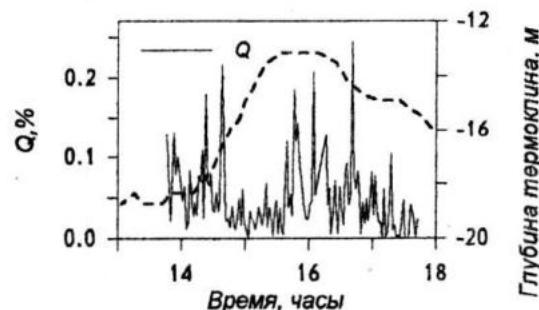


Рис.3 Подавление интенсивности обрушений при подъеме термоклина.

Наблюдения подобных явлений традиционны - над внутренними волнами в зонах опускания термоклина (зонах конвергенции) обрушения волн усиливаются, в зонах подъема (дивергенции) - подавляются. Сюрпризом данного эксперимента явилось обнаружение ярких проявлений в поле обрушений для таких явлений, которые довольно слабо выражены в поле температуры. Соответствующие примеры даны на рис.4.

Почти на протяжении всей записи 8.10.94 интенсивность обрушений Q управляема атмосферным воздействием, т.е. отслеживает величину $Q_0(u_*)$ плавно возрастая вместе с ней в интервале 9-10.5 часов и слабо изменяясь с 12 до 17 часов. В интервале же 10.5-12 часов наблюдается резкое трехкратное возрастание Q , явно не связанное с ветром. Эта аномалия совпадает по времени с прохождением "микрофрона" поверхностной температуры T_s , и, более того, отражает его тонкую структуру - двум провалам T_s в 11 и 11.7 час. соответствуют пики Q . На рисунке также приведены векторы скорости течения на

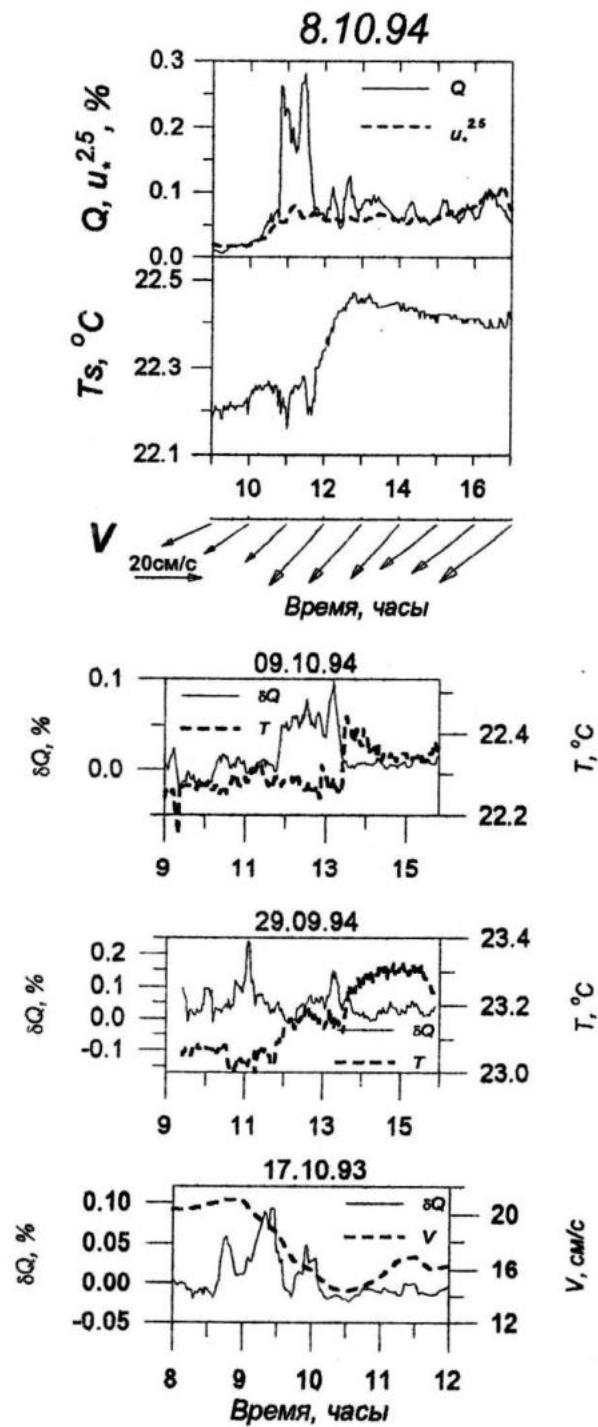


Рис.4 Примеры связи аномалий обрушений с динамикой воды - "микрофронтами" поверхности температуры (T_s) и скорости течения (V).

глубине 20 м. В области скачка T , скорость увеличивается с 16 до 25 см/с, в то время как вне этой области изменения скорости течения происходят гораздо более плавно.

Далее на рисунке приведены отклонения Q от ветровой зависимости $\delta Q = Q - Q_0(u_*)$. В реализации 9.10.94 аномалия Q

длительностью почти 2 часа отмечает резкий "микрофрончек" температуры. В реализации 29.09.93 относительно короткие выбросы Q соответствуют прохождению последовательных "микрофронтов" T . В реализации 17.10.93 аномалия обрушений отмечает перепад скорости течения.

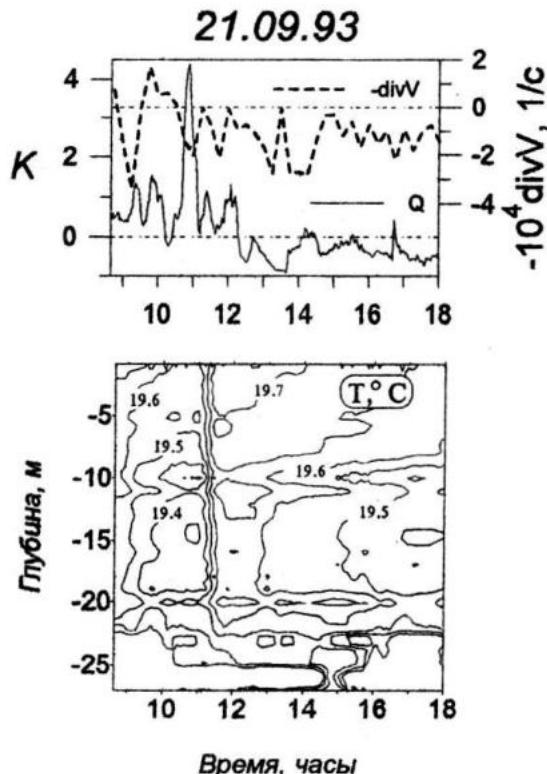


Рис.5 Пример связи аномалии обрушений с подповерхностной структурой

Рис. 5 показывает, что аномалия обрушений связана именно с явлениями, происходящими в толще воды. В реализации 21.09.93 интенсификация обрушений произошла в области относительно резких изменений поверхностной температуры и скорости течения. На рисунке показан контраст $K=\delta Q/Q$. Выброс K , соответствующий возрастанию интенсивности обрушений в 3-4 раза, наблюдался около 11 часов. На рисунке также приведен разрез температуры воды по глубине, где явно выделяются две структуры, занимающие пространство от поверхности почти до дна. Ядро относительно холодной структуры наблюдалось в 10.9 час. на глубине 14 м, ядро теплой - с 11 до 13 час. в слое от поверхности до глубины 5 м. Аномалия обрушений в

данном случае отметила резкую границу между этими структурами.

Аналогичный анализ был проведен для всех данных. В большей части реализаций выделялись аномалии обрушений в виде особенностей с величиной контраста $|K| \sim 1$ и характерной длительностью 1-2 часа. Наиболее важный результат эксперимента в том, что для всех отмеченных аномалий обрушений удалось найти соответствие в динамике воды.

Количественные оценки

Обсуждаемый эксперимент имел также следующую специфику - наряду с динамическими особенностями, приводящими к аномалиям обрушений, всегда существовал дополнительный "источник" дивергенции течения - обтекание рельефа дна, которое благодаря мелководью обязано приводить к проявляющимся на поверхности вертикальным потокам. Если вода хорошо перемешана до дна и горизонтальная скорость течения V постоянна по глубине, то из сохранения объема столба жидкости от поверхности до дна получаем

$$H \operatorname{div} V + V_i \frac{\partial H}{\partial x_i} = 0$$

где H - глубина моря. Это уравнение позволяет оценить дивергенцию зная градиент дна и скорость течения в точке измерений.

Для таких оценок были выбраны реализации, где отсутствовал термохлини. В областях аномалий не было какого-либо соответствия между контрастом обрушений и оценкой дивергенции, но вне этих областей знаки K и $(-\operatorname{div} V)$ как правило совпадали - см. рис.5, где приведен пример расчета $(-\operatorname{div} V)$. По интервалам времени, когда аномалии отсутствовали, были вычислены средние значения K , $\operatorname{div} V$ и u . (время осреднения - от 1 до 3 часов). Данные приведены на рис.6.

Точки разделились на две группы - центральную, с низкими и умеренными скоростями ветра ($u=0.2-0.45 \text{ м/с}$), и смещенную от нее влево, соответствующую сильным ветрам ($u=0.65-0.71 \text{ м/с}$). Из графика следуют два вывода:

1) - для основной группы точек имеет место близкая к линейной связь

$$K \approx B(-\operatorname{div} V), \quad B=2000-3000 \quad (1)$$

2) - отклик контраста обрушений на фиксированную величину дивергенции падает с ростом скорости ветра.

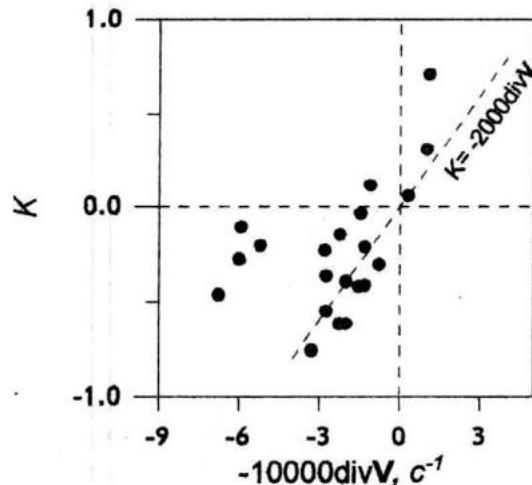


Рис.6 Контрасты обрушений на дивергенции течения при обтекании рельефа дна.

Соотношение (1) дает количественную оценку отклика обрушений на неоднородности течения. Применив ее к наблюдаемым над динамическими особенностями контрастам, которые составляли 1-4, получим для особенности оценку $\operatorname{div} V \sim 0.001 \text{ c}^{-1}$. К такой же оценке можно прийти из других рассуждений. Поскольку длительность аномалий 1-2 часа, то, в предположении, что динамические особенности в воде переносятся с характерной скоростью течения $\sim 10 \text{ см/с}$, получаем пространственный масштаб особенности $L \sim 100-1000 \text{ м}$. При изменениях скорости течения $\sim 10 \text{ см/с}$, величина ее градиента составит $0.0001-0.001 \text{ c}^{-1}$.

Оценим для обсуждаемых динамических особенностей вертикальную скорость w . Из уравнения неразрывности имеем $w \approx h \operatorname{div} V$, где h - вертикальный масштаб изменчивости в особенности. Полагая, что величина h имеет порядок глубины, т.е. 10 м, получим, что величина вертикальной скорости может достигать $\sim 1 \text{ см/с}$. Очевидно, такие особенности чрезвычайно ускоряют процессы перемешивания.

Теоретическая модель

Проинтерпретируем результаты эксперимента так: с динамическими особенностями в воде связаны пространственные градиенты скорости течения в приповерхностном слое. Они обуславливают дополнительный приток или сток энергии для ветровых волн, и, таким образом, влияют на скорость ее диссипации, т.е. на интенсивность обрушений. В результате над динамической особенностью формируется аномалия обрушений.

Чтобы смоделировать влияние течений на обрушения, требуется, во-первых, установить как связана интенсивность обрушений со спектром возвышений ветровых волн $E(k)$, где $k=(k, \theta)$ - волновой вектор. Тогда поле $Q(x, t)$ можно найти по полю $E(k, x, t)$, эволюция которого на заданном течении $V(x, t)$ определяется путем решения кинетического уравнения

$$\frac{\partial E}{\partial t} + G_i \frac{\partial E}{\partial x_i} = S + \frac{\partial V_i}{\partial x_j} \left(k_i \frac{\partial}{\partial k_j} - \frac{k_i k_j}{2k^2} \right) E$$

где $G_i = \partial \omega / \partial k_i + V_i$ - групповая скорость, $\omega = \sqrt{gk}$, S представляет приток энергии от атмосферы, нелинейные взаимодействия волн и диссипацию, а второй член в правой части - влияние течений.

В работах [1,2] в результате введения физических гипотез, сильно упрощающих обе поставленные задачи, была разработана модель отражения крупномасштабных (10-100км) неоднородностей морской среды в поле обрушений. Модель основана на предположении, что величина Q пропорциональна скорости диссипации энергии ветровых волн. Скорость диссипации определяется из решения кинетического уравнения, в котором принято $S = \delta E / \tau$, где $\tau(k)$ - время релаксации

волновой компоненты, δE - отклонение спектра от его уровня, не возмущенного течением ("приближение релаксации"). Здесь мы будем использовать модификацию этой модели, в которой, в соответствии с идеями о подобии обрушений [3], предложена связь Q со спектром диссипации $d(k)$ в виде

$$Q \sim \int \frac{d(k)}{c^3} dk,$$

где $c(k)$ фазовая скорость. Свойства модифицированной модели были исследованы численно для течения вида $V_x \sim \exp[i(P_1 x + P_2 y)]$, $V_y = 0$, изменчивость которого по оси x обуславливает дивергенцию течения, а по оси y - завихренность.

На рис.7 приведены результаты модельных расчетов отклика обрушений на фиксированные градиенты течения $R = |K/\operatorname{div} V|$ (чисто дивергентное течение, $P_2=0$) или $R = |K/\operatorname{rot} V|$ (чисто сдвиговое течение, $P_1=0$) в зависимости от пространственного масштаба неоднородностей течения L ($P_1=\pi/L$, $P_2=\pi/L$), скорости ветра U и направления ветра ϑ_U относительно оси x . Фиксированные параметры расчетов: $U=8 \text{ м/с}$, $L=1000 \text{ м}$, а $\vartheta_U=0^\circ$ для дивергентного течения и 45° для

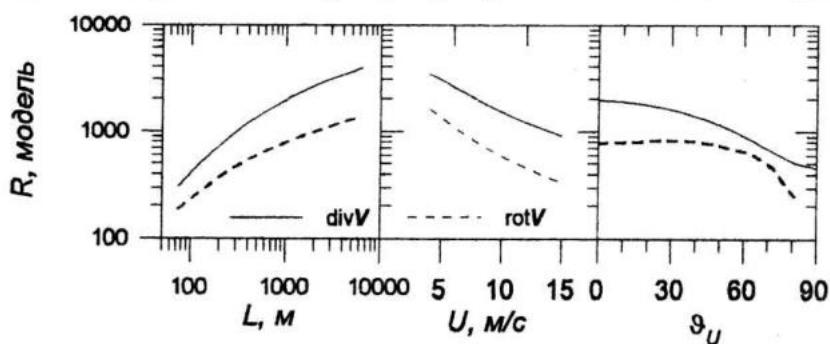


Рис.7 Отклик обрушений на фиксированный градиент скорости течения в зависимости от пространственного масштаба течения L , скорости ветра U и направления ветра ϑ_U .

сдвигового. При $\vartheta_U=90^\circ$ отклик на сдвиговое течение всегда равен 0.

Одно из отличий рассматриваемой здесь модели от ранее предложенных вариантов [1,2] в том, что отклик падает с ростом скорости ветра. Это свойство согласуется с выводами из результатов эксперимента.

Массив данных об отклике обрушений на дивергенцию течения при обтекании рельефа дна был использован для верификации модели. Как следует из рис.7, наибольшее влияние на обрушения оказывают неоднородности наибольшего масштаба, поэтому мы приняли во внимание лишь наиболее крупномасштабные черты ситуации в области эксперимента. Поскольку направления течения и ветра для рассматриваемых реализаций были близки к генеральному направлению береговой линии, смоделируем ситуацию так: $\vartheta_U = 0^\circ$, $V_x \sim \exp(iPx)$, $V_y = 0$, $P = \pi/L$, где ось x направлена вдоль берега. Вклад в поле дивергенции дает изменчивость V вдоль направления течения. Будем полагать, что ее масштаб обусловлен топографией дна и потому определяется масштабом изменчивости направления береговой линии, т.е. равен $L=1\text{км}$. Изменчивость V_x в направлении перпендикулярном берегу обуславливает завихренность течения. Влияние завихренности на обрушения в 2 и более раз слабее, чем дивергенции (см. рис.7), и им будем пренебречь. Для такой модели течения по измеренным величинам u и $\operatorname{div}V$ были рассчитаны модельные контрасты K_m . На рис.8 величины K_m

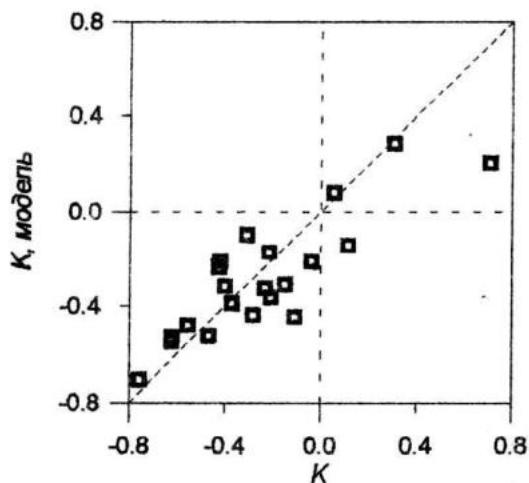


Рис.8 Верификация модели по данным измерений

построены в зависимости от измеренных значений K .

Проведенный расчет не учитывает детали пространственной картины течения. Вероятно этим и обусловлен разброс точек

на рис.8. Тем не менее рис.8 демонстрирует способность модели воспроизводить наблюдаемые величины контрастов интенсивности обрушений.

РЛ-контроль за гидрофизическими особенностями

Рассмотрим ситуацию, когда РЛС установлена на берегу, и наблюдение морской поверхности проводится под скользящими углами. Известно (см. напр. [4]), что при скользящих углах визирования наблюдение гидрофизических особенностей значительно более эффективно при использовании горизонтальной поляризации, чем вертикальной. Если при вертикальной поляризации основным элементом поверхности, формирующим РЛ-сигнал, является "резонансная" рябь, то при горизонтальной поляризации РЛ-сигнал, кроме "резонансной" ряби, формируется и заостренными перед обрушиваниями гребнями волн. Ниже проведем оценки для горизонтальной поляризации.

В работе [5] описаны наблюдения океанического фронта на РЛ-изображениях в L и С диапазонах. В области фронта была инструментально зарегистрирована интенсивная зона конвергенции, которая проявлялась на поверхности в виде усиления обрушений ветровых волн. В работе [6] описаны наблюдения интенсивных зон конвергенций, связанных с внутренними волнами. Эти зоны также ярко выделялись в обрушениях. Эмпирические и теоретические обоснования факта сильного воздействия обрушений волн на РЛ-сигнал при горизонтальной поляризации излучаемого и принимаемого сигналов и скользящих углах наблюдения приводятся в работе [7], (см. также [6]). В этом случае сечение обратного рассеяния морской поверхности с существенно (на десятки дБ) превышает величину, которую можно было бы объяснить без учета влияния обрушений.

В работе [8] предложена модель формирования РЛ-сигнала за счет обрушений волн. Согласно ей величина σ пропорциональна доле поверхности, покрытой барашками, т.е. величине Q . В рамках этой модели РЛ-контраст оказывается равным

рассмотренному выше контрасту интенсивности обрушений K . Выражая РЛ-контраст в децибелах, получим оценочную формулу

$$K_{РЛ}=10(\lg(\sigma_0+\delta\sigma)-\lg(\sigma_0))$$

$$\approx 23(\delta\sigma/\sigma_0) = 23K$$

где σ_0 - фоновая величина σ , а $\delta\sigma$ - ее возмущение в области динамической особенности в воде. Если динамическая особенность приводит к контрасту обрушений $K \sim 1$, то $K_{РЛ} \sim 20$ дБ. Регистрация таких контрастов на РЛ-изображении не вызывает технических затруднений.

Для реализации РЛ-контроля за динамическими особенностями в воде возможна иерархия вариантов в зависимости от сложности РЛ-аппаратуры. Некалибранный локатор позволяет обнаруживать наличие особенностей и следить за их движением. С помощью калиброванного локатора при известной скорости ветра можно судить о величине градиентов течения, т.е. об интенсивности вертикального обмена. Поскольку уровень РЛ-сигнала для вертикальной поляризации определяется, при прочих равных условиях, преимущественно спектральной плотностью высокочастотной ряби и поэтому сильно зависит от динамической скорости, то работа калиброванным локатором одновременно на горизонтальной и вертикальной поляризациях позволила бы оценивать не только величину K , но и ..

Резюме

1. По данным эксперимента в прибрежной зоне выявлены гидрофизические особенности с масштабом $\sim 100-1000$ м, характеризующиеся вертикальными скоростями до 1 см/с. Такие структуры должны играть важную роль в процессах вертикального обмена. Они весьма слабо проявляются в поле температуры, но отчетливо выделяются в поле обрушений ветровых волн.

2. Получены эмпирические оценки отклика интенсивности обрушений волн на дивергенцию течения.

3. Предложена теоретическая модель отклика обрушений на гидрофизическую особенность, которая описывает данные эксперимента.

4. Сделан вывод о возможности контроля за гидрофизическими особенностями в прибрежной зоне с помощью берегового радиолокатора.

Авторы с благодарностью отмечают вклад В.Н. Кудрявцева в идеологию работы и проведение экспедиционных исследований.

Литература

1. Дулов В.А., Кудрявцев В.Н., Гродский С.А., Щербак О.Г. Наблюдения обрушений ветровых волн во фронтальной зоне Гольфстрима. Препринт МГИ НАНУ, 1996, Севастополь, 42с.
2. Дулов В.А., Кудрявцев В.Н. Обрушения ветровых волн в условиях неоднородных течений и атмосферного погранслоя. МГФЖ, 1995, №6, с.17-32.
3. Phillips O.M. Spectral and statistical properties of the equilibrium range in wind-generated gravity waves. J.Fluid Mech. 1985, vol.156, pp.505-531.
4. M.I.Mityagina, Yu.A.Kravtsov, V.G.Pungin, K.D.Sabinin, V.V.Yakovlev. Detection of Convective Instability in Atmospheric Boundary Layer Over the Ocean by Airborn Ku-band Real Aperture Radar. IGARSS'96 Remote Sensing for a Sustainable Future. 1996, Lincoln, USA, pp.103-105.
5. Marmorino G.O. et al. Gulf Stream surface convergence imaged by synthetic aperture radar. J.Geoph.Res. vol.99, No.C9, 1994, p.18315-18328.
6. Бурдюков В.М. и др. Исследование отображения параметров крупномасштабных внутренних волн на поверхности океана. Препринт МГИ АН УССР, Севастополь, 1986, 74с.
7. Kalmykov,A.A., and V.V. Pustovoytenko. On polarization features of radio signals scattered from the sea surface at small grazing angles. J.Geophys.Res., 81(12), 1976, p.1960-1964.
8. Кудрявцев В.Н., Малиновский В.В. О влиянии внутренних волн на радиолокационный сигнал при малых углах скольжения. МГФЖ, 1988, №6, с.3-9.