

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

УДК 528.88:551:502.330.15] (9-929.9)

РАДИОЛОКАЦИОННАЯ СЪЕМКА И ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВНУТРЕННИХ ПРИЛИВНЫХ ВОЛН В ШЕЛЬФОВОЙ ЗОНЕ

© 2006 г. В. Г. Бондур*, Е. Г. Морозов**, Г. И. Бельчанский***, Ю. В. Гребенюк*

*Научный центр аэрокосмического мониторинга "Аэрокосмос", Москва

**Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва

***Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН, Москва

*Тел.: (495) 632-16-54, 632-17-19; e-mail: vgbondur@online.ru

**Тел.: (495) 129-18-45; e-mail: emorozov@mtu-net.ru

***Тел.: (495) 135-97-25; e-mail: belchans@cimb.ru

Поступила в редакцию 27.09.2005 г.

Приводятся результаты анализа радиолокационных изображений поверхности океана, полученных с помощью спутника "Radarsat" с проявлениями внутренних волн у северо-восточного побережья США в акватории Нью-Йоркской бухты, а также модельные оценки параметров внутренних волн в этом районе. По результатам обработки радиолокационных изображений (РЛИ) определены характеристики внутренних волн, вызванных полусуточным приливом: количество пакетов волн, расстояние между пакетами, длины волн, групповая скорость. С помощью математической модели, основанной на решении полных уравнений гидродинамики с учетом нелинейности волнового процесса и турбулентного обмена, проведены расчеты параметров волновых возмущений, вызванных баротропным приливом в исследуемом районе. При проведении модельных расчетов использовались реальные данные о вертикальной стратификации жидкости в бухте, скоростях течений баротропного прилива, топографии дна и профиле свала глубин в исследуемом районе. Расчеты по численной модели позволили оценить амплитуду внутренних волн и потоки их энергии в районе генерации. Сравнение параметров внутренних волн, полученных по результатам анализа космических РЛИ, с результатами моделирования показало их хорошее совпадение.

ВВЕДЕНИЕ

Внутренние волны являются повсеместным явлением в океане, и оказывают огромное влияние на протекающие в нем процессы. Движения, создаваемые внутренними волнами, пронизывают всю толщу океана и играют важную роль также и в процессах, происходящих на его поверхности [1–6].

Особый интерес к внутренним волнам связан с их ролью в вертикальном обмене океана. Создавая значительные перемещения слоев воды, внутренние волны активно влияют на происходящие в океане динамические процессы, участвуя в перераспределении потоков тепла, импульса механической энергии, турбулентности. Роль внутренних волн в перемешивании вод является доминирующей по сравнению с другими процессами в океане. Вследствие этого исследованию внутренних волн, механизмов их возникновения, развития, распространения и разрушения уделяется большое внимание [5–12].

Внутренние волны могут возникать в результате действия различных причин. В шельфовой зоне генерация внутренних волн наиболее часто связана с приливо-отливными течениями. Материковый склон, поднимаясь с больших глубин

почти до поверхности океана, создает резкую неоднородность для распространения баротропной приливной волны. Приливные течения, встречая на своем пути неровности топографии, получают вертикальные составляющие и, таким образом, происходит периодическое смещение изопикнических поверхностей, что и вызывает внутренние волны приливного периода. Периодические смещения пикноклина вниз и вверх относительно среднего положения приводят к образованию прогрессивных внутренних волн, которые распространяются в обе стороны от склона, а фронт внутренних волн соответственно оказывается приблизительно параллелен континентальному склону. Генерация внутренних волн на материковом склоне значительно изменяется от места к месту в зависимости от наклона дна, величины приливного потока и плотностной стратификации воды [5–12].

Большое количество информации о внутренних волнах в океане получено с помощью стационарных станций, а также дрейфующих и буксируемых приборов, измеряющих температуру и скорость течения на нескольких горизонтах. Традиционные контактные средства регистрации параметров внутренних волн трудоемки, дороги и не позволяют получать информацию о поведении внутренних

волн одновременно на больших площадях акваторий. Следствием этого является, в частности, ограниченность имеющихся сведений о генерации, эволюции и вырождении внутренних волн в океане.

В последние годы стали широко применяться методы дистанционного зондирования (ДЗ) поверхностных проявлений внутренних волн с помощью оптической и радиолокационной аппаратуры, установленной на самолетах и спутниках [13–19]. Это позволяет получать информацию о внутренних волнах на значительных площадях в различных диапазонах спектра электромагнитных волн.

Внутренние волны могут вызывать существенные изменения поверхностного волнения, которые регистрируются с помощью оптической и радиолокационной аппаратуры [14]. К настоящему времени накоплено довольно много изображений морской поверхности, полученных с космических аппаратов и самолетов, на которых наблюдаются внутренние волны [13–19]. Проведенные экспериментальные исследования продемонстрировали эффективность использования аэрокосмических средств зондирования для регистрации внутренних волн и измерения их характеристик.

В последние годы большое количество РЛИ с поверхностными проявлениями внутренних волн было получено с помощью PCA спутников ERS-1, 2, "Radarsat" и ENVISAT [13–23].

В настоящее время для исследования приливных внутренних волн применяются также методы численного моделирования [8, 10]. Математическое моделирование позволяет без больших материальных затрат получать оценки характеристик внутренних волн для широкого диапазона условий стратификации среды, параметров прилива и рельефа морского дна, а также исследовать отдельно любой фактор, влияющий на свойства волн, что невозможно сделать в океанском эксперименте.

В качестве района исследований в настоящей работе выбрана акватория Нью-Йоркской бухты, которая расположена на восточном побережье США у о-ва Лонг-Айленд. Этот район является источником генерации интенсивных внутренних волн приливного характера.

Нью-Йоркская бухта расположена на континентальном шельфе, простирающемся на расстояние 20 км от берега, и подвержена влиянию циркуляции Гольфстрима и ветровых процессов, вызывающих подъем вод с глубин и обменные процессы в эстуарии [11]. Батиметрия бухты приведена на рис. 1. Внутренние волны в этом районе генерируются в сильно стратифицированной среде полусуточным приливом в области свала глубин с 30 до 1000 м. Съемки акватории бухты с помощью радиолокационной и оптической аппаратуры показали, что поверхностные проявления

внутренних волн наблюдаются в период с мая по октябрь, т.е. в летние месяцы, когда имеется резко выраженная стратификация за счет летнего прогрева и сильный сезонный термоклин.

В данной работе представлены результаты анализа РЛИ морской поверхности с проявлениями внутренних волн в шельфовой зоне, а также приведены модельные оценки параметров внутренних волн, вызванных баротропным приливом в этом районе. Модельные расчеты параметров внутренних волн сравниваются с результатами обработки РЛИ внутренних волн.

РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА СПУТНИКОВЫХ РЛИ

Для исследования внутренних волн в Нью-Йоркской бухте использовались семь изображений спутника "Radarsat-1" (Standard Beam Full Resolution, размер снимка 100 км × 100 км, разрешение 26 м × 30 м), полученных в период с июня 1997 по август 2002 гг. в рамках проекта NASAMQ N0361GB.

В данной работе приводятся результаты анализа изображений, снятых 24.06.1997 г. (R1_08552_ST1_100, время съемки 22:36:22; R1_08552_ST1_101, время съемки 22:36:29) и 13.08.2002 г. (R1_35356_ST1_350, время съемки 11:01:23; R1_35356_ST1_352, время съемки 11:01:37).

На рис. 2 показана схема покрытия Нью-Йоркской бухты этими изображениями, а на рис. 3, 4 – исходные РЛИ поверхности океана с проявлениями внутренних волн.

На рис. 5–7 приведены РЛИ бухты с привязкой к географическим координатам, на которые нанесены изобаты. Эти рисунки позволяют более точно определить районы генерации внутренних волн.

Из приведенных РЛИ (рис. 2–7) видно, что в Нью-Йоркской бухте формируется в основном две системы внутренних волн. Первая система волн формируется на границе континентального шельфа и распространяется в северо-западном направлении от района генерации. На радиолокационных изображениях (рис. 3, 5, 7) видны три пакета внутренних волн этой системы, возбужденные полусуточным приливом. Расстояние между последовательными пакетами волн составляет 18–21 км (рис. 8), видимая длина гребней достигает 60 км.

Гребни волн четко ориентированы вдоль изобат. Для определения длин волн проведено сечение изображения пакета вдоль линии, перпендикулярной к фронту волн (рис. 9а). На рис. 9б приведен график интенсивности радиолокационного сигнала вдоль линии сечения пакета волн (коэффициент обратного рассеяния), из которого видно, что длина волн на переднем фронте со-

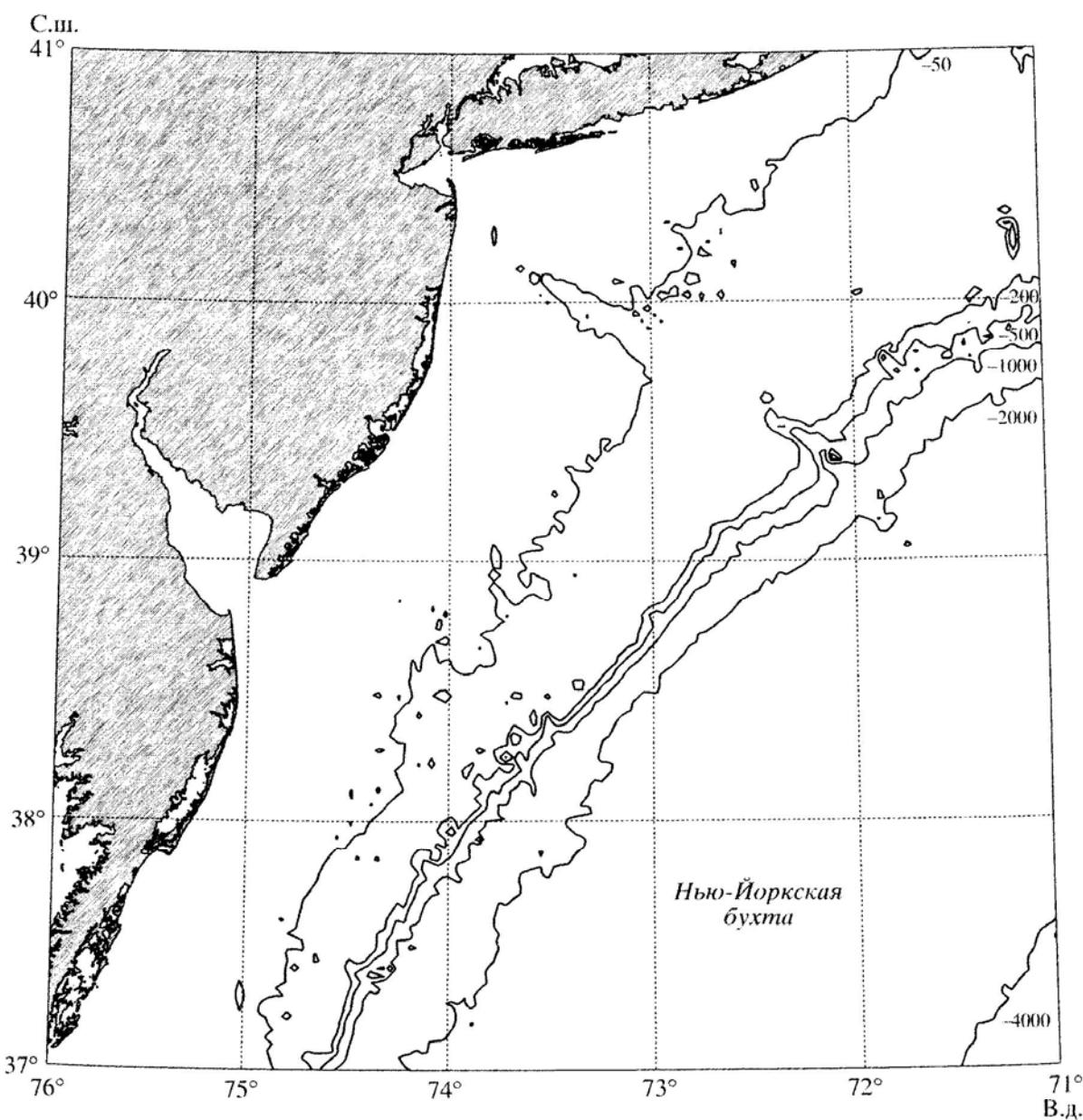


Рис. 1. Батиметрия в Нью-Йоркской бухте.

ставляет 700–800 м и постепенно уменьшается к заднему фронту до 200–300 м. Групповая скорость внутренних волн, оцененная по расстоянию между последовательными положениями пакетов, составляет 0.45–0.5 м/с.

Вторая система внутренних волн формируется в районе каньона Хадсона. На радиолокационных изображениях (рис. 3, 5, 7) видны два пакета волн этой системы, перемещающиеся в северном направлении. Расстояние между пакетами составляет 30 км, длина гребней – 40 км. Гребни волн этой системы ориентированы перпендикулярно к изобатам. Длины волн в пакетах не превышают 200–300 м.

Пакеты внутренних волн, сформированные в районе каньона Хадсона, выделяются на РЛИ

(рис. 3, 5, 7) на небольшом расстоянии от места их генерации. Поэтому фронты волн имеют сильно закругленную форму. При дальнейшем удалении от места генерации кривизна фронтов будет уменьшаться, приобретая линейный вид.

На РЛИ в районе каньона Хадсона наблюдаются также интенсивные одиночные внутренние волны – солитоны. Они формируются в зоне резкого перепада глубины на границе континентального шельфа, что подтверждается при совместном анализе изображения солитона и батиметрии (рис. 7).

Внутренние волны приливного периода генерируются в районе континентального шельфа за счет того, что течения баротропного прилива на-

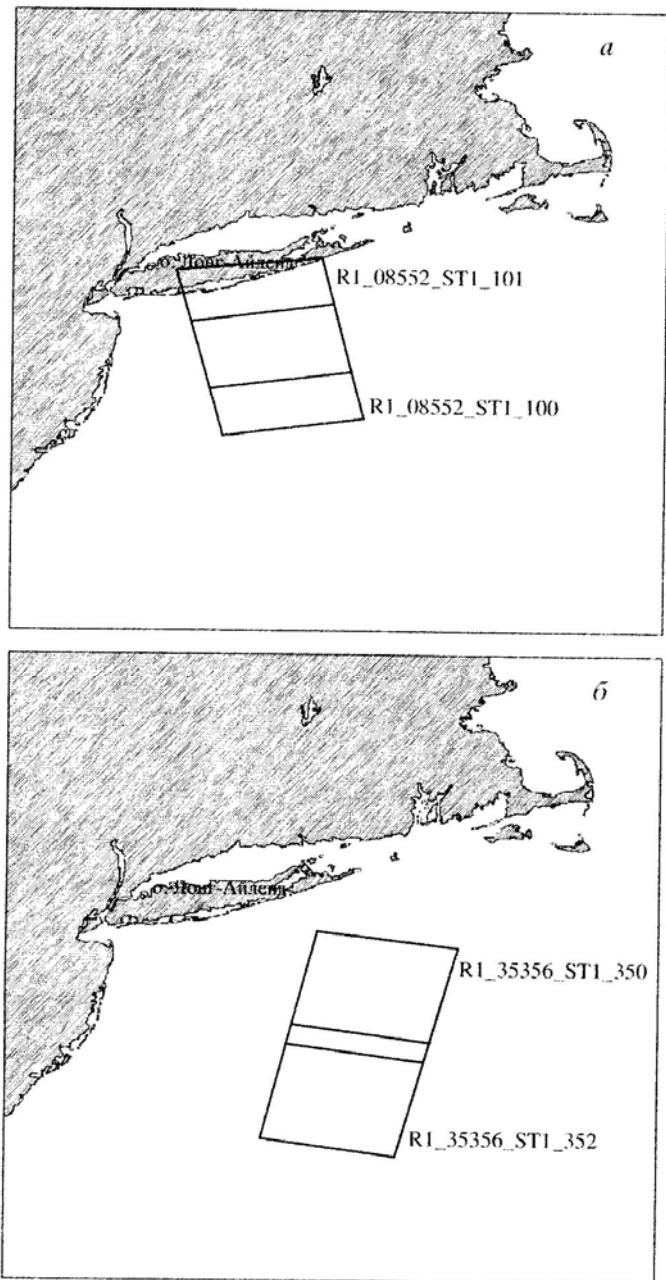


Рис. 2. Территория покрытия района исследований изображениями “Radarsat-1”: Standard Beam от 24.06.1997 г. – *а*; 13.08.2003 г. – *б*.

бегают на склон и вызывают вертикальные смещения изолиний плотности.

Северо-восточное побережье США, которое исследуется в настоящей работе, является известным районом, где внутренние волны ярко проявляются на поверхности океана. Обычно интенсивные внутренние волны распространяются в виде цугов. Проявления таких цугов на поверхности океана хорошо отражаются на спутниковых РЛИ, приведенных на рис. 3–9. Цуги короткопериодных внутренних волн генерируются с периодичностью, близкой к 12 ч. Пакеты волн распро-

страняются от свала глубин в сторону берега и в открытый океан (см. рис. 1, 5).

Периодичность и интенсивность цугов внутренних волн хорошо коррелируют с приливной периодичностью. Кроме того, интенсивность цугов внутренних волн связана с неравенствами баротропного прилива (сизигии и квадратуры) и изменяется в соответствии с интенсивностью прилива, поэтому в исследуемом районе на спутниковых изображениях поверхности океана постоянно видны полосы, параллельные континентальному склону, что, несомненно, связано с проявлениями внутренних волн на поверхности океана. Ниже мы попытаемся дать объяснение эффекту поверхностных проявлений внутренних волн на северо-восточном шельфе США, используя численную модель генерации, распространения и диссиpации внутренних волн.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПАРАМЕТРОВ ВНУТРЕННИХ ВОЛН В ИССЛЕДУЕМОМ РАЙОНЕ

Исследуемая численная модель построена на основе полных уравнений гидродинамики, учитывающих нелинейность волнового процесса, а также турбулентный обмен и диффузию плотности [7, 11].

Рассматривается двумерный (x, z) поток в непрерывно вращающемся стратифицированном океане переменной глубины. Для учета вращения вводится третья координата, однако изменчивость вдоль этой координаты не рассматривается. Используется правая система координат с осью $0x$, направленной от берега, осью $0y$ – вдоль берега и осью $0z$ – вертикально вверх. Мы пренебрегаем градиентами глубины вдоль склона. Система уравнений движения, описывающая динамику стратифицированной жидкости на f -плоскости, сводится к уравнениям для функции тока Ψ и вихря Ω . Внутренние волны описываются следующей системой уравнений:

$$\begin{aligned} \Omega_t + J(\Omega, \Psi) - f(V_z) &= \\ = \frac{g\rho_x}{\rho_0} + K\Omega_{xx} + K(z)\Omega_{zz} + (K(z)\Psi_{zz})_z + (K(z))_z\Omega_z, \\ V_t + J(V, \Psi) + f\Psi_z &= KV_{xx} + (K(z)V_z)_z, \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \rho_t + J(\rho, \Psi) + \frac{\rho_0 N^2(z)}{g} \Psi_x &= \\ = R\rho_{xx} + (R(z)\rho_z)_z + (R(z)\rho_{0z})_z, \end{aligned}$$

где Ψ – это функция тока, ($\Psi_z = U$; $\Psi_x = -W$); $\Omega = \Psi_{xx} + \Psi_{zz}$ – завихренность; (U, V, W) – вектор скорости; N – частота Вайселя–Брента; ρ – возмущение плотности за счет волнового движения; ρ_0 – средняя плотность; f – параметр Корiolisa; $K(z)$,

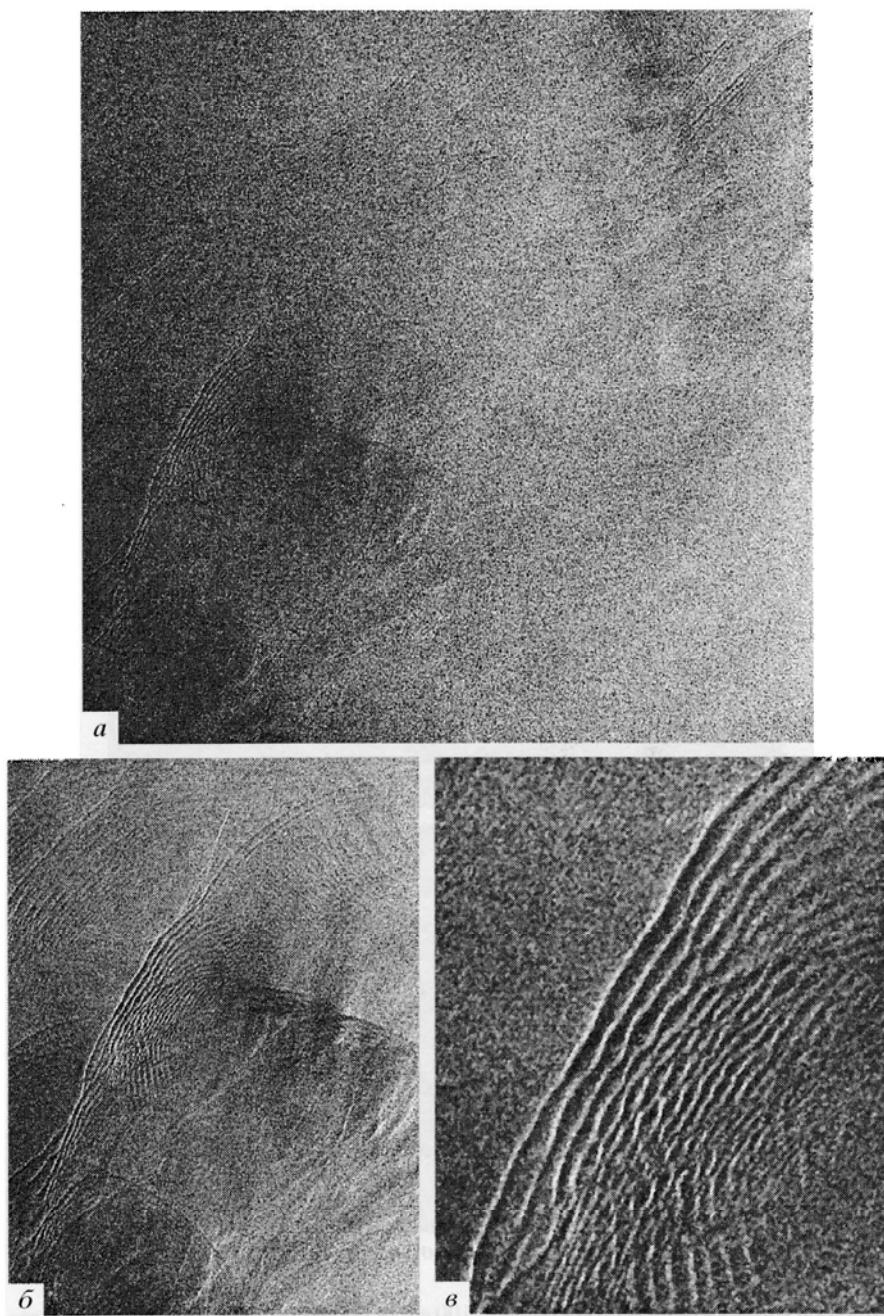


Рис. 3. Исходное изображение R1_35356_ST1_350 от 13.08.2002 г. (а) и фрагменты этого изображения, иллюстрирующие пакеты внутренних волн в зоне каньона Хадеса (б, в).

$K, R(z)$: R – вертикальные и горизонтальные коэффициенты турбулентной вязкости и диффузии плотности; J – якобиан; g – ускорение силы тяжести.

Вместо уравнений диффузии тепла и соли и уравнения состояния используется уравнение диффузии плотности.

Рассматривается только бароклинный отклик океана на воздействие баротропного прилива и принимается условие “твёрдой крышки” на поверхности. Возмущения поверхности отождествляются с возмущениями самой верхней изолинии плотности в верхнем слое модели.

Граничными условиями на поверхности при $z = 0$ являются: $\rho_z = 0, \Omega = 0, \Psi = 0$. Равенство нулю вихренностей означает отсутствие касательных напряжений на свободной поверхности, а равенство нулю функции тока – отсутствие вертикальных движений жидкости при $z = 0$. Условие равенства нулю изменений плотности по вертикали на поверхности океана вытекает из предположения, что потоки тепла и соли через поверхность океана отсутствуют. Это условие означает пренебрежение осадками, испарением и ледообразованием для внутристолбовых процессов.

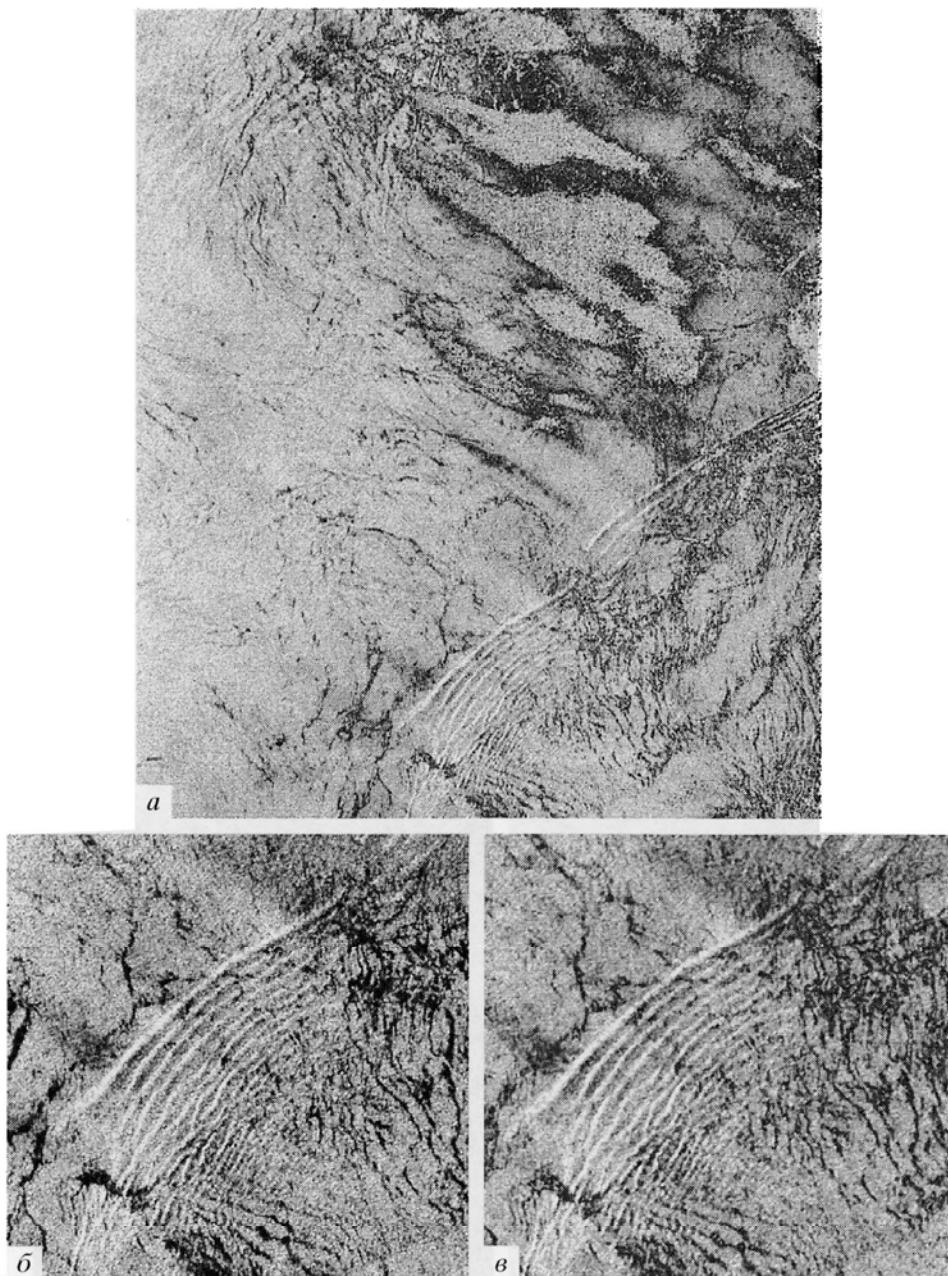


Рис. 4. Фрагмент исходного изображения R1_08552_ST1_100 от 24.06.1997 г. (а) и иллюстрация отдельного пакета внутренних волн до (б) и после фильтрации (в).

Замена граничных условий на возмущенной поверхности $z = (x, t)$ условиями при $z = 0$ равносильна замене набегающей приливной баротропной волны периодическим по времени и постоянным по глубине потоком жидкости или бездивергентной приливной волной. При длине набегающей приливной волны баротропного прилива во много раз превышающей ширину подводного препятствия такое допущение не вносит заметной погрешности в амплитуды бароклинных волн.

На дне задается отсутствие потока тепла и соли и непротекание через дно:

$$Z = -H(x); \quad \partial \rho / \partial n = 0; \quad \Psi = \Psi_0 \sin \omega t,$$

где ω – приливная частота, n – нормаль к дну, Ψ_0 – амплитуда потока массы в приливном течении баротропного прилива.

Границное значение завихренности на дне вычисляется при помощи уравнения $\omega = \Delta \Psi$ с использованием значения поля Ψ на предыдущем временном шаге.

На боковых границах, расположенных далеко от неровностей топографии, волновые возмущения завихренности, функции тока и плотности предполагаются нулевыми. Расчеты прекращаются, когда волновые возмущения достигают боковых границ. Фазовая скорость возмущений не

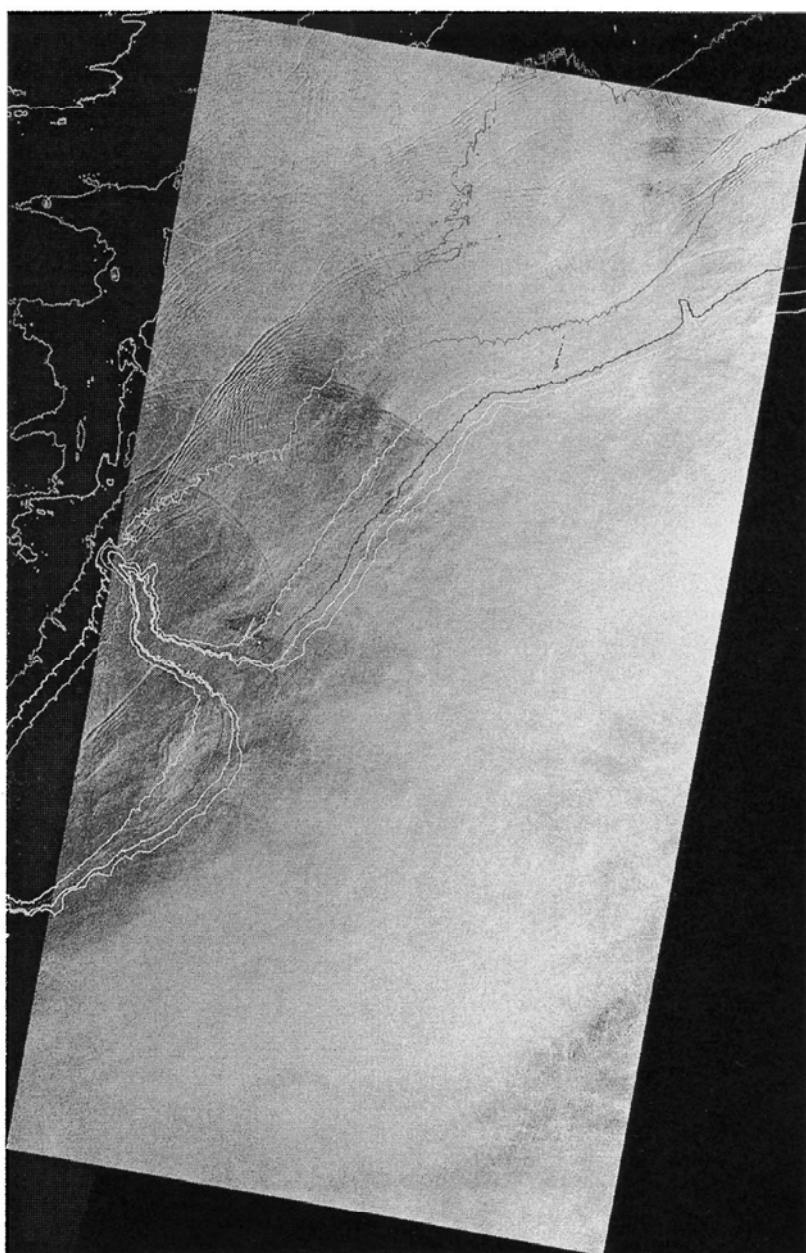


Рис. 5. Мозаика, составленная по изображениям RI_35356_ST1_350 и RI_35356_ST1_350 от 13.08.2002 г. с наложенными изобатами.

превышает 2–3 м/с, что дает возможность вести счет достаточно большое количество шагов по времени. Расчеты начинались из состояния покоя, когда жидкость на дне не движется и изопики горизонтальны.

Баротропный прилив деформирует изопикнические поверхности над неровностью дна и генерирует внутренние волны, расходящиеся в обе стороны от источника возмущений. Если отнести боковые границы области на достаточно далекое расстояние, при котором передний фронт внутренней волны достигает боковых границ не раньше, чем через несколько периодов приливного цикла, то в окрестности неоднородного рельефа

дна за это время установится квазипериодический режим движения, который можно интерпретировать как установленный волновой режим колебаний.

Ставится задача – на основе полных уравнений гидродинамики, учитывающих нелинейность волнового процесса, а также турбулентный обмен, построить математическую модель генерации бароклинного прилива для устойчивой реальной вертикальной стратификации жидкости в районе Нью-Йоркской бухты. Задается невозмущенное внутренними волнами поле плотности, которому соответствует распределение частоты Вайсля–Брента $N(z)$. Из открытой части моря на матери-

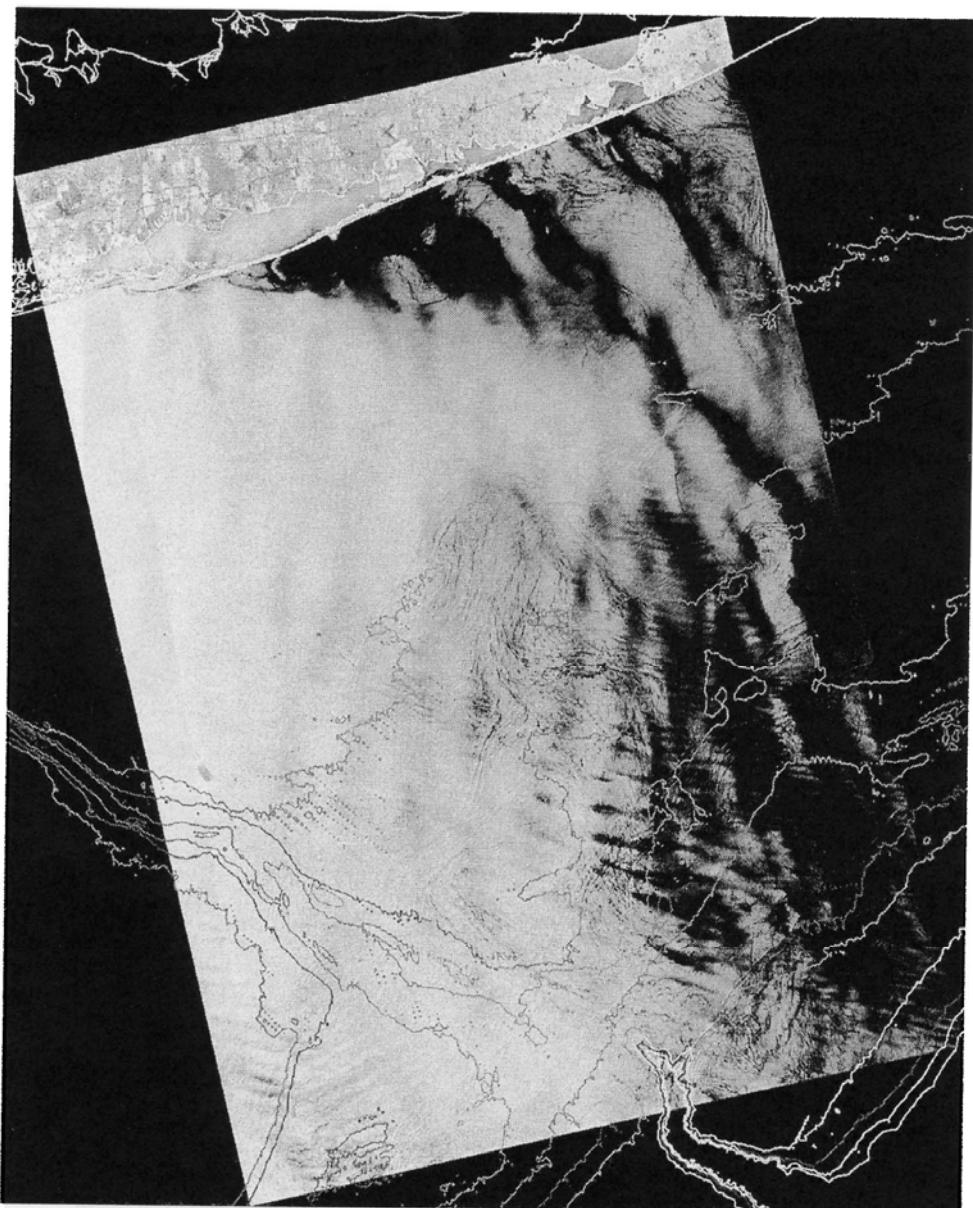


Рис. 6. Мозаика, составленная по изображениям R1_08552_ST1_100 и R1_08552_ST1_101 от 24.06.1997 г. с наложенными изобатами и береговой линией.

ковый склон набегает длинная приливная баротропная волна. Приливные течения, вызываемые этой волной, встречая на своем пути препятствие в виде материкового склона, получают вертикальные составляющие. Периодически изменяющиеся вертикальные составляющие течений вызывают вертикальные колебания изопикнических поверхностей и за счет этого механизма возбуждаются внутренние волны приливного периода. Таким образом, по заданным параметрам возбуждающей волны, стратификации и рельефа решается задача расчета параметров бароклинических волновых возмущений. Расчеты по численной модели позволяют оценить амплитуду внутренних волн и потоки их энергии в непосредственной близости от района генерации.

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛЬНЫХ РАСЧЕТОВ ПАРАМЕТРОВ ВНУТРЕННИХ ВОЛН

Скорость течений баротропного прилива рассчитывалась по данным атласов и измерений высоты прилива на побережье. Для расчетов было принято, что высота прилива у берега составляет 1.5 м. Амплитуды скоростей течений баротропного прилива принималась равной 10 см/с. Характеристика топографии дна и профили свала глубин в направлении перпендикулярном берегу были получены по данным массивов глубинETOPO: (<http://web.ngdc.noaa.gov/mgg/global/sektopo.html>). Стратификация океана (невозмущенное состояние) принималась по данным CTD-измерений, выполненных по программе WOCE (<http://www.climvar.org/>).

Для проведения расчетов по описанной модели было выбрано рабочее поле протяженностью 200 км с шагом по горизонтали, равным 250 м, и 50 уровнями по вертикали. Ширина шельфа превышает 100 км, а глубина океана над шельфом 180 м. Шаг по времени равнялся 45 сек. Такие значения вполне удовлетворяют условию Куранта–Фридрихса для устойчивой работы численной модели.

Коэффициенты горизонтальной вихревой вязкости и диффузии плотности задавались равными $3.2 \text{ м}^2/\text{с}$, а соответствующие коэффициенты по вертикали равнялись $0.006 \text{ м}^2/\text{с}$. При таких коэффициентах обмена численная задача решалась на грани устойчивости. Меньшие значения приводили к численной неустойчивости за счет возникновения сильных нелинейностей волн при больших амплитудах, а при больших значениях коэффициентов волновое движение происходило в чрезмерно вязкой среде, что уменьшало интересующие нас нелинейные эффекты распространения внутренних волн над шельфом. Плотность воды на поверхности принималась равной $1.0240 \text{ кг}/\text{дм}^3$.

Движения частиц воды, вызываемые внутренними волнами, происходят вдоль характеристических линий. Вдоль этих же линий направлен и вектор групповой скорости. Характеристические линии проходят от поверхности до дна, отражаясь от поверхности и от дна. Одно полное расстояние по горизонтали между двумя касаниями дна или поверхности соответствует масштабу длины внутренней волны. При генерации ансамбля внутренних возмущений от неровностей топографии отходят пучки характеристических линий. При большом количестве источников возмущений на неровном склоне возбуждается целый ансамбль таких лучевых возмущений. Вертикальные компоненты волновых векторов возмущений распространяющихся вниз и вверх компенсируют друг друга. Таким образом, формируется стоячая волна по вертикали или мода. Очевидно, что чем больше поток массы, переносимой течениями баротропного прилива через сечение, перпендикулярное берегу, тем больше амплитуды внутреннего прилива.

Модельные расчеты показывают, что обычные уклоны дна, характерные для исследуемого района, могут приводить к возбуждению интенсивного внутреннего прилива относительно большой амплитуды. Поскольку, как стратификация, так и локальные наклоны дна имеют нерегулярную структуру, то поле вынужденных внутренних волн должно иметь такую же пятнистую структуру. Максимальные амплитуды будут наблюдаться там, где случайным образом наклон характеристических кривых для внутренних приливных волн будет совпадать с наклоном дна.

Проведенные исследования показали, что, если начинать расчеты из невозмущенного состоя-

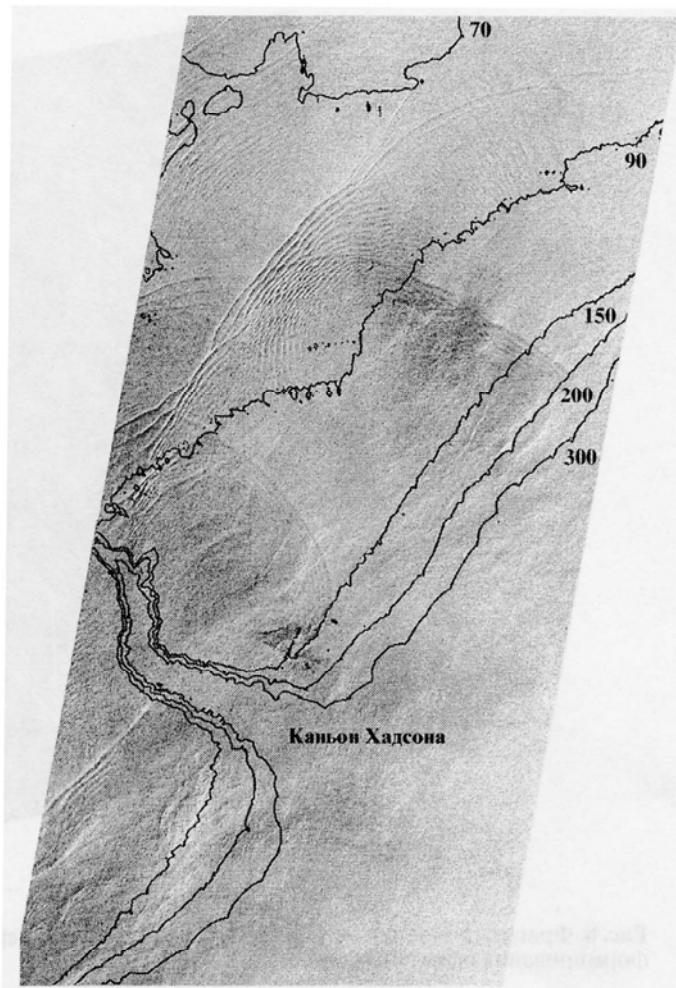


Рис. 7. Фрагмент мозаики на район каньона Хадсона (13.08.2002 г.). Выделяются одиночные внутренние волны (солитоны) в местах формирования на границе континентального шельфа и пакеты внутренних волн.

ния океана, то для получения поля плотности соответствующего картины развитого волнового движения, достаточно проводить вычисления в течение физического времени, соответствующего пяти–шести периодам полусуточной внутренней волны. После этого расчетное поле волны будет эволюционировать соответственно движениям, вызываемым прохождением внутренней волны над заданной топографией дна океана. При этом изменения стратификации будут вызываться внутриволновыми движениями. Таким образом, можно проследить генерацию внутренней волны над континентальным склоном и распространение двух волн, одна из которых направлена в сторону берега, а другая в открытый океан. По мере распространения волн они будут затухать за счет их опрокидывания, генерации более короткопериодных волн и турбулентной вязкости воды.

Начало образования двух волн будет хорошо прослеживаться после проведения расчета в течение $0.75T$, где T – период полусуточного прилива.

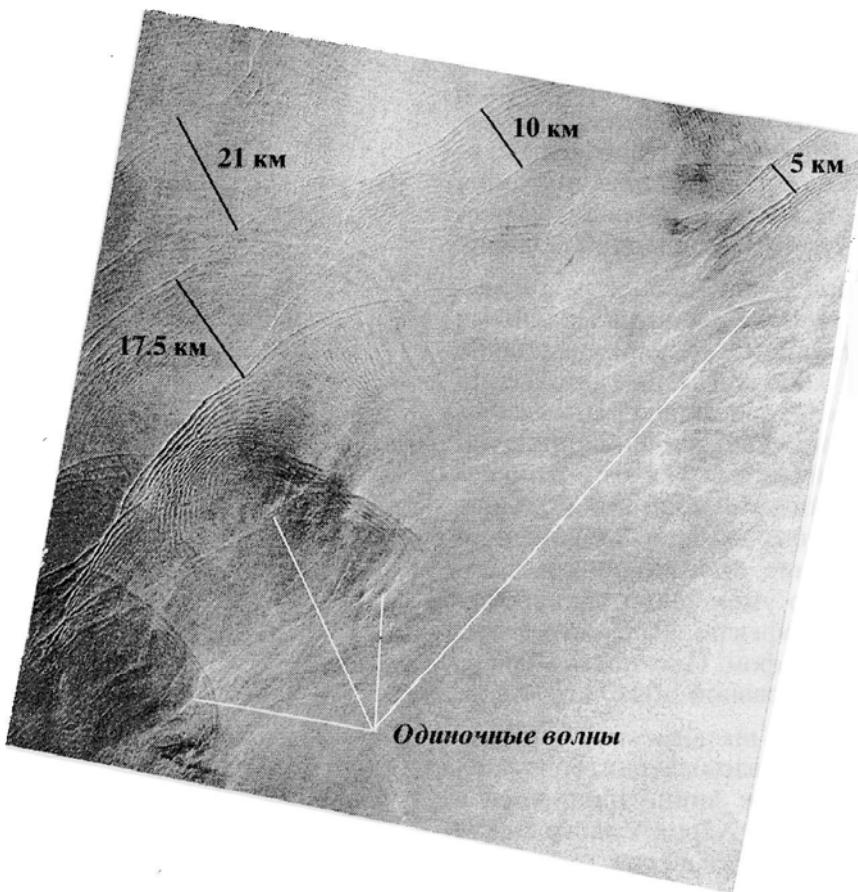


Рис. 8. Фрагмент мозаики от 13.08.2002 г. с указанием измеренных расстояний между пакетами внутренних волн и мест формирования одиночных волн.

Расчетное поле плотности для этого момента времени показано на рис. 10. Изолинии плотности на рисунке проведены с интервалом 0.0002 кг/дм³. Анализ рис. 10 показывает, что уже в момент начала образования возмущения вертикальные смещения вблизи поверхности превышают 20 м.

Для волны, распространяющейся в сторону шельфа, возникает эффект постоянной подкачки волновой энергии, который может конкурировать на определенном участке шельфа с диссинацией энергии и приводить к интенсификации волн. Поскольку постоянная подкачка энергии производится в шельфовую область малых глубин, это ведет к увеличению амплитуды волны со значительной нелинейностью.

В определенные моменты времени рост энергии волны приведет к критическим условиям, что вызовет обрушение волны и передачу энергии пакету короткопериодных внутренних волн. Пакет короткопериодных внутренних волн вначале будет следовать в одном пакете с породившей их внутренней волной большой амплитуды на ее заднем фронте, а потом немного отставать, растягиваясь в пространстве. При этом короткопериодные волны высокой частоты и меньшей амплитуды будут быстрее затухать, чем исходная волна.

Исходная волна в силу значительной нелинейности будет иметь форму импульса с прогибом изопикнических поверхностей вниз от поверхности и от слоя резкого пикноклина, поскольку пикноклин в районе шельфа расположен ближе к поверхности, чем к дну.

Прохождение такого импульса заглубления изопикнических поверхностей в виде одиночной внутренней волны будет сопровождаться конвергентной зоной на поверхности океана, что приведет к появлению зон светлых бликов. Пакет короткопериодных волн, который некоторое время сопровождает одиночную внутреннюю волну, создаст зону темной ряби на поверхности. Поэтому поверхностное проявление такого эффекта будет сопровождаться двумя полосами (светлой и темной), которые будут медленно распространяться в сторону берега.

Расстояние между одиночными волнами оценивается, примерно, в 20 км, что при редких снимках из космоса может восприниматься как неизменная картина таких полос в одном стационарном положении. Поскольку физическое явление генерации внутренних волн на заданном шельфе происходит квазистационарно, эта картина будет наблюдаться практически всегда. Стационарность

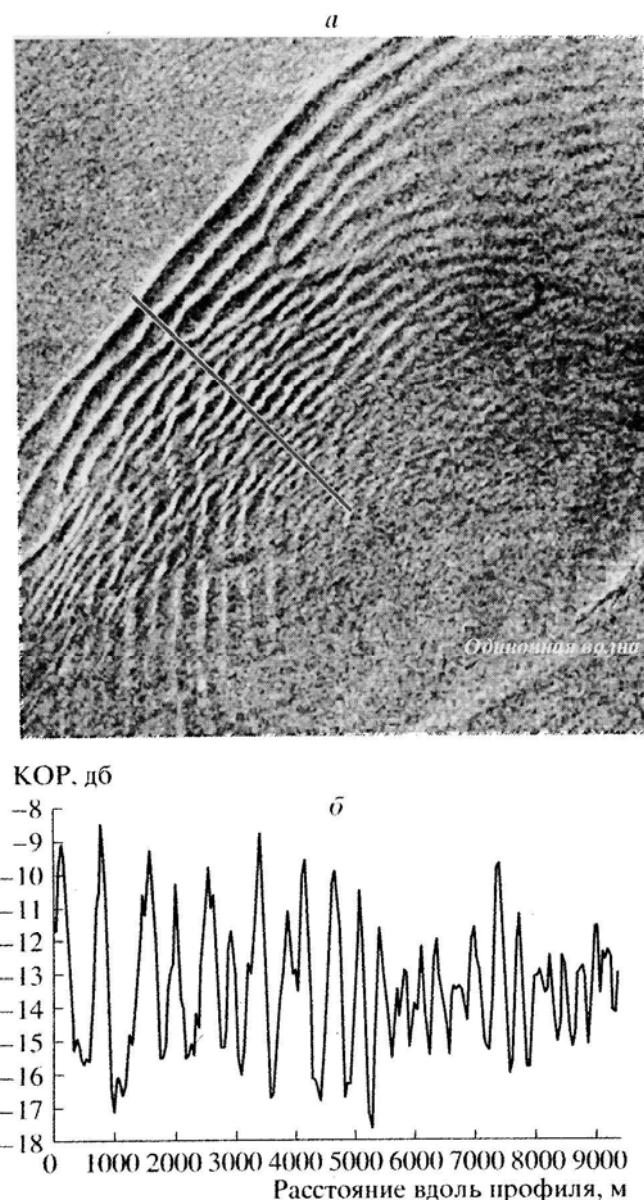


Рис. 9. Фрагмент изображения от 13.08.2002 г. с указанием положения линии сечения и профиль коэффициента обратного рассеяния вдоль сечения.

картины обеспечивается стационарностью профиля глубин, квазистационарностью баротропного прилива (изменяющегося лишь от сизигий к квадратурам) и малыми изменениями в стратификации в течение года (возможны некоторые изменения в верхнем слое, однако резко выраженный слой пикноклина присутствует всегда). Это подтверждается результатами космических съемок, выполненных в разные годы [14].

Картина развитого волнового движения в шельфовой зоне по результатам численных расчетов приведена на рис. 11. Из рисунка видно, что длина волн между интенсивными внутренневолновыми колебаниями вблизи поверхности составляет

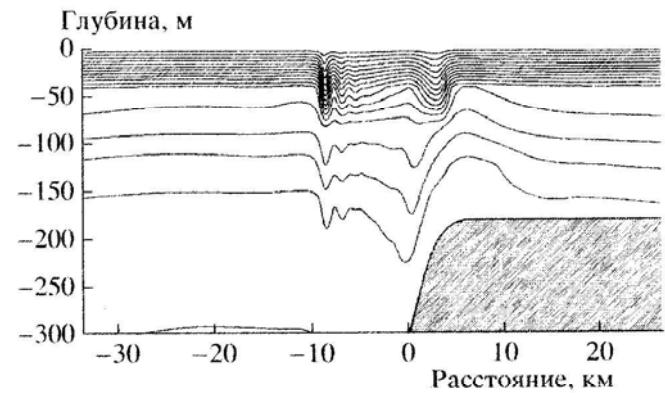


Рис. 10. Полосы плотности, возмущенные приливной внутренней волной.

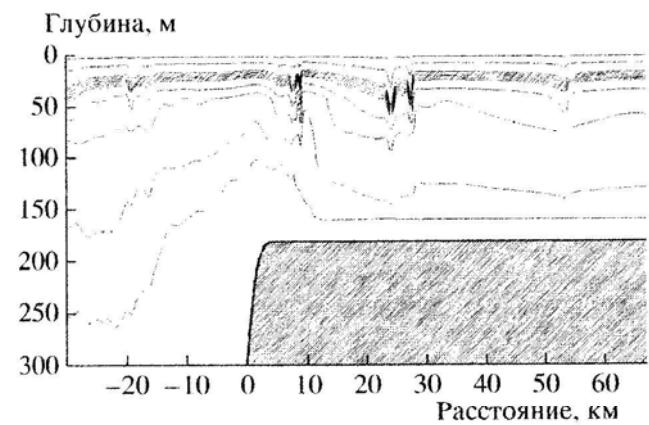


Рис. 11. Развитие внутренней волны над шельфом в виде пакетов большой амплитуды.

ляет около 20 км, что согласуется с наблюдаемым на космических изображениях расстоянием между последовательными пакетами волн.

Аналогичная картина наблюдается и для волны, распространяющейся в сторону открытого океана. На некотором расстоянии от кромки шельфа волна имеет значительную амплитуду, что должно приводить к образованию нелинейности и трансформации волны в пакет короткопериодных волн. Здесь также возможны поверхностные проявления в соответствии с тем же самым физическим механизмом, который был описан ранее для шельфовой зоны.

Отличие волны, распространяющейся в океан, от волны, направленной в сторону берега, заключается в том, что энергия волны не концентрируется в зоне уменьшающихся глубин, а рассредоточивается на увеличивающихся глубинах, что должно приводить к уменьшению плотности энергии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании результатов анализа спутниковых радиолокационных изображений поверхности

океана в шельфовой зоне у северо-восточного побережья США делается вывод о наличии интенсивных внутренних волн около полуострова Лонг-Айленд. Такие внутренние волны вызваны взаимодействием баротропного прилива с континентальным склоном, уклоны которого способствуют сильной генерации внутренних приливных волн.

Численное моделирование с использованием уравнений динамики океана позволило исследовать процесс генерации и распространения внутренних волн и оценить длины волн (20 км) и их амплитуды (до 70 м), которые оказались близки к измеренным по радиолокационным изображениям, полученным со спутника "Radarsat". Наибольшие амплитуды выявлены в районе, где приливная внутренняя волна выходит на шельф. При дальнейшем распространении на шельф волна разрушается на пакеты более короткопериодных волн.

Хорошая согласованность параметров внутренних волн, полученных по результатам обработки космических радиолокационных изображений и численного моделирования, свидетельствует о возможности использования методов математического моделирования для исследования процессов генерации внутренних волн на континентальном шельфе и оценки характеристик внутренних волн при различных условиях стратификации среды и топографии дна.

Представляется актуальным проведение дальнейших исследований внутренних волн, регистрируемых на спутниковых изображениях поверхности океана в прибрежных районах в различные сезоны и годы, а также сравнение зарегистрированных при этом параметров внутренних волн с результатами математического моделирования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Океанология. Физика океана. Т. 2. Гидродинамика океана / Под ред. В.М. Каменковича, А.С. Монина. М.: Наука, 1978. 455 с.
2. Монин А.С., Красицкий В.П. Явления на поверхности океана. Л.: Гидрометиздат, 1985. 375 с.
3. An Atlas of Internal Solitary-like Waves and their Properties. Second Edition. 2004. Global Ocean Associates, Office of Naval Research. Code 322PO. http://www.internalwaveatlas.com/Atlas2_index.html
4. Морозов Е.Г. Океанские внутренние волны. М.: Наука, 1985. 151 с.
5. Коняев К.В., Сабинин К.Д. Волны внутри океана. СПб.: Гидрометиздат, 1992. 272 с.
6. Munk W.H., Wunsch C. Abyssal recipes II: energetics of tidal and wind mixing // Deep-Sea Res. 1998. № 45. P.1977–2010.
7. Vlasenko V., Kutter K. Numerical experiments on the breaking of solitary internal waves over a slope-shelf topography // J. Phys. Oceanogr. 2002. № 32. P. 1779–1793.
8. Morozov E.G., Trulsen K., Velarde M.G., Vlasenko V.I. Internal tides in the Strait of Gibraltar // J. Phys. Oceanogr. 2002. № 32. P. 3193–3206.
9. Morozov E.G., Parrilla-Barrera G., Velarde M.G., Scherbinin A.D. The Straits of Gibraltar and Kara Gates: A Comparison of Internal Tides // Oceanol. Acta. 2003.V. 26 (3). P. 231–241.
10. Morozov E.G., Vlasenko V.I. Extreme tidal internal waves near the Mascarene ridge // J. Marine Syst. 1996. V. 9. № 3–4. P. 203–210.
11. Власенко В.И., Голенко Н.Н., Пака В.Т. и др. Исследование динамики бароклинических приливов в районе кромки шельфа // Океанология. 1997. Т. 37. № 5. P. 668–679.
12. Morozov E.G. Semidiurnal internal wave global field // Deep Sea Res. 1995. V. 42. № 1. P. 135–148.
13. Apel J.R. Linear and nonlinear internal waves in coastal and marginal seas // Oceanographic Application of Remote Sensing / Ed. M. Ikeda, F. Dobson. Boca Raton, FL: CRC Press. 1995. 512 p.
14. Бондур В.Г. Аэрокосмические методы в современной океанологии // Новые идеи в океанологии. М.: Наука, 2004. С. 35–117.
15. Бондур В.Г. Принципы построения космической системы мониторинга Земли в экологических и природно-ресурсных целях // Изв. ВУЗов. Геодезия и аэрофотосъемка. 1995. № 1/2. С. 14–38
16. Бондур В.Г., Гребенюк Ю.В. Аэрокосмические методы определения рельефа дна в прибрежных зонах морей и океанов // Исслед. Земли из Космоса. 2000. № 6. С. 59–73.
17. Gasparovic R.F., Apel J.R., Kasischke E.S. An overview of the SAR internal wave signature experiment // J. Geophys. Res. 1988. № 93 (C). 12304–12316.
18. Apel J.K., Byrne H.M. et al. Near simultaneous observations of intermittent internal waves on the continental shelf from ship and spacecraft // Geophys. Res. Lett. 1975. V. 2. P. 128–131.
19. Lavrova O.Y., Sabinin K.D., Badulin S.I. Radar observation of internal wave and current interaction // Proc. IGARSS'99 Hamburg, Germany, 1999. V. 1. P. 159–161.
20. Мальцева И.Г., Маров М.Н., Фукс В.Р. и др. Анализ кинематического механизма изображения океанских внутренних волн на космических РСА-снимках // Исслед. Земли из космоса. 1995. № 3. С. 56–63.
21. Belchansky G.I., Douglas D.C. Seasonal Comparisons of Sea Ice Concentration Estimates Derived from SSM/I, OKEAN, and RADARSAT data // J. Remote Sens. Environ., Elsev. Sci. N.Y., USA, 2002. V. 81(1) P. 67–81.
22. Belchansky G.I., Eremeyer V.A., Mordvintsev I.N., Platonov N.G. Comparative Analysis of Seasonal Estimates of Sea Ice Concentrations Determined Using the Okean-01, SSM/I, and RADARSAT Satellite Data. Mapping Sciences and Remote Sensing. Inc./Bellwether Publishing Ltd. Columbia, MD. USA: V.H.Winston & Son, 2002. V. 39(1). P. 56–65.
23. Belchansky G.I., Mordvintsev I.N., Platonov N.G., Douglas D.C. Estimating the melt onset, melt duration and short wave albedo of sea ice using SSM/I, OKEAN, RADARSAT and AVHRR Data. Proc. Int. Simp. "Arctic Feedbacks to Global Change". Finland, 2001. P. 72–73.

Radar Imaging and Numerical Simulation of Internal Tidal Waves Nearby U.S. North-Eastern Coast

V. G. Bondur*, E. G. Morozov**, G. I. Belchansky***, Yu. V. Grebenyuk*

**Scientific Center of Aerospace Monitoring "AEROCOSMOS", Moscow*

***P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow*

****A.S. Severtsov Institute of Ecology and Evolution, Russian Academy of Sciences, Moscow*

RADARSAT sea-surface space image analysis results with internal wave manifestation in New York Bright and internal wave simulation data are considered. Semi-diurnal tidal internal wave characteristics as: wave packet number, wave packet distance, wavelengths, group velocity are determined by satellite image processing. Using mathematical model, based on complete hydrodynamic equation solution and non-linear wave motion and turbulent exchange, wave disturbance characteristics caused by barotropic tidal detection in researched area has been estimated. Real data on vertical fluid stratification, barotropic tidal current velocity, bottom topography and profile of steep depth gradient in researched area has been used in simulation data. Internal wave amplitude and their energy flux in the area of generation have been estimated due to numerical simulation output. Analysis results of internal wave parameters both of satellite radar image processing and simulation data coincided closely.

