

# Радиолокационное наблюдение и численное моделирование внутренних приливных волн у побережья Северо-Западной Атлантики

В.Г. Бондур<sup>1</sup>, Е.Г. Морозов<sup>2</sup>, Ю.В. Гребенюк<sup>1</sup>

*<sup>1</sup>Научный центр аэрокосмического мониторинга «Аэрокосмос»,  
105064 Москва, Гороховский пер., 4  
E-mail: [vgbondur@online.ru](mailto:vgbondur@online.ru)*

*<sup>2</sup>Институт океанологии им. П.П. Шириова РАН,  
117997 Москва, Нахимовский проспект, 36  
E-mail: [emorozov@mtu-net.ru](mailto:emorozov@mtu-net.ru)*

Рассматриваются результаты обработки радиолокационных изображений морской поверхности с проявлениями внутренних волн в шельфовой зоне, а также модельных оценок параметров внутренних волн, вызванных баротропным приливом в этом районе.

По результатам обработки радиолокационных изображений с проявлениями внутренних волн в акватории Нью-Йоркской бухты 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. Выполненные расчеты модели позволили оценить амплитуды внутренних волн и потоки их энергии в районе генерации.

Сравнение параметров внутренних волн, полученных по результатам анализа космических радиолокационных изображений, с результатами моделирования показало хорошее совпадение.

## Введение

Внутренние волны оказывают огромное влияние на процессы, протекающие в океане. Движения, создаваемые внутренними волнами, пронизывают всю толщу океана и играют важную роль также и в процессах, происходящих на его поверхности [1-5]. Вследствие этого, исследованию внутренних волн, механизмов их возникновения, развития, распространения и разрушения уделяется большое внимание.

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 [2, 3, 5, 7].

На материковом склоне генерация внутренних волн зависит от наклона дна, величины приливного потока и плотностной стратификации воды [1-4].

Важную роль в исследовании поверхностных проявлений внутренних волн играют методы дистанционного зондирования с помощью оптической и радиолокационной аппаратуры, установленной на самолетах и спутниках [5-7, 13-18]. Внутренние волны могут вызывать изменения структуры поверхностного волнения и температуры поверхности, которые регистрируются с помощью аэрокосмической аппаратуры. К настоящему времени накоплено довольно много данных о проявлениях внутренних волн на поверхности океана, полученных с космических аппаратов и самолетов [5-7, 13-18]. Проведенные экспериментальные исследования продемонстрировали эффективность использования аэрокосмических средств зондирования для регистрации внутренних волн и измерения их характеристик.

В настоящее время для исследования приливных внутренних волн применяется также методы численного моделирования [8, 10-12]. Математическое моделирование позволяет с минимальными затратами оценивать характеристики внутренних волн для широкого диапазона условий стратификации

среды, параметров приливов и рельефа морского дна, а также исследовать отдельно любой фактор, влияющий на свойства этих волн. Это невозможно сделать в натуральных экспериментах.

В настоящей работе исследовалась акватория Нью-Йоркской бухты, которая расположена на восточном побережье США у о. Лонг-Айленд. Этот район является источником генерации интенсивных внутренних волн приливного характера. Эта бухта расположена на континентальном шельфе и подвержена влиянию циркуляции Гольфстрима и ветровых процессов, вызывающих подъем вод с глубин и обменные процессы в эстуарии. Внутренние волны в этом районе генерируются в сильно стратифицированной среде полусуточным приливом в области свала глубин с 30 до 1000 м.

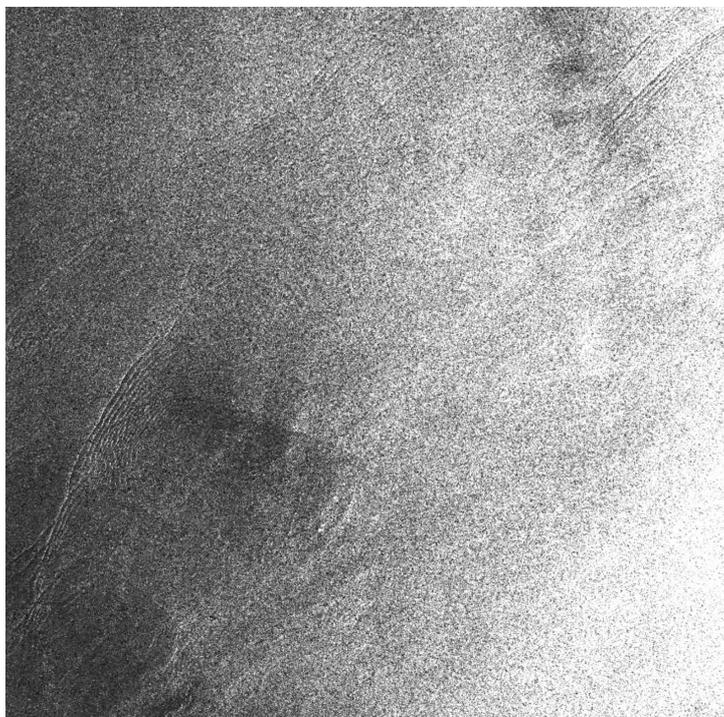
Аэрокосмические съемки бухты показали, что поверхностные проявления внутренних волн наиболее сильно выражены в летние месяцы (в период с мая по октябрь месяцы), когда наблюдаются резко выраженная стратификация за счет летнего прогрева и сильный сезонный термоклин. В работе проанализированы космические изображения и проведено численное моделирование внутренних волн у побережья акватории Северо-западной Атлантики.

### **Анализ спутниковых радиолокационных изображений**

Для исследования внутренних волн в Нью-Йоркской бухте использовались радиолокационные изображения спутника RADARSAT (Standard Beam Full Resolution, размеры снимков 100 км × 100 км, разрешение 26 × 30 м), со спутников ERS-1, SEASAT, а также данные, полученные с помощью самолетной РЛСБО «Нить» [16] учеными ИКИ РАН в ходе проведения совместного Российско-Американского эксперимента JUSREX в 1992 г. [15].

Кроме этого привлекались данные, полученные на основании оптических изображений, полученных со спутника TERRA (аппаратура ASTER).

На рис. 1 и 2 в качестве примеров представлены два радиолокационных изображения морской поверхности с проявлениями внутренних волн и увеличенные фрагменты областей с проявлениями внутренних волн. Изображения получены 13 августа 2002 г. и 24 июня 1997 г. с борта спутника RADARSAT.



*Рис. 1. Исходное изображение, полученное со спутника RADARSAT 13 августа 2002 г.*



Рис. 2. Фрагмент исходного изображения, полученного со спутника RADARSAT 24 июня 1997 г.

На рис. 3 приведен фрагмент радиолокационного изображения бухты, полученного 13 августа 2002 г. с привязкой к географическим координатам. На изображении нанесены изобаты, что позволяет более точно определить районы генерации внутренних волн. Расстояние между последовательными пакетами волн составляет 18-21 км (рис.4), видимая длина гребней достигает 60 км.

Из радиолокационных изображений, приведенных на рис. 1-4, видно, что в Нью-Йоркской бухте формируется две системы внутренних волн. Первая из них возникает на границе континентального шельфа и распространяется в северо-западном направлении от района генерации. На радиолокационных изображениях (рис. 1, 3, 4) видны 3 пакета внутренних волн этой системы, возбужденные полусуточным приливом. Гребни волн четко ориентированы вдоль изобат. Длина волн на переднем фронте составляет 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.1) видны 2 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.

Представляет интерес сравнить характеристики внутренних волн, измеренных по радиолокационным изображениям, полученным со спутника RADARSAT (рис. 3, 4), с параметрами волн, наблюдавшихся на других космических изображениях в акватории Нью-Йоркской бухты. С этой целью был проведен анализ изображений акватории бухты, имеющих в Атласе внутренних волн [[http://www.internalwaveatlas.com/Atlas2\\_index.html](http://www.internalwaveatlas.com/Atlas2_index.html)], а также изображений, полученных с помощью самолетной РЛС [5,15,17,18]:

- радиолокационное изображение, снятое спутником SEASAT 31 августа 1978 г. (рис. 7);
- радиолокационные изображения, полученные спутником ERS-1 31 июля 1995 г. и 18 июля 1992 г. (рис. 5, 6);
- оптическое изображение, полученное радиометром ASTER спутника TERRA 8 июня 2001 г. (рис. 8).
- 2 радиолокационных изображения, полученных самолетной РЛС бокового обзора 18 и 21 июля 1992 г. [17, 18] (рис. 9, 10).

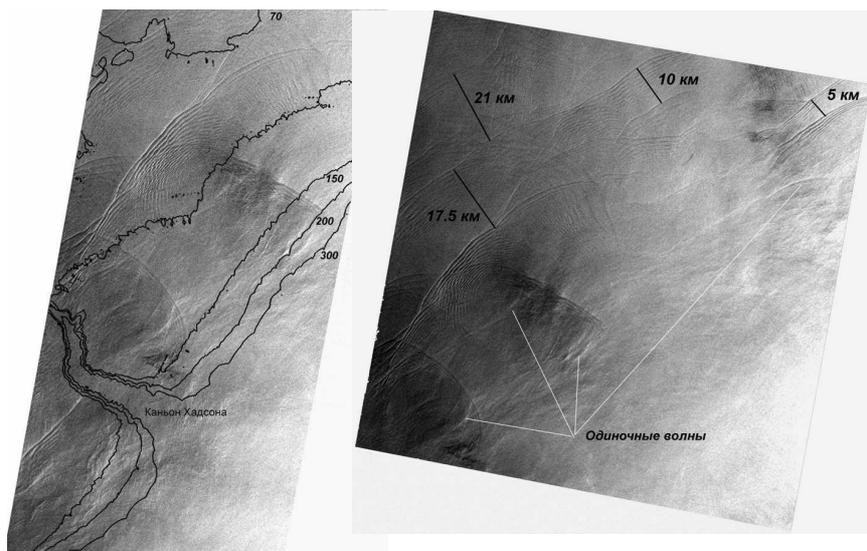


Рис. 3. Фрагмент изображения, полученного со спутника RADARSAT 13 августа 2002 г. для района каньона Хадсона, демонстрирующий расположение пакетов внутренних волн и одиночных внутренних волн

Рис. 4. Фрагмент изображения, полученного со спутника RADARSAT 13 августа 2002 г. с указанием измеренных расстояний между пакетами внутренних волн и мест формирования одиночных волн

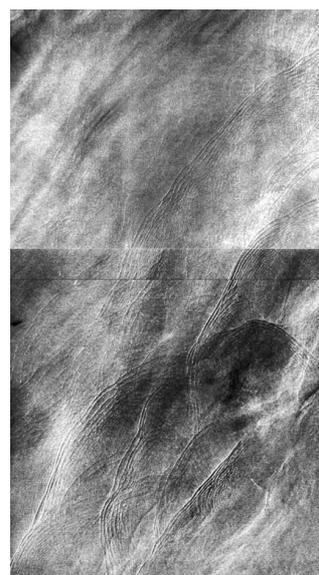


Рис. 5. Изображение участка акватории Нью-Йоркской бухты, полученное со спутника ERS-1 18 июля 1992 г.,  $\lambda=5.6$  см, поляризация ВВ, 180x100 км

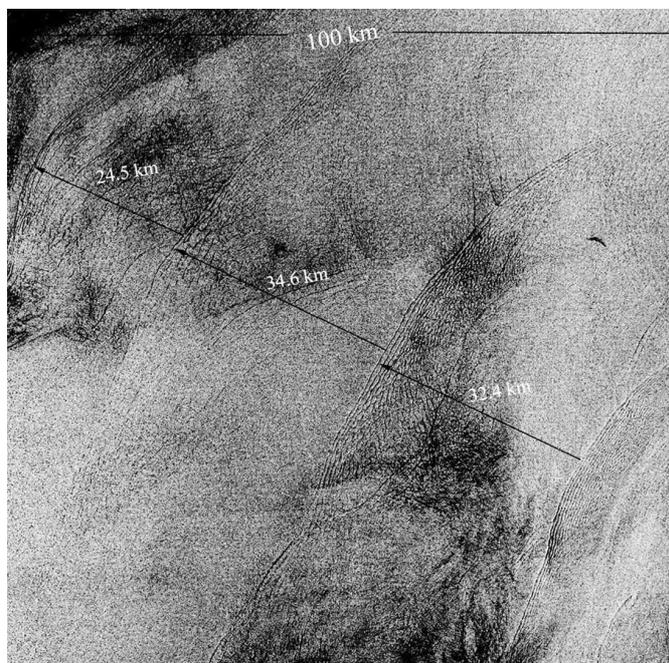


Рис. 6. Изображение участка акватории Нью-Йоркской бухты, полученное со спутника ERS-1 31 июля 1995 г.,  $\lambda=5.6$  см, поляризация ВВ, 100x100 км

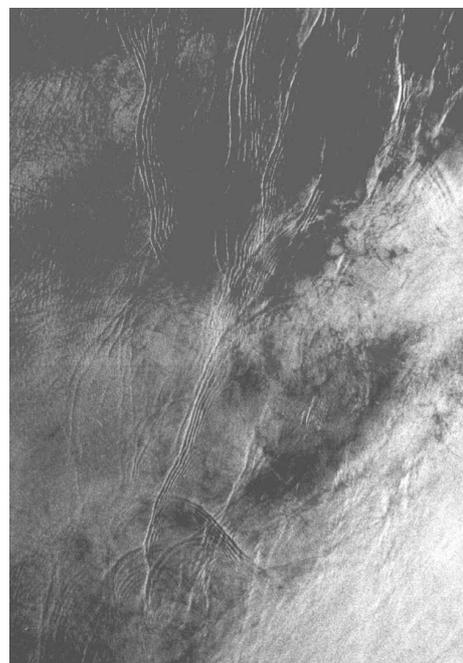


Рис. 7. Изображение участка акватории Нью-Йоркской бухты, полученное со спутника SEASAT 31 сентября 1978 г.,  $\lambda=23$  см, поляризация ГГ, 75x55 км



Рис. 8. Изображение участка акватории Нью-Йоркской бухты, полученное радиометром ASTER спутника TERRA 8 июня 2001, диапазон VNIR, 180x60 км

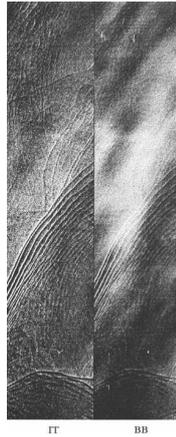


Рис. 9. Изображение участка акватории Нью-Йоркской бухты, полученное самолетной РЛСБО «Нить» 18 июля 1992 г.,  $\lambda=2.5$  см, поляризация ВВ, ГГ, 12x60 км [18]



Рис. 10. Изображение участка акватории Нью-Йоркской бухты, полученное самолетной РЛСБО «Нить» 21 июля 1992 г.,  $\lambda=2.5$  см, поляризация ВВ, ГГ, 12x60 км [17]

Параметры внутренних волн, наблюдавшиеся в Нью-Йоркской бухте на различных космических изображениях, сведены таблицу 1.

Таблица 1. Параметры внутренних волн в Нью-Йоркской бухте, наблюдаемых на изображениях различных спутников

<b>Спутник, дата наблюдения, длина волны <math>\lambda</math>, поляризация ВВ/ГГ</b>	<b>Количество наблюдаемых пакетов волн для 1,2 системы волн</b>	<b>Расстояние между пакетами</b>	<b>Количество волн в пакете</b>	<b>Рисунок</b>
SEASAT 31.09.1978 $\lambda=23$ см, ГГ	1с. - 3 2с. - 2	11-14 км	15 - 20	Рис. 7
ERS-1 18.07.1992 г. $\lambda=5.6$ см, ВВ	1с. - 4 2с. - 1	15-30 км	5 - 10	Рис. 5
Самолетная РЛС БО 18.07.1992 $\lambda=2.25$ см, ВВ, ГГ	1с. - 1 2с. - 1	-	8– 12 6 - 0	Рис. 9
Самолетная РЛС БО 21.07.1992 $\lambda=2.25$ см, ВВ, ГГ	1с. - 1	-	15 - 20	Рис. 10
ERS-1 31.07.1995 $\lambda=5.6$ см, ВВ	1с. - 4	24 -34 км	6 - 10	Рис. 6
RADARSAT 24.06.1997 г. $\lambda=5.6$ см, ГГ	1с. - 1	-	7 - 11	Рис. 2
TERRA/ ASTER 08.06.2001 г. ближний ИК	1с. -2 2с. -2	16-24 км	8 – 10	Рис. 8
RADARSAT 13.08.2002 г. $\lambda=5.6$ см, ГГ	1с. -4 2с.-2	17-32 км	6 - 12	Рис. 1

Анализ данных таблицы 1 показывает следующее. Не смотря на то, что изображения были получены в разных диапазонах спектра электромагнитных волн, на разных поляризациях и в разные годы, параметры наблюдавшихся на них внутренних волн достаточно хорошо согласуются.

### Моделирование параметров внутренних волн в Нью-Йоркской бухте

При проведении исследований использовалась модель, построенная на основе полных уравнений гидродинамики, учитывающих нелинейность волнового процесса, а также турбулентный обмен и диффузию плотности [11,12].

При этом рассматривался двумерный (x,z) поток в стратифицированном вращающемся океане переменной глубины. Для учета вращения вводилась третья координата. Изменчивость вдоль этой координаты не рассматривается. Использовалась правая система координат с осью 0x, направленной от берега, осью 0y - вдоль берега и осью 0z - вертикально вверх.

Система уравнений движения, описывающая динамику стратифицированной жидкости на f-плоскости, сводится к уравнениям для функции тока  $\Psi$  ( $\Psi_z=U$ ,  $\Psi_x=-W$ ) и вихря  $\Omega = (\Psi_{xx} + \Psi_{zz})$ . Внутренние волны описываются следующей системой уравнений:

$$\begin{aligned} \Omega_t + J(\Omega, \Psi) - f V_z &= \frac{g \rho_x}{\rho_0} + K \Omega_{xx} + K(z) \Omega_{zz} + (K(z) \Psi_{zz})_z + (K(z))_z \Omega_z \\ V_t + J(V, \Psi) + f \Psi_z &= K V_{xx} + (K(z) V_z)_z \\ \rho_t + J(\rho, \Psi) + \frac{\rho_0 N^2(z)}{g} \Psi_x &= R \rho_{xx} + (R(z) \rho_z)_z + (R(z) \rho_0)_z \end{aligned} \quad (1)$$

где  $\Psi$  - это функция тока, ( $\Psi_z = U$ ;  $\Psi_x = -W$ ),  $\Omega = \Psi_{xx} + \Psi_{zz}$  - завихренность, (U, V, W) - вектор скорости, N - частота Вайсяля-Брента,  $\rho$  - возмущение плотности за счет волнового движения,  $\rho_0$  - средняя плотность, f - параметр Кориолиса,  $K(z)$ ,  $K$ ,  $R(z)$ ,  $R$  - вертикальные и горизонтальные коэффициенты турбулентной вязкости и диффузии плотности, J - якобиан, g - ускорение силы тяжести.

Рассматривался только бароклинный отклик океана на воздействие баротропного прилива и принималось условие «твердой крышки» на поверхности. Возмущения поверхности отождествлялись с возмущениями самой верхней изолинии плотности в верхнем слое модели.

Баротропный прилив деформирует изопикнические поверхности над неровностью дна и генерирует внутренние волны, расходящиеся в обе стороны от источника возмущений.

Применительно к рассматриваемому случаю строилась математическое модель генерации бароклинного прилива для устойчивой реальной вертикальной стратификации жидкости в районе Нью-Йоркской бухты. Задавалось невозмущенное внутренними волнами поле плотности, которому соответствовало распределение частоты Вайсяля-Брента N(z). Из открытой части моря на материковый склон набегала длинная приливная баротропная волна. Приливные течения, вызываемые этой волной, встречая на своем пути препятствие в виде материкового склона, получали вертикальные составляющие. Периодически изменяемые вертикальные составляющие течений вызывали вертикальные колебания изопикнических поверхностей. За счет этого механизма возбуждались внутренние волны приливного периода.

По заданным параметрам возбуждающей волны, стратификации и рельефа рассчитывались параметры бароклинных волновых возмущений. Расчеты по численной модели позволяли оценить амплитуду внутренних волн и потоки их энергии в непосредственной близости от района генерации. Скорость течений баротропного прилива рассчитывалась по данным атласов и измерений высоты прилива на побережье. Для расчетов было принято, что высота прилива у берега составляла 1.5 м. Амплитуды течений баротропного

прилива принималась равной 10 см/с. Характеристика топографии дна и профили свала глубин в направлении перпендикулярном берегу были получены по данным массивов глубин ЕТОРО: (<http://web.ngdc.noaa.gov/mgg/global/seltopo.html>). Стратификация океана (невозмущенное состояние) принималась по данным STD-измерений, выполненных по программе WOCE (<http://www.clivar.org/>).

Для проведения расчетов было выбрано рабочее поле протяженностью 200 км с шагом по горизонтали 250 м и 50 уровнями по вертикали. Ширина шельфа превышала 100 км, а глубина океана над шельфом 180 м. Шаг по времени равнялся 45 сек. Коэффициенты горизонтальной вихревой вязкости и диффузии плотности задавались равными 3.2 м<sup>2</sup>/с, а соответствующие коэффициенты по вертикали равнялись 0.006 м<sup>2</sup>/с. Плотность воды на поверхности принималась равной 1.0240 кг/дм<sup>3</sup>.

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 и 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, приводят 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.

Для расчета поля плотности, характерного для развитого волнового движения, проводились вычисления в течение физического времени, соответствующего пяти-шести периодам полусуточной внутренней волны. После этого расчетное поле волны эволюционирует соответственно движениям, вызываемым ее прохождением над заданной топографией дна океана.

Таким образом, прослеживалась генерация внутренней волны над континентальным склоном и распространение двух волн, одна из которых направлена в сторону берега, а другая в открытый океан. По мере распространения волны затухают за счет опрокидывания, генерации более короткопериодных волн и турбулентной вязкости воды.

Начало образования двух волн хорошо прослеживается при проведении расчета в течение 0.75T, где T – период полусуточного прилива. Расчетное поле плотности для этого момента времени показано на рис. 11. Изолинии плотности на рисунке проведены с интервалом 0.0002 кг/дм<sup>3</sup>.

Анализ рис. 11 показывает, что уже в момент начала образования возмущения вертикальные смещения вблизи поверхности превышали 20 м.

Для волны, распространяющейся в сторону шельфа, возникает эффект постоянной подкачки волновой энергии, который может конкурировать на определенном участке шельфа с диссипацией энергии и приводить к интенсификации волн. Поскольку постоянная подкачка энергии производится в шельфовую область малых глубин, это приводит к увеличению амплитуды волны со значительной нелинейностью. В определенные моменты времени рост энергии волны приводит к критическим условиям, что вызовет обрушение волны и передачу энергии пакету короткопериодных внутренних волн.

Короткопериодные внутренние волны вначале следуют в одном пакете с породившей их внутренней волной большой амплитуды на её заднем фронте, а потом немного отстают, растягивая пакет в пространстве. При этом, короткопериодные волны высокой частоты и меньшей амплитуды затухают быстрее, чем исходная волна. Исходная волна, в силу значительной нелинейности, имеет форму импульса с прогибом изопикнических поверхностей вниз от поверхности и от слоя резкого пикноклина, поскольку пикноклин в районе шельфа расположен ближе к поверхности, чем ко дну.

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

Картина развитого волнового движения в шельфовой зоне по результатам численных расчетов приведена на рис.12. Из рисунка видно, что длина волн между интенсивными внутренневолновыми колебаниями вблизи поверхности составляла около 20 км, что согласуется с расстояниями, определяемыми по космическим изображениям.

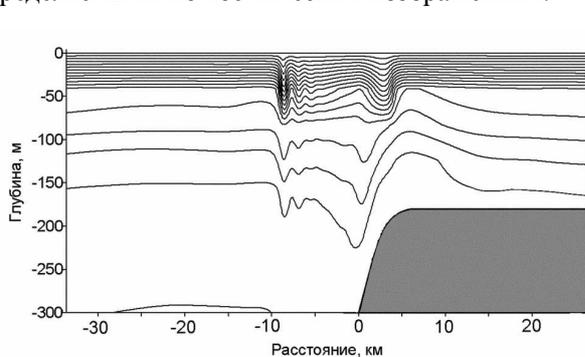


Рис. 11. Поле плотности, возмущенное приливной внутренней волной, полученное путем математического моделирования

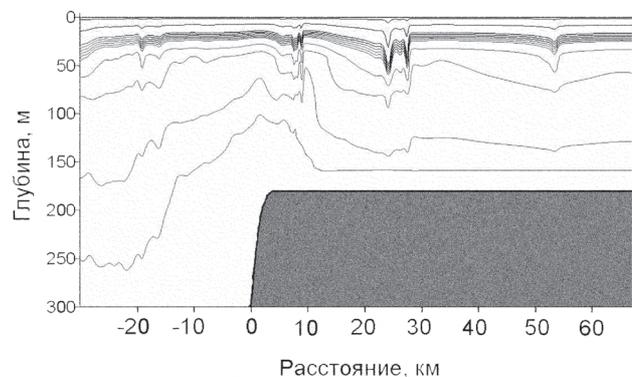


Рис. 12. Результат моделирования развития внутренней волны над шельфом в виде пакетов большой амплитуды

Аналогичная картина наблюдалась и для волны, распространяющейся в сторону открытого океана. На некотором расстоянии от кромки шельфа волна имела значительную амплитуду, что приводило 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 основе результатов анализа радиолокационных космических и самолетных изображений поверхности океана в районе 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 способствовали 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 спутников

RADARSAT и ERS-1. Наибольшие амплитуды выявлены в районе, где приливная внутренняя волна выходила на шельф. При дальнейшем распространении на шельф волна разрушалась 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 их характеристик при различных условиях стратификации среды и топографии дна.

## Литература

1. Океанология. Физика океана. Т.2. Гидродинамика океана. Под ред. Каменковича В.М., Моница А.С. // М.: Наука, 1978. 455 с.
2. Монин А.С., Красицкий В.П. Явления на поверхности океана // Л.: Гидрометиздат, 1985. 375 с.
3. Коняев К.В., Сабинин К.Д. Волны внутри океана // С.-Пб.: Гидрометеиздат, 1992. 272 с.
4. Морозов Е.Г. Океанские внутренние волны // М.: Наука, 1985. 151 с.
5. Бондур В.Г. Аэрокосмические методы в современной океанологии // Новые идеи в океанологии. М.: Наука, 2004. С.35-117.
6. Бондур В.Г. Принципы построения космической системы мониторинга Земли в экологических и природно-ресурсных целях // Известия ВУЗов. Геодезия и аэрофотосъемка, 1995. №1/2. С.14-38
7. Бондур В.Г., Гребенюк Ю.В. Аэрокосмические методы определения рельефа дна в прибрежных зонах морей и океанов // Исследование Земли из космоса, 2000. №6. С.59-73.
8. Власенко В.И., Голенко Н.Н., Пака В.Т., Сабинин К.Д., Чапмен Р. Исследование динамики бароклинных приливов в районе кромки шельфа // Океанология, 1997. Т. 37. № 5. С.668--679.
9. Мальцева И.Г., Маров М.Н., Фуке В.Р., Рамм Н.С., Иванов А. Ю. Анализ кинематического механизма изображения океанских внутренних волн на космических РСА-снимках // Исследование Земли из космоса, 1995. №3. С.56-63.
10. Morozov, E.G, K. Trulsen, M.G. Velarde, and V.I. Vlasenko. Internal tides in the Strait of Gibraltar // *J. Phys. Oceanogr.*, 2002, 32, 3193-3206.
11. Vlasenko, V., and K. Hutter. Numerical experiments on the breaking of solitary internal waves over a slope-shelf topography // *J. Phys. Oceanogr.*, 2002, 32, 1779-1793.
12. Morozov E.G., Vlasenko V.I. Extreme tidal internal waves near the Mascarene ridge // *Journal of Marine Systems*, 1996. Vol. 9. No 3-4. P. 203-210.
13. An Atlas of Internal Solitary-like Waves and their Properties. Second Edition. 2004. Global Ocean Associates, Office of Naval Research. Code 322PO.
14. Lavrova O.Y., Sabinin K.D., Badulin S.I. Radar observation of internal wave and current interaction // *Proceedings IGARSS'99 Hamburg, Germany, 1999. Vol.1. P.159 –161.*
15. Gasporovic R.F., Etkin V.S. An overview of the joint US/Russia Internal Wave Remote Sensing Experiment // *Pros. IGARSS 94. Pasadena, California,US, 1994, P. 741-743.*
16. Булатов М.Г., 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. Физические механизмы формирования аэрокосмических радиолокационных изображений океана // *Успехи Физических Наук*, 2003. 173 (1). С. 69-87.
17. Кравцов Ю.А., А.В.Кузьмин, О.Ю.Лаврова, Л.М.Митник, М.И.Митягина, К.Д.Сабинин, Ю.Г. Трохимовский. Поляризационные особенности радиолокационных изображений следов внутренних волн на поверхности океана // *Исследование Земли из космоса*, 1997. №6. С. 43-55.
18. Кравцов Ю.А., М.И. Митягина, В.Г. Пунгин, В.В. Яковлев. Проявления конвективных процессов в приводном слое атмосферы на радиолокационных изображениях морской поверхности // *Исследование Земли из космоса*, 1996. №1. С. 3-14.