

ДИАГНОСТИКА ПЛОТНОСТИ МОРСКОЙ ВОДЫ ПО ПОВЕРХНОСТНЫМ ПРОЯВЛЕНИЯМ ВНУТРЕННИХ ВОЛН

А.И. Алексанин¹, В. Ким¹,
И.О. Ярошук²

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт автоматизации и процессов управления ДВО РАН¹
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Тихоокеанский океанологический институт
им. В. И. Ильичева ДВО РАН²

Рассматривается проблема восстановления плотностной структуры моря на шельфе по проявлениям внутренних гравитационных волн на изображениях поверхности в поляризованном свете. По изображениям рассчитываются скорости распространения волн и их длины. Анализируется 17 случаев регистрации волн, проходивших через станции с вертикально расположенными датчиками температуры. Используется две модели вертикальной изменчивости плотности: однослойная с постоянной частотой плавучести и двухслойная с постоянной плотностью в слое. Анализируются точности решения прямых задач на основе сопоставления скоростей распространения волн, рассчитанных по профилям плотности и полученных по изображениям. Рассматриваются два варианта решения прямых задач: на основе решения задачи Штурма–Лиувилля и на основе уравнения Кортевега де Фриза. Демонстрируется возможность выбора модели среды по изменчивости скорости распространения волн на шельфе с меняющейся глубиной дна. Показывается, что при двухслойной модели среды с нижним слоем со значительно меньшей толщиной, чем у верхнего, оба подхода к решению прямых задач дают существенное занижение наблюдаемых скоростей распространения внутренних гравитационных волн.

ВВЕДЕНИЕ

Внутренние гравитационные волны (ВГВ), распространяясь в приповерхностном слое воды, проявляются на изображениях морской поверхности в форме квазипараллельных полос или отдельных протяженных линий. Это обусловлено воздействием ВГВ на поверхность, в результате чего меняются характеристики рассеяния света. По изображениям можно оценить скорость и направления распространения волн и характерную длину. Иногда можно оценить поляризованность волны – понижение или повышение уровня поверхности на гребне волны. Амплитуда волны влияет на ширину квазипараллельных полос, хотя работы по оценке амплитуды по изображениям авторам не встречались. Параметры ВГВ, оцениваемые по изображениям морской поверхности, зависят от плотностной структуры приповерхностного слоя.

Существует большое разнообразие типов ВГВ, различающихся характерной длиной волны, амплитудой, степенью нелинейности уравнений, определяющих их эволюцию. В работе [1] приводятся классификация волн и математические модели их описывающие. По ним при заданной плотностной

среде можно рассчитать параметры волны, которые наблюдаются на поверхности, то есть решить прямую задачу. Возникает возможность решать обратную задачу – оценивать плотностные характеристики воды по проявлениям волн на изображениях поверхности воды. Решать такую задачу возможно только на основе модели плотностной среды, характеризующейся небольшим набором подбираемых параметров.

Работ, посвященных решению обратной задачи, относительно немного. Проблема в том, что даже для случаев плотностной стратификации, хорошо соответствующей простейшим моделям среды, задача однозначно не решается. В работах в основном используется двухслойная модель, когда плотность каждого слоя постоянна. Ключевым параметром является скорость распространения ВГВ. Интересные результаты использования спутниковых данных для изучения ВГВ описаны в работе [2], где оцениваются плотностные параметры перемешанного слоя океана на основе микроволновых данных. Известно, что

¹ 690041, Владивосток, ул. Радио, 5. Тел.: +7 (423) 231-04-68. Email: alexs@iacp.dvo.ru, vkim@dvo.ru

² 690041, Владивосток, ул. Балтийская 43. Тел.: +7 (423) 2312617. Email: yaroshchuk@poi.dvo.ru

внутренние солитоноподобные волны в рамках двухслойной модели океана должны менять свою полярность при прохождении точки равных толщин слоев [3, 4]. В таких точках меняется контраст яркостей изображения на фронте внутренней волны. Знание скорости распространения ВГВ и обнаружение точек смены полярности (все это можно определить по спутниковым изображениям) позволяют восстановить как глубину перемешанного слоя, так и разницу плотностей слоев. К сожалению, обнаружение точек смены полярности явление редкое. В работе [5] использовались решения задачи Штурма–Лиувилля для описания эволюции ВГВ в двухслойной модели океана и геометрические характеристики волн, оцененные по спутниковым изображениям RADARSAT-1. Было показано, что если использовать знание климатических характеристик разниц плотностей двух слоев, то рассчитанные глубины перемешанного слоя имеют хорошее соответствие с измеряемыми величинами. В работе [6] показана возможность прослеживать ВГВ автоматически, на основе оценок скорости распространения и длины волны рассчитывать плотностные характеристики по двухслойной модели даже при значительных отличиях реальных вертикальных профилей плотности от модельных.

Наблюдение ВГВ на шельфе при небольших глубинах дает дополнительные возможности решения обратных задач. Изменчивость глубины приводит к изменению скорости распространения волны. Поскольку плотностная стратификация обычно постоянна на больших акваториях, то изменчивость скорости определяется в основном изменчивостью плотности с глубиной. Встает вопрос о возможности решения обратных задач распространения ВГВ на шельфе – подборе модели плотностной среды и оценке параметров модели по проявлениям ВГВ на поверхности. В общем случае для этого требуется: определить уравнение, подходящее для расчетов распространения ВГВ; подобрать модель плотностной структуры приповерхностного слоя, параметры которой должны устойчиво восстанавливаться при решении обратной задачи и давать приемлемую точность аппроксимации вертикального профиля плотности; построить схему оценки параметров среды по динамике поверхностных проявлений волн. В представленной работе рассматривается вопрос о возможности решения обратной задачи восстановления параметров плотности приповерхностного слоя по проявлениям ВГВ на изображениях поляризационных камер [7]. Рассматриваются проявления внутренних волн на шельфе Японского моря, распространение которых можно описывать уравнением Кортевега де Вриза

(KdV) либо получать в результате решения задачи Штурма–Лиувилля. Рассматриваются типичные ситуации летнего и осеннего периодов, когда плотностную структуру приповерхностного слоя можно описать одной из двух плотностных моделей.

■ Данные и методики их обработки

Наблюдения проводились в заливе Петра Великого (Японское море) вблизи мыса Шульца в летний и осенний сезоны 2014 и 2016 годов. Схема аналогичных наблюдений подробно описана в работе [8]. Использовались измерения вертикальных профилей температуры воды с помощью термогирлянд и видеонаблюдения поверхности моря, проводимые камерой с поляриметром. Датчики термогирлянд располагались от поверхности до дна с шагом 1–3 м. Одна из термогирлянд попадала в область наблюдения поляризационной камеры и располагалась в точке с фактически плоским дном глубиной 40 м. Остальные термогирлянды располагались в точках с большими глубинами залегания дна (до 80 м). Точность измерения термодатчиков около 0,002° (RBRXR-620). Соленость показывала незначительные колебания в период наблюдений и считалась постоянной величиной.

Видеокамера в период проведения экспериментов осуществляла съемку акватории с частотой 3 раза в минуту, регистрируя излучение при Р-поляризации. Это позволяло прослеживать проявления внутренних ВГВ на изображениях. Изображения трансформировались в карты яркости в меркаторской проекции и географически привязывались с точностью 5 м (один пиксель). Прослеживание прохождения цуга ВГВ проводилось посредством прослеживания наиболее темных полос. Темные полосы для конкретной конфигурации съемки и освещенности соответствовали гребням ВГВ. Определялось время прохождения полос через термогирлянду, и оценивались длина и скорость распространения ВГВ. Анализировалось прохождение волн, масштаб длины которых существенно превосходил глубину, то есть использовались приближения для длинных волн.

Было прослежено 17 случаев прохождения ВГВ через ближайшую к мысу Шульца термогирлянду. Скорости распространения внутренних волн, оцененные по последовательности изображений поляризационной камеры, лежали в диапазоне 0,3–0,5 м/с. При прохождении цугов волн рассчитывались характерные длины волны, которые лежали в диапазоне 100–400 м. Типичные профили температуры, соответствующие моментам прохождения гребней цуга

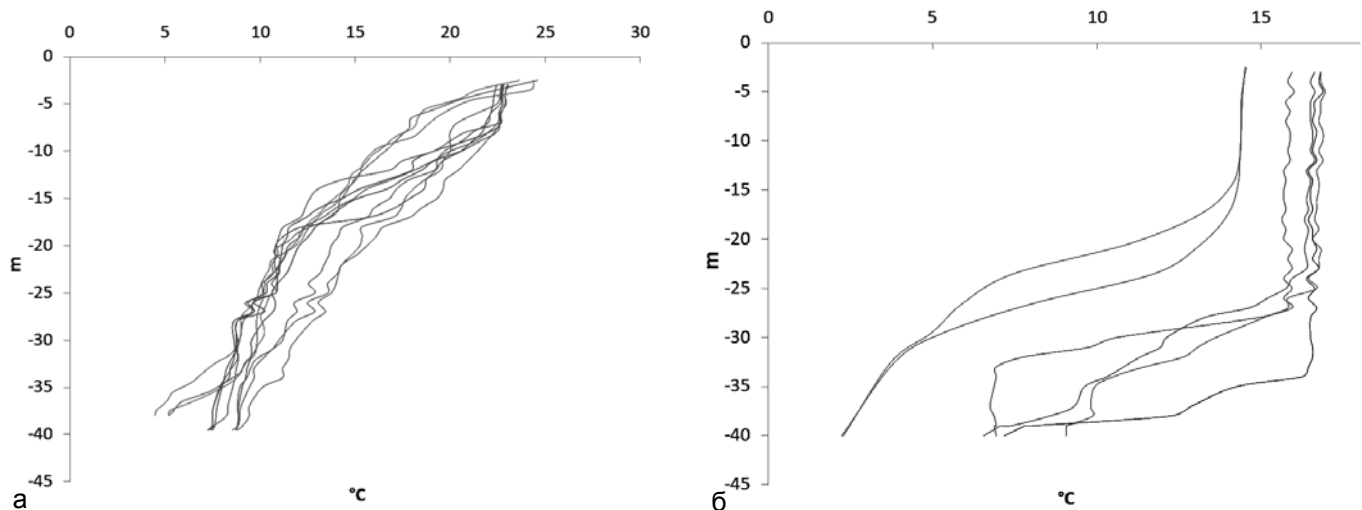


Рис. 1. Температурные профили: за август 2014 и 2016 г. (а); за октябрь 2014 и 2016 г. (б)

ВГВ через термогирианду, приведены на рис. 1. Анализ измерений позволяет утверждать, что проявления на поверхности хорошо согласуются с измерениями ВГВ термогириандами. Использование изображений позволяет проводить интерпретацию измерений термогирианд, поскольку возможна оценка гидрологической обстановки в зоне наблюдений – наличие течений и расчет направления распространения ВГВ.

■ Модели расчета распространения ВГВ

Для решения задачи восстановления плотности приповерхностного слоя по проявлениям ВГВ необходимо определиться с моделью плотностной структуры и выбрать уравнения, описывающие распространение волн. Можно выделить следующие особенности акватории проведения экспериментов. Море мелкое с глубиной в диапазоне 40–100 м. Средние температурные вертикальные профили на разных станциях с близкими временами измерений различаются слабо, поэтому можно считать, что стратификация воды однородна по пространству. Профили можно условно разбить на два типа: двухслойная среда с почти постоянной плотностью слоев (рис. 1, б) и среда с функцией убывания температуры с глубиной, близкой к линейной (рис.1, а). Для последнего случая в некотором приближении можно считать постоянной частоту плавучести (частоту Вайсяля–Брента). Для этих двух моделей среды существуют аналитические решения уравнений распространения ВГВ [1]. В рамках этих моделей плотности рассмотрим возможность решения обратной задачи – восстановления характеристик плотности по проявлениям ВГВ на изображениях. Ключевыми параметрами здесь

будут оцениваемая скорость распространения ВГВ и длина волны.

Для двухслойной среды в случае, когда скорость распространения ВГВ получается посредством решения задачи Штурма–Лиувилля (амплитуда ВГВ незначительная), фазовая горизонтальная компонента скорости распространения описывается уравнением [1]:

$$C = \sqrt{\frac{g\Delta\rho}{\rho k[\text{cth}(kh_1) + \text{cth}(k(h_1 + h_2))]}}, \quad (1)$$

где $\Delta\rho$ – разность плотностей слоев, k – волновое число, h_1, h_2 –толщины слоев.

Когда амплитудой пренебречь нельзя, обычно используют уравнение Кортевега де Вриза (KdV), согласно которому:

$$C = C_0 \left(1 + \frac{\alpha}{3} A\right), C_0 = \sqrt{\frac{g\Delta\rho h_1 h_2}{\rho_1 h_2 + \rho_2 h_1}}, \quad (2)$$

$$\alpha = \frac{3 C_0 (h_1 - h_2)}{2 h_1 h_2},$$

где A – амплитуда волны. Для произвольной модели плотностной среды формула для C остается такой же, но коэффициенты α и C_0 рассчитывается численно в соответствии с параметрами среды.

Для модели с постоянной частотой плавучести горизонтальная компонента фазовой скорости n -моды согласно решениям задачи Штурма–Лиувилля вычисляется по формуле:

$$C^{(n)} = \sqrt{\frac{N_0^2 - \omega^2}{\omega^2 - f^2}} \frac{\omega H}{n\pi}, N_0 = \sqrt{-\frac{g}{\bar{\rho}} \left(\frac{\partial \rho}{\partial h}\right)}, \quad (3)$$

где H – глубина залегания дна, ρ – плотность воды, $\omega = 2\pi c / \lambda$ – круговая частота, λ – длина волны, f – инерциальная частота, N_0 – частота Вайсяля–Брента,

$\left(\frac{\partial \rho}{\partial h}\right)$ – средний градиент плотности. В расчетах использовалась мода $n = 1$, так как только ей соответствовали величины наблюдавшихся скоростей распространения ВГВ. Использовалось приближение $\omega^2 \gg f^2$. В случае, когда распространение ВГВ задается уравнением KdV, горизонтальная компонента скорости вычисляется по формуле (2), в которой α и C_0 рассчитываются на основе профиля плотности воды. В данных вычислениях предполагается, что наклон дна незначителен, а фазовая скорость распространения ВГВ близка к групповой. Это подтверждается как наблюдениями, так и оценками, учитывающими такое влияние, методика расчета которых приведена, например, в работах [1, 9].

Решение обратных задач восстановления плотностных характеристик приповерхностного слоя обычно не является однозначным. Так, измерения в точке для двухслойной среды не позволяют по измерениям одновременно рассчитать глубину h_1 и $\Delta\rho$. Однако на шельфе на скорость распространения ВГВ оказывает значительное влияние близость дна к границе раздела двух слоев. Измерение скорости распространения волны в точках с различными глубинами дна может дать систему уравнений, позволяющую решать обратную задачу однозначно. Для ситуаций, когда среду можно описать двухслойной моделью, обычно глубина залегания границы раздела двух слоев и плотности слоев постоянны и не зависят от глубины залегания дна (рис. 1, б). Для ситуаций, когда можно применять модель с постоянной частотой плавучести (рис. 1, а), величина среднего значения N_0 в точке измерения зависит от глубины залегания дна. Анализ измерений показывает, что корректнее применять гипотезу постоянства перепада плотности поверхность–дно в точках постановки термогирлянд.

Для оценки возможности распознавания типа модели среды рассмотрим зависимость скорости распространения волн от глубины залегания дна. На рис. 2 показаны зависимости для двухслойной модели (первые 6 графиков для случаев с различными глубинами залегания перемешанного слоя) и модели с постоянной величиной N_0 . Скорости ВГВ рассчитывались посредством решения задачи Штурма–Лиувилля. Расчеты проводились для типичных плотностных характеристик перемешанного слоя при глубине дна в 40 м и $\Delta\rho = 2 \text{ кг / м}^3$. Уже увеличение глубины дна на 20 м позволяет по изменившейся скорости не только выбирать плотностную модель, но и решать систему уравнений типа (1) или (2) для двух точек с разной глубиной залегания дна для определения основных параметров как двухслойной модели, так

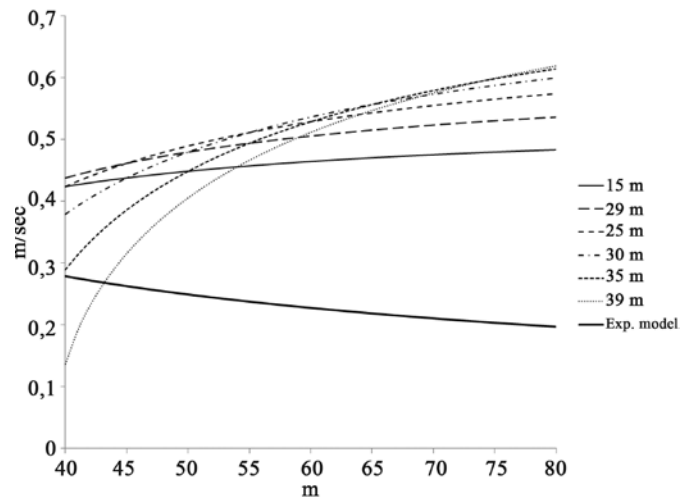


Рис. 2. Зависимость скорости распространения ВГВ от глубины дна для двухслойной и экспоненциальной модели

и модели с постоянной частотой плавучести. Аналогичное поведение наблюдается при расчетах с использованием уравнения KdV.

■ Эксперименты и их обсуждение

Для решения обратной задачи – оценки плотностных параметров приповерхностного слоя – требуется методика решения прямой задачи с высокой точностью. На точность будут влиять: несоответствия теории распространения ВГВ практике; несоответствие модельного профиля плотности реальному; чувствительность решения обратной задачи к параметрам среды (насколько велико изменение в скорости распространения ВГВ по моделям при изменении плотностных параметров). Оценка точности решения прямых задач проводилась по следующей схеме. Для двухслойной модели среды оценивалась глубина залегания перемешанного слоя. Она бралась в середине зоны резкого изменения температуры. Плотности слоев рассчитывались как средние величины плотности, измерения которых были выше и ниже зоны резкого изменения температуры. Для модели с постоянной частотой плавучести профиль плотности аппроксимировался линейной зависимостью, величина наклона которой и использовалась при расчете частоты Вайсяля–Брента. Для заданной таким образом модели среды проводился расчет скорости распространения волны. Также проводились расчеты скорости для реального профиля плотности посредством решения уравнения KdV [8]. Рассчитанные скорости сравнивались со скоростями, которые получались посредством прослеживания ВГВ по последовательности изображений.

■ Модель среды с постоянной частотой плавучести

В табл. 1 представлены расчеты скоростей ВГВ при использовании измерений за август для модели среды с постоянной частотой плавучести. В первой колонке приведены времена прихода ВГВ к термогирлянде. Далее приведены измеренные по изображениям с поляризационной камеры скорости C и длины волн λ , а также рассчитанные по измерениям температуры амплитуды A . Для осредненных за 100 минут профилей плотности были рассчитаны средневзвешанные по глубине величины квадрата частоты плавучести N_0^2 , параметр α и фазовые скорости C_{KdV} согласно решениям уравнения Кортевега де Вриза (2). Веса для усреднения N_0^2 брались теми же, что и при расчете первой моды в задаче Штурма–Лиувилля. В предположении постоянства частоты плавучести N_0 были рассчитаны модельные фазовые скорости распространения ВГВ (C') согласно формуле (3).

Сравнение скоростей C , рассчитанными по изображениям, со скоростями C_{KdV} , рассчитанных по профилю плотности, показывает близость значений. При исключении случая 10 с аномально высокими расхождениями скоростей среднее квадратичное рассогласование составляет 3,5 см/с при систематической ошибке около 2 см/с (расчетные скорости в среднем слегка меньше наблюдаемых). Сравнения с решениями задачи Штурма–Лиувилля (3) показывают результат хуже на 4–5 см/с по обоим параметрам. Следует отметить зависимость результата от временного интервала осреднения плотностных характеристик. Подбирая интервал в диапазоне трех часов фактически всегда можно добиться совпадения скоростей C и C_{KdV} . В целом, использование уравнения KdV дает более высокую точность при решении пря-

Таблица 1. Характеристики ВГВ и модельные оценки для среды с постоянной частотой плавучести

№	Дата и время местное	C , м/с	λ , м	A , м	N_0^2 , (рад/с) ²	C_{KdV} , м/с	α/C_0 , с ⁻¹	C' , м/с
1	14.08.2014(15:40)	0,41	250	3	0,0012	0,42	0,022	0,40
2	16.08.2014(7:50)	0,44	190	2	0,0011	0,40	0,021	0,37
3	17.08.2014(15:40)	0,47	160	3	0,00104	0,40	0,021	0,34
4	18.08.2014 (12:50)	0,46	125	3	0,0011	0,43	0,006	0,36
5	18.08.2014 (21:50)	0,44	290	3	0,0011	0,40	0,007	0,41
6	21.08.2014 (08:50)	0,37	225	2	0,0095	0,40	0,009	0,36
7	21.08.2014 (10:55)	0,42	300	2	0,00086	0,43	0,017	0,37
8	21.08.2014 (15:10)	0,50	440	2	0,0011	0,43	0,014	0,42
9	19.08.2016(14:20)	0,45	170	1	0,00074	0,43	0,017	0,30
10	19.08.2016(16:50)	0,57	110	2	0,000805	0,42	0,019	0,29
11	20.08.2016(17:40)	0,42	250	1	0,00086	0,44	0,007	0,36

Таблица 2. Градиенты плотности воды, восстановленные по уравнениям (3) $(\frac{\partial \rho}{\partial h})_3$, по уравнению (2) $(\frac{\partial \rho}{\partial h})_2$, средневзвешанные величины реального профиля $(\frac{\partial \rho}{\partial h})_r$, оценка точности расчета наклона реального профиля ϵ_r (среднеквадратичное отклонение), кг/м

№	Дата и время местное	$(\frac{\partial \rho}{\partial h})_3$	$(\frac{\partial \rho}{\partial h})_2$	$(\frac{\partial \rho}{\partial h})_r$	ϵ_r
1	14.08.2014(15:40)	0,108	0,097	0,106	0,007
2	16.08.2014(7:50)	0,122	0,098	0,105	0,007
3	17.08.2014(15:40)	0,145	0,092	0,095	0,009
4	18.08.2014(12:45)	0,139	0,102	0,105	0,007
5	18.08.2014(21:50)	0,122	0,102	0,105	0,007
6	21.08.2014(8:50)	0,086	0,092	0,094	0,004
7	21.08.2014(10:50)	0,111	0,086	0,087	0,003
8	21.08.2014(15:10)	0,158	0,103	0,105	0,003
9	19.08.2016(14:20)	0,137	0,076	0,076	0,005
10	19.08.2016(16:50)	0,219	0,084	0,084	0,005
11	20.08.2016(17:40)	0,115	0,094	0,094	0,006

мой задачи расчета скорости распространения ВГВ. И в основном это объясняется не наличием добавки к скорости (2) из-за значительной амплитуды (при строго постоянной частоте плавучести она нулевая), а использованием приближения $N_0^2 \gg \omega^2$ при выводе формулы (2) [1].

Имея измерения скорости и длины волны ВГВ, можно попытаться решить обратную задачу – восстановление плотностных характеристик воды по изображениям. Если полагать, что распространение ВГВ описывается уравнением (3), то для первой моды при известной глубине моря H и характерной величине N_0 в точке измерений можно непосредственно считать градиент плотности $(\frac{\partial \rho}{\partial h})_3$. Соответствующие

результаты расчетов приведены в табл. 2. При исключении случая 10 рассогласования градиентов плотности реальных профилей и профилей, оцененных на основе уравнения (3), результаты показывают систематическое занижение на 27% при величине стандартного отклонения около 17% от средней величины градиента.

Сложнее решать задачу на основе уравнения KdV, дающего оценку скорости в форме уравнения (2). Для этого необходимо оценить параметры C_0 , α/C_0 и A в предположении их постоянства на акватории. Для решения обратной задачи нужно как минимум 3 уравнения, которые должны решаться для измерений в точках с различной глубиной моря. Можно ограничиться двумя уравнениями, если использовать связь

между характерным размером волны и ее амплитудой. В работе [3] приводится связь характерного размера солитоноподобной волны с амплитудой. Теоретически характерный размер можно определять по поперечному профилю яркости изображения волны, но практических алгоритмов пока нет. Отсутствие в нашем случае оптических измерений скорости распространения ВГВ в точках с разной глубиной дна за август позволяет оценить градиент плотности, только если ввести предположение о величине амплитуды при постоянстве частоты плавучести с глубиной. Для наших оценок будем полагать амплитуду A и коэффициент α/C_0 постоянными, равными 2 м и $0,02 \text{ с}^{-1}$ соответственно. Характерные и слабо меняющиеся величины для ВГВ в данном районе. Результаты расчета градиента $\left(\frac{\partial \rho}{\partial h}\right)_2$ приведены в табл. 2. По результатам расчетов можно сделать вывод, что решение обратной задачи на основе KdV существенно лучше оценивает градиент плотности. При близких величинах средних (разница около трех процентов) стандартное отклонение равно $0,008$, что лишь немногим больше величины ε_1 .

■ Двухслойная среда с постоянной плотностью слоев

В октябре наблюдались сильные ветра и конвективное перемешивание воды, которые формировали квазигомогенный верхний слой. Верхний слой обычно имел толщину больше, чем нижний. Толщина переходной зоны между ними была небольшой (рис. 1, б). В табл. 3 приведены результаты расчетов скоростей ВГВ при использовании измерений за октябрь. Приведены те же параметры, что и в табл. 1, за исключением параметра N_0 . Вместо него приведена глубина залегания нижней границы верхнего слоя

Таблица 3. Характеристики ВГВ и модельные оценки для двухслойной среды

№	Дата и время местное	C , м/с	λ , м	A , м	h_p , м	$C_{кал}$, м/с	α/C_0 , с ⁻¹	C^1 , м/с	$C_{км}$, м/с	$\Delta\rho$
1	09.10.2014 (10:30)	0,41	200	2	32	0,27	0,004	0,30	0,31	1,3
2	10.10.2014 (18:15)	0,44	240	3	37	0,23	0,006	0,21	0,23	1,6
3	12.10.2014 (12:55)	0,46	200	4	32	0,29	0,004	0,34	0,35	1,7
4	14.10.2014 (19:30)	0,47	170	2	28	0,32	0,004	0,36	0,36	1,6
5	14.10.2016 (14:00)	0,38	280	3	25	0,37	0,001	0,41	0,41	1,9
6	14.10.2016 (15:30)	0,38	240	3	24	0,37	0,0015	0,43	0,44	1,7

h_p , а также добавлена модельная скорость движения ВГВ $C_{км}$ согласно уравнению (2).

Решению прямой задачи диагностики плотностных характеристик при двухслойной модели среды посвящено значительное количество работ, некоторые из которых уже здесь упоминались. Фактически во всех работах отмечалась хорошее соответствие между наблюдаемыми по изображениям характеристиками ВГВ и теоретически рассчитанными. Характерным отличием наших результатов от упоминаемых в литературе является то, что у нас толщина нижнего слоя меньше верхнего. Для случаев 5 и 6, когда толщины двух слоев близки, величины C и $C_{кал}$ также близки. Но с уменьшением толщины нижнего слоя рассогласование скоростей быстро нарастает, достигая отличия в 2 раза для случая, когда толщина нижнего слоя составляет 2–3 м. Расчеты по всем моделям дают заниженные оценки. Наиболее вероятным объяснением наблюдаемых рассогласований скоростей является неадекватность используемых моделей движения ВГВ.

Решение обратной задачи для двухслойной среды требует измерения скорости распространения ВГВ в трех точках с разными глубинами дна. К сожалению, в зоне наблюдения камер рельеф дна фактически плоский. Оценим возможность восстановления параметров плотности, задав некоторые из них. В качестве известных параметров выберем амплитуду и перепад плотности между слоями. Эти параметры имеют слабые колебания и их можно рассматривать как постоянные. Для оценки точности решения обратной задачи в расчетах использовались измеренные величины амплитуд и перепадов плотности. Зная скорость распространения волн, измеренных по наблюдениям на поверхности, на основе уравнений (1 или 2) можно рассчитать толщину верхнего слоя. В табл. 4 приведены результаты расчетов глубины залегания первого слоя.

Для первых четырех случаев решения отсутствуют, так как наблюдаемые скорости превосходят максимально возможные расчетные скорости, которые соответствуют случаю близости толщин обоих слоев. Разбор точности и достоверности используемых измерений приведен в работе [10]. Для случаев 5 и 6 имеются два решения. Скорости распространения волн одинаковы, когда толщины слоев меняются местами. В данных случаях второе решение ближе к наблюдаемым значениям. При решении задач на шельфе с переменной глубиной также будет два решения. Наиболее вероятное будет то, где глубины слоев будут меняться менее всего.

Таблица 4. Глубины первого слоя и их расчетные значения, восстановленные по уравнению (1) h_{c0} и по уравнению (2) h_{kadV}

№	Дата и время местное	$C-C_{kadV}$, м/с	h_1 , м	h_{c0} , м	h_{kadV} , м
1	09.10.2014 (10:30)	0,14	32	–	–
2	10.10.2014 (18:15)	0,21	37	–	–
3	12.10.2014 (12:55)	0,17	32	–	–
4	14.10.2014 (19:30)	0,15	28	–	–
5	14.10.2016 (14:00)	0,01	25	11/29	12,1/30,2
6	14.10.2016 (15:30)	0,01	24	13,4/26,6	14,4/27,9

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Скорость распространения внутренних гравитационных волн в шельфовой зоне океана зависит от плотностных параметров моря и глубины залегания дна. Съёмки поверхности моря и расчеты по ним динамики прохождения ВГВ могут давать достаточно данных для постановки задачи диагностики плотностной структуры приповерхностного слоя. Для этого необходимы разработка малопараметрических моделей плотностной среды, описывающих распространение ВГВ с хорошей точностью (прямая задача), и процедуры выбора модели по проявлениям ВГВ на изображениях. Восстановление плотностных характеристик морской воды получается посредством решения обратной задачи. Проблема восста-

новления плотностных характеристик были разобрана на 17 конкретных примерах, когда одновременно регистрировались проявления ВГВ на изображениях поверхности в поляризованном свете и проводились детальные вертикальные измерения плотности. Измерения показали, что для рассматриваемых случаев достаточно использовать две модели плотности: однослойную модель с постоянной частотой плавучести и двухслойную модель со слоями постоянной плотности. Решение прямых задач показало, что более точные результаты дает применение уравнения Кортевега де Вриза по сравнению с результатами решения задачи Штурмау–Лиувилля. Показана возможность различать тип модели по динамике изменчивости скорости распространения ВГВ на поверхности в зависимости от глубины залегания дна. Приводятся примеры успешного решения обратных задач. В то же время следует отметить, что в случаях двухслойной среды при толщине нижнего слоя существенно меньше верхнего прямые задачи не имели удовлетворительного по точности решения. Реальные скорости распространения ВГВ, фиксируемые на поверхности, имели существенно более высокие величины, чем рассчитанные по плотностным характеристикам.

Работа выполнялась в рамках бюджетной тематики и была поддержана Программой фундаментальных исследований Президиума РАН «Перспективные физико-химические технологии специального назначения».

ЛИТЕРАТУРА

1. Massel S.R. Internal gravity waves in the shallow seas. Springer, 2015. 163 p.
2. Zhao Z., Klemas V., Zheng Q., Li X., Yan X.-H. Estimating parameters of a two-layer stratified ocean from polarity conversion of internal solitary waves observed in satellite SAR images // Remote Sensing of Environment. 2004. Vol. 92. P. 276–287.
3. Талипова Т.Г., Пелиновский Е.Н., Ламб К. и др. Эффекты кубической нелинейности при распространении интенсивных внутренних волн // Доклады АН. 1999. Т. 364, № 6. С. 824–827.
4. Серебряный А.Н., Пао К.П. Прохождение уединенной внутренней волны через “точку переворота” на шельфе // Доклады АН. 2008. Т. 420, № 4. С. 543–547.
5. Li X., Clemente-Colon P., Freidman K.S. Estimating oceanic mixed-layer depth from internal wave evolution observed from Radarsat-1 SAR // Johns Hopkins APL technical digest. 2000. Vol. 21, No. 1. P. 130–135.
6. Алексанин А.И., Ким В. Автоматическое обнаружение внутренних волн на спутниковых изображениях и проблема оценки плотности перемешанного слоя // Исследование Земли из космоса. 2015. № 1. С. 44–52.
7. Шмирко К.А., Константинов О.Г., Павлов А.Н., Дубинкина Е.С. Особенности формирования сликов на морской поверхности // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2017. Т. 53, № 1. С. 107–114.
8. Novotnyasov V.V., Stepanov D.V., Yaroshchuk I.O. Observations of internal undular bores on the Japan/East Sea shelf-coastal region // Ocean dynamics. 2015. Vol. 66, Iss. 1. P. 19–25.
9. Константинов О.Г., Новотрясов В.В. Поверхностные проявления внутренних волн по данным видеосистемы берегового базирования // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2013. Т. 49, № 3. С. 364–369.
10. Алексанин А.И., Ким В., Константинов О.Г., Коротченко Р.А., Ярошук И.О. Наблюдение внутренних волн по видеоизображениям // Подводные исследования и робототехника. 2019. № 3 (29). С. 47–53.