

Термогидродинамика океана

УДК 551.465(269.4)

Ю.В. Артамонов, А.Е. Букатов, Н.М. Соловей, Е.А. Скрипалева

Исследование зависимости пространственной структуры и фазовых характеристик первой моды внутренних волн в Атлантическом океане от гидрологических условий

На основе линейной теории внутренних волн в непрерывно стратифицированной идеальной несжимаемой жидкости конечной глубины с использованием гидрологических данных выполнен анализ дисперсионных свойств и пространственной структуры вертикальной составляющей скорости первой моды свободных внутренних волн в Атлантическом океане. Рассмотрена зависимость волновых характеристик от гидрологической структуры вод.

Введение. Внутренние волны, обусловленные устойчивой плотностной стратификацией, являются преобладающим видом движения в толще океана. Они играют важную роль в понимании динамики океанических процессов, в формировании горизонтального и вертикального обмена в океане. Теория, методы исследований и физические свойства внутренних волн изложены в [1 – 3]. Теоретический анализ внутренних волн проводился как для модельных распределений плотности по глубине, так и для распределений, аппроксимирующих реальную вертикальную структуру плотности в отдельных районах Мирового океана [4 – 8]. В настоящей работе выполнен анализ зависимости закономерностей изменения фазовых характеристик и пространственной структуры вертикальной составляющей скорости первой моды свободных внутренних волн от распределения фоновых термохалинных полей в акватории Атлантического океана.

Метод исследования и используемые материалы. Исследование проводится на основе линейной теории внутренних волн в непрерывно стратифицированной идеальной несжимаемой жидкости конечной глубины H с использованием гидрологических данных массива [9] для акватории Атлантического океана.

Предположим, что составляющие вектора скорости волнового движения и возмущения гидродинамического давления и плотности жидкости являются периодическими функциями времени и горизонтальных координат. Тогда для амплитудной функции $w(z)$ вертикальной составляющей скорости в приближении Буссинеска с использованием граничных условий твердой крышки на поверхности бассейна ($z = 0$) и непротекания на его дне ($z = H$) получим красивую задачу типа Штурма — Лиувилля

© Ю.В. Артамонов, А.Е. Букатов, Н.М. Соловей, Е.А. Скрипалева, 2005

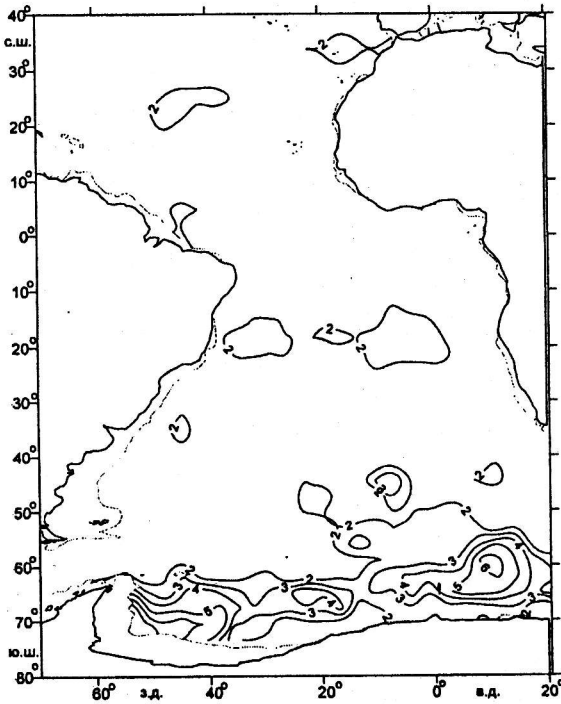
$$\frac{d^2 w}{dz^2} + (\Lambda N^2 - k^2)w = 0,$$

$$w(0) = 0, \quad w(H) = 0,$$

где $N^2(z) = g \frac{\rho_0'}{\rho_0}$, $\Lambda = (k/\sigma)^2$; $\rho_0 = \rho_0(z)$ — плотность жидкости в невозмущенном состоянии; k — волновое число; σ — частота колебаний, штрих означает производную по вертикальной координате z .

Эта спектральная задача определяет собственные функции $w_n(k, z)$ и собственные значения частоты колебаний $\sigma_n(k)$ для каждого фиксированного значения волнового числа k .

Для численной реализации задачи строилась ее конечно-разностная аппроксимация на сетке неравно отстоящих узлов с шагом, соответствующим расстоянию между горизонтами гидрологических наблюдений. Полученная система алгебраических уравнений решалась методом, основанным на решении характеристического уравнения для ее матрицы [10 – 12]. Вычисления по разностной схеме проводились до глубины $z^* = 1000$ м. Поскольку глубина Атлантического океана значительно превышает z^* , а при $z > z^*$ значения $N^2(z)$ малы по сравнению с N_{\max}^2 , то при $z > z^*$ принималось, что $N^2(z) = 0$, и проводилась стыковка разностного и аналитического решений.



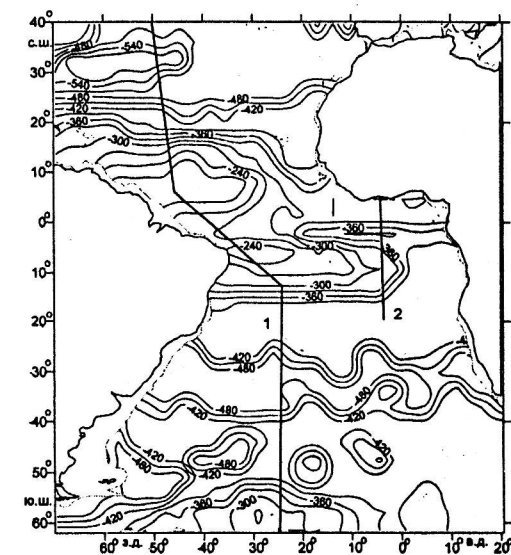
Р и с. 1. Распределение количества инверсий в среднегодовом поле плотности в Атлантическом океане в слое 0 — 1000 м

Исходные среднегодовые значения температуры и солёности в узлах одноградусной сетки [9] перед их использованием в численных расчетах были подвергнуты обработке с целью выявления возможных инверсий плотности. Региональное распределение количества обнаруженных инверсий в слое 0 — 1000 м показано на рис. 1. Видно, что их наибольшее число находится в Антарктическом секторе Атлантики, где количество наблюдений ограничено. Следовательно, в этом регионе фактически измеренные кратковременные инверсии и возможные инструментальные ошибки измерений могут сохраняться даже в сильно сглаженных

климатических профилях. Поэтому для исключения инверсий исходный массив гидрологических данных был скорректирован путем замены инверсионных величин значениями, интерполированными по соседним горизонтам. По скорректированным гидрологическим данным получено климатическое поле частоты Вьясяля — Брента $N(z)$, для которого решена сформулированная задача Штурма — Лиувилля. В результате найдено распределение амплитудного значения вертикальной составляющей скорости первой моды внутренних волн ($n = 1$) по глубине океана и определена зависимость ее собственной частоты от длины волны $\lambda = 2\pi/k$ в исследуемой акватории при $10 \text{ км} \leq \lambda \leq 35 \text{ км}$.

Анализ результатов.

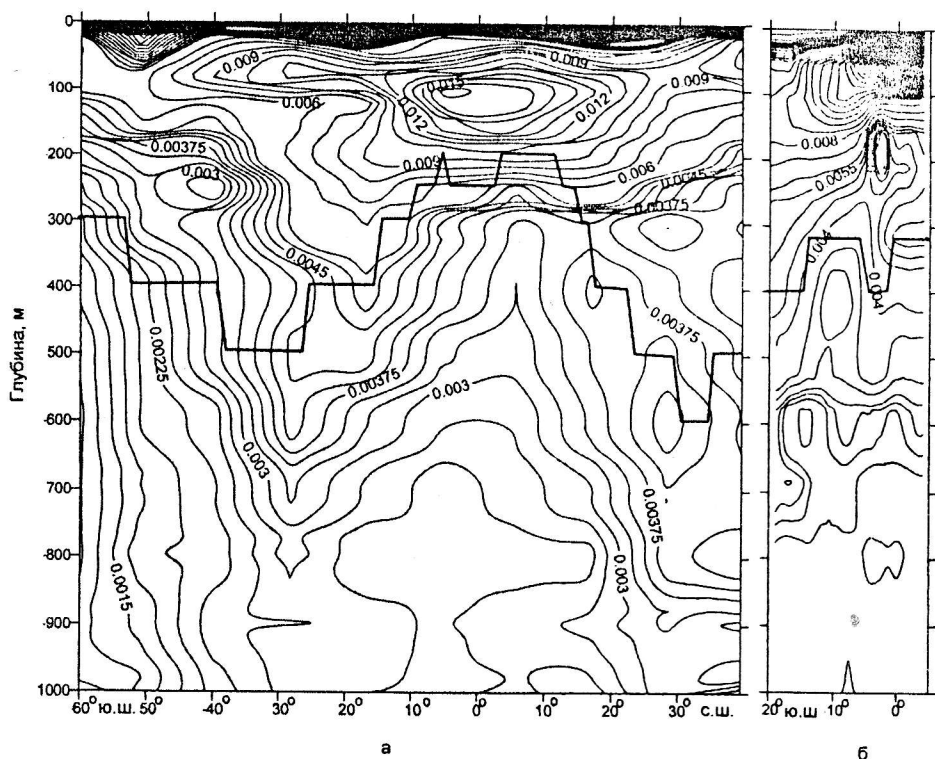
Результаты выполненных численных расчетов показали, что профили вертикального распределения $w_1(z)$ существенно меняются в зависимости от географического положения района. Распределение глубины залегания максимума $w_1(z)$ по акватории Атлантики для длины волны $\lambda = 30 \text{ км}$ представлено на рис. 2. Отметим, что качественно похожая картина распределения максимума $w_1(z)$ имеет место и при других значениях λ из диапазона $10 \text{ км} \leq \lambda \leq 35 \text{ км}$. Вертикальную структуру $N(z)$ иллюстрирует рис. 3, где жирными линиями показана глубина залегания максимума $w_1(z)$ вдоль разрезов 1 (рис. 3, а) и 2 (рис. 3, б). Положение разрезов представлено жирными линиями на рис. 2.



Р и с. 2. Глубина залегания максимума амплитуды вертикальной составляющей скорости первой моды внутренних волн при $\lambda = 30 \text{ км}$ и положение разрезов 1, 2

На разрезе 1, пересекающем Атлантический океан от умеренных широт Северного полушария до южных полярных широт, наибольшая глубина залегания максимума амплитуды вертикальной составляющей скорости первой моды (500 – 600 м) наблюдается в центральной части Северного Субтропического Антициклонического круговорота (рис. 3, а). При этом глубина залегания максимума $w_1(z)$ примерно соответствует положению локального максимума частоты Вьясяля — Брента в основном слабо выраженном пикноклине. Область глубин залегания максимального значения амплитуды $w_1(z)$ вытянута в квазизональном направлении в полосе между 28° и 35° ю. ш. от западной границы района исследования примерно до 40° з. д. (рис. 2). Ее положение совпадает с ложбиной динамического рельефа на горизонте 500 м в поле динамических высот, рассчитанных от отсчетной поверхности уровня 1000 м (рис. 4, б). На южной периферии Северного Субтропического Анти-

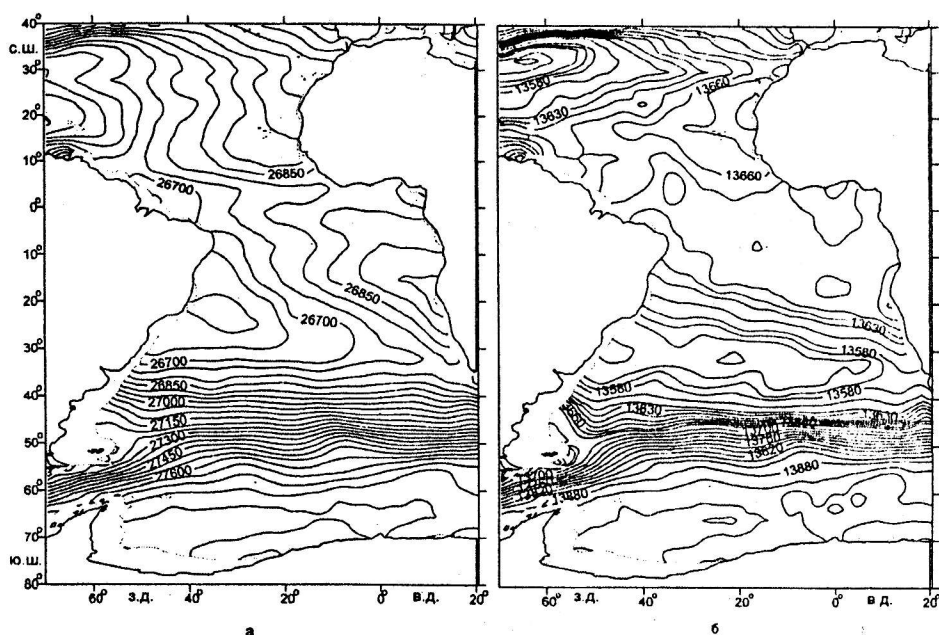
циклонического круговорота наблюдается существенное уменьшение глубины залегания максимума $w_1(z)$. Минимальных значений глубина максимума $w_1(z)$ достигает между экватором и 10° с. ш. Здесь также отмечается и минимальная по району глубина залегания локального максимума частоты Вьяйсяля — Брента. Эта область вытягивается примерно вдоль 5° с. ш. от побережья Южной Америки до 30° з. д. Географически она совпадает с западной периферией Северного Тропического Циклонического круговорота. Этот круговорот четко проявляется в виде гребня динамического рельефа, вытянутого от берегов Африки примерно до 50° з. д. (рис. 4, а).



Р и с. 3. Вертикальная структура частоты Вьяйсяля — Брента на разрезах 1(а) и 2(б). Жирные линии характеризуют глубину залегания максимального значения амплитуды вертикальной составляющей скорости первой моды

Южнее экватора ($0 - 5^\circ$ ю. ш.) глубина залегания максимума $w_1(z)$ снова несколько увеличивается, а ее наибольшие значения наблюдаются в восточной части океана (рис. 2). Здесь также имеет место заглубление максимальных значений частоты Вьяйсяля — Брента до глубины 500 м. Известно, что в окрестности 5° ю. ш. на глубинах 200 — 600 м действует восточное подтермоклинное течение [13]. Наличие хорошо выраженного потока в восточном направлении подтверждается распределением динамических высот на горизонтах 200 — 300 м. Для термохалинной структуры этого течения характерно заглубление изопикн к экватору, что обуславливает соответствующее

распределение частоты Вьяйсяля — Брента и глубины залегания максимума $w_1(z)$.



Р и с. 4. Поле динамических высот на поверхности (а) и на горизонте 500 м (б). Отсчетный уровень 1000 м

В районе 5° ю. ш. наблюдается другая область минимальных значений глубины залегания максимума $w_1(z)$. Она расположена в пределах Южного Тропического Циклонического круговорота.

В целом в тропической зоне Атлантического оксана максимум $w_1(z)$ располагается ниже глубины залегания максимума частоты Вьяйсяля — Брента в слое минимальных значений вертикального градиента термохалинных характеристик. В поле плотности, а следовательно и частоты Вьяйсяля — Брента, он проявляется как прослойка относительно однородных по вертикали вод.

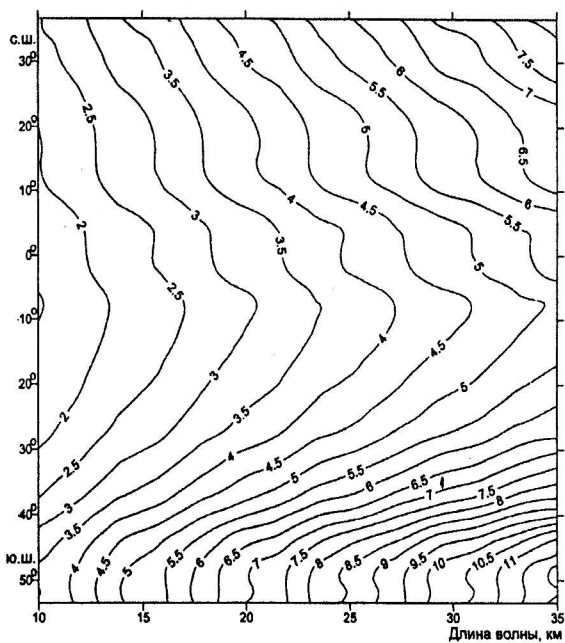
Южнее 10° ю. ш. глубина залегания максимума $w_1(z)$ постепенно увеличивается до максимальных значений (500 м) в центральной части Южного Субтропического Антициклонического круговорота. Эта область вытянута в квазиширотном направлении между $25 - 35^\circ$ ю. ш. Здесь прослеживается ложбина динамического рельефа в поле динамических высот (рис. 4, а).

Южнее 45° ю. ш. снова отмечается уменьшение глубины залегания максимума $w_1(z)$ до 300 — 400 м, что совпадает с уменьшением глубины залегания больших вертикальных градиентов частоты Вьяйсяля — Брента в основном пикноклине.

Увеличение глубины залегания максимума $w_1(z)$ отмечается в юго-западной части Южной Атлантики в области между Антарктическим Полярным и Субантарктическим фронтами. Эта зона вытягивается на восток вдоль $50 - 55^\circ$ ю. ш. и прослеживается примерно до 35° з. д. Между этими фронта-

ми образуется антарктическая промежуточная водная масса, вертикальная структура которой характеризуется однородностью в верхнем 300 — 400-метровом слое. При этом происходит заглубление главного термоклина и максимума частоты Вьяйсяля — Брента.

По результатам численных расчетов выполнен анализ дисперсионных свойств первой моды внутренних волн. Иллюстрация зависимости периода ее собственных колебаний от длины волны для разреза *1* представлена на рис. 5. Хорошо видно, что для всего рассматриваемого диапазона длин волн минимальные периоды наблюдаются южнее экватора между 5 — 10° ю. ш. В северном и южном направлениях происходит увеличение периодов собственных колебаний. Причем в субантарктических широтах меридиональный градиент изменения периодов увеличивается с увеличением длины волны. Максимальный меридиональный градиент наблюдается между 40° и 50° ю. ш. в зоне стрежня Антарктического Циркумполярного течения (рис. 4, 5).

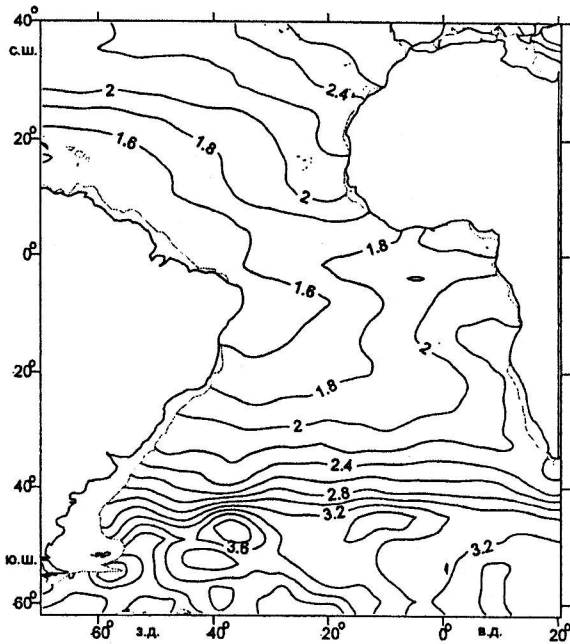


Р и с. 5. Зависимость периода (T) собственных колебаний первой моды от длины волны вдоль разреза *1*

Пример пространственного распределения собственного периода по акватории Атлантики для фиксированной длины волны $\lambda = 10$ км изображен на рис. 6. Из анализа фазовых характеристик следует, что для $10 \text{ км} \leq \lambda \leq 35 \text{ км}$ минимальные значения периода собственных колебаний находятся в западной части Тропической Атлантики. Причем область минимальных значений периодов простирается на юго-восток, примерно вдоль пограничной зоны между Южным Субтропическим Антициклоническим и Южным Тропическим Циклоническим круговоротами от 5 — 10° ю. ш. почти до 30° ю. ш. В качественном отношении регио-

нальное распределение значений периода собственных колебаний (рис. 6) похоже на пространственное поведение изодинам (рис. 4, а).

Заключение. Анализ пространственной структуры вертикальной составляющей скорости первой моды свободных внутренних волн и закономерностей изменения фазовых характеристик в зависимости от распределения фоновых термохалинных полей Атлантического океана позволяет сделать следующие выводы.



Р и с. 6. Распределение периода (ч) собственных колебаний первой моды по акватории Атлантики при $\lambda = 10$ км

Характер регионального распределения глубины залегания максимума $w_1(z)$ и фазовых характеристик внутренних волн отражает крупномасштабные особенности геострофической циркуляции вод в верхнем 1000-метровом слое.

Для рассмотренного диапазона длин свободных внутренних волн (10 — 35 км) минимальные периоды колебаний отмечаются в тропической зоне Атлантики. Они возрастают почти в два раза в зоне Антарктического Циркумполярного течения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Краусс В. Внутренние волны. — Л.: Гидрометеоиздат, 1968. — 272 с.
2. Черкесов Л.В. Поверхностные и внутренние волны. — Киев: Наук. думка, 1973. — 247 с.
3. Миропольский Ю.З. Динамика внутренних гравитационных волн в океане. — Л.: Гидрометеоиздат, 1981. — 302 с.
4. Бозулавский С.Г., Ефимов В.В., Черкесов Л.В. Комплексные океанографические исследования Черного моря. — Киев: Наук. думка, 1980. — 240 с.
5. Букатов А.Е., Черкесов Л.В. Волны в неоднородном море. — Киев: Наук. думка, 1983. — 224 с.
6. Булгаков Н.П., Доценко С.Ф., Кушнир В.М. и др. Гидрофизические исследования Карибского моря. — Киев: Наук. думка, 1991. — 192 с.
7. Горячкин Ю.Н., Иванов В.А., Иванов Л.И., Лисиченко А.Д. Атлас внутренних волн Северной Атлантики. — Севастополь: МГИ НАН Украины, 1994. — 74 с.
8. Иванов В.А. Среднемасштабная динамика вод в Южных морях: современное представление. — Севастополь: МГИ НАН Украины, 1996. — 312 с.

В центральной части Северного Субтропического Антициклонического круговорота максимальные значения (500 — 600 м) глубины залегания максимума $w_1(z)$ соответствуют положению максимума частоты Вьяйсяля — Брента в основном пикноклине. В тропической зоне, где максимум частоты Вьяйсяля — Брента хорошо выражен в сезонном термоклине, глубина залегания максимума $w_1(z)$ уменьшается до 200 м. Увеличение глубины залегания максимума $w_1(z)$ до 500 м отмечается в области Южного Субтропического Антициклонического круговорота.