

Трансформация уровня океана под движущейся областью возмущений атмосферного давления

В рамках линейной модели длинных волн выполнен анализ трансформации поверхности океана при равномерном перемещении зоны возмущений атмосферного давления. Анализ опирается на расчет двумерного интеграла – точного выражения для формы свободной поверхности океана. Показано, что вращение Земли, рост горизонтального масштаба атмосферной аномалии и уменьшение глубины бассейна вызывают уменьшение смещений уровня океана по сравнению с законом обратного барометра. Перемещение барических аномалий приводит к противоположному эффекту. В открытом океане смещения его поверхности под движущимся фронтом более значительны по сравнению с перемещающейся круговой аномалией атмосферного давления.

Введение. Воздействие атмосферы относится к числу основных причин пространственно-временной изменчивости полей в Мировом океане [1]. Оно определяется колебаниями ветровых напряжений, атмосферного давления и потоков плавучести на границе океан – атмосфера. На синоптических масштабах движения доминирующий вклад вносят ветровые напряжения, а наименее значима роль потока плавучести [2, 3]. Поверхность океана – передаточное звено в системе атмосфера – океан, и все указанные факторы влияют на ее динамику. По данным 8-летних измерений колебаний уровня и метео-элементов у Бермудских о-вов, 14% дисперсии флуктуаций уровня связано с изменениями атмосферного давления и касательных напряжений ветра, а около 70% вызвано приливами [4]. Относительный вклад барического поля в вариации уровня зависит от масштабов процесса. Двухмесячные измерения в зоне Курильских о-вов с дискретностью 3 ч показали доминирующий вклад барического поля в непривлинные колебания уровня океана на периодах от десятков часов до десятка суток на пространственных масштабах 200 – 1000 км [5]. Численное моделирование низкочастотной реакции уровня Северной Атлантики на реальные барическое и ветровое поля выявило определяющий вклад изменений первого в полосе $14 - 64^\circ$ с. ш. на периодах до 3 сут [6]. Таким образом, изучение отклика океана на барическое поле необходимо для понимания динамики Мирового океана, тем более что его уровень – основная переменная диагностических численных моделей крупномасштабной циркуляции океана и важнейшая характеристика в задачах спутниковой океанографии.

Приближение обратного барометра (гидростатическое смещение уровня океана под действием поверхностного давления) – простейший метод про-

гноза локального изменения уровня океана в горизонтально-неоднородном поле атмосферного давления. Этот подход применим в широком диапазоне периодов, простирающемся от нескольких десятков до нескольких сотен часов [5]. Вычислительные эксперименты в рамках нелинейной баротропной модели для Северной Атлантики [6, 7] и Мирового океана в целом [8] выявили нарушения закона обратного барометра на периодах колебаний до 2 – 3 сут и его выполнение для периодов 3 – 5 сут и более для обширных, в первую очередь открытых районов Мирового океана. Отклонения от закона обратного барометра наиболее значимы в краевых областях океана. Здесь они достигают 50 % [9]. Их можно интерпретировать как результат генерации шельфовых волн в океане процессами в атмосфере [10].

В течение года в циклогенезе над Мировым океаном участвует до 10^4 циклонов и антициклонов [5]. Прохождение интенсивных метеорологических образований сопровождается изменениями уровня океана, превышающими равновесные значения в 3 – 4 раза [5]. Поэтому значительный интерес представляет изучение отклика океана на перемещающиеся барические образования, включая анализ применимости приближения обратного барометра. Различные аспекты этой проблемы теоретически рассматривались в [5, 11 – 15]. Представленное ниже исследование дополняет эти работы более детальным анализом отклонений формы поверхности океана от приближения обратного барометра, связанных с переносом барических аномалий и вращением Земли. Последний фактор может существенно влиять на топографию поверхности океана в зоне барической аномалии [16].

Постановка задачи. Рассматривается однородный океан постоянной глубины H на f -плоскости, занимающий область $-\infty < x_1, y < \infty$, $-H < z < 0$, где x_1, y – горизонтальные, z – вертикальная координаты. В момент времени $t = 0$ над участком его поверхности возникает и движется с постоянной скоростью $U > 0$ в отрицательном направлении оси x_1 область возмущений атмосферного давления

$$p = p_a + \delta(x, y), \quad \delta = \rho g \zeta_0(x, y), \quad (1)$$

где $x = x_1 + Ut$, $U > 0$; x, y – горизонтальные координаты; t – время; p_a – среднее атмосферное давление (константа); δ – аномалия атмосферного давления; ζ_0 – возмущение атмосферного давления в метрах водяного столба, т. е. взятое с противоположным знаком гидростатическое смещение свободной поверхности океана под областью давлений (вертикальное смещение $z = -\zeta_0$ выражает закон обратного барометра [5, 11]); ρ – плотность жидкости; g – ускорение свободного падения. Возмущение среднего атмосферного давления предполагается локализованным в том смысле, что $\zeta_0(x, y) \rightarrow 0$ при $R = \sqrt{x^2 + y^2} \rightarrow \infty$.

В связанной с возмущением (1) системе координат движение океана в рамках теории длинных волн описывается системой трех уравнений:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + U \frac{\partial u}{\partial x} - f v = -g \left(\frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{\partial \zeta_0}{\partial x} \right), \quad (2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + U \frac{\partial v}{\partial x} + f u = -g \left(\frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{\partial \zeta_0}{\partial y} \right), \quad (3)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + U \frac{\partial \zeta}{\partial x} + H \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = 0 \quad (4)$$

с начальными условиями

$$u = v = \zeta = 0 \quad (t = 0), \quad (5)$$

где $u(x, y, t)$, $v(x, y, t)$ – горизонтальные проекции на оси x и y скорости течения жидкости; $\zeta(x, y, t)$ – смещение свободной поверхности от горизонтального положения; f – параметр Кориолиса.

В рамках задачи (2) – (5) рассмотрим отклонения смещений поверхности океана от закона обратного барометра под областью возмущений атмосферного давления, связанные с переносом барической аномалии и вращением Земли.

Неустановившийся отклик уровня океана на барический фронт при $f = 0$. Полагая $\zeta_0 = \zeta_0(x)$, $v \equiv 0$, $\partial/\partial y \equiv 0$, запишем задачу (2) – (5) в виде:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + U \frac{\partial u}{\partial x} = -g \left(\frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{\partial \zeta_0}{\partial x} \right), \quad \frac{\partial \zeta}{\partial t} + U \frac{\partial \zeta}{\partial x} + H \frac{\partial u}{\partial x} = 0, \quad u = \zeta = 0 \quad (t = 0). \quad (6)$$

Для нахождения полей $u(x, t)$ и $\zeta(x, t)$ применим к уравнениям задачи (6) преобразования Фурье по x и Лапласа по t . Пусть $\bar{\varphi}(m, t)$ и $\tilde{\varphi}(m, \alpha)$ соответственно преобразование Фурье по x и преобразование Фурье – Лапласа по x и t функции $\varphi(x, t)$. Получим

$$(\alpha + imU)\tilde{u} + gm(\tilde{\zeta} + \alpha^{-1}\bar{\zeta}_0) = 0, \quad (\alpha + imU)\tilde{\zeta} + imH\tilde{u} = 0.$$

Решая эту систему линейных уравнений, находим

$$\tilde{\zeta} = -\frac{C^2 m^2 \bar{\zeta}_0(m)}{\alpha(\alpha^2 + 2imU\alpha - m^2 U^2 + m^2 C^2)}, \quad (7)$$

где $C = \sqrt{gH}$ – скорость распространения длинных волн. Выражение для смещений поверхности океана ζ получаем путем применения к (7) соответ-

вующих обратных преобразований. Учитывая, что функция (7) имеет три полюса $\alpha_1 = 0$, $\alpha_{2,3} = -i(U \pm C)t$, можно вычислить обратное преобразование Лапласа для $\tilde{\zeta}$ с помощью теоремы Коши о вычетах:

$$\bar{\zeta}(m, t) = -\frac{C^2}{C^2 - U^2} \bar{\zeta}_0(m) + \frac{C}{2(C+U)} \bar{\zeta}_0(m) e^{-im(U+C)t} + \frac{C}{2(C-U)} \bar{\zeta}_0(m) e^{-im(U-C)t}.$$

Применение обратного преобразования Фурье дает решение задачи в форме

$$\zeta(x, t) = -\frac{C^2}{C^2 - U^2} \zeta_0(x) + \frac{C}{2(C+U)} \zeta_0(x - (C+U)t) + \frac{C}{2(C-U)} \zeta_0(x + (C-U)t). \quad (8)$$

Из (8) следует, что отклик уровня океана на приложение и последующее перемещение зоны возмущений поля атмосферного давления включает в себя стационарную составляющую и волны, излученные из зоны возмущений атмосферного давления. После ухода волн смещение поверхности океана

$$\zeta = -\frac{1}{1 - U^2/C^2} \zeta_0(x). \quad (9)$$

Формула (9), полученная впервые в 1928 г. [11], показывает, что в движущемся антициклоне ($\zeta_0 > 0$) при $U < C$ понижение уровня океана больше по абсолютной величине чисто гидростатического прогиба, т. е. превышает по модулю значение, прогнозируемое по закону обратного барометра. В линейном случае скорость переноса $U = C$ является резонансной. При $U > C$ под антициклоном происходит подъем уровня океана, который с ростом U монотонно стремится к нулю по закону U^{-2} .

Равновесная чаша прогиба поверхности океана при переносе двумерной барической аномалии. Задача (2) – (5) в стационарном случае принимает вид:

$$U \frac{\partial u}{\partial x} - fv = -g \left(\frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{\partial \zeta_0}{\partial x} \right), \quad (10)$$

$$U \frac{\partial v}{\partial x} + fu = -g \left(\frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{\partial \zeta_0}{\partial y} \right), \quad U \frac{\partial \zeta}{\partial x} + H \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = 0. \quad (11)$$

Распределение возмущений уровня океана находится из задачи (10), (11) путем применения двумерного интегрального преобразования Фурье по горизонтальным координатам x и y . Трансформанты полей u , v и ζ удовлетворяют неоднородной системе трех линейных алгебраических уравнений, что

позволяет найти из нее выражение для преобразования Фурье поля ζ . После применения обратного преобразования Фурье получим интегральное выражение для смещений поверхности океана в связанной с атмосферным возмущением системе координат:

$$\zeta = -\frac{C^2}{4\pi^2} \iint_{-\infty}^{+\infty} \frac{r^2 \bar{\zeta}_0(m, n)}{f^2 + C^2 r^2 - U^2 m^2} e^{i(mx+ny)} dm dn, \quad (12)$$

$$r = \sqrt{m^2 + n^2}, \quad \bar{\zeta}_0 = \iint_{-\infty}^{+\infty} \zeta_0(x, y) e^{-i(mx+ny)} dx dy.$$

Решение (12) отличается по своей форме от выражения, полученного в работе [12] как предел решения нестационарной задачи при $t \rightarrow \infty$, и переходит в решение задачи для неподвижной барической аномалии, когда $U = 0$ [16].

Введем безразмерные переменные и параметры по формулам

$$\{X; Y\} = L^{-1}\{x; y\}, \quad \{\xi; \eta; k\} = L\{m; n; r\}, \quad \{Z; Z_0\} = a_0^{-1}\{\zeta; \zeta_0\},$$

$$\gamma = \frac{Lf}{C}, \quad F = \frac{U}{C}, \quad (13)$$

где L – характерный радиус барической аномалии; a_0 – амплитуда возмущений среднего поля атмосферного давления. Параметры (13) позволяют оценить условия существенного влияния вращения Земли (γ) и переноса барической аномалии ($Fr = F^2$ – число Фруда) на форму уровня океана в зоне атмосферного возмущения.

В безразмерных переменных интеграл (12) принимает вид

$$Z = -\frac{1}{4\pi^2} \iint_{-\infty}^{+\infty} \frac{k^2 \bar{Z}_0(\xi, \eta)}{\Delta_0(\xi, \eta)} e^{i(\xi X + \eta Y)} d\xi d\eta, \quad (14)$$

$$\bar{Z}_0 = \iint_{-\infty}^{+\infty} Z_0(X, Y) e^{-i(\xi X + \eta Y)} dX dY, \quad (15)$$

$$\Delta_0 = \gamma^2 + k^2 - F^2 \xi^2, \quad k = \sqrt{\xi^2 + \eta^2}.$$

При $F \leq 1$, что практически всегда выполняется в условиях океана, знаменатель подынтегрального выражения в (14) удовлетворяет неравенству $\Delta_0 \geq \gamma^2$ при любых ξ и η . Ограничение

$$F = \frac{U}{C} \leq 1 \quad (16)$$

означает, что скорость перемещения области возмущений барического поля не должна превышать скорости распространения длинных волн. В дальнейшем условие (16) предполагается выполненным (докритические скорости перемещения возмущения). Оно исключает из рассмотрения режимы генерации баротропного волнового следа при сверхкритических скоростях $U > C$ движения барической аномалии [17]. Двумерная структура таких волн, которые можно отнести к классу инерционных, описана в работах [13, 14, 17].

Анализ возмущений уровня океана в области движущейся барической аномалии проводился для распределения

$$Z_0 = \exp[-d(X^2 + Y^2)], \quad d = \ln 10, \quad (17)$$

характерный радиус которого равен единице; граница области возмущений задается условием $Z_0 = 0,1$. Для гауссова распределения (17) интеграл (15) находится аналитически. Это позволяет преобразовать решение (14) к двукратному интегралу по первому квадранту $G = \{(\xi, \eta): \xi \geq 0, \eta \geq 0\}$ в плоскости (ξ, η) [15]:

$$Z = -\frac{1}{\pi d} \iint_G \frac{k^2}{\Delta_0} e^{-\frac{k^2}{4d}} \cos(X\xi) \cos(Y\eta) d\xi d\eta. \quad (18)$$

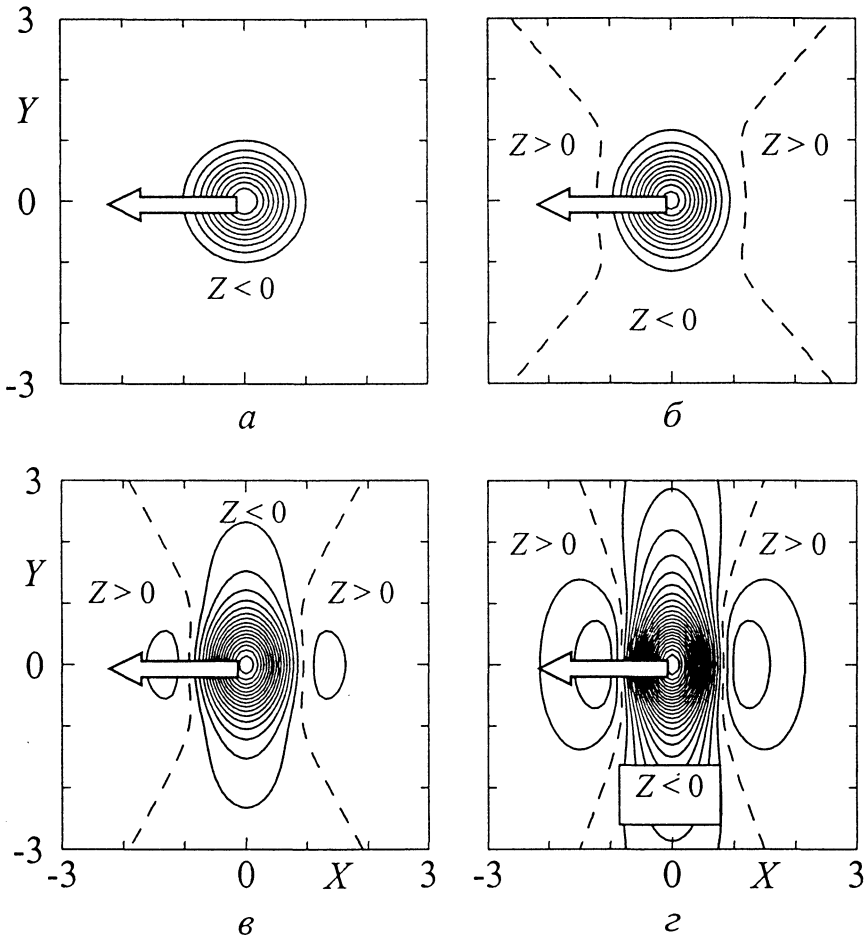
Двойной интеграл (18) находился численно для диапазонов параметров задачи $0 \leq \gamma \leq 6$ и $0 \leq F \leq 1$, охватывающих возможные океанические условия.

Результаты анализа равновесной формы уровня океана под движущейся круговой барической аномалией. Горизонтальная структура уровня океана в зоне движущейся крупномасштабной аномалии атмосферного давления без учета и с учетом вращения Земли показана на рис. 1 и 2. Очевидно, что как перенос барической аномалии, так и эффекты вращения Земли существенны для описания топографии поверхности океана в зоне атмосферного возмущения.

При относительно малых числах Фруда и пренебрежении вращением Земли равновесная чаша прогиба поверхности океана близка к осесимметричной (рис. 1, а), что указывает на слабое влияние переноса возмущений барического поля на трансформацию уровня океана. Увеличение скорости перемещения атмосферного возмущения проявляется в усилении асимметрии чаши прогиба уровня океана (рис. 1, б – г). Это выражается в росте относительного удлинения чаши прогиба в направлении, нормальном трассе движения барической аномалии, в углублении чаши прогиба и образовании перед и за ней вытянутых параллельно оси Y подъемов уровня.

При сравнительно больших значениях параметра γ , соответствующих протяженным зонам возмущений поля атмосферного давления и шельфу, эффекты вращения Земли являются существенными (рис. 2). Вращение Зем-

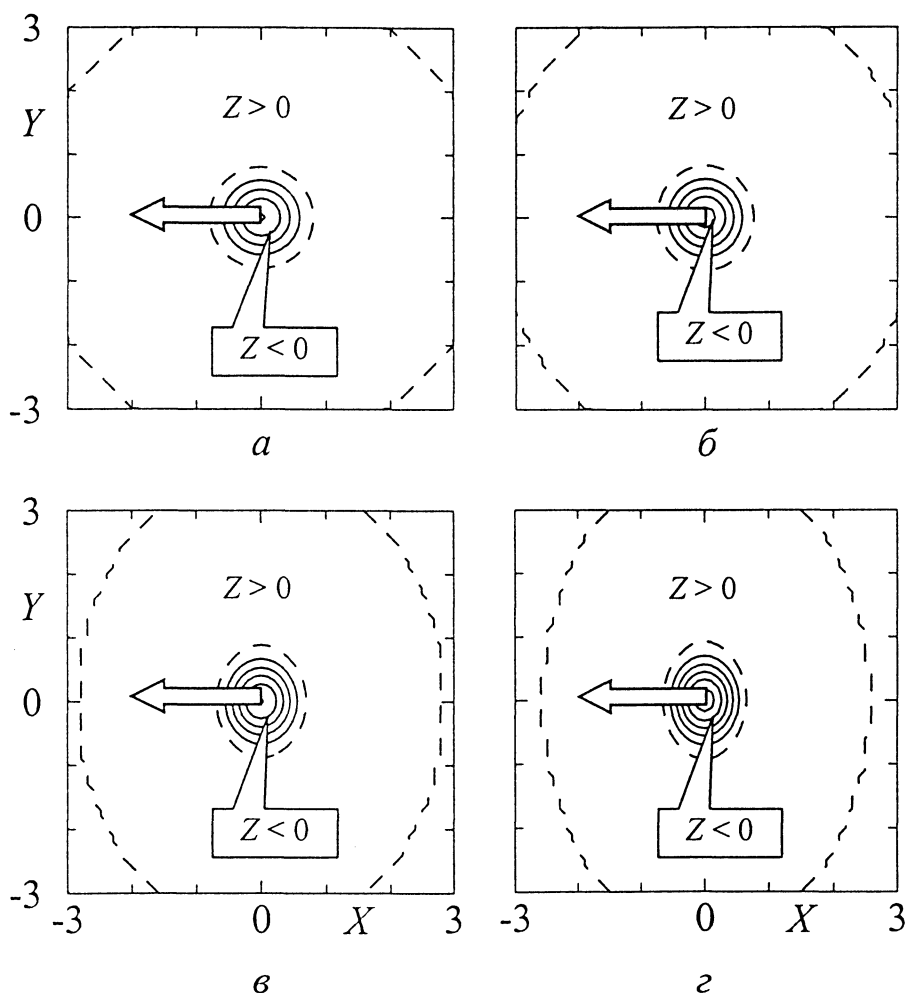
ли приводит к уменьшению характерного радиуса и глубины равновесной чаши прогиба поверхности океана. С ростом скорости переноса атмосферной аномалии (рис. 2, б – з) возникает асимметрия чаши прогиба, но она является слабо выраженной, а подъемы уровня перед и за барической аномалией практически отсутствуют.



Р и с. 1. Распределения смещений уровня океана под перемещающейся осесимметричной аномалией барического поля без учета вращения Земли ($\gamma = 0$): а – $F = 0$; б – $F = 0,5$; в – $F = 0,8$; з – $F = 0,9$. Стрелка указывает направление переноса аномалии. Изолинии уровня океана Z даны с интервалом $0,1$. На штриховой кривой $Z = 0$

Численный анализ показал, что максимальное по модулю смещение уровня океана достигается в центре барической аномалии. При слабых эффектах вращения Земли горизонтальный масштаб смещений уровня океана превышает аналогичную величину для распределения возмущений барического поля (рис. 1). В тех случаях, когда влияние вращения Земли существ-

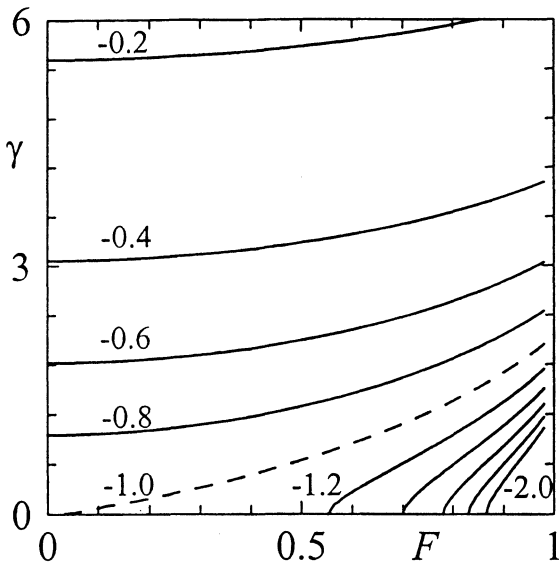
венно, чаша прогиба несколько уже зоны действия атмосферных возмущений (рис. 2). С ростом числа Фруда различие пространственных масштабов возмущений уровня океана и возмущений атмосферного давления усиливается, особенно при приближении к критическому значению $F = 1$ (рис. 1, 2, 2, 2). При $F \rightarrow 1$ максимальное смещение уровня океана может существенно превышать по модулю значение, найденное для неподвижной области барических возмущений (по закону обратного барометра). Это отличие выражено значительно слабее в тех случаях, когда существенна роль вращения Земли (рис. 2, 2).



Р и с. 2. То же, что на рис.1, при $\gamma = 3$

Характер зависимости максимального понижения уровня океана $Z^+ = Z(0,0)$ в зоне барической аномалии от параметров (13) иллюстрирует рис. 3. Смещения уровня, связанные с движущимся возмущением, ослабевают

при увеличении параметра γ и уменьшении параметра F . В зависимости от конкретных значений γ и F внешнее воздействие вызывает деформации уровня, которые могут быть как больше, так и меньше чисто гидростатического смещения поверхности океана. На плоскости параметров γ и F эти случаи разделяет штриховая линия $F = F_0(\gamma)$ (рис. 3). Рациональная аппроксимация для этой кривой найдена в [15]. Вращение Земли и перенос зоны возмущений атмосферного давления оказывают противоположное влияние на отклонения экстремального смещения уровня океана от закона обратного барометра. На кривой $F = F_0(\gamma)$ эти факторы компенсируют друг друга, и приближение обратного барометра $Z^+ = -1$ выполняется точно.

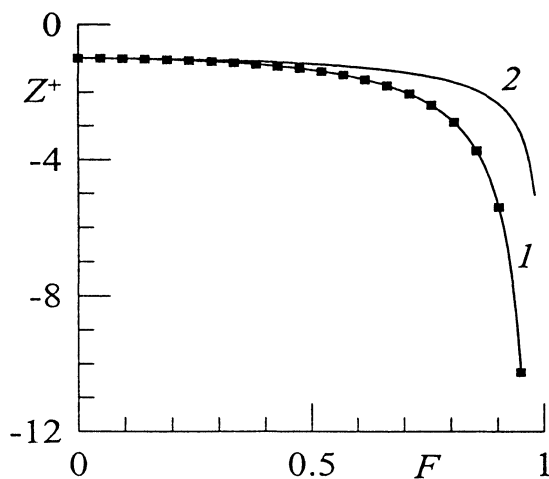


Р и с. 3. Экстремальные смещения уровня океана Z^+ в зависимости от безразмерных параметров F и γ

По результатам численного анализа в открытых (глубоководных) районах океана для прогноза смещений уровня применимо приближение обратного барометра. Аналогичный вывод сделан в работе [16] для неподвижных зон атмосферных возмущений. Поэтому для понимания причин отклонений формы уровня от найденной в рамках этого приближения требуется изучение реакции океана на барическое поле на шельфе и в мелководных районах Мирового океана.

Представляет интерес, сопоставление максимальных смещений уровня океана при различных скоростях перемещения барической аномалии в плоском (атмосферный фронт) и пространственном (круговая область) случаях. Соответствующие расчеты по формулам (9) и (18) представлены на рис. 4.

При одинаковых скоростях и перепадах атмосферного давления движущийся фронт (кривая 1) вызывает более существенные возмущения уровня океана по сравнению с движущейся круговой аномалией атмосферного давления. Приведенные кривые являются универсальными: они не зависят от горизонтального масштаба метеовозмущения.



Р и с. 4. Зависимости от параметра F максимального смещения уровня океана под барической аномалией без учета вращения Земли, рассчитанные: 1 – по формуле (9) для движущегося барического фронта; 2 – по формуле (18) для движущейся круговой области возмущений атмосферного давления

Выводы. Линейная модель длинных волн на f -плоскости применена для анализа трансформации поверхности вращающегося океана постоянной глубины при равномерном переносе области возмущений атмосферного давления. Рассмотрены возможные физические причины, ответственные за отклонения реакции уровня океана на барическое поле от приближения обратного барометра.

С помощью преобразования Фурье найдено решение задачи в виде двойного интеграла. Форма равновесной чаши прогиба определяется двумя безразмерными параметрами. Ее анализ выполнен численно для осесимметричной аномалии атмосферного давления, движущейся со скоростью, не превышающей скорости распространения длинных волн.

Показано, что характеристики равновесной чаши прогиба поверхности океана под барической аномалией зависят от его глубины, горизонтальной протяженности и скорости переноса внешнего возмущения, вращения Земли. Учет вращения Земли, рост горизонтального масштаба барической аномалии и уменьшение глубины бассейна вызывают уменьшение смещений уровня океана по сравнению с законом обратного барометра. Перенос барических

аномалий приводит к противоположному эффекту – росту деформаций поверхности океана по сравнению с законом обратного барометра. Благодаря переносу барической аномалии возникает асимметрия чаши прогиба свободной поверхности океана, что выражается в ее сжатии вдоль трассы движения зоны атмосферных возмущений и в расширении по нормали к направлению движения барической аномалии. Кроме этого, при относительно слабом влиянии вращения Земли перед и за чашей прогиба образуются вытянутые по нормали к трассе движения подъемы уровня океана.

Полученные оценки показывают, что в глубоководных районах океана для прогноза смещений уровня под движущейся барической аномалией применимо приближение обратного барометра. Отклонения от него наиболее значимы в шельфовой зоне. Здесь происходит рост отклонений смещений уровня от приближения обратного барометра при увеличении горизонтального масштаба барической аномалии и широты места. Для протяженных зон атмосферных возмущений зависимость смещений уровня океана в средних широтах от скорости переноса барической аномалии выражена слабо. В подобных случаях доминируют эффекты вращения Земли. В открытом океане трансформация его поверхности под движущимся фронтом более значительно по сравнению со случаем круговой аномалии атмосферного давления.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Мошин А.С., Каменкович В.М., Корп В.Г. Изменчивость Мирового океана. – Л.: Гидрометеониздат, 1974. – 261 с.
2. *Magaard L.* On the generation of baroclinic Rossby waves by meteorological forces // *J. Phys. Oceanogr.* – 1977. – 7, № 3. – P. 359 – 364.
3. *Frankignoul C., Müller P.* Quasi-geostrophic response of an infinite β -plane ocean to stochastic forcing by the atmosphere // *Ibid.* – 1979. – 9, № 1. – P. 104 – 127.
4. *Wunsch C.* Bermuda sea level in relation to tides, weather and baroclinic fluctuations // *Revs Geophys. and Space Physics.* – 1972. – 10, № 1. – P. 1 – 49.
5. *Ланно С.С.* Среднемасштабные динамические процессы океана, возбуждаемые атмосферой. – М: Наука, 1979. – 181 с.
6. *Ponte R.M., Salstein D.A., Rosen R.D.* Sea level response to pressure forcing in a barotropic numerical model // *J. Phys. Oceanogr.* – 1991. – 21, № 7. – P. 1043 – 1057.
7. *Ponte R.M.* Understanding the relation between wind- and pressure-driven sea level variability // *J. Geophys. Res.* – 1994. – 99, № C4. – P. 8033 – 8039.
8. *Ponte R.M.* Variability in a homogeneous global ocean forced by barometric pressure // *Dyn. Atmosph. and Oceans.* – 1993. – 18. – P. 209 – 234.
9. *Hamon B.V.* The spectrum mean sea level at Sydney, Coff's Harbour and Lord Howe Island // *J. Geophys. Res.* – 1962. – 67, № 13. – P. 5147 – 5635.
10. *Рабинович А.Б.* Длинные гравитационные волны в океане: захват, резонанс, излучение. – С.-Петербург: Гидрометеониздат, 1993. – 325 с.
11. *Прудман Дж.* Динамическая океанография. – М.: Изд-во иностранной литературы, 1957. – 418 с.
12. *Сергеевский Б.Ю.* Ближнее поле поверхностных волн, генерируемых движущейся областью атмосферных возмущений // Комплексные исследования тропической зоны Атлантического океана и Карибского моря. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 1983. – С. 56 – 65.

13. *Сергеевский Б.Ю.* Ближнее поле поверхностных волн, вызванных движущейся областью знакопеременных возмущений атмосферного давления // Морской гидрофизический журнал. – 1987. – № 1. – С. 32 – 38.
14. *Веденьков В.Е., Санников В.Ф.* Численный метод исследования поверхностных волн, генерируемых движущимися барическими возмущениями // Теоретическое моделирование волновых процессов в океане. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 1982. – С. 15 – 21.
15. *Доценко С.Ф.* Трансформация уровня океана, вызванная перемещающейся областью возмущений барического поля // Морской гидрофизический журнал. – 2001. – № 4. – С. 3 – 10.
16. *Доценко С.Ф.* Динамика баротропного океана при локальных изменениях атмосферного давления // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 1997. – 33, № 6. – С. 819 – 827.
17. *Geisler J.E.* Linear theory of the response of a two-layer ocean to a moving hurricane // Geophys. Fluid Dyn. – 1970. – 1, № 4. – P. 249 – 272.

Морской гидрофизический институт НАН Украины,
Севастополь

Материал поступил
в редакцию 23.11.05

ABSTRACT Ocean surface transformation at uniform translation of the zone of the atmospheric pressure disturbance is analyzed within the framework of the linear shallow-water model. The analysis is based on the computation of a two-dimensional integral which is an exact representation of the free ocean surface. It is shown that the Earth rotation, increase of the atmospheric anomaly horizontal scale and decrease of the ocean depth induce diminishing of the ocean level displacements as compared with the inverted barometer approximation. Translation of baric anomaly results in the opposite effect. In the open ocean its surface elevations under the moving front are more significant as compared with the translating circular anomaly of the atmospheric pressure.