

Е.А. Кубрякова, Г.К. Коротаев

Морской гидрофизический институт НАН Украины, г. Севастополь

**ВЛИЯНИЕ ВЕРТИКАЛЬНОЙ СКОРОСТИ НА ВОСПРОИЗВЕДЕНИЕ
ИЗМЕНЧИВОСТИ ТЕРМОХАЛИННОЙ СТРУКТУРЫ ВЕРХНЕГО СЛОЯ
МОРСКОГО БАССЕЙНА**

Для исследования влияния вертикальной скорости на эволюцию термохалинной структуры вод в верхнем слое центральной части Черного моря используется одномерная гидродинамическая модель, основанная на версии модели *РОМ*. На основе расчетов показано, что без учета вертикальной составляющей скорости в численной схеме при долгосрочном расчете происходит постепенное перемешивание столба жидкости по всей глубине. Устойчивое периодическое решение возможно при учете членов, связанных с вертикальными движениями. Предложена параметризация вертикальной скорости для центральной части Черного моря. Проведены расчеты с постоянной и переменной во времени вертикальной скоростью. Полученные результаты показали, что учет вертикальной скорости позволяет получить периодическое решение.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: *одномерная гидродинамическая модель, верхний квазиоднородный слой*

Введение. Использование математических моделей при исследовании процессов формирования стратификации по плотности водоемов дает возможность для эффективного изучения физики рассматриваемых процессов. Применение сложных трехмерных моделей не всегда является оптимальным, так как требует больших вычислительных затрат, а исходная информация об объекте является, как правило, неполной. В то же время часто наиболее важные характеристики изучаемых процессов можно выявить и с помощью более простых, приближенных, моделей, в частности – моделей меньшей размерности. Использование одномерных моделей во многих случаях может быть достаточно эффективным.

Особенно это становится важным при моделировании биогеохимических процессов, поскольку экологические модели требуют большого количества параметризаций. В качестве примера таких моделей можно привести работы [1 – 2], где построена одномерная биогеохимическая модель экосистемы, а также предложенную в [3] модель для Черного моря.

Однако в работах [4, 5] показано, что в одномерной модели без учета вертикальных движений при долгосрочном расчете вследствие постоянного перемешивания под действием ветра происходит постепенное заглубление перемешанного слоя; энергия турбулентности переходит в потенциальную энергию и потенциальная энергия такой системы непрерывно возрастает.

Из вышесказанного следует, что необходимо учитывать вертикальную адвекцию в квазиоднородном слое моря. Однако в рамках одномерной модели вертикальная составляющая скорости не может быть определена, поэтому требуется ее априорное задание.

© Е.А. Кубрякова, Г.К. Коротаев, 2011

В настоящей работе в рамках одномерной модели проводится исследование влияния вертикальной скорости на эволюцию термохалинной структуры Черного моря. В разделе 1 приведено описание используемой модели. В разделе 2 приводятся результаты расчетов по модели без учета вертикальной скорости. В разделе 3 данной работы предложена параметризация вертикальной скорости. В разделах 4 и 5 приведены результаты расчетов с постоянной во времени и переменной вертикальной скоростью, соответственно.

1. Постановка задачи

Одномерная гидродинамическая модель была построена на основе модели *POM*¹ в работе [6]. В работе [3] эта модель была адаптирована для Черного моря. Однако она не учитывает влияние вертикальной адвекции на динамику верхнего квазиоднородного слоя (ВКС).

Для того чтобы учесть влияние вертикальной адвекции в нашей работе в одномерную гидродинамическую модель Меллора-Ямады были добавлены слагаемые с вертикальной составляющей скорости течений. После учета этих слагаемых система уравнений имеет вид:

– уравнение переноса турбулентной кинетической энергии

$$\begin{aligned} \frac{\partial q^2}{\partial t} + W \frac{\partial q^2}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_q \frac{\partial q^2}{\partial z} \right] + 2K_M \left[\left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial z} \right)^2 \right] + \\ + \frac{2g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{2q^3}{B_1 l}; \end{aligned} \quad (1)$$

– уравнение переноса масштаба турбулентности

$$\begin{aligned} \frac{\partial q^2 l}{\partial t} + W \frac{\partial q^2 l}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_q \frac{\partial q^2 l}{\partial z} \right] + E_1 l \left[K_M \left[\left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial z} \right)^2 \right] + \right. \\ \left. + \frac{E_3 g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \rho}{\partial z} \right] - \frac{q^3}{B_1} \tilde{W}; \end{aligned} \quad (2)$$

– уравнения сохранения момента количества движения

$$\frac{\partial U}{\partial t} + W \frac{\partial U}{\partial z} - f V = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_M \frac{\partial U}{\partial z} \right]; \quad (3)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + W \frac{\partial V}{\partial z} - f U = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_M \frac{\partial V}{\partial z} \right]; \quad (4)$$

¹ *POM* – *Princeton Ocean Model* – гидротермодинамическая модель, созданная в Принстонском университете.

– уравнения переноса тепла и соли

$$\frac{\partial S}{\partial t} + W \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_H \frac{\partial S}{\partial z} \right]; \quad (5)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + W \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_H \frac{\partial T}{\partial z} \right] - \frac{\partial R}{\partial z}; \quad (6)$$

– линейное уравнение состояния

$$\rho(T, S) = 1,0369 \cdot 10^3 - 0,251 T + 0,7496 S. \quad (7)$$

В уравнениях (1) – (7) введены следующие обозначения: q^2 – удвоенная кинетическая энергия турбулентности [$\text{м}^2/\text{с}^2$]; W – вертикальная скорость [$\text{м}/\text{с}$]; K_q – коэффициент вертикальной турбулентной диффузии [$\text{м}^2/\text{с}$]; K_M – коэффициент вертикальной кинематической вязкости [$\text{м}^2/\text{с}$]; U, V – горизонтальные компоненты скорости [$\text{м}/\text{с}$]; g – ускорение свободного падения, [$\text{м}/\text{с}^2$]; ρ_0 – плотность [$\text{г}/\text{см}^3$]; K_H – коэффициент вертикальной диффузии [$\text{м}^2/\text{с}$]; B_l – безразмерная константа; l – масштаб турбулентности [м]; E_l, E_3 – безразмерные константы; \tilde{W} – пристеночная функция; f – параметр Кориолиса [с^{-1}]; T – температура [$^{\circ}\text{C}$]; R – поток коротковолновой радиации, [$\text{м}^{\circ}\text{C}/\text{с}$]; S – соленость [%].

В работах [3, 6] плотность рассчитывалась из уравнения состояния UNESCO². В данной работе оно было заменено на линейное уравнение состояния. Расчеты, проведенные с различными уравнениями состояния, показали, что выбор уравнения не оказывает существенного влияния на результаты. Однако использование линейного уравнения состояния упрощает анализ результатов.

Граничные условия:

– для уравнения переноса кинетической энергии турбулентности

$$q^2(0) = B_l U_*^2(0), \quad K_q \frac{\partial q^2}{\partial z} \Big|_{z=H} = 0; \quad (8)$$

– для уравнения переноса масштаба турбулентности

$$q^2 l(0) = 0, \quad K_q \frac{\partial q^2 l}{\partial z} \Big|_{z=H} = 0; \quad (9)$$

– для уравнений сохранения момента количества движения

$$K_M \frac{\partial U}{\partial z} \Big|_{z=0} = -\tau^x, \quad K_M \frac{\partial V}{\partial z} \Big|_{z=0} = -\tau^y; \quad (10a)$$

² UNESCO (ЮНЕСКО) – The United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization – Организация Объединенных Наций по вопросам образования, науки и культуры.

$$K_M \frac{\partial U}{\partial z} \Big|_{z=H} = 0, \quad K_M \frac{\partial V}{\partial z} \Big|_{z=H} = 0; \quad (10б)$$

– для уравнения переноса тепла

$$K_H \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=0} = -Q^T, \quad K_H \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=H} + W \left(T \Big|_{z=H} - T^* \right) = 0; \quad (11)$$

– для уравнения переноса соли

$$K_H \frac{\partial S}{\partial z} \Big|_{z=0} = -Q^S, \quad K_H \frac{\partial S}{\partial z} \Big|_{z=H} + W \left(S \Big|_{z=H} - S^* \right) = 0. \quad (12)$$

В соотношениях (8) – (12) введены следующие обозначения: U_* – динамическая скорость, H – нижняя граница области интегрирования; $T^* = 8,39^\circ\text{C}$ – значение температуры начального профиля на нижней границе; $S^* = 20,76\text{‰}$ – значение солёности начального профиля на нижней границе; Q^T – поток тепла на поверхности, Q^S – поток соли на поверхности, равный $(E - P) \cdot S_0$, где E – испарение на поверхности моря, P – осадки, $S_0 = 18,5\text{‰}$ – значение солёности на поверхности.

Для уравнений переноса – диффузии тепла и соли на поверхности моря используются условия Неймана.

По вертикали расчет проводился при: $z = 148,47; 146,94; 145,41; 143,88; 142,35; 140,82; 139,29; 137,76; 136,23; 134,70; 133,16; 131,63; 130,10; 128,57; 127,04; 125,51; 123,98; 122,45; 120,92; 119,39; 117,86; 116,33; 114,80; 113,27; 111,74; 110,21; 108,67; 107,14; 105,61; 104,08; 102,55; 101,02; 99,49; 97,96; 96,43; 94,90; 93,37; 91,84; 90,31; 88,78; 87,25; 85,72; 84,18; 82,65; 81,12; 79,59; 78,06; 76,53; 75,0; 73,47; 71,94; 70,41; 68,88; 67,35; 65,82; 64,29; 62,76; 61,23; 59,69; 58,16; 56,63; 55,10; 53,57; 52,04; 50,51; 48,98; 47,45; 45,92; 44,39; 42,86; 41,33; 39,80; 38,27; 36,74; 35,20; 33,67; 32,14; 30,61; 29,08; 27,55; 26,02; 24,49; 22,96; 21,43; 19,90; 18,37; 16,84; 15,31; 13,76; 12,25; 10,72; 9,18; 7,65; 6,12; 4,59; 3,06; 1,53; 0,77; 0,38; 0 м. Нижняя граница области моделирования принималась равной 150 м, что соответствует глубине залегания нижней границы пикноклина. В нашей работе мы считали, что ниже этой границы движения незначительны в глубоководной части Черного моря [4]. Шаг по времени в модели составил 10 минут.$

Сезонная изменчивость атмосферных параметров была рассчитана за период с 1971-2001 гг. на основе данных реанализа *ERA-40*³, проведенного в Европейском центре среднесрочных прогнозов погоды *ECMWF*⁴[7] с временной дискретностью 6 часов.

³ *40 Year Re-analysis Data Archive. (ECMWF Re-Analysis)* – проект повторного анализа данных о параметрах глобальной атмосферы и условиях на поверхности за 45-летний период с сентября 1957 по август 2002 гг.

⁴ *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* – Европейский центр среднесрочных прогнозов погоды (г. Реддинг, Великобритания).

2. Расчет без учета вертикальной скорости

При проведении первой серии расчетов вертикальная скорость в уравнениях (1) – (7) считалась равной нулю. Нами был проведен расчет гидродинамических характеристик центральной части Черного моря на 60 лет, используя одномерную гидродинамическую модель без учета вертикальной скорости. Результаты расчета приведены ниже.

Температура. На рис. 2.1 приведены профили температуры по сезонам, полученные в результате расчета по расчетам одномерной гидродинамической модели без учета вертикальной скорости на второй год счета. Минимум поверхностной температуры отмечается в последней декаде февраля, он сохраняется в течение месяца. С марта наблюдается рост температуры на поверхности. Максимум поверхностной температуры приходится на середину августа, в это время в профиле температуры наблюдается ярко выраженный сезонный квазиоднородный слой. Наиболее характерной особенностью термической структуры вод Черного моря является существование холодной воды с температурой ниже 8°C в слое на глубинах 30 – 100 м для центральной части Черного моря – холодный промежуточный слой (ХПС) [8]. ХПС хорошо просматривается в весенне-осенний период. С середины августа температура на поверхности моря начинает уменьшаться.

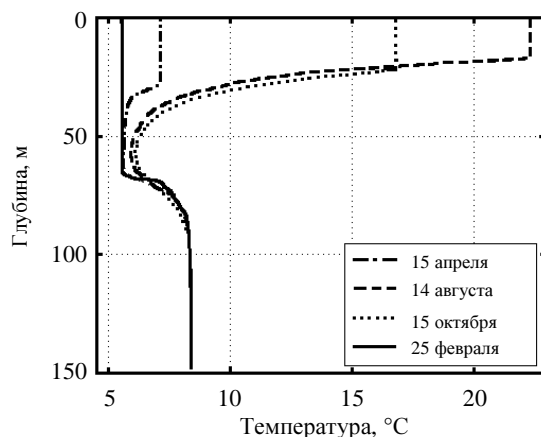


Рис. 2.1. Сезонные профили температуры.

Вследствие постоянного перемешивания под действием ветра при долгосрочном расчете происходит постепенное выравнивание температуры по глубине. Как показано на рис. 2.2, вертикальная структура температуры для одной и той же даты резко отличается для первых и последних лет расчета.

Минимум температуры на поверхности в последние годы расчета приходится на декабрь и сохраняется в течение месяца, со второй декады января начинается прогрев воды. Как видно из рис. 2 при этом происходит полное перемешивание воды по глубине и температура составляет 7°C .

В летний период в последний год расчета уже не наблюдается ХПС, вода перемешана от 50 до 150 м, и ее температура на этих глубинах практически одинакова и составляет $7,3^{\circ}\text{C}$, в то время как во второй год расчета наблюдался ХПС на глубинах от 35 до 85 м с минимумом температуры в ядре 6°C , а температура на нижней границе была равна $8,4^{\circ}\text{C}$.

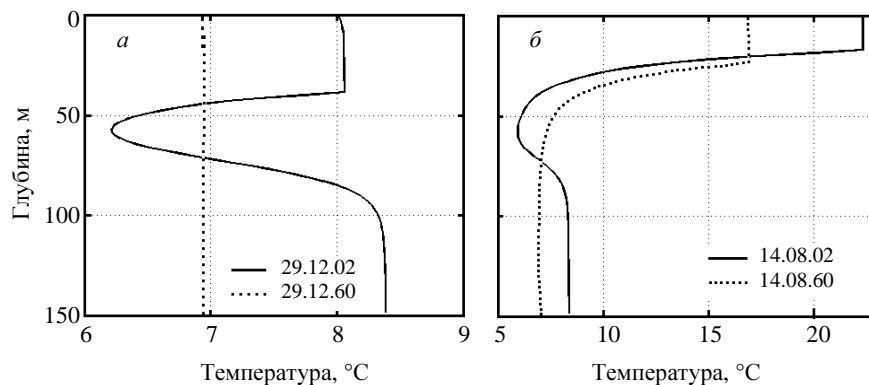


Рис. 2.2. Зимние (а) и летние (б) профили температуры на второй (сплошные линии) и на последний (пунктир) года расчета.

На рис. 2.3 представлены графики временной изменчивости температуры на горизонтах: 0,4 м; 50,5 м и 101,0 м соответственно.

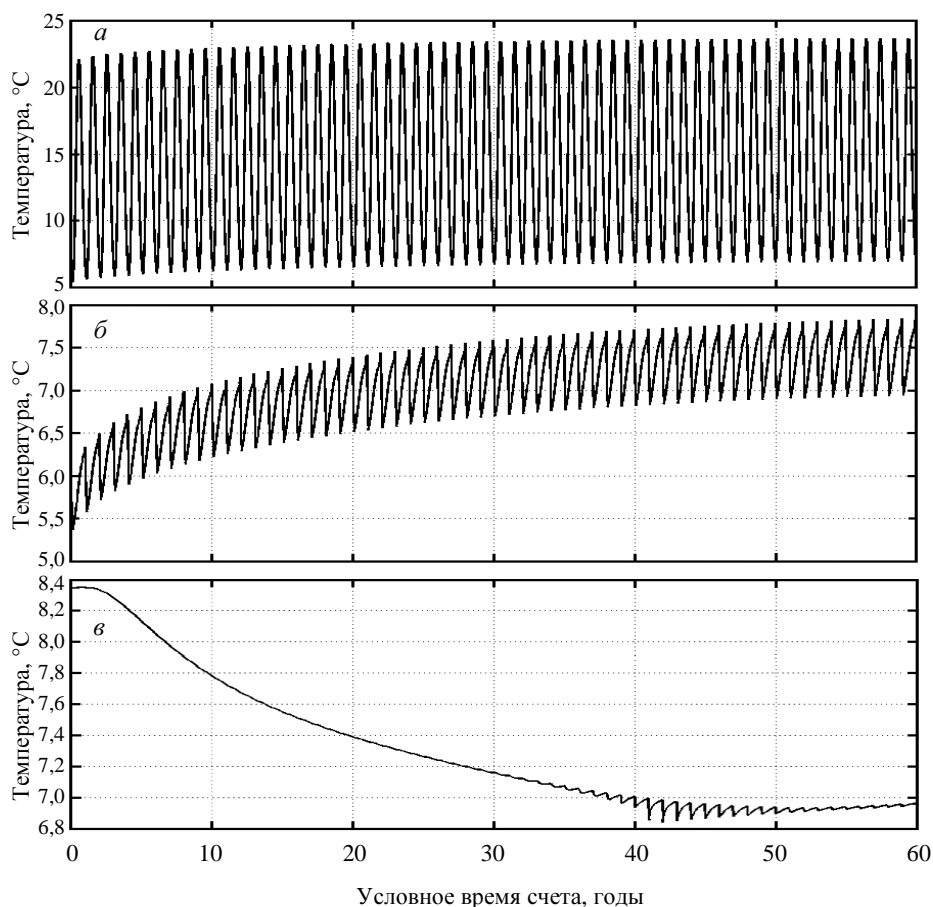


Рис. 2.3. Временная изменчивость температуры на различных горизонтах: а – на верхнем горизонте, $z=0,4$ м; б – на глубине 50,5 м; в – на глубине 101,0 м.

Нетрудно видеть, что из-за перемешивания в ХПС происходит повышение температуры воды, а в нижних слоях температура постепенно уменьшается.

Соленость. На рис. 2.4 приведены зимний и летний профили солености, полученные по расчетам одномерной гидродинамической модели без учета вертикальной скорости на второй год счета. Солевой баланс Черного моря обусловлен испарением, осадками и стоком рек и протоком через Босфор. В данной работе не учитывается сток рек и проток через Босфор, поэтому максимум поверхностной солености отмечается в летний период, когда наблюдается интенсивное испарение над поверхностью моря. Минимальное значение солености на поверхности наблюдается в зимний период, когда осадки преобладают над испарением. Амплитуда сезонной изменчивости поверхностной солености в этом случае составляет 0,1‰.

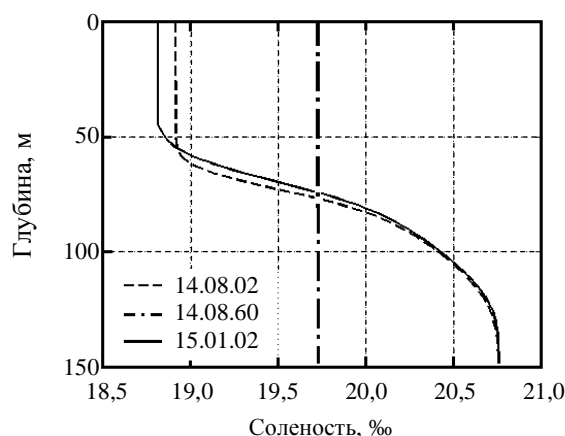


Рис. 2.4. Зимний (сплошная линия), летний (пунктирная линия) профили солености на второй год счета, и летний (штрих-пунктирная линия) профиль солености на последний год расчета.

Из рис. 2.4 видно, что в течение расчетного времени произошло полное выравнивание солености по глубине в результате перемешивания.

На рис. 2.5 приведены графики изменчивости солености на различных горизонтах. Как видно (см. рис. 2.5, а), в последние годы расчета сезонная изменчивость солености практически отсутствует.

Потенциальная энергия. Потенциальная энергия системы выступает одним из важнейших информативных параметров о стратификации столба жидкости. Потенциальная энергия рассчитывалась по формуле:

$$П = - \int_0^H \rho \cdot g \cdot z \cdot dz \quad (13)$$

Для наглядности на рис. 2.6 представлен график аномалии потенциальной энергии $П'$, которая была вычислена по формуле: $П' = П - \langle П \rangle$, где $\langle П \rangle$ – среднее значение потенциальной энергии.

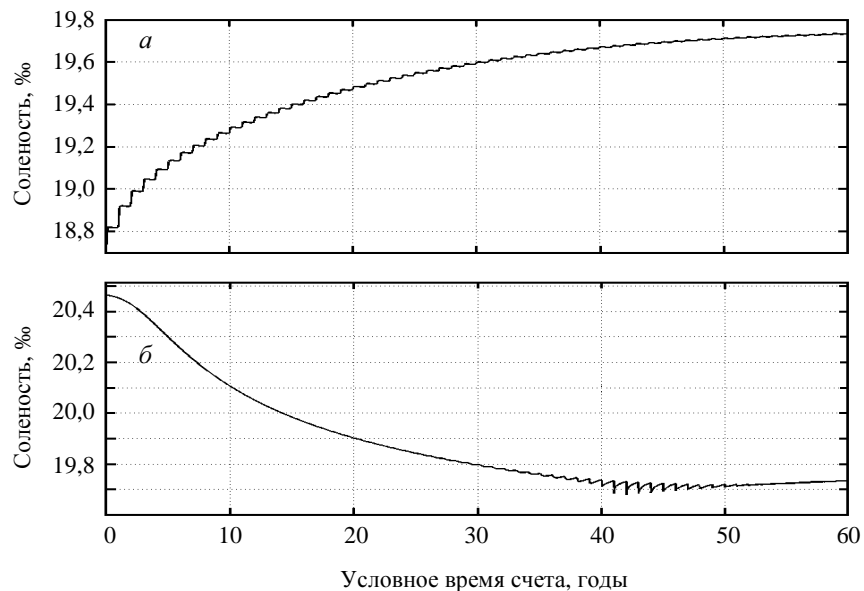


Рис. 2.5. Временная изменчивость солености на различных горизонтах: *a* – на верхнем горизонте (глубина 0,4 м); *б* – на глубине 101,0 м.

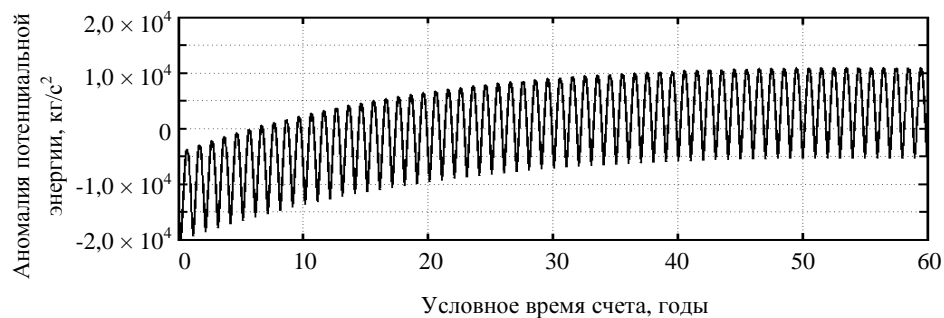


Рис. 2.6. Аномалия потенциальной энергии.

Из рис. 2.6 видно, что со временем потенциальная энергия системы без учета вертикальной скорости возрастает в результате трансформации турбулентной кинетической энергии в потенциальную за счет работы сил Архимеда и толщина ВКС непрерывно растёт. И, в конце концов, зимняя конвекция проникает до дна бассейна так, как это происходит в озере Байкал. Для существования периодически меняющегося перемешанного слоя у поверхности моря необходимо включить механизм поддержания плотностной стратификации. Этим механизмом для верхнего перемешанного слоя является вертикальная ячейка циркуляции, поставляющая более плотные воды к центру бассейна и обеспечивающая последующий их подъем к поверхности.

В следующих разделах будет показано, как подъем вод способствует формированию периодического сезонного хода полей моря в его верхних слоях.

3. Параметризация вертикальной скорости

Поскольку в рамках одномерной модели вертикальная составляющая скорости не может быть определена, то ее необходимо задавать. Параметризуем вертикальную скорость следующим соотношением:

$$W = W_{\infty} + (W_E - W_{\infty}) \cdot e^{-\left(\frac{z}{h_T}\right)^z} - W_E \cdot e^{-\frac{z}{h_E}}, \quad (14)$$

W_E – экмановская скорость [м/с]; W_{∞} – скорость на 150 м [м/с]; $h_T = 100$ м – глубина термоклина; $h_E = 10$ м – глубина слоя Экмана; z – вертикальная координата, направленная вверх, изменяется при расчетах в пределах от 0 до 150 м.

Первое слагаемое формулы (14) – составляющая вертикальной скорости на нижней границе главного пикноклина. Второе слагаемое описывает подъем вод в глубинной части Черного моря, связанный с формированием ячейки циркуляции в вертикальной плоскости [10 – 12]. Последнее слагаемое описывает движение жидкости под действием напряжения трения ветра (так называемый экмановский «подсос»).

Параметры W_E и W_{∞} были подобраны на основе результатов расчета по трехмерной модели МГИ НАН Украины, представленные в [13]. Согласно этим расчетам максимальное значение вертикальной скорости в слое от поверхности до 150 м достигается в зимний период на глубине 25 – 30 м, а минимальное – в летний. Согласно предложенной параметризации максимум в профиле вертикальной скорости наблюдается также в зимний период, когда основное черноморское течение наиболее интенсивно, на глубине 30 м и равен $6,13 \times 10^{-7}$ м/с; минимальное значение вертикальной скорости наблюдается в летний период – значение вертикальной скорости стремится к нулю.

Изменчивость во времени экмановской скорости и скорости на нижней границе пикноклина задавались в виде синусоидальных функций с периодом в один год:

$$\begin{aligned} W_E(t) &= 2,57 \cdot 10^{-7} + 2,27 \cdot 10^{-7} \cdot \sin \left[2\pi \cdot \left(\frac{345-t}{365} \right) + \frac{\pi}{2} \right]; \\ W_{\infty}(t) &= -0,6 \cdot 10^{-8} - 0,61 \cdot 10^{-8} \cdot \sin \left[2\pi \cdot \left(\frac{345-t}{365} \right) + \frac{\pi}{2} \right]. \end{aligned} \quad (15)$$

Результаты расчетов представлены на рис. 3.1

4. Расчет с учетом постоянной во времени вертикальной скорости

Для исследования реакции модели на учет вертикальной скорости была проведена вторая серия численных экспериментов с постоянным во времени значением вертикальной скорости. Значение вертикальной скорости в уравнениях (1) – (7) соответствовало ее среднегодовым величинам. Профиль вертикальной скорости приведен на рис. 4.1.

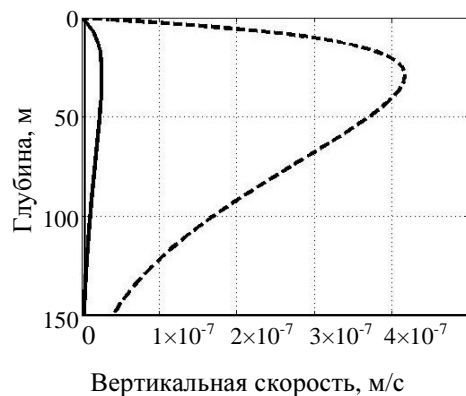


Рис. 3.1. Зимний (пунктирная линия) и летний (сплошная) профили вертикальной скорости.

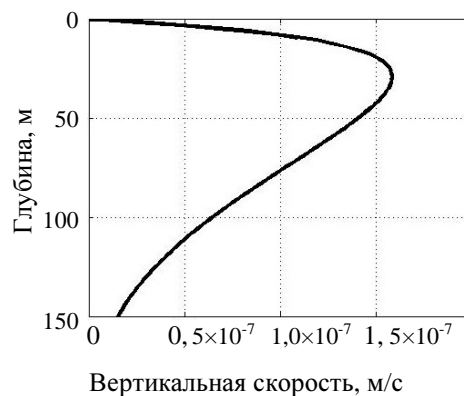


Рис. 4.1. Профиль вертикальной скорости, который использовался во второй серии расчетов.

Был проведен расчет гидродинамических характеристик центральной части Черного моря на 60 лет.

Температура. На рис. 4.2 приведены профили температуры по сезонам, полученные по расчетам с учетом вертикальной скорости после 10 лет счета. Минимум поверхностной температуры отмечается в середине февраля, он сохраняется в течение месяца. С середины марта наблюдается рост температуры на поверхности. Максимум поверхностной температуры приходится на начало августа, в это время в профиле температуры наблюдается ярко выраженный ВКС. ХПС хорошо просматривается в весенне-осенний период. С середины августа температура на поверхности моря начинает уменьшаться.

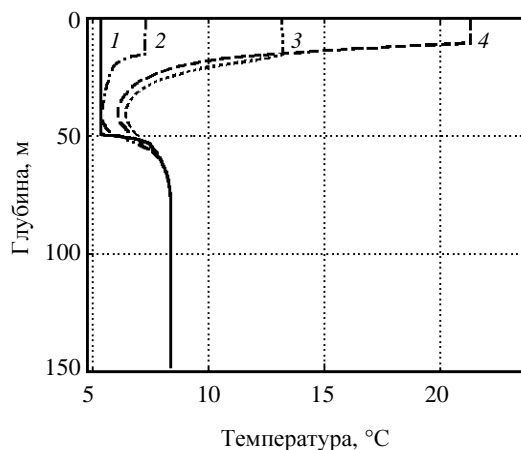


Рис. 4.2. Сезонные профили температуры: 1 – 18 февраля; 2 – 15 апреля; 3 – 15 октября; 4 – 5 августа

На рис. 4.3. показаны зимние и летние профили температуры, полученные по расчетам на одиннадцатый и пятьдесят шестой года счета, соответственно. Нетрудно видеть, что в течение периода, охваченного расчетом, ХПС сохраняется, также наблюдается ВКС глубиной 10 м. Максимум поверхностной темпе-

ратуры приходится на начало августа. Минимум поверхностный температуры наблюдается в середине февраля и составляет $5,5^{\circ}\text{C}$.

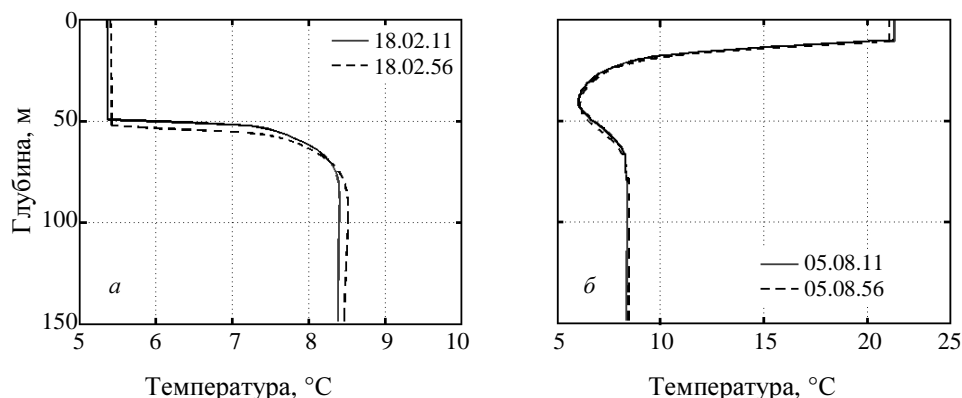


Рис. 4.3. Зимние (а) и летние (б) профили температуры на одиннадцатый (сплошные линии) и на пятьдесят шестой (пунктир) года расчета.

Одним из наиболее информативных параметров холодного промежуточного слоя является его так называемый холодозапас, т.е. интегральное отклонение температуры воды ХПС от 8°C [9].

На рис. 4.4 представлены графики временной изменчивости температуры на горизонтах: 0 м, 50,5 м, 101,0 м соответственно. Из рисунка видно, что на поверхности температура в течение всего периода расчета изменяется периодически без ярко выраженного тренда; в ядре ХПС в первые годы расчета температура понижается и со временем выходит на стационарный периодический режим.

Соленость. На рис. 4.5 показана сезонная изменчивость профилей солености, полученных по расчетам в рамках одномерной гидродинамической модели с учетом вертикальной скорости после 10 лет счета. Рост солености на поверхности происходит в зимне-весенний период, в летне-осенний период наблюдается уменьшение поверхностной солености (см. рис. 4.6). Амплитуда сезонной изменчивости поверхностной солености составляет $0,3\%$.

На рис. 4.7 представлены графики временной изменчивости температуры на горизонтах 0 и 50,5 м соответственно. Нетрудно видеть, что на поверхности соленость в течение первых тридцати лет повышается на $0,2\%$, а затем выходит на стационарный периодический режим; на глубине 50 м в течение первых двадцати лет имеет место тренд, а затем устанавливается стационарный периодический режим.

Потенциальная энергия. На рис. 4.8 приведен график аномалии потенциальной энергии. Видно, что в последние десятилетия наблюдается рост потенциальной энергии на $0,5 \times 10^4 \text{ кг/с}^2$. Однако эта величина меньше, чем в случае расчета без учета вертикальной скорости, при котором рост потенциальной энергии составлял $1,5 \times 10^4 \text{ кг/с}^2$.

Таким образом, учет вертикальной адвекции в системе обеспечивает поддержание плотностной стратификации. В такой системе не происходит полного перемешивания столба жидкости и наблюдается формирование периодического сезонного хода полей моря в его верхних слоях.

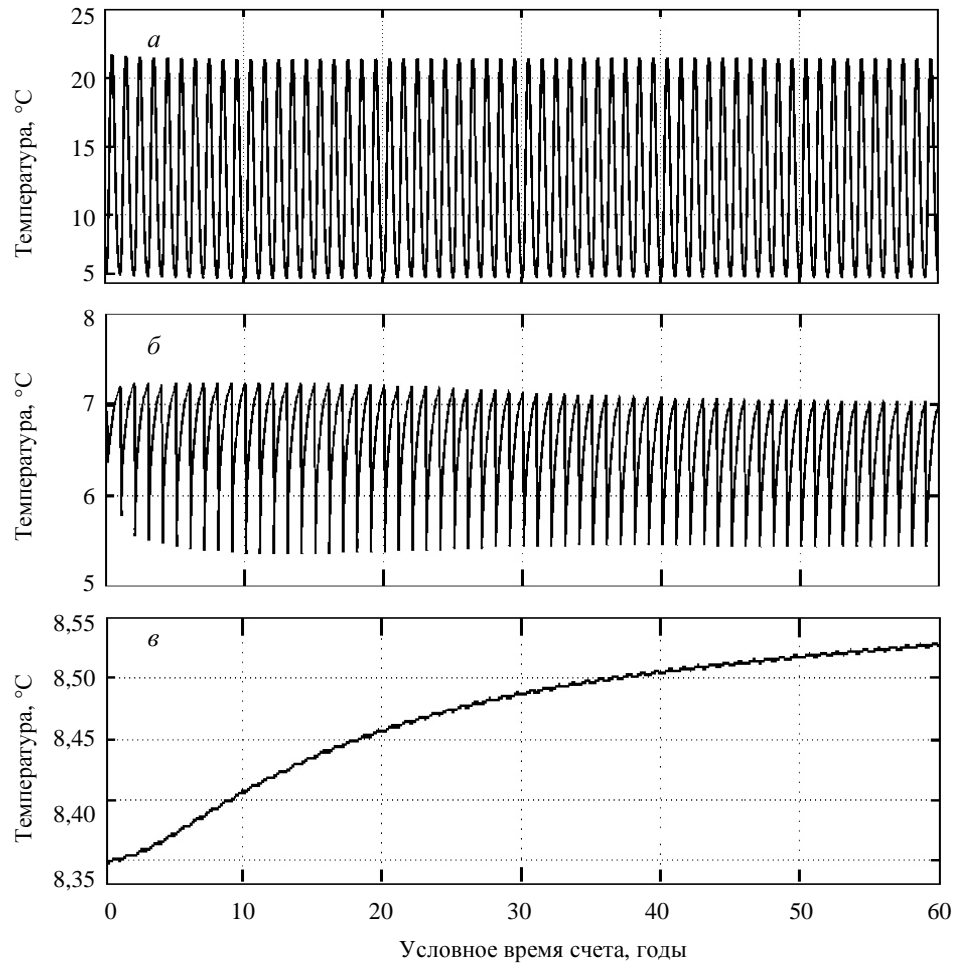


Рис. 4.4. Временная изменчивость температуры на различных горизонтах: *a* – на верхнем горизонте (глубина 0 м); *б* – на глубине 50,5 м; *в* – на глубине 101,0 м.

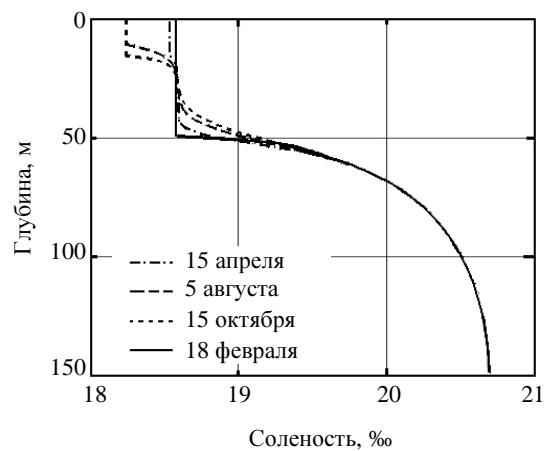


Рис. 4.5. Сезонные профили солености, полученные с учетом постоянной вертикальной скорости на одиннадцатый год счета.

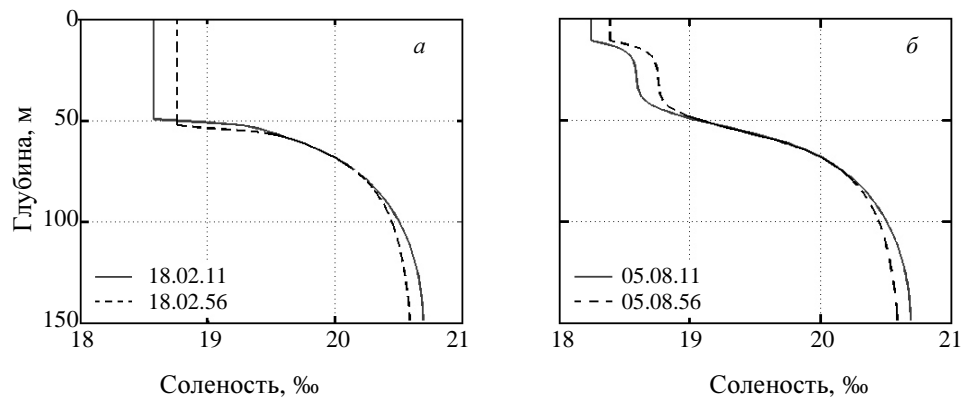


Рис. 4.6. Зимние (а) и летние (б) профили солености на одиннадцатый (сплошные линии) и на пятьдесят шестой (пунктир) года расчета.

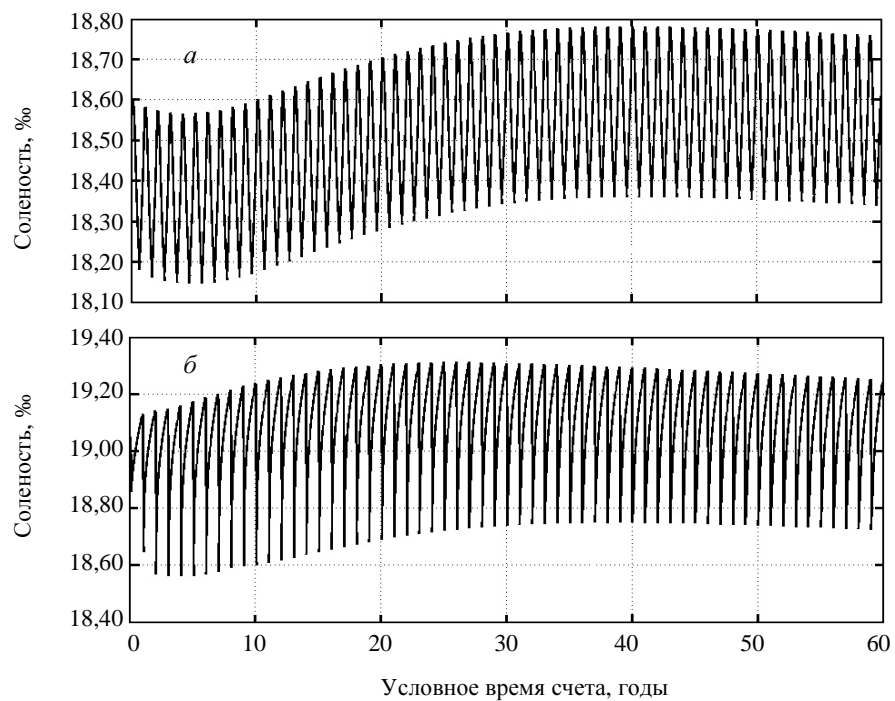


Рис. 4.7. Временная изменчивость солености на различных горизонтах: а – на верхнем горизонте (глубина 0 м); б – на глубине 50,5 м.

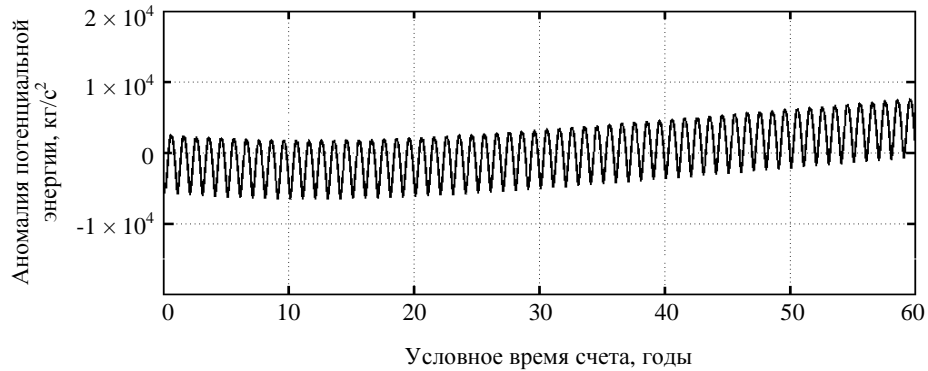


Рис. 4.8. Аномалия потенциальной энергии системы.

5. Расчет с учетом переменной во времени вертикальной скорости

В третьей серии расчетов вертикальная скорость в уравнениях (1) – (7) задавалась меняющейся во времени согласно (14) с учетом (15). Как и ранее, расчет проведен на 60 лет.

Температура. На рис. 5.1 приведены профили температуры по сезонам после 10 лет счета. Минимум поверхностной температуры отмечается в середине февраля, он сохраняется в течение месяца. С середины марта наблюдается рост температуры на поверхности. Максимум поверхностной температуры приходится на середину августа, в это время в профиле температуры наблюдается ярко выраженный сезонный квазиоднородный слой. Хорошо просматривается ХПС в весенне-осенний период. С середины августа температура на поверхности моря начинает уменьшаться.

Отметим, что максимум поверхностной температуры во второй серии расчетов наблюдался не в середине, а в начале августа из-за постоянного подъема холодных глубинных вод на поверхность, в том числе и в летний период, поскольку не учитывалась сезонная изменчивость вертикальной скорости.

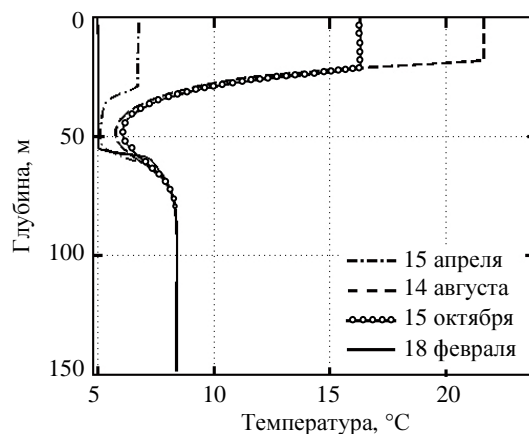


Рис. 5.1. Сезонные профили температуры на одиннадцатый год счета.

На рис. 5.2 представлены зимние и летние профили температуры, полученные на одиннадцатый и пятьдесят шестой года счета, соответственно.

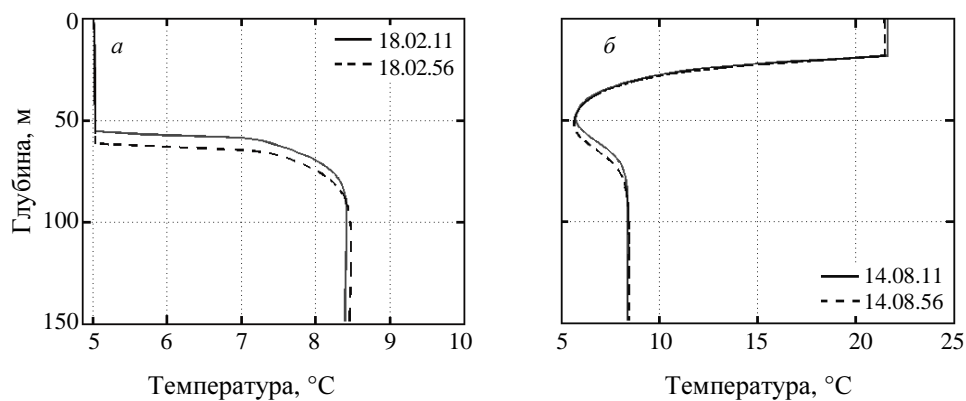


Рис. 5.2. Зимние (*a*) и летние (*б*) профили температуры, полученные на одиннадцатый (сплошная линия) и пятьдесят шестой (пунктир) года счета.

На рис. 5.3 представлены графики временной изменчивости температуры на горизонтах 0; 50,5 и 101,0 м соответственно. Как видно из приведенных графиков, на поверхности температура изменяется периодически.

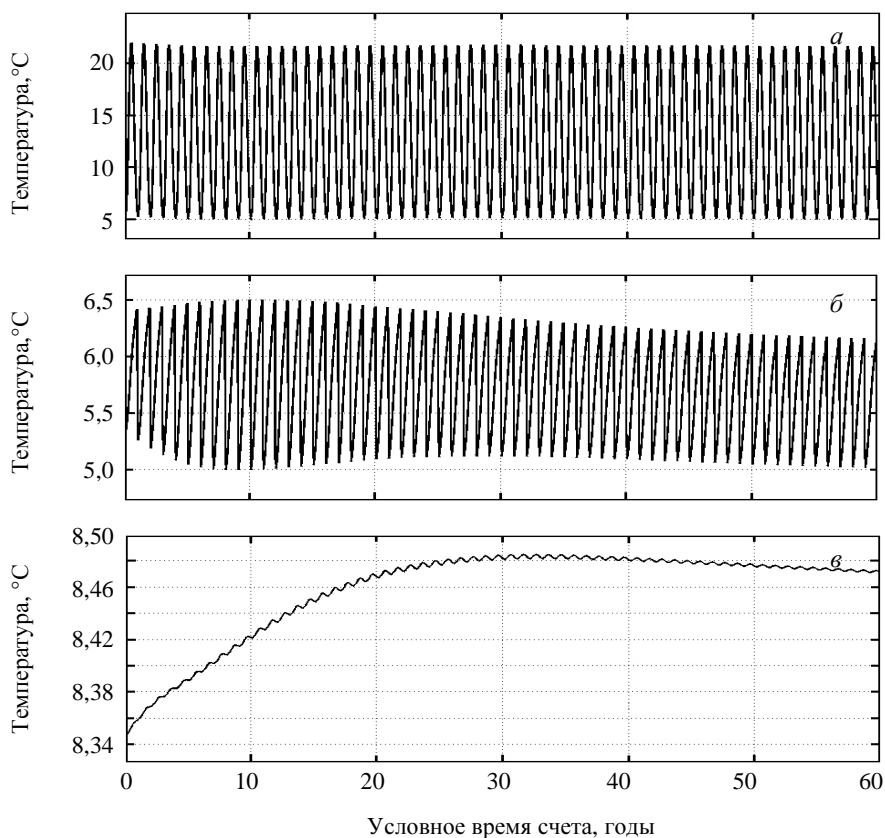


Рис. 5.3. Временная изменчивость температуры на различных горизонтах: *a* – в верхнем слое (глубина 0 м); *б* – на глубине 50,5 м; *в* – на глубине 101,0 м.

Соленость. На рис. 5.4 показаны расчетные (модельные) профили солености, полученные после 10 лет счета. Как мы видим, в профилях присутствует четкая сезонная изменчивость. В зимне-весенний период наблюдается подъем основного пикноклина, что соответствует максимальным значениям вертикальной скорости, обусловленным интенсификацией завихренности ветра в этот период [14], и наблюдается рост солености (см. рис. 5.5). Минимальное значение солености на поверхности соответствует осенне-летнему периоду. Амплитуда сезонной изменчивости поверхностной солености составляет 0,3‰.

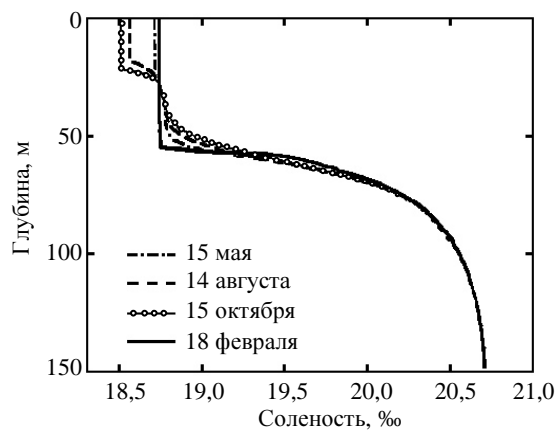


Рис. 5.4. Сезонные профили солености, полученные на одиннадцатый год счета.

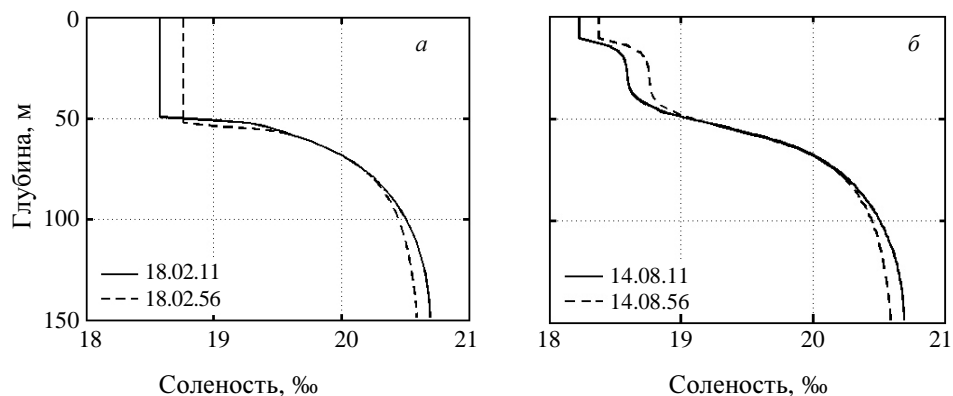


Рис. 5.5. Зимние (а) и летние (б) профили солености, полученные на одиннадцатый (сплошная линия) и пятьдесят шестой (пунктир) года счета.

На рис. 5.6 представлены графики временной изменчивости температуры на горизонтах 0 м и 50,5 м, соответственно. Как видно:

- на поверхности соленость в течение первых тридцати лет повышается на 0,2‰, а затем выходит на стационарный периодический режим;
- на глубине 50 м в течение первых двадцати лет имеет место тренд, в середине расчетного периода соленость выходит на стационарный периодический режим.

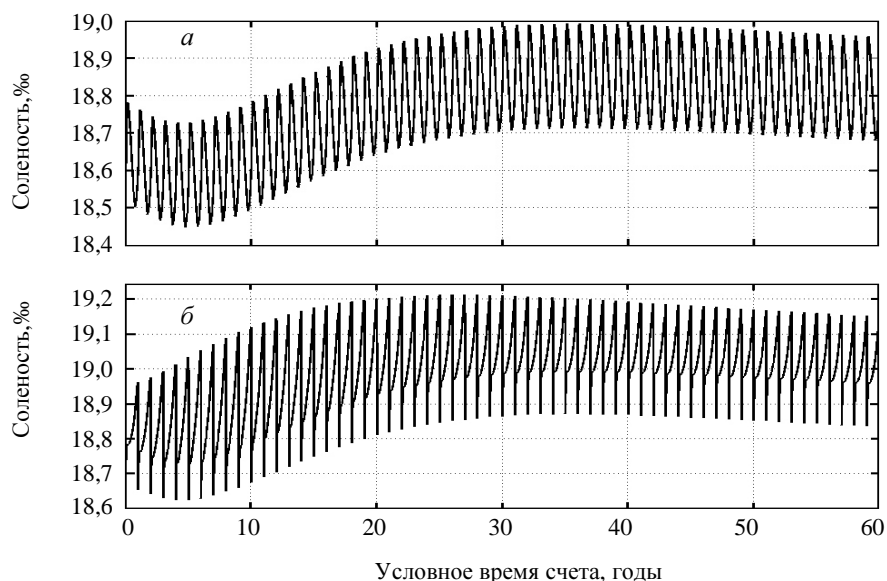


Рис. 5.6. Временная изменчивость солености на различных горизонтах: *a* – на верхнем горизонте (глубина 0 м); *б* – на глубине 50,5 м.

Потенциальная энергия. На рис. 5.7 приведен график аномалии потенциальной энергии. Нетрудно видеть, что в первые десять лет, пока система выходит на установившийся режим, наблюдается уменьшение потенциальной энергии, а затем следует ее рост на $0,25 \times 10^4 \text{ кг/с}^2$, что меньше, чем при расчете с постоянной во времени вертикальной скоростью. Следовательно, устойчивое периодическое решение можно получить при учете переменной во времени вертикальной скорости.

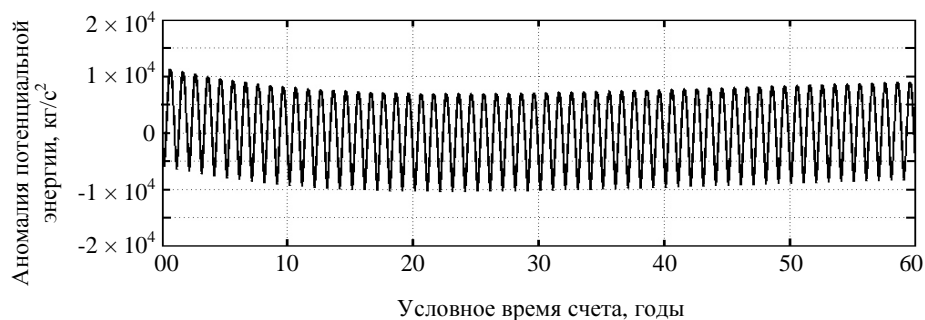


Рис. 5.7. Аномалия потенциальной энергии системы.

Кроме того, сравнение результатов второй и третьей серии расчетов показало, что учет сезонной изменчивости вертикальной скорости позволяет получить решение, которое лучше согласуется с наблюдаемой климатической изменчивостью полей температуры и солености центральной части Черного моря.

Заключение

Таким образом, показано, что в рамках одномерной модели без учета вертикальной составляющей скорости при долгосрочном расчете происхо-

дит постепенное перемешивание столба жидкости по всей глубине. Для существования периодически меняющегося перемешанного слоя у поверхности моря необходимо поддержание плотностной стратификации. Это возможно при включении в модель вертикальных движений. Поскольку в рамках одномерной модели вертикальная скорость не может быть определена, то она задавалась априорно. Для этого была предложена параметризация вертикальной составляющей скорости. Проведены расчеты с постоянным и переменным во времени профилями вертикальной скорости. Результаты показали, что более точное решение дают расчеты, при которых учитывается сезонная изменчивость вертикальной скорости.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Fasham M.J.R., Ducklow H.W., Mckelvie S.M.* A nitrogen-based model of plankton dynamics in the oceanic mixed layer // *J. Geophys. Res.* – 1990. – 48. – P. 591-639.
2. *Cropp R. A., Norbury J., Gabric A. J., Braddock R. D.* Modeling dimethylsulphide production in the upper ocean // *Global Biogeochem. Cycles.* – 2004. – 18, GB3005, doi:10.1029/2003GB002126.
3. *Oguz T., Ducklow H., Malanotte-Rizzoli P., Tugrul S., Nezlin N.P., Unluata U.* Simulation of annual plankton productivity cycle in the Black Sea by a one-dimensional physical-biological model // *J. Geophys. Res.* – 1996. – vol. 101, № C7. – P. 16585-16599.
4. *Turner J.S.* A note on wind mixing at the seasonal thermocline / *Deep-Sea Res.* – 1969. – vol. 16 (Suppl.) – P. 297-300.
5. *Denman K. L.* A Time-Dependent Model of the Upper Ocean / *J. Phys. Oceanogr.* – 1973. – vol. 3. – P. 173-184.
6. *Mellor G.L.* One-dimensional, Ocean Surface Layer Modeling: a problem and a solution // *J. Phys. Oceanogr.* – 2001. – vol. 31, March. – P. 790-809.
7. *Uppala S.M., Kallberg P.W., Simmons A.J. et al.* The ERA-40 re-analysis // *Quart. Journ. Royal. Meteorol. Soc.* – 2005. – vol. 131, № 612. – P. 2961-3012. doi: 10.1256/qj.04.176
8. *Иванов В.А., Белокопытов В.Н.* Океанография Черного моря / НАН Украины, Морской гидрофизический институт. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2011. – 212 с.
9. *Ильин Ю.П., Белокопытов В.Н.* Сезонная и межгодовая изменчивость параметров холодного промежуточного слоя в области Севастопольского антициклонического круговорота // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.* – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика». – 2005, вып. 12. – С. 29-41.
10. *Булгаков С.Н., Коротаев Г.К.* Одномерная модель вертикальной стратификации вод Черного моря // *Комплексные исследования Черного моря.* – Севастополь: МГИ АН УССР, 1984. – С. 41-49.
11. *Whitehead J.A., Korotaev G.K., Bulgakov S.N.* Convective circulation in mesoscale abyssal basins // *Geophys. and Astrophys. Fluid Dynamics.* – 1998. – vol. 89, issue 3-4. – P. 169-203.
12. *Ivanov I.I., Samodurov A.S.* The role of lateral fluxes in ventilation of the Black Sea // *Journal of Marine Systems.* – 2001. – vol. 31, issue (1-3). – P. 159-174.
13. *Кныш В.В., Демьшев С.Г., Инюшина Н.В., Коротаев Г.К.* Ассимиляция климатических гидрологических данных в модели Черного моря на основе алгорит-

ма адаптивної статистики помилок прогноза // Морской гидрофизический журнал. – 2008. – №1. – С. 26-38.

14. Korotaev G.K., Saenko O.A., Koblinsky C.J. Satellite altimetry observations of the Black SEA level // J. Geophys. Res. – 2001. – Vol. 106, № C1. – P. 917-933.

Матеріал поступил в редакцию 25.11.2011 г.

АНОТАЦІЯ Для дослідження впливу вертикальної швидкості на еволюцію термохалінної структури у верхньому шарі центральної частини Чорного моря використовується одновимірна гідродинамічна модель, заснована на версії моделі POM. На основі розрахунків показано, що без урахування вертикальної складової швидкості в чисельній схемі при довгостроковому розрахунку відбувається поступове перемішування стовпа рідини по всій глибині. Стале періодичне рішення можливе при врахуванні членів, пов'язаних з вертикальними рухами. Була запропонована параметризація вертикальної швидкості для центральної частини Чорного моря. Проведені розрахунки з постійною і змінною в часі вертикальною швидкістю. Отримані результати показали, що врахування вертикальної швидкості дозволяє отримати періодичне рішення.

ABSTRACT A one-dimensional hydrodynamic model based on the version of the POM is used to investigate the impact of vertical velocity on the evolution of the thermohaline structure in the upper layer of the central part of the Black Sea. On the basis of the calculations it is shown that, excluding the vertical component of velocity in the numerical scheme leads to complete mixing of the liquid column over the entire depth during a long-term calculation. Stable periodic solution is possible taking into account the terms related to vertical movements. We propose a parameterization of the vertical velocity of the central part of the Black Sea. Calculations are performed with constant and variable vertical velocity profile in time. The results showed that the inclusion of the vertical velocity allows to get a periodic solution.