



УДК 551.465

© 2012

А. В. Багаев, С. Г. Демышев,
член-корреспондент НАН України Л. В. Черкесов

Численное построение и анализ климатических полей Черного моря с использованием теории турбулентности Меллора–Ямады

Проведен расчет модельных климатических полей температуры, поля течений и уровня Черного моря с использованием в численной нелинейной модели динамики параметризации Меллора–Ямады 2.5. Воспроизведены главные элементы циркуляции Черного моря, которые включают циклонический круговорот, основное черноморское течение, а также Севастопольский и Батумский антициклоны, мезомасштабные вихри у Анапийского и Кавказского побережий. Сделан вывод о том, что теория турбулентности Меллора–Ямады 2.5 позволяет более точно описать основные качественные особенности климата Черного моря и корректнее воспроизвести количественные характеристики в периоды наибольшего атмосферного воздействия.

Результаты исследования динамических процессов, происходящих в верхнем перемешанном слое (ВПС) Черного моря, зависят от точности принятых физических и математических приближений [1–3].

В данном сообщении для реконструкции климатических полей используется численная модель, в которой для расчета трехмерных коэффициентов турбулентности по вертикали реализована параметризация Меллора–Ямады 2.5 [4]. Выполнено сопоставление с ранее проведенными расчетами [5] и с данными наблюдений. Показано, что применение модели турбулентности [4] позволяет более правильно, по сравнению с ранее проведенными работами, описать климатическую динамику.

Постановка задачи. Модель и метод ассимиляции данных по температуре и солености были изложены ранее [1, 6]. Система уравнений гидродинамики с граничными и начальными условиями представлена в статье [3]. В соответствии с теорией Меллора–Ямады [4] для определения коэффициентов турбулентности μ^V и κ^V необходимо знать кинетическую энергию турбулентности ($e^2/2$) и макромасштаб турбулентности (l), которые удовлетворяют следующим уравнениям:

$$\frac{de^2}{dt} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\mu^V \frac{\partial e^2}{\partial z} \right) + 2\nu^V \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] + \frac{2g}{\rho_0} \kappa^V \frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{2e^3}{B_1 l}, \quad (1)$$

$$\frac{de^2l}{dt} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\mu^V \frac{\partial(e^2l)}{\partial z} \right) + lE_1\nu^V \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] + \frac{lE_3g}{\rho_0} \kappa^V \frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{e^3}{B_1} R. \quad (2)$$

Здесь u, v — горизонтальные компоненты скорости течения; g — ускорение свободного падения; ρ — плотность воды; ρ_0 — средняя по объему плотность; R — эмпирическая функция; B_1, E_1, E_3 — эмпирические константы.

Следовательно, соотношения для коэффициентов можно записать так [4]:

$$\mu^V = leS_e, \quad \nu^V = leS_H, \quad \kappa^V = leS_M, \quad (3)$$

где $S_e = 0,2$; S_R, S_M — функции устойчивости, которые определяются из эмпирических соотношений [4].

Систему уравнений (1), (2) необходимо дополнить краевыми и начальными условиями:

$$e^2 = B_1^{2/3} \left[\frac{(\tau^x + \tau^y)}{\rho_0^2} \right]^{1/2}, \quad e^2l = 0 \quad \text{при} \quad z = 0, \quad (4)$$

$$e^2 = 0, \quad e^2l = 0 \quad \text{при} \quad z = H(x, y), \quad (5)$$

$$e = e^0, \quad l = l^0 \quad \text{при} \quad t = t^0. \quad (6)$$

Таким образом, наряду с системой уравнений гидродинамики [3], решаются уравнения (1), (2) с краевыми (4), (5) и начальными (6) условиями. Коэффициенты турбулентной вязкости и диффузии по вертикали вычисляются, согласно соотношениям (3).

Параметры численной модели. Сеточная область представляет собой ячейки с горизонтальными размерами 5×5 км. По вертикали расчет температуры, солёности и горизонтальной скорости течений проводится на 45 неравномерно распределённых горизонтах. Шаг по времени равен 5 мин.

Турбулентная вязкость и диффузия по горизонтали параметризованы в виде бигармонического оператора. Значения коэффициентов вязкости и диффузии выбирались на основе специализированных численных экспериментов [2, 3].

В качестве начальных полей используются поля уровня, скорости течений, температуры и солёности, полученные в статье [3].

Результаты численного эксперимента. Временная изменчивость средней кинетической энергии является периодической. Средняя по объёму бассейна кинетическая энергия изменяется от $1 \cdot 10^{-7}$ до $10 \cdot 10^{-7}$ Дж/см³. В зимне-весенний период кинетическая энергия в 3 раза превышает ее значения в сентябре-октябре. Разница между значениями энергии в приповерхностных и придонных слоях составляет два порядка.

В течение года уровень моря испытывает значительную сезонную изменчивость. Его перепад максимален в зимний период. К лету он уменьшается и становится минимальным в августе. С декабря по февраль в циклоническом круговороте отчетливо наблюдаются две области экстремальных значений уровня — восточная (более интенсивная) и западная (менее интенсивная). В апреле западный циклонический вихрь начинает усиливаться, а восточный — ослабевать. С середины июля интенсивность циклонических круговоротов в обеих областях постепенно выравнивается. Такая эволюция изменчивости западного и восточного круговоротов получена в результате моделирования климатической циркуляции [2, 3].

В климатических полях квазипериодически формируются Севастопольский и Батумский антициклоны, мезомасштабные вихри у побережья Кавказа, у мыса Калиакра, у Босфора и Синопа. Основное черноморское течение (ОЧТ) существует весь год, усиливаясь

в зимне-весенний период и ослабевающая в летний сезон. Антициклонический вихрь в поле горизонтальных скоростей на юго-востоке моря прослеживается в течение всего года вплоть до глубины 1000 м, но наиболее четко выражен летом. В сравнении с окружающими водами, наибольшие орбитальные скорости (до 22 см/с) в нем отмечаются на глубинах от 5 до 30 м. В летние месяцы интенсивность циркуляции постепенно ослабевает. В августе по периферии ОЧТ прослеживаются антициклоны к юго-западу и юго-востоку от Крымского полуострова, у Анатолийского и Кавказского побережий.

Уникальная особенность температурного режима Черного моря — холодный промежуточный слой (ХПС), который наблюдается в виде слоя холодной воды, заглубленного около западного и восточного береговых склонов до 100–120 м. В эксперименте реализуются два механизма формирования ХПС: зимняя конвекция, характерная для центральных частей моря, и распространение холодных вод с северо-западного шельфа (СЗШ). Во второй половине марта начинается поверхностный прогрев вод. К середине апреля температура воды близ поверхности выше 8 °С. Верхняя граница ХПС постепенно заглубляется и доходит до 40 м. К середине июля температура воды на глубине 5 м увеличивается до 20,5 °С. В ноябре ХПС имеет толщину около 60 м, которая в дальнейшем постепенно уменьшается до 25 м. В декабре на 33° в. д. наблюдается тенденция к нарушению непрерывности слоя, и в конце месяца — его разрыв, который исчезает лишь к 10 января.

В пространственном распределении $e^2/2$ (кинетической энергии турбулентности) наибольшие значения в приповерхностном слое 0–5 м достигают 5 см²/с². В слое 25–75 м величина $e^2/2$ имеет порядок 10 см²/с². В слое 75–175 м значения уменьшаются на один-два порядка. Большие значения кинетической энергии турбулентности, которые связаны с ОЧТ и Батумским антициклоном, отмечаются весной. В течение года они зафиксированы вдоль шельфового склона, где на течения существенно влияют особенности рельефа дна.

Ранее был проведен численный эксперимент по построению климатических полей Черного моря с использованием модели, в которой расчет коэффициентов турбулентности по вертикали проводился на основе подхода Филандера–Пакановского [5] (эксперимент I). По сравнению с ним теория турбулентности Меллора–Ямады [4] (эксперимент II), в силу более точного учета основных физических механизмов перераспределения потоков импульса, тепла и соли на различных масштабах (уравнения (1), (2)), позволяет надежнее параметризовать турбулентный обмен и диффузию по вертикали в численной модели динамики моря.

При использовании параметризации Меллора–Ямады в тонком приповерхностном слое 0–5 м летом и осенью максимальные значения коэффициентов турбулентности больше на периферии циклонических круговоротов. На глубинах 5–70 м абсолютные значения этих коэффициентов в эксперименте II в 3–5 раз выше, чем в эксперименте I. В результате этого обеспечивается более интенсивное перемешивание, что подтверждено данными наблюдений [7].

Сопоставление средней по объему кинетической энергии в обоих расчетах показало, что наибольшие расхождения (до $1 \cdot 10^{-7}$ Дж/см³) приходятся на конец зимы и весенние месяцы. Такое различие объясняется тем, что в параметризации [4] действие ветра при расчете кинетической энергии турбулентности учитывается непосредственно, а в аппроксимации Филандера–Пакановского — опосредованно, через число Ричардсона.

Анализ результатов численного эксперимента II показал, что данная модель воспроизводит основные элементы циркуляции Черного моря. Они включают циклонический круговорот с двумя центрами в западной и восточной частях моря, а также ОЧТ, Севастопольский

и Батумский антициклоны, мезомасштабные вихри у побережья Кавказа, у м. Калиакра, у прол. Босфор и г. Синоп.

В структуре горизонтальных течений в весенний период в слое 50–175 м отмечаются расхождения в абсолютных значениях скоростей, которые отчетливо прослеживаются вдоль стрежня ОЧТ. При этом в эксперименте II наблюдаются меньшие значения скорости в центре струи и более высокие на ее периферии. В Батумском и Севастопольском антициклонах более высокие орбитальные скорости в эксперименте II отмечаются на внешней границе вихря — в его центре вода движется более медленно, чем в эксперименте I.

Для оценки количественных различий между полученными в двух экспериментах полями течений была вычислена невязка между абсолютными значениями вектора скорости ($\delta|\vec{U}| = |\vec{U}|^I - |\vec{U}|^{II}$). При этом имеет место качественное соответствие в расположении ОЧТ и квазипериодических циклонов в течение года.

В эксперименте II (в сравнении с экспериментом I) наблюдаются небольшие (около 1 см/с) отрицательные значения невязки между модулями горизонтального вектора скорости. Несмотря на относительно невысокую интенсивность климатического ветра, во втором расчете значения скорости течений на шельфе во все сезоны года больше, чем в эксперименте I. Направление и время существования вдольбереговых потоков у западного побережья Черного моря во втором расчете лучше соответствует известным данным о климатических течениях [7].

Для дальнейшего анализа определим невязку в поле уровня и температуры $\delta^{\zeta} = \zeta^I - \zeta^{II}$, $\delta^T = T^I - T^{II}$, где ζ^I и T^I — значения уровня моря и температуры, полученные в первом эксперименте; ζ^{II} и T^{II} — во втором. Невязка в поле уровня в большинстве расчетных узлов в течение года составляет величину, не превышающую 3%. Наибольшая разница (около 4 см) между двумя расчетами наблюдается весной и в начале лета в области формирования Севастопольского и Крымского антициклонов, а также вдоль северной периферии ОЧТ. Меньшие значения δ^{ζ} (не более 1 см) имеют место вдоль Анатолийского побережья и в районе Батумского антициклона.

В летний период в верхнем перемешанном слое возникает существенная разница между значениями температуры (до 4 °С). Структура δ^T невязки в верхнем слое свидетельствует о том, что в эксперименте II верхний слой прогревается быстрее. По-видимому, такой эффект обусловлен большей турбулентной диффузией. В параметризации [4] при расчете коэффициента диффузии явным образом учитывается градиент плотности, который формируется с учетом мощного испарения в летний сезон и тем самым приводит к осолонению поверхностных вод. Зимой (в январе-феврале) на глубинах около 60 м невязка составляет 0,7–0,8 °С. В остальное время года значения δ^T в слое ХПС значительно меньше.

Таким образом, анализ результатов проведенных расчетов показал, что использование теории турбулентности Меллора–Ямады 2.5 позволяет более точно описать основные качественные особенности климата Черного моря и корректнее воспроизвести количественные характеристики в периоды наибольшего атмосферного воздействия.

1. Korotaev G. K., Demyshev S. G., Knysh V. V. Three-dimensional Climate of the Black Sea // Black Sea Ecosystem Processes and Forecasting. Operational Database Management System, 2000: Intern. conf. (Workshop and Project Evaluation Meeting), Erdemli, May 15–16, 2000. – Erdemli: Middle East Techn. Univer.; Inst. Mar. Sci., 2000. – P. 1–10. – www.ims.metu.edu.tr.
2. Демьяшев С. Г., Коротаев Г. К., Кныш В. В. Моделирование сезонной изменчивости температурного режима деятельного слоя Черного моря // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 2004. – 40, № 2. – С. 259–270.

3. Демьшев С. Г., Иванов В. А., Маркова Н. В., Черкесов Л. В. Построение поля течений в Черном море на основе вихререзающей модели с ассимиляцией климатических полей температуры и солености // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа: Сб. науч. тр. – Севастополь: ЭкоСи-Гидрофизика. – 2007. – Вып. 15. – С. 215–226.
4. Mellor G. L., Yamada T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems // Rev. Geophys. and Space Phys. – 1982. – **20**, No 4. – P. 851–875.
5. Pacanowski R. C., Philander S. G. H. Parameterization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans // J. Phys. Oceanography. – 1981. – No 11. – P. 1443–1451.
6. Демьшев С. Г., Коротаев Г. К. Численная энергосбалансированная модель бароклинных течений океана с неровным дном на сетке C // Численные модели и результаты калибровочных расчетов течений в Атлантическом океане. – Москва: Ин-т вычисл. матем. РАН, 1992. – С. 163–231.
7. Белокопытов В. Н. Термохалинная и гидролого-акустическая структура вод Черного моря: Дис. ... канд. геогр. наук. – Севастополь: МГИ НАН Украины. – 2004. – 160 с.

Морской гидрофизический институт
НАН Украины, Севастополь

Поступило в редакцию 15.07.2011

А. В. Багаев, С. Г. Дьомишев, член-корреспондент НАН Украины Л. В. Черкесов

Чисельне відтворення та аналіз кліматичних полів Чорного моря з застосуванням теорії турбулентності Меллора–Ямади

Проведено розрахунок модельних кліматичних полів температури, поля течій і рівня Чорного моря з використанням в числової нелінійної моделі динаміки параметризації Меллора–Ямади 2.5. Відтворено головні елементи циркуляції Чорного моря, які включають циклонічний кругообіг, основну чорноморську течію, а також Севастопольський та Батумський антициклони, мезомасштабні вихори в Анатолійського і Кавказького узбережжя. Зроблено висновки про те, що теорія турбулентності Меллора–Ямади 2.5, дає змогу точніше описати основні якісні особливості клімату Чорного моря і коректніше відтворити кількісні характеристики в періоди найбільшого атмосферного впливу.

A. V. Bagaiev, S. G. Demyshev,

Corresponding Member of the NAS of Ukraine **L. V. Cherkesov**

Numerical reconstruction and analysis of the Black-Sea climatic fields with Mellor–Yamada theory of turbulence

The calculations of the Black-Sea climatic temperature, currents, and free-surface fields are performed using the Mellor–Yamada 2.5 parametrization in a nonlinear numerical model of ocean dynamics. The main elements of the circulation of the Black Sea are reproduced, which include a cyclonic circulation, the Rim current, Sevastopol and Batumi anticyclones, and mesoscale eddies near the Anatolian and Caucasian coasts. It is concluded that the Mellor–Yamada 2.5 theory of turbulence allows one to describe the main qualitative features of the Black Sea climate more accurately and to reproduce the quantitative characteristics in the periods of intense atmosphere forcing.