

Мезомасштабная структура полей вертикальной скорости и завихренности ветра над Черным морем

На основе простой стационарной линейной модели и современной нелинейной модели исследованы мезомасштабные особенности полей вертикальной скорости и завихренности ветра над Черным морем. Показано, что в идеализированном случае без учета рельефа температурный контраст между сушей и морем в обеих моделях приводит к появлению ячеек циркуляции в прибрежной зоне, однако для реальных синоптических ситуаций главным фактором, влияющим на циркуляцию, является горный рельеф. Приведена карта среднеянварской завихренности приводного ветра с разрешением 30 км, полученная на основе нелинейной мезомасштабной модели для 1996 – 2001 гг.

Введение. Мезомасштабные особенности поля приводного ветра над Черным морем формируются под воздействием ряда факторов, среди которых наиболее важными являются рельеф и температурный контраст между морем и сушей. Исследование этих особенностей представляется актуальным для моделирования ветровой циркуляции вод моря. Проведенные в работе [1] оценки показали, что годовой ход завихренности приводного ветра может рассматриваться как определяющий фактор при исследовании сезонного цикла течений в Черном море, в частности Основного Черноморского течения. Однако использовавшиеся в [1] поля приводного ветра реанализа *NCEP/NCAR* [2] имели низкое пространственное разрешение ($1,9^\circ$), следовательно, могли быть сделаны только самые общие выводы о свойствах ветровой циркуляции моря. Для детального моделирования циркуляции вод Черного моря, а именно такая задача ставится в последнее десятилетие [3], необходимо использовать поля приводного ветра с пространственным разрешением хотя бы в несколько десятков километров. В настоящей работе обсуждается возможность получения таких полей на основе мезомасштабной модели атмосферы и более подробно рассматриваются физические механизмы формирования региональных особенностей полей вертикальной скорости и завихренности ветра.

Влияние температурного контраста в линейной модели. Следуя методологии работы [1], рассмотрим сначала, как влияет на формирование поля ветра горизонтальная неоднородность свойств подстилающей поверхности, связанная с разностью потоков тепла над морем и окружающей сушей, в предположении, что орографический фактор не действует (при моделировании используется плоский рельеф). В зимний сезон наблюдается положительная разность потоков тепла в атмосферу из моря и от окружающей море суши, что формирует циклоническую завихренность ветра на поверхности моря за счет направленной вверх вертикальной скорости и соответствующей конвергенции в атмосферном пограничном слое. Летом отрицательная разность потоков тепла создает направленную вниз вертикальную скорость над морем, дивергенцию и антициклоническую завихренность на поверхности. Эти эффекты могут быть оценены в линейной теории. Для линеаризации базовых

уравнений будем использовать следующие упрощения: рассматривается установившийся поток сухого атмосферного воздуха на f -плоскости над постоянным двумерным источником тепла; выполняются приближения Буссинеска и несжимаемости; коэффициент вертикального турбулентного обмена теплом K считается постоянным; трение описывается в рэлеевском приближении; отклонения скорости ветра (u, v, w) от заданных значений ($U, V, 0$) в системе координат (x, y, z) незначительны; потенциальная температура в базовом состоянии равна θ_0 .

Соответствующая система уравнений может быть записана в виде [4]:

$$U \frac{\partial u}{\partial x} + V \frac{\partial u}{\partial y} = -\theta_0 \frac{\partial \pi}{\partial x} + fv - \sigma u,$$

$$U \frac{\partial v}{\partial x} + V \frac{\partial v}{\partial y} = -\theta_0 \frac{\partial \pi}{\partial y} - fu - \sigma v,$$

$$\lambda(U \frac{\partial w}{\partial x} + V \frac{\partial w}{\partial y}) = -\theta_0 \frac{\partial \pi}{\partial z} + \frac{g\theta}{\theta_0} - \lambda \sigma w,$$

$$U \frac{\partial \theta}{\partial x} + V \frac{\partial \theta}{\partial y} + \frac{\partial \theta_0}{\partial z} w = K \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2},$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0,$$

где σ — коэффициент трения; g — ускорение свободного падения; λ — коэффициент, равный 1 для негидростатического варианта системы или 0 для гидростатического; потенциальная температура θ и нормированное давление π определяются по формулам

$$\theta = T \left(\frac{p_*}{p} \right)^{R/C_p}, \quad \pi = C_p \left(\frac{p_*}{p} \right)^{R/C_p},$$

здесь p и T — давление и температура, $p_* = 1\,000$ мбар, R — газовая постоянная, C_p — удельная теплоемкость при постоянном давлении.

Граничные условия могут быть представлены в виде: $w = 0$ при $z = 0$ и $z \rightarrow \infty$; $\theta = 0$ при $z \rightarrow \infty$; $\theta(z = 0) = f(x, y)$, где вид функции f определяется конфигурацией источника тепла.

Эта система уравнений решается аналитически с использованием Фурье преобразования. Соответствующие выкладки приведены в книге [5], ниже ограничимся их кратким описанием. Представим переменные u, v, w, π, θ, f в виде суммы Фурье гармоник:

$$F(x, y, z) = \sum_k \sum_l \tilde{F}(z) \exp[i(kx + ly)],$$

где k и l — волновые числа для горизонтальных координат, а вместо F следует подставить каждую из перечисленных переменных. Исходные уравнения линейны, поэтому в результате такой подстановки получим легко решаемое обыкновенное дифференциальное уравнение четвертого порядка

$$\frac{d^4 \tilde{\theta}}{dz^4} - (a_1 + b_1) \frac{d^2 \tilde{\theta}}{dz^2} + (a_1 b_1 + a_2 b_2) \tilde{\theta} = 0,$$

где введены следующие обозначения:

$$a_1 = \lambda \frac{(k^2 + l^2) L^2}{L^2 + f^2}, \quad a_2 = \frac{(k^2 + l^2) L}{L^2 + f^2} \frac{g}{\theta_0},$$

$$b_1 = \frac{i}{K} (kU + lV), \quad b_2 = \frac{1}{K} \frac{\partial \theta_0}{\partial z}, \quad L = i(kU + lV) + \sigma.$$

Решение этого уравнения имеет следующий вид:

$$\tilde{\theta} = \frac{\tilde{f}}{(\lambda_2^2 - \lambda_1^2)} \left[(\lambda_2^2 - b_1) e^{-\lambda_1 z} + (b_1 - \lambda_1^2) e^{-\lambda_2 z} \right],$$

где

$$\lambda_1^2 = \frac{1}{2} (a_1 + b_1) + \frac{1}{2} [(a_1 - b_1)^2 - 4a_2 b_2]^{1/2}, \quad \lambda_2^2 = \frac{1}{2} (a_1 + b_1) - \frac{1}{2} [(a_1 - b_1)^2 - 4a_2 b_2]^{1/2}.$$

С учетом верхних граничных условий действительные части λ_1 и λ_2 должны быть отрицательными.

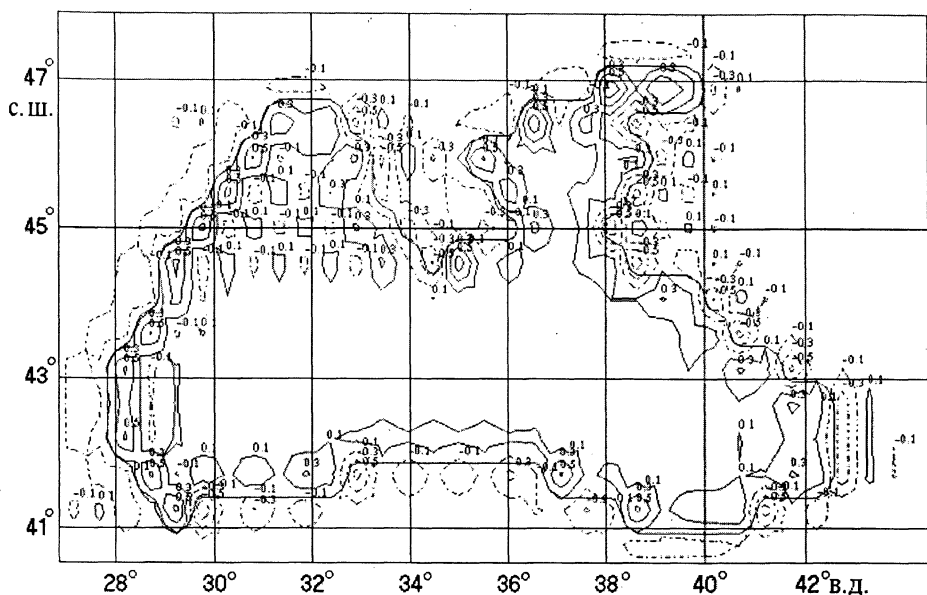
Легко могут быть получены решения для остальных переменных; например, для вертикальной скорости имеем

$$\tilde{w} = \frac{\tilde{f}}{(\lambda_2^2 - \lambda_1^2)} (\lambda_1^2 - b_1) (\lambda_2^2 - b_1) (e^{-\lambda_1 z} - e^{-\lambda_2 z}) / b_2.$$

Чтобы перейти от Фурье гармоник к соответствующим физическим величинам, используется численный метод быстрого преобразования Фурье.

Нами была построена трехмерная линейная модель для Черного моря со ступенчатым профилем зоны нагрева (температура суши считалась постоянной и равной θ_0 , температура моря превышала ее на $\Delta\theta$) и со следующими параметрами, взятыми из работы [4]: вертикальный градиент температуры постоянный и равен 2,786 К/км, $K = 100 \text{ м}^2/\text{с}$, $f = 10^{-4} \text{ с}^{-1}$, $\sigma = 10^{-3} \text{ с}^{-1}$, $U = 7 \text{ м/с}$, $V = 0,01 \text{ м/с}$. Для моделирования зимних условий принималось $\theta_0 = 273 \text{ К}$, $\Delta\theta = 5 \text{ К}$. Различия между гидростатическим и негидростатическим вариантами модели в результатах расчетов оказались незначительными. Полученная карта вертикальной скорости приведена на рис. 1. Как видно, влияние температурного контраста на поле вертикальной компоненты скорости ветра ограничивается зоной вдоль берега, где образуется ячейка циркуляции с положительной вертикальной скоростью над морем и отрицательной — над сушей (для летних условий знаки меняются на противоположные). Горизонтальные размеры этой зоны при этом фактически определяются разрешением модели — при уменьшении числа гармоник с 64 до 32 они увеличились примерно вдвое по сравнению с рис. 1. При близких к нулю значениях

скорости ветра U ячейки симметричны относительно береговой линии; с ростом U уменьшается абсолютная величина вертикальной скорости над западным берегом моря и усиливается — над восточным.



Р и с. 1. Линейная модель: вертикальная компонента скорости ветра (см/с) на высоте 40 м

Другие характерные особенности поля вертикальной скорости, воспроизводимые линейной моделью, связаны с возникновением вертикальных гравитационных волн с длиной волны $2\pi U/N$, где N — частота Брента – Вейселя, и горизонтальных инерционных волн с длиной $2\pi U/f$ [4].

Нелинейное моделирование. Таким образом, линейные модели могут дать некоторую качественную информацию о влиянии температурного контраста суша — море на характер мезомасштабной атмосферной циркуляции. Однако в таких моделях не учитываются многие важные эффекты, в частности нестационарность циркуляции. Влажность и осадки в нашей модели также не рассматривались. В настоящее время с целью прогноза погоды и климата на ограниченной территории разработан целый ряд нелинейных численных моделей, учитывающих, насколько это возможно, все основные физические процессы, формирующие циркуляцию атмосферы на мезомасштабах. В настоящем исследовании использовалась негидростатическая модель MM5 [6] версии 3.4, исходный код которой доступен по сети Интернет по адресу www.mmm.ucar.edu/mm5/mm5-home.html. На основе этой модели были выполнены расчеты полей завихренности приводного ветра и вертикальной скорости как в идеальном случае (плоский рельеф, заданное направление ветра), так и для реальных синоптических ситуаций для января 1996 – 2001 гг. с использованием данных реанализа NCEP/NCAR [2], полученных с сайта www.cdc.noaa.gov. В последнем случае использовалось два домена, центрированных относительно точки с координатами 45° с. ш. и 35° в. д.; для

большого домена с сеткой 41×35 точек шаг составлял 90 км, для меньшего с сеткой 52×49 точек — 30 км. По вертикали имелось 23 неравномерно расположенных уровня.

Данные по температуре поверхности моря для реальных ситуаций были получены путем интерполяции на сетку модели массива с пространственным разрешением 1° , также полученного с сайта www.cdc.noaa.gov (массив Рейнольдса), таким образом обеспечивалось корректное задание температуры в прибрежной зоне.

В идеальном случае задавались условия, примерно соответствующие взятым в линейной модели. Так, температура суши составляла 275 К, температура воды — 280 К. По заданному профилю вертикального градиента температуры (около 4 К/км до 10 км высоты, выше задавался нулевой градиент) рассчитывался термический ветер, который имел постоянное направление с востока на запад, скорость ветра на нижнем уровне модели была около 7 м/с. Как и в линейной модели, были получены вытянутые вдоль берега зоны, где образуются ячейки циркуляции с положительной вертикальной скоростью 0,1 – 0,4 см/с над морем и отрицательной — над сушей. В то же время эти численные эксперименты показали существенную нестационарность циркуляционных ячеек, связанных с термическим контрастом (см. рис. 2). За весь срок моделирования (более 10 сут) не наблюдалось установления циркуляции. В начальный период возникала вытянутая вдоль береговой линии зона конвергенции, которая затем образовывала отдельные ячейки, перемещающиеся по направлению ветра, интенсивность циркуляции в которых усиливалась при прохождении над поверхностью моря, а над сушей происходил их постепенный распад. Затем этот процесс повторялся.

Задание реалистичного рельефа приводит к образованию стационарных ячеек циркуляции, связанных с горами Крыма и Кавказа. Они хорошо заметны и на среднемесячных картах при моделировании реальных синоптических ситуаций. Так, на рис. 3 представлена среднеянварская завихренность за 1996 – 2001 гг. Логично предположить, что стационарные ячейки циркуляции связаны в основном с рельефом. Термическим контрастом, в свою очередь, объясняется повышение фонового уровня завихренности над морем. Эти предположения были подтверждены непосредственной проверкой, хотя и на более коротких сроках моделирования (см. рис. 4 – 7). Конкретно для января 1996 г. проводилось моделирование с реалистичным и плоским рельефом, а также исследовалось влияние температуры поверхности моря на среднюю за месяц карту завихренности. Отличия рис. 5 от рис. 3 невелики и позволяют оценить размах межгодовых колебаний для среднемесячного поля завихренности. Задание плоского рельефа (рис. 6, 7) приводит к исчезновению характерных для рис. 4, 5 ячеек циркуляции вблизи гор, а максимальная вертикальная скорость уменьшается до 0,2 см/с.

Судя по рис. 6 – 8, термический контраст также приводит к образованию вытянутых вдоль берега полос отрицательной завихренности и соответствующих полос положительной завихренности над морем (как это и следует из линейных моделей). На длительных сроках усреднения, однако, наблюдается ослабление этого эффекта.

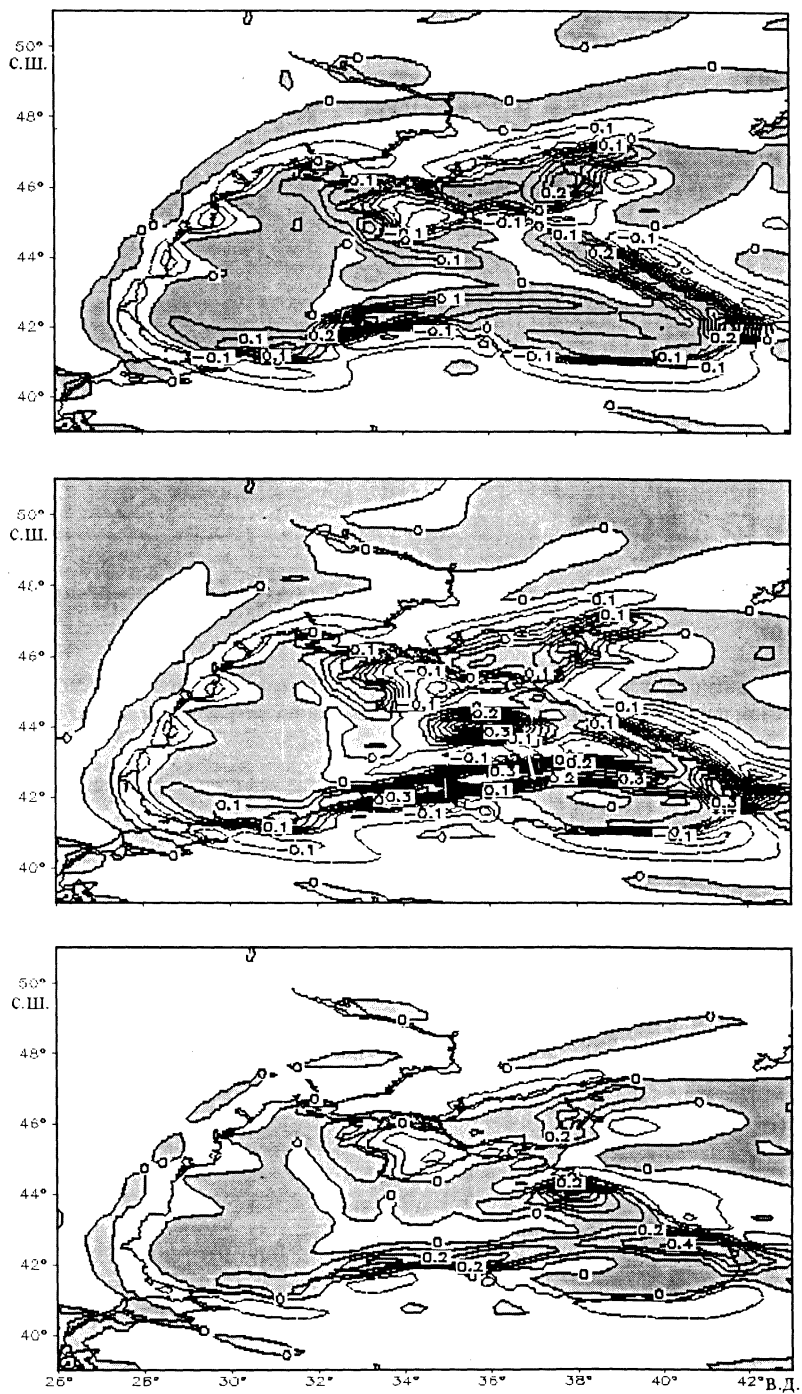
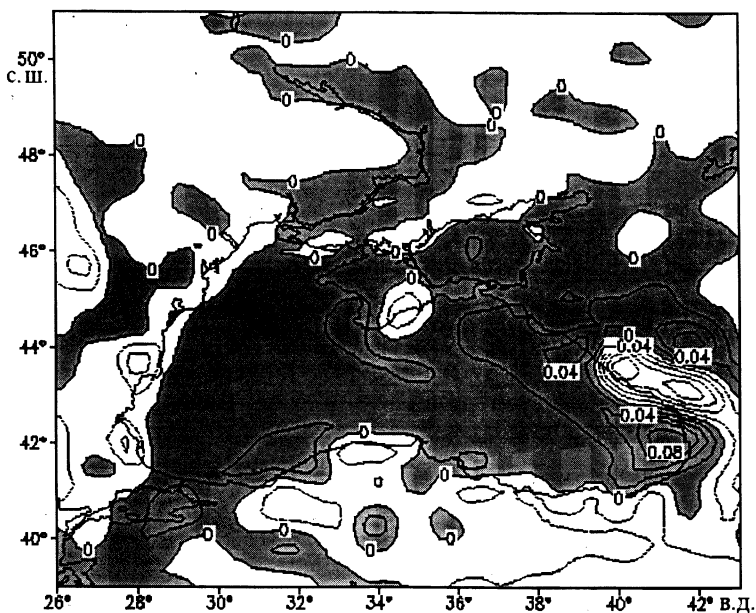
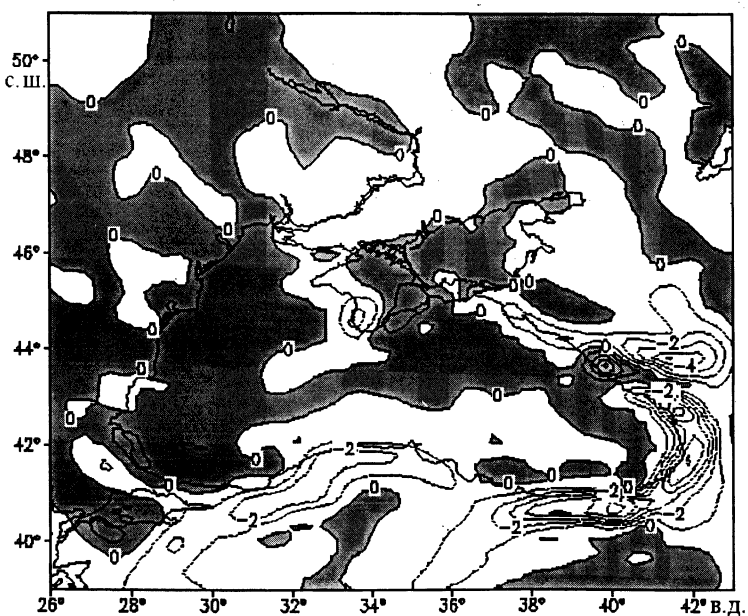


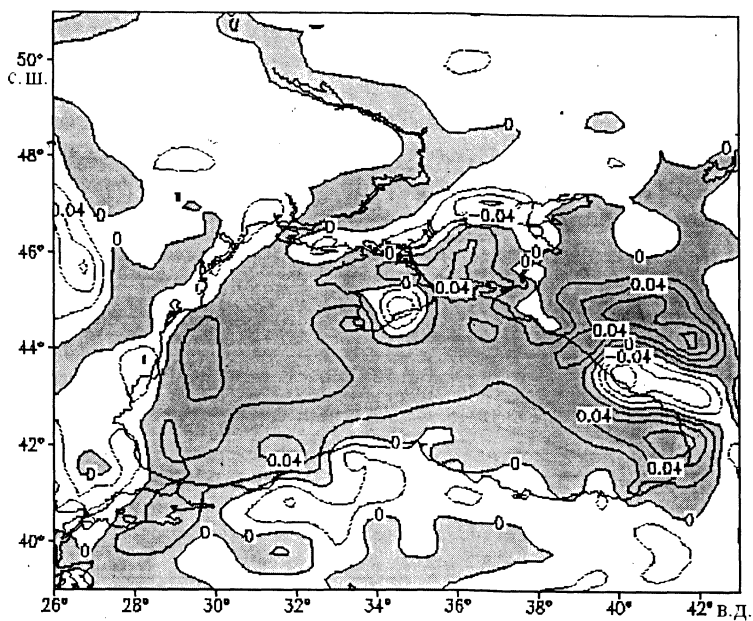
Рис. 2. Вертикальная скорость (см/с) на высоте 40 м (данные моделирования последовательно с интервалом в 6 ч)



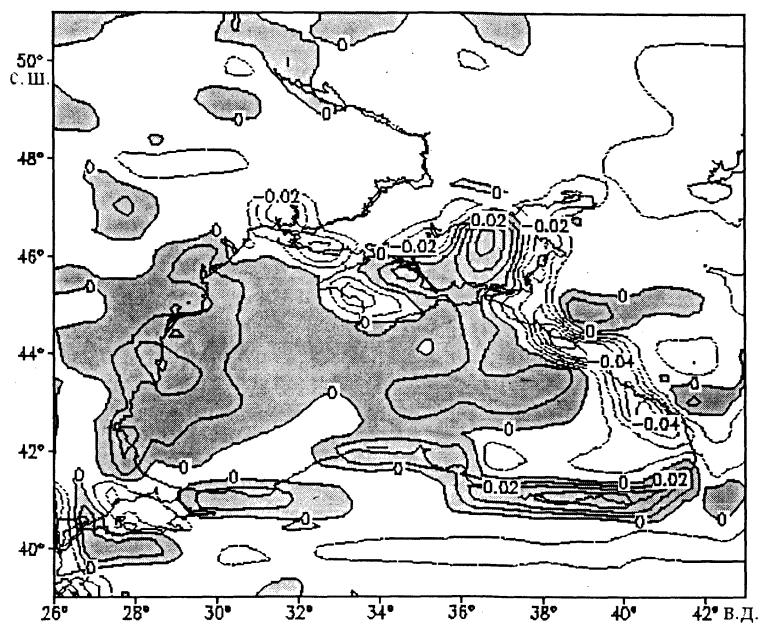
Р и с. 3. Среднеянварская завихренность приводного ветра (10^{-3} с^{-1}) за 1996 – 2001 гг., (результат мезомасштабного моделирования с реалистичной орографией)



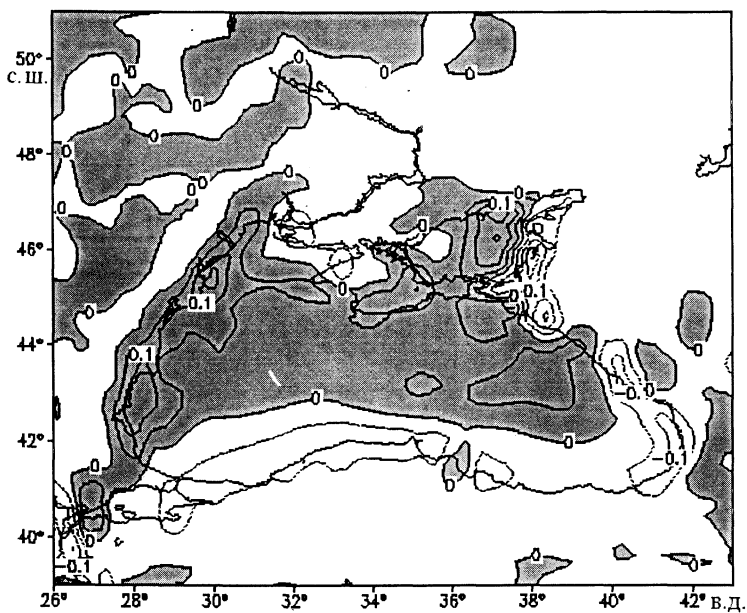
Р и с. 4. Средняя вертикальная скорость (см/с) для января 1996 г. (результат мезомасштабного моделирования с реалистичной орографией)



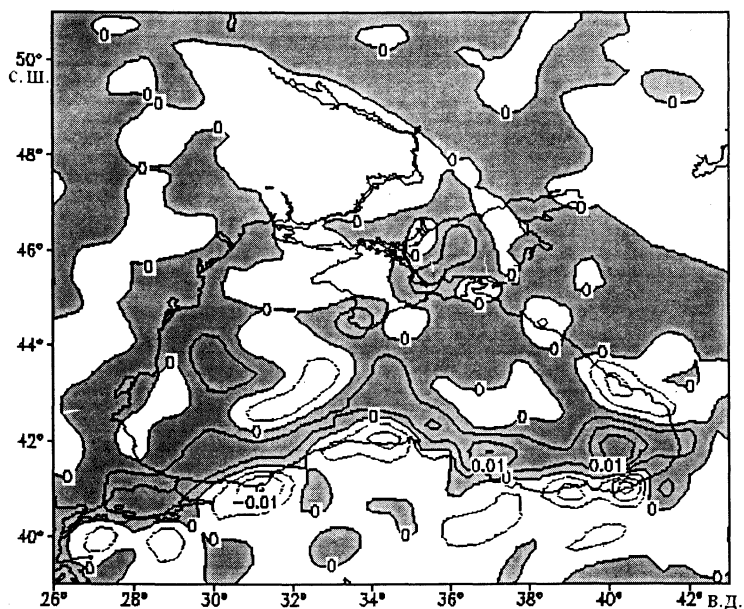
Р и с. 5. Средняя завихренность приводного ветра (10^{-3} с^{-1}) для января 1996 г. (результат мезомасштабного моделирования с реалистичной орографией)



Р и с. 6. Средняя завихренность приводного ветра (10^{-3} с^{-1}) для января 1996 г. (плоский рельеф в модели)



Р и с. 7. Средняя вертикальная скорость (см/с) для января 1996 г. (плоский рельеф в модели)



Р и с. 8. Добавочная завихренность приводного ветра (10^{-3} c^{-1}) при увеличении температуры поверхности Черного моря на 2 К для января 1996 г. (результат мезомасштабного моделирования)

Заключение. В рамках линейной и нелинейной моделей исследованы характерные мезомасштабные особенности полей завихренности и вертикальной скорости приводного ветра над Черным морем. Нелинейное моделирование показало, что возникающие из-за термического контраста ячейки циркуляции (предсказываемые также линейными моделями) в связи с сильной нестационарностью процессов не привязаны жестко к определенному участку, хотя при усреднении, во-первых, дают основной вклад в увеличение фоновой завихренности над морем, во-вторых, формируют вытянутые вдоль берега полосы слабой положительной завихренности. Более заметные стационарные ячейки циркуляции связаны с рельефом (горами Крыма и Кавказа). Повидимому, этим фактором определяется высокая эффективность статистических методов районирования климата (например, среднемесячных осадков) в регионе. Дальнейшее развитие численных моделей и статистических методик требует существенного расширения базы наблюдений, включая спутниковые.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ефимов В.В., Шокуров М.В., Барабанов В.С. Физические механизмы возбуждения ветровой циркуляции внутренних морей // Изв. РАН. ФАО. — 2002. — 38, № 2. — С. 247 – 258.
2. Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R. et al. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project // Bull. Amer. Meteor. Soc. — 1996. — 77, № 3. — С. 437 – 471.
3. Oguz T., La Violette P.E., Unluata U. The Upper Layer Circulation of the Black Sea: Its Variability as Inferred from Hydrographic and Satellite Observations // J. Geophys. Res. — 1992. — 97, № C8. — P. 12569 – 12584.
4. Hsu H.-M. Study of Linear Steady Atmospheric Flow above a Finite Surface Heating // J. Atmos. Sci. — 1987. — 44, № 1. — P. 186 – 199.
5. Pielke R.A. Mesoscale Meteorological Modeling. — New York: Academic Press, 1984. — 612 p.
6. Dudhia J. A nonhydrostatic version of the Penn State/NCAR mesoscale model: Validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front // Mon. Wea. Rev. — 1993. — 121, № 5. — P. 1493 – 1513.

Морской гидрофизический институт НАН Украины,
Севастополь

Материал поступил
в редакцию 14.12.04

ABSTRACT Mesoscale peculiarities of the vertical velocity and wind vorticity fields above the Black Sea are investigated based on the simple linear steady-state model and the modern nonlinear model. It is shown that in the ideal case with flat relief, the temperature contrast between the land and the sea results in both models in occurrence of circulation cells in the coastal zone. However for real synoptic situations the mountainous relief is the main factor influencing the circulation. The map of January average wind vorticity with 30 km resolution obtained from the nonlinear mesoscale modeling for 1996 – 2001 is presented.