

В.С.Барабанов, Д.А.Яровая

*Морской гидрофизический институт НАН Украины, г.Севастополь***МЕЗОМАСШТАБНАЯ СТРУКТУРА ПОЛЕЙ ВЕТРА И ОСАДКОВ
В ЧИСЛЕННЫХ МОДЕЛЯХ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ
ДЛЯ ЧЕРНОМОРСКОГО РЕГИОНА**

Исследована структура атмосферной циркуляции над Черным морем с использованием линейной и нелинейной численной модели с разным пространственным разрешением. Показано, что достаточно высокое пространственное разрешение является необходимым для воспроизведения мезомасштабных явлений, связанных с температурным контрастом суша – море и горным рельефом.

Учет потоков тепла, импульса и воды через поверхность Черного моря весьма важен для построения корректно работающей численной модели циркуляции вод, что подчеркивалось в ряде работ [1 – 3]. В качестве основного источника полей ветра, температуры воздуха и осадков при этом обычно используются результаты реанализа данных наблюдений, выполненные с помощью той или иной глобальной численной модели. Так, в наших исследованиях применяется реанализ *NCEP/NCAR* [4], включающий поля всех основных метеорологических параметров с пространственным разрешением 2,5°. В последние годы стали доступными спутниковые наблюдения для температуры поверхности моря и приводного ветра (скаттерометрические) со значительно улучшенным разрешением, но для полей осадков и других переменных надежных измерений пока нет. Поэтому в климатических исследованиях широко используются статистические и динамические (с использованием мезомасштабных численных моделей) способы повышения разрешения полей реанализа.

Температурный контраст суша – море и горный рельеф входят в число основных факторов, определяющих мезомасштабную структуру метеорологических полей в регионе [1]. Современные мезомасштабные модели, например, часто применяющаяся модель *MM5* [5], обеспечивают необходимый учет влияния неоднородности подстилающей поверхности на характер атмосферной циркуляции. В то же время остаются определенные неоднозначности в выборе многих параметров модели, включая такие важные, как шаг и расположение границ расчетной сетки, что связано опять-таки с недостатком непосредственных наблюдений над морской акваторией, на основе которых можно было бы оптимизировать расчеты.

Рассмотрим отдельно влияние температурного контраста. В поле приповерхностного ветра, осредненном за 40 лет, согласно данным реанализа, наблюдается примерно совпадающая с морем область положительной завихренности в зимний период и отрицательной – в летний. Анализ выявил, что это связано именно с температурным контрастом на подстилающей поверхности [1]. Простые линейные модели, однако, показывают, что влияние такого контраста на завихренность и вертикальную скорость должно ограничиваться прибрежной зоной [6]. Причиной этого расхождения является,

© В.С.Барабанов, Д.А.Яровая, 2005

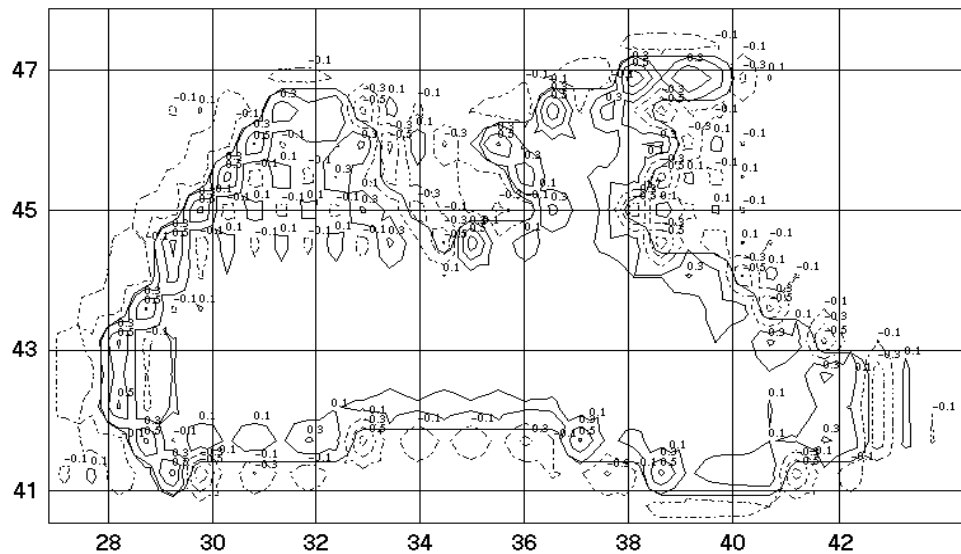
по-видимому, разное пространственное разрешение моделей. Целью данной работы была проверка этой гипотезы и выработка соответствующих рекомендаций для моделирования полей ветра и осадков в регионе.

В [6] была предложена линейная система уравнений, основанная на следующих предположениях: рассматривается установившийся поток сухого атмосферного воздуха на f -плоскости над постоянным двумерным источником тепла в приближениях 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 . Эта система уравнений имеет вид:

$$\begin{aligned} U \frac{\partial u}{\partial x} + V \frac{\partial u}{\partial y} &= -\theta_0 \frac{\partial \pi}{\partial x} + fv - \sigma u, \\ U \frac{\partial v}{\partial x} + V \frac{\partial v}{\partial y} &= -\theta_0 \frac{\partial \pi}{\partial y} - fu - \sigma v, \\ \lambda(U \frac{\partial w}{\partial x} + V \frac{\partial w}{\partial y}) &= -\theta_0 \frac{\partial \pi}{\partial z} + \frac{g\theta}{\theta_0} - \lambda\sigma w, \\ U \frac{\partial \theta}{\partial x} + V \frac{\partial \theta}{\partial y} + \frac{\partial \theta_0}{\partial z} w &= K \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2}, \\ \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} &= 0, \end{aligned}$$

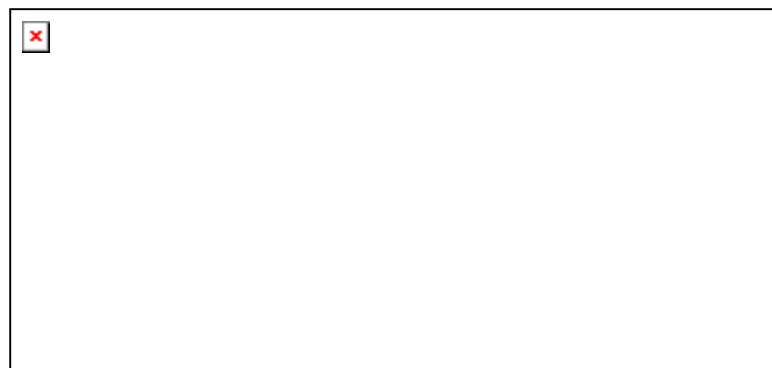
где σ – коэффициент трения, λ – коэффициент, равный 1 для негидростатического варианта системы или 0 для гидростатического. Решение системы осуществляется с использованием Фурье-преобразования.

На основе этих уравнений 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 [6]: вертикальный градиент температуры постоянный и равен 2,786 К/км, $K = 100 \text{ м}^2/\text{с}$, $f = 10^{-4} \text{ с}^{-1}$, $\sigma = 10^{-3} \text{ с}^{-1}$. Для моделирования зимних условий принималось $\theta_0 = 273 \text{ К}$, $\Delta\theta = 5 \text{ К}$, $U = 7 \text{ м/с}$, $V = 0,01 \text{ м/с}$. Различия между гидростатическим и негидростатическим вариантом 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 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 уменьшении числа гармоник до 8 зоны положительной скорости сливаются в одну, примерно совпадающую с очертаниями моря (рис.2).



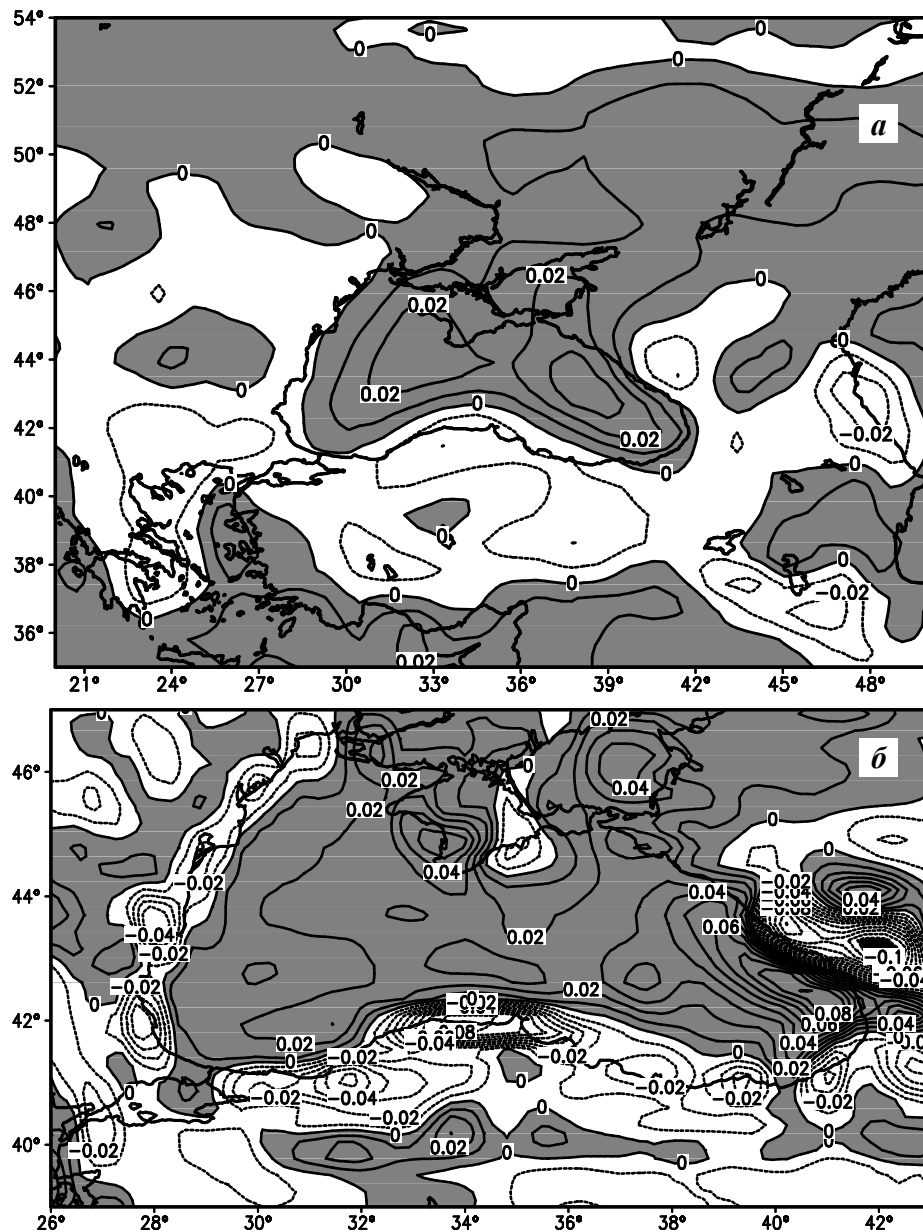
Р и с . 1 . Линейная модель: вертикальная скорость (см/с) на высоте 40 м.

Аналогично (т.е. в линейном приближении) могут быть рассмотрены эффекты обтекания воздушными массами горного рельефа [7]. В реальных синоптических ситуациях наблюдается совместное влияние термического и орографического факторов, модифицирующих набегающий воздушный поток, который сам по себе может обладать сложной пространственной структурой; важную роль могут играть также нелинейные эффекты. В наших исследованиях использовалась нелинейная негидростатическая мезомасштабная модель *MM5* версии 3.6. С разным пространственным разрешением (90 и 30 км) моделировалась атмосферная циркуляция в регионе для февраля 1985 г. В качестве входных данных использовались поля реанализа *NCEP/NCAR*. В [8] мы показали, что поле осадков в регионе, формируемое моделью, использующейся в реанализе, в этот срок содержало заметные неточности. Таким образом, осуществлялась процедура «динамического даунскейлинга», т.е. физически обоснованной интерполяции полей реанализа на более детальную расчетную сетку.

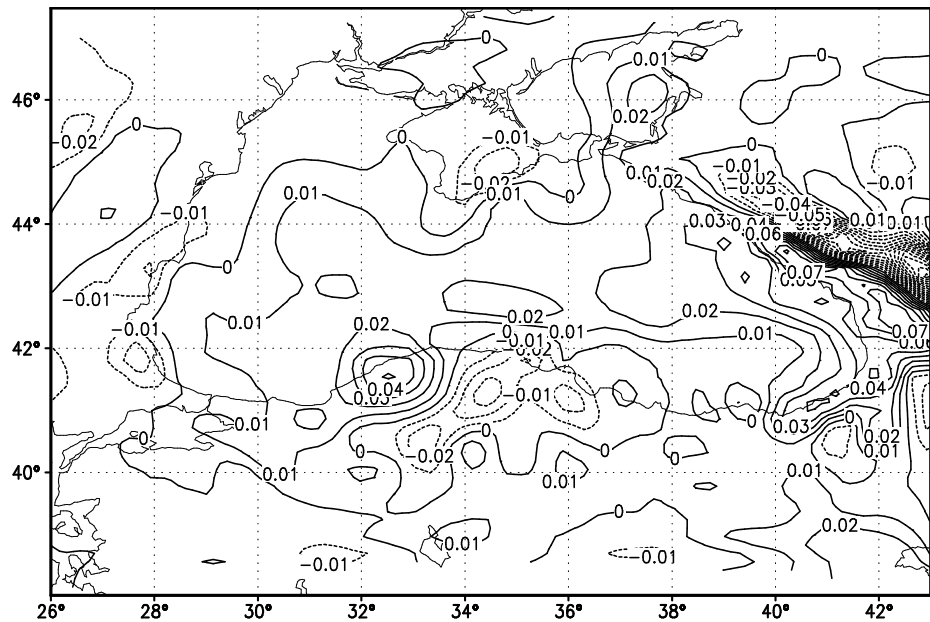


Р и с . 2 . Линейная модель, 8 гармоник: вертикальная скорость ветра (см/с) на высоте 40 м.

На рис.3 представлены поля завихренности приповерхностного ветра с разным разрешением. Области положительной (циклонической) завихренности затемнены. На рис.4 представлено также поле вертикальной скорости на сигма-уровне 0,87 (около 1 км над морем) с разрешением 30 км. Сравнение рис.3, *а* и *б* показывает, что разрешение 90 км недостаточно для воспроизведения связанных с горным рельефом и температурным контрастом особенностей атмосферной циркуляции. Эти различия проявляются и в других полях.



Р и с . 3. Средняя завихренность ветра на нижнем уровне модели, февраль 1985 г., 10^{-3} 1/с, шаг сетки 90 (*а*) и 30 (*б*) км.



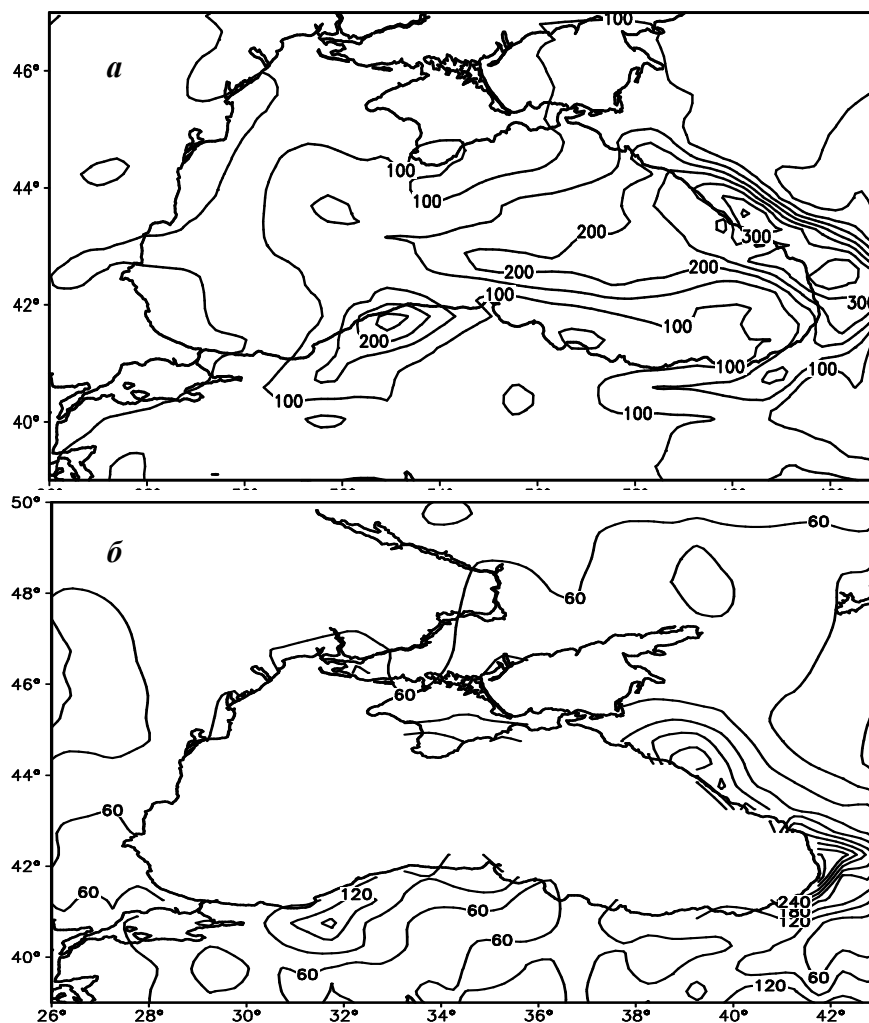
Р и с . 4 . Вертикальная скорость на сигма-уровне 0,87 (м/с), шаг сетки 30 км.

Карта вертикальной скорости, если рассматривать только положительные ее значения, оказывается весьма схожей с картой осадков, показанной на рис.5, б. Данные массива CRU [9] с полуградусным разрешением, представляющие собой математическую интерполяцию наблюдений на метеостанциях, показывают, что мезомасштабная модель в данном случае довольно точно воспроизводит распределение осадков в прибрежной зоне (рис.5, б).

Таким образом, полученные результаты линейной и нелинейной моделей позволяют утверждать, что массивы данных с пространственным разрешением 1° и более не содержат информации, важной для исследования климатических особенностей регионов со значительными неоднородностями подстилающей поверхности. Выводы, сделанные ранее на основе таких массивов [1, 3] должны быть соответственно дополнены в той части, где они касаются прибрежных и предгорных районов, исходя из того, что даже с использованием $2,5^\circ$ данных на входе могут быть получены гораздо более детальные данные в результате применения мезомасштабных моделей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ефимов В.В., Шокуров М.В., Барабанов В.С. Физические механизмы возбуждения ветровой циркуляции внутренних морей // Изв. АН. ФАО.– 2002.– 38.– С.247-258.
2. Schrum C., Staneva J., Stanev E., et al Air-sea exchange in the Black Sea estimated from atmospheric analysis for the period 1979-1993 // J. Mar. Syst.– 2001.– 31.– P.3-19.
3. Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря / Под ред. А.Г.Зацепина, М.В.Флинга.– М.: Наука, 2002.– 475 с.
4. Kalnay E., Kanamitsu M., et al The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project // Bull. Amer. Meteor. Soc.– 1996.– 77.



Р и с . 5 . Суммарные осадки за февраль 1985 г.: модель (мм), шаг сетки 30 км (а); данные CRU (мм) (б).

5. *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.– P.1493-1513.
6. *Hsu H.-M.* Study of linear steady atmospheric flow above a finite surface heating // *J. Atmos. Sci.*– 1987.– 44.– P.186-199.
7. *Smith R.B.* Linear theory of stratified hydrostatic flow past an isolated mountain // *Tellus.*– 1980.– 32.– P.348-364.
8. *Барабанов В.С., Ефимов В.В., Шокуров М.В.* Моделирование особенностей климата Черноморского региона // *Морской гидрофизический журнал.*– 2002.– 4.– С.20-29.
9. *New M., Hulme M., Jones P.* Representing twentieth-century space-time climate variability. Part II: Development of 1901-1906 monthly grids of terrestrial surface climate // *J. Clim.*– 2000.– 13.– P.2217-2238.

Материал поступил в редакцию 09.03.2005 г.
После доработки 21.03.2005 г.