

**ЧИСЛЕННОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ  
 СРЕДИЗЕМНОГО МОРЯ, ЧЁРНОГО, КАСПИЙСКОГО МОРЕЙ И  
 ОКРУЖАЮЩЕГО ИХ РЕЛЬЕФА НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ  
 ПОЛЕЙ В КРУПНОМАСШТАБНЫХ  
 ВИХРЯХ АТМОСФЕРЫ**

Сурмава А. А., Кварацелия Д. У.

*Институт геофизики. М. З. Нодиа, 0193, Тбилиси, ул. М. Алексидзе 1.  
[dasurtava@yuhoo.com](mailto:dasurtava@yuhoo.com)*

1. В настоящее время, значительное внимание гидрометеорологов уделяется изучению климатического и экологического состояния регионов, имеющих весьма сложные рельефы [1,2]. Восточная часть Средиземного моря, Чёрное и Каспийское моря и окружающая их территория являются одним из таких регионов Земли. Здесь расположено множество высоких горных хребтов, несколько внутренних морей, крупные озёра, лесные массивы, степи и пустыни, простирающиеся на многие сотни километров. Существующая сеть натуральных наблюдений не может в полном объёме описать всю палитру разнообразных, крупно и мезомасштабных особенностей гидрометеорологических полей в этом регионе. Этот вопрос может частично быть решён с помощью численного моделирования развития метеорологических процессов над Кавказом, Малой и Средней Азией [3-5].

В последние годы, значительное внимание уделяется также проблемам динамики внутренних морей - Средиземного, Чёрного и Каспийского [6-8]. Гидродинамические поля в поверхностном слое морей, главным образом, формируются в результате турбулентного трения ветра и процессами тепло и массообмена между морями и атмосферой. Поэтому, теоретическое исследование роли горных хребтов, расположенных в окрестностях Средиземного, Чёрного и Каспийского морей, на формирование полей ветра над морями имеет важное теоретическое и прикладное значения.

В настоящей статье, используя региональную модель среднemasштабных атмосферных процессов, разработанную в Институте геофизики им. М. Нодиа, исследуются распределения метеорологических полей и эффект влияния восточной части Средоземного моря, Чёрного и Каспийского морей и окружающего их рельефа при перемещении на восток циклонического и антициклонического вихрей синоптического масштаба.

2. Опишем коротко модель. Рассмотрим гидродинамические процессы которые развиваются над восточной частью Средиземного моря, Чёрного и Каспийского морями и над земными территориями, которые окружают эти моря. Область имеет размер 3840км и 2720км по широте и долготе, соответственно, и включает в себя тропосферу и активные слои морей и почвы.

Основные уравнения модели имеют вид:

а) для тропосферы [8-11]:

$$\begin{aligned} \frac{du}{dt} &= -\frac{\bar{p}}{\rho} \frac{\partial \varphi}{\partial x} + (v + g(1 + 0.61q)) \vartheta \frac{\partial z}{\partial x} + \mu du + \frac{1}{\rho h^2} \frac{\partial}{\partial \zeta} \rho v \frac{\partial u}{\partial \zeta}, \\ \frac{dv}{dt} &= -\frac{\bar{p}}{\rho} \frac{\partial \varphi}{\partial y} - lu + g(1 + 0.61q) \vartheta \frac{\partial z}{\partial y} + \mu dv + \frac{1}{\rho h^2} \frac{\partial}{\partial \zeta} \rho v \frac{\partial v}{\partial \zeta}, \\ \frac{\partial \varphi}{\partial \zeta} &= \frac{g}{RT} (1 + 0.61q) \vartheta h, \quad \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial uh}{\partial x} + \frac{\partial vh}{\partial y} + \frac{\partial \bar{w}h}{\partial \zeta} + \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dz} \bar{w} h = 0, \\ \frac{\partial \vartheta}{\partial t} &+ u \frac{\partial \vartheta}{\partial x} + v \frac{\partial \vartheta}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \vartheta}{\partial \zeta} + S_w = \mu \Delta \vartheta + \frac{1}{\rho h^2} \frac{\partial}{\partial \zeta} \rho v \vartheta \frac{\partial \vartheta}{\partial \zeta} + \frac{L}{\rho c_p} \phi_{cm} - \frac{\partial \theta}{\partial t}, \end{aligned} \quad (1)$$

$$\frac{\partial q'}{\partial t} + u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial q}{\partial \zeta} = \mu \Delta q + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial \zeta} \rho v_q \frac{\partial q}{\partial \zeta} - \phi_{\text{кон}} - \frac{\partial Q}{\partial t},$$

$$\frac{\partial m'}{\partial t} + u \frac{\partial m}{\partial x} + v \frac{\partial m}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial m}{\partial \zeta} = \mu \Delta m + \frac{\partial}{\partial \zeta} v_m \frac{\partial m}{\partial \zeta} + \phi_{\text{кон}} - \frac{\partial M}{\partial t} - \frac{\partial N}{\partial t}, w = \frac{\partial z}{\partial t} + u \frac{\partial z}{\partial x} + v \frac{\partial z}{\partial y} + \bar{w} h,$$

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial}{\partial \zeta}, \Delta = \frac{\partial}{\partial x^2} + \frac{\partial}{\partial y^2},$$

б) для активного слоя почвы [12,13]:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} D(C) \frac{\partial C}{\partial z} - \frac{\partial E(C)}{\partial z}, \frac{\partial T_{\text{сул}}}{\partial t} = K_{\text{сул}} \frac{\partial^2 T_{\text{сул}}}{\partial z^2}, \text{ при } \delta_0 > z > Z_{\text{сул}}; \quad (2)$$

в) для слоя морской воды [8]:

$$\frac{\partial T_{\text{св}}}{\partial t} = K_{\text{св}} \frac{\partial^2 T_{\text{св}}}{\partial z^2} + \frac{1}{C_{\text{св}} \rho_{\text{св}}} \frac{\partial I}{\partial z}, \text{ при } \delta_0 > z > Z_{\text{св}}, \quad (3)$$

где  $t$  - время;  $x, y$  и  $z$  - оси декартовых координат, направленные на восток, север и вертикально вверх, соответственно;  $\zeta = (z - \delta) / h$  - безразмерная вертикальная координата;  $\delta = \delta_0(x, y) + 100$  м - высота приземного слоя;  $\delta_0$  - высота рельефа;  $h = H - \delta$ ;  $H(t, x, y)$  - высота тропопаузы;  $u, v, w$  и  $\bar{W}$  - составляющие скорости ветра вдоль осей  $x, y, z$  и  $\zeta$ , соответственно;  $\theta = T' / \bar{T}$ ,  $\varphi = P' / \bar{P}(z)$  - аналоги температуры и давления, соответственно;  $\bar{T} = 300\text{K}$ ;  $T', P'$  - отклонения температуры и давления от стандартного вертикального распределения  $T(z) = \bar{T} - \gamma z$  и  $\bar{P}(z)$ , соответственно;  $\gamma$  - стандартный вертикальный градиент температуры;  $\vartheta$  и  $\theta$  - мезомасштабная и фоновая составляющие аналога температуры, соответственно;  $\vartheta' = \vartheta - \theta$ ;  $q$  и  $Q$  - массовая доля водяного пара и фоновая массовая доля водяного пара, соответственно;  $q' = q - Q$ ;  $m$  и  $M$  - массовая доля облачной воды и фоновая массовая доля облачной воды, соответственно;  $m' = m - M$ ;  $T_{\text{сул}}$  и  $T_{\text{св}}$  - температуры почвы и морской воды, соответственно;  $C$  - объемное содержание почвенной воды;  $\rho(z)$  и  $\rho_{\text{св}}$  - стандартное вертикальное распределение плотности сухого воздуха и плотность морской воды, соответственно;  $g$  - ускорение свободного падения;  $R$  - универсальная газовая постоянная для сухого воздуха;  $C_p$  и  $C_{\text{св}}$  - удельная теплоёмкость сухого воздуха при постоянном давлении и удельная теплоёмкость морской воды, соответственно;  $S$  - параметр термической устойчивости;  $L$  - скрытая теплота конденсации;  $\phi_{\text{кон}}$  - скорость конденсации;  $\mu$  - коэффициент горизонтальной турбулентности;  $v, v_g, v_q, v_m$  - коэффициенты вертикального турбулентного обмена для импульса, температуры, водяного пара и облачной воды, соответственно;  $\partial N / \partial t$  - интенсивность выпадения осадков;  $D$  - коэффициент диффузии воды в почве;  $E$  - коэффициент фильтрации воды в почве;  $I$  - поток суммарной солнечной радиации в морской воде;  $K_{\text{сул}}$  и  $K_{\text{св}}$  коэффициенты температуропроводности почвы и морской воды, соответственно.

В начальный момент времени приняты следующие условия: высота тропопаузы равна 9 км; отклонения искомым метеорологических элементов от их фоновых значений равны нулю; значение аналога фоновой температуры атмосферы задавалось аналитически в виде функции горизонтальных координат. Температура и влажность почвы, температура морских вод равны средним значениям для июня месяца; горизонтальные составляющие скорости ветра вычислены с помощью уравнений геострофического ветра.

На боковых границах области интегрирования горизонтальные градиенты составляющих скорости ветра и отклонений метеорологических элементов от фоновых значений равны нулю.

На поверхности тропопаузы отсутствуют потоки количества движения, тепла, влажности и водности, отклонение давления определяется из условия неразрывности давления на этом уровне [8]. На верхней границе приземного слоя атмосферы турбулентный поток водности равен нулю, турбулентные потоки количества движения, тепла и влажности и водности считаются известными функциями и задаются с помощью широко используемых параметрических формул [10, 12, 14, 15].

На поверхности разделов почва - атмосфера и вода - атмосфера в качестве граничного условия используется уравнение баланса тепла. Объемное содержание воды в почве равно пористости почвы

в случае выпадения осадков. При отсутствии осадков используется условие баланса потоков водности и водяного пара.

Коэффициенты вертикальной турбулентности уменьшались в вертикальном направлении от значения на уровне приземного слоя до  $0.001 \text{ м}^2/\text{сек}$  - на высоте 3-4 км от поверхности Земли. Выше они равны  $0.001 \text{ м}^2/\text{сек}$ . Коэффициент горизонтальной турбулентности равен  $5 \times 10^3 \text{ м}^2/\text{сек}$ .

Метеорологические параметры принимали известные стандартные значения для средних широт. Фоновое значение относительной влажности равно 40 %, фоновое значение массовой доли водности равно нулю.

Численное интегрирование уравнений (1) осуществлено с помощью схемы Ф. Шумана и Л. Говермейла [16], а уравнений (2), (3) - с помощью схемы Кранка-Николсона. Использована прямоугольная конечно-разностная сетка  $96 \times 68 \times 17$  узлов с горизонтальными шагами 40 км и вертикальным шагом 1/17. В почве и морской воде количество уровней равно 20. Шаг по времени равен 4 мин. Вычисления можно провести на любое, необходимое для исследования времени.

Фоновые значения полей температуры и давления выбраны так, чтобы моделировать обтекание рельефа волной циклонического и антициклонического вихрей синоптического масштаба, которые распространяются на восток с фазовой скоростью равной 10м/с. На рис. 1 показаны поля температуры воздуха  $T(t, x, y)$ , соответствующие им поля геострофической скорости ветра, в начальный момент времени и  $t=48$  часов, приземное поле давления на уровне  $z=0$  при  $t=0$ , рассчитанные при отсутствии неровности рельефа. Разность температуры между центрами циклонического и антициклонического вихрей равна  $6^\circ \text{С}$ . Максимальная скорость приземного ветра в переходной зоне, расположенной между этими вихрями, достигает 11м/с. Качественно показано, что картина пространственного распределения фоновой температуры и скорости ветра сохраняется и на верхних уровнях атмосферы. Растут лишь значения скорости ветра и уменьшается температура воздуха. Максимальное значение скорости ветра на высоте  $z=8\text{км}$  равно 15м/с. Видно, что за 48 часов вихревая волна переместилась на восток на расстояние, равное 1400 км и на месте циклонического вихря появился антициклонический вихрь, и наоборот.

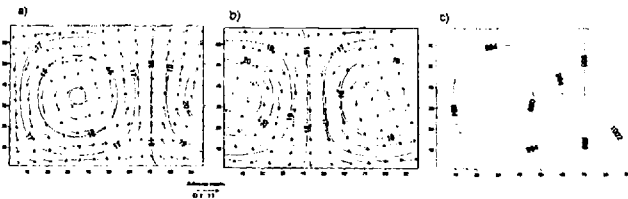


Рис.1. Фоновые распределения вектора скорости ветра (м/сек), изолинии температуры ( $^\circ\text{С}$ ) полученные в момент времени  $t=0$  (а),  $t=48$  часов (б) и поле давления (мб) при  $t=0$  (с), на уровне приземного слоя.

Анализ результатов расчётов показал, что рельеф существенно влияет на пространственное распределение метеорологических элементов. Влияние наиболее значительно в нижней тропосфере. На рис. 2 показаны векторы скорости ветра (а) и отклонения скорости ветра от фонового значения (б), изолинии температуры (в) и отклонения температуры от фонового значения (д) на уровне приземного слоя воздуха  $z = \delta(x, y) + 50\text{м}$ , полученные к моменту  $t=0$  часов. Видно, что воздействие рельефа значительно деформировало фоновое поле течения. Появились отдельные мезомасштабные зоны конвергенций и дивергенций скорости ветра. Над поверхностью Чёрного моря циклонический вихрь принял форму, похожую на очертание береговой линии моря. К югу от Каспийского моря появился мезомасштабный циклонический вихрь. Суммарный эффект влияния рельефа можно оценить с помощью рис. 2 с). Из этого рисунка видно, что воздействие рельефа на крупномасштабное течение воздуха в зонах циклонического и антициклонического вихрей вызывает, в целом, уменьшение интенсивности завихренности. Следовательно, можно полагать, что под воздействием рельефа течение воздуха стремится уменьшить неоднородность в поле ветра, путём формирования отдельных мезомасштабных кинематических структур. Было получено, также, что с удалением от поверхности земли, эффект воздействия рельефа постепенно уменьшается, и на верхней тропосфере ( $z=7\text{км}$  и выше) рассчитанная картина скорости ветра мало отличается от фоновой картины. Только над территориями высоких горных хребтов  $\delta(x, y) \geq 1.5\text{км}$ , на крупномасштабное вихревое поле ветра

наложены отдельные волновые возмущения скорости ветра. Количественно, в рассмотренном случае скорость ветра, из-за воздействия рельефа, может измениться на 15м/с.

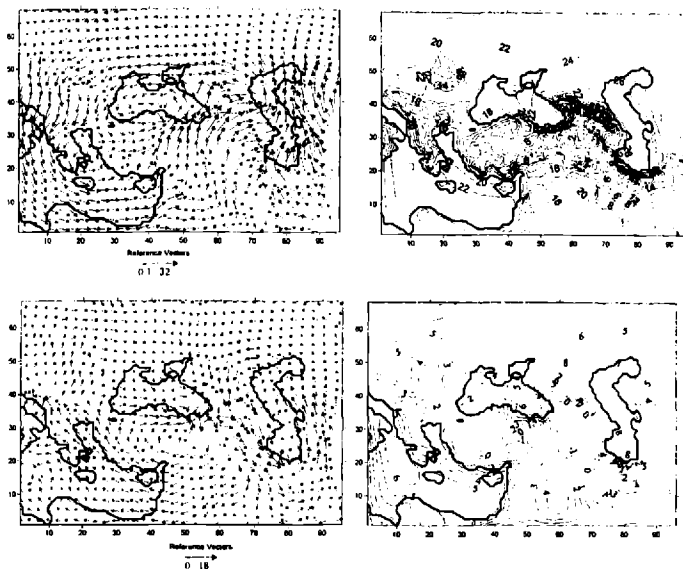


Рис. 2. Векторы скорости ветра (а) и отклонения скорости ветра от фонового значения (б), изолиния температуры (с) и отклонения температуры от фонового значения (д) на уровне приземного слоя воздуха  $z = \delta(x, y) + 50\text{м}$ , полученные к моменту  $t = 0$  часов. Жирными линиями показаны границы суши.

На уровне приземного слоя атмосферы, получено весьма сложное пространственное распределение температуры воздуха (рис. 2 с). Оно значительно отличается от фонового распределения (рис. 1 а). Над сушей формированы отдельные полосы повышенных градиентов температуры, зоны повышения и понижения температуры. Над морской поверхностью поле температуры более гладкое. Существенное увеличение температуры получено в окрестностях Средиземного и Каспийского морей. Максимальная величина значения отклонения температуры от фонового значения здесь достигает  $10^{\circ}\text{C}$  (рис. 2 д).

Через 48 часов, западную часть региона занимает крупномасштабный антициклонический вихрь, восточную - циклонический. Соответствующие распределения полей ветра и температуры на уровне приземного слоя показаны на рис. 3 а) и б). Видно, что крупномасштабные вихри под влиянием орографии значительно деформированы. В районах горных хребтов и возвышенностях получены весьма сложные структуры течения, в которых отмечается некоторое увеличение скорости ветра. Рост скорости ветра особенно заметен над Кавказом. В окрестностях береговых линий морей и вблизи высоких горных хребтов, течения воздуха резко меняют направления, в отдельных районах образуют зоны конвергенции или дивергенции скорости ветра. Над морскими поверхностями поле ветра более гладкое. Восточно-южный ветер над центральной частью Средиземного моря, постепенно становится северным, над её западной частью и, с приближением к западному берегу, он образует мезомасштабный циклонический вихрь (Рис. 3с). Над Чёрным морем получен западный ветер, который имеет некоторую циклоническую завихренность (рис. 3д). Над Каспийским морем получен среднесахтатный циклонический вихрь скорости ветра, с центром над северной частью моря (рис. 3 е).

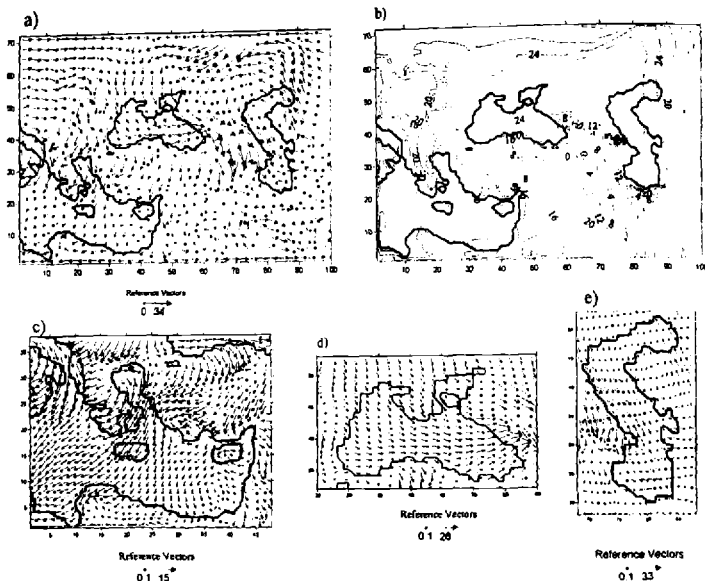


Рис. 3. Векторы скорости ветра на уровне приземного слоя над областью моделирования (а) и над восточной частью Средиземного (с), Чёрного, Каспийского (д) морей и изолинии температуры, полученные к моменту времени  $t = 48$  часов. Жирными линиями показаны границы суши

Температура воздуха в западной части, в области расчета, мало меняется с севера на юг. В этой части температура воздуха на севере и на юге находится в пределах  $20^{\circ}\text{C}$ . Над восточной частью региона картина существенно меняется. Здесь температура на севере приблизительно на  $12^{\circ}\text{C}$  больше, чем температура на юге региона. Такое пространственное распределение, по-видимому, можно объяснить механизмом переноса холода с севера на юг в западной части, в движущем на восток циклоническом вихре, и переносом тепла с юга на север в восточной части циклонического вихря. Однако, это предположение следует проверить другими численными экспериментами.

Полученные результаты численного моделирования позволяют заключить, что региональная модель способна качественно и количественно правильно описать воздействие сложного рельефа на крупномасштабные движения атмосферы в районе стыка трёх континентов – Европы, Африки и Азии. Она может быть использована для выяснения механизма взаимодействия орорафии, моря и атмосферы в этом регионе Земли.

#### Литература

1. Michelson, S A and J.-W. Bao. Sensitivity of Low-Level Winds Simulated by the WRF Model in California's Central Valley to Uncertainties in the Large-Scale Forcing and Soil Initialization. *J. App. Meteor. and Climat.*, 2008. 47. PP. 3131-3149.
2. Cairns, M. M., and J. Cory. Mesoscale model simulations of high-wind events in the complex terrain of western Nevada. *Wea. and Forecasting.* 2003. 18. PP.249-263.
3. Микашавидзе Б. Некоторые особенности учёта влияния рельефа в задачах прогноза погоды. Труды Ин-та гидрометеорологии. 1998. Т. 101. С. 38-45.
4. Khvedelidze Z., Khvedelidze R. On the influence of the relief on the geopotential in the lower layers of the atmosphere. *J. Georgian Geophys. Soc.* 1996. Vol.1. PP. 51-58.
5. Палинашвили К. И. Атмосферные процессы в Закавказье и их связь с макроциркуляционными процессами над Евразией. Ленинград, Гидрометеоиздат. 1963. 184 с.

6. Kordzadze A. A, Demetrasvili D. I. , and Surmava A. A. Numerical modeling of hydrophysical fields of the Black Sea under the condition of alternation of atmospheric circulation proceses. Izvestia, Atmospheric and Oceanic Physics. 2008. Vol. 44. No. 2. PP.227-238
7. А. А. Кордзадзе, А. А. Сурмава, Д. И. Деметрашвили. Численное моделирование поля встра в окрестностях восточной части Чёрного моря и западной части морей, формируемого влиянием рельефа Кавказского региона. Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2004. Вып. 10. С. 257-264
8. Гутман Л. Н. Введение в нелинейную теорию мезометеорологических процессов в атмосфере. Ленинград, Гидрометеиздат. 1969. 296 с.
9. Марчук Г. И. Математическое моделирование в проблеме окружающей среды. Москва, Наука. 1982. 320 с.
10. Пененко В. В. Методы численного моделирования атмосферных процессов. Ленинград, Гидрометеиздат. 1981. 252 с.
11. Kordzadze A., Surmava A. Mathematical model of middle-scale movements over the Caucasian region in free atmosphere. J. Georgian Geophys. Soc. 1998. Vol.3B PP. 66-73.
12. Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы и океана. Ленинград, Гидрометеиздат. 1984. 752 с.
13. Чудновский А. Ф. Теплофизика почв. Москва, Наука. 1976. 352 с.
14. Марчук Г. И., Дымников В. П., Залесный В. Б., Лыкосов В. Н., Галин В. Я. Математическое моделирование общей циркуляции атмосферы и океана. Ленинград, Гидрометеиздат. 1984. 320 с.
15. Белов П. Н., Борисенков Е. П., Панин Б. Д. Численные методы прогноза погоды. Ленинград, Гидрометеиздат. 1989. 376 с.
16. Shuman F. G., Hovermale L. R. An operational six-layer primitive equation model. J. Appl. Mech.. 1968. 7. No 4. PP. 525-547.

**ხმელთაშუა ზღვის აღმოსავლეთი ნაწილის, შავი და კასპიის ზღვებისა და მათ ირგვლივ არსებული ხმელეთის რელიეფის ბავშვების რიცხვითი ბაზოკვლევა მატეოროლოგიური ველუბის ბანაწილუბაზე დიდმასშტაბიან ბრიბალუბო**

სურმაეა ა., კეარაცხელია დ.

### რეზიუმე

მ. ნოდიას გეოფიზიკის ინსტიტუტში დამუშაეეული საშუალო მასშტაბის ატმოსფერული პროცესები რეგიონალური მოდელის გამოყენებით რიცხობრივად გამოიკვლეეა შეტეოროლოგიური ველუბის ბანაწილუბებით, რომლებიც გამოწეეულია ხმელთაშუა ზღვის აღმოსავლეთი ნაწილის, შავი და კასპიის ზღვების და მათ ირგვლივ არსებული რელიეფით, აღმოსავლეთით მოქრეე ციკლონურ და ანტიციკლონურ გრივალუბოში. ნაწეენებია, რომ რელიეფი ქეედა ტროპოსფეროში იწეეეს დიდმასშტაბიანი დინებუბის მნიშენლოვან დეფორმაციას და წარმოშობს მეზომასშტაბის ტალღურ და გროგალურ სტრუქტურებს. ზედა ტროფოსფეროში რელიეფის გავლენა გამოვლინდება მეზომასშტაბის ტალღუბის წარმოშეეებაში მაღალი ქეედების მიდამოებოში, რომლებიც ზედ ეღებიან დიდმასშტაბიან გრივალურ მოქრეეობებს. რელიეფის ზეეოქმეელება გამოვლინდება, ასეეე, დათბობისა და აციეეების მეზომასშტაბური ზონების წარმოშობაში. რაოდენობრივად, რელიეფის ზეეოქმეედება სინოტიკური მასშტაბის პროცესებზე იწეეეს მიწისბირა ქრის ცეელილუბას 18მ/წმ-მდე და ტემპერატურის ცეელილუბას 10°C-მდე.

# **ЧИСЛЕННОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СРЕДИЗЕМНОГО МОРЯ, ЧЁРНОГО, КАСПИЙСКОГО МОРЕЙ И ОКРУЖАЮЩЕГО ИХ РЕЛЬЕФА НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В КРУПНОМАСШТАБНЫХ ВИХРЯХ АТМОСФЕРЫ**

**Сурмава А. А., Кварацхелия Д. У.**

## **Реферат**

Региональной моделью среднemasштабных атмосферных процессов, разработанной в Институте геофизики им.М.З. Нодиа, исследуются распределения метеорологических полей и эффект влияния восточной части Средоземного моря, Чёрного и Каспийского морей и окружающего их рельефа при перемещении на восток циклонического и антициклонического вихрей синоптического масштаба. Показано, что влияние рельефа существенно деформирует крупномасштабное поле течения в нижней тропосфере и способствует образованию мезомасштабных волновых и вихревых структур. В верхней тропосфере оно проявляется в возникновении мезомасштабных волновых возмущений над высокими горными хребтами. Влияние рельефа вызывает также образование мезомасштабных зон повышения и понижения температуры. Количественно, из-за воздействия рельефа, скорость крупномасштабного движения может измениться до 18 м/сек а температура - до 10 °С.

## **NUMERICAL INVESTIGATION OF INFLUENCE OF THE EAST PART OF THE MEDITERRANEAN SEA, THE BLACK AND CASPIAN SEAS AND SURROUNDING RELIEF ON THE METEOROLOGICAL FIELDS DISTRIBUTION**

**Surmava A., Kvaratskhelia D.**

### **Abstract**

The distributions of the meteorological fields, in the moving to east direction the synoptic scale cyclonic and anticyclone vortexes, caused by influence of the Mediterranean Sea east part, the Black and Caspian Seas, by using of the regional model of the mesoscale atmospheric processes elaborated in M. Nodia Institute of Geophysics, are investigated. The calculation showed that influence of the relief in the low troposphere significantly deforms the large-scale field of the current and forms the mesoscale wave and vortex structures. In the top troposphere above high mountain ridges the mesoscale waves are superposed on the large scale motion. Influence of the relief causes also the formation of the mesoscale zones of increase and decrease of temperature. Quantitatively, influence of the relief on the large scale motion can change the wind speed up to 18 m/s and temperatures up to 10°C.