

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ РЕЛЬЕФА КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА НА ПОЛЕ ВЕТРА В ОКРЕСТНОСТЯХ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЁРНОГО И ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАСПИЙСКОГО МОРЕЙ

А. А. Кордзაძე, А. А. Сურмава, Д. И. Деметрашвили

Аннотация

На основе интегрирования неadiaбатических уравнений гидротермодинамики атмосферы исследуется влияние рельефа Кавказского региона (КР) на распределение скорости ветра над прибрежными зонами Чёрного и Каспийского морей. Показано, что взаимодействие рельефа с основными для региона типами крупномасштабных движений может вызвать существенное изменение поля течения в нижней тропосфере и формировать в окрестностях прибрежных зон локальные мезомасштабные структуры поля ветра.

В настоящее время решение экологических и инженерных проблем прибрежных зон морских акваторий требует разработки локальных моделей расчёта гидрофизических полей Чёрного (ЧМ) и Каспийского (КМ) морей [1-3]. В этих моделях одним из основных входных параметров является поле ветра над поверхностью моря. Последнее, как правило, берётся из карт морских ветров или же из моделей краткосрочного прогноза погоды. Они, из-за недостаточной пространственной разрешимости, не учитывают мезомасштабных особенностей поля ветра, сформированного влиянием локального рельефа поверхности Земли. Это особенно важно для поля ветра в окрестностях Кавказской части прибрежной зоны ЧМ и КМ. Данная территория характеризуется весьма сложным рельефом с большими перепадами высот. Она, несомненно, должна вызвать соответствующие локальные изменения поля крупномасштабного течения воздуха.

В предложенной работе, на основе опыт разработок полных численных моделей атмосферных, локальных и региональных процессов [4-6], построена численная модель развития среднемасштабных атмосферных процессов, и исследованы некоторые особенности распределения поля ветра в окрестностях восточной и западной прибрежных зон ЧМ и КМ, соответственно.

Используется известная (x, y, ζ) система координат, которая позволяет максимально полно учесть форму рельефа [7]. Рассматривается слой атмосферы, который ограничен сверху меняющейся во времени и пространстве и непроницаемой для воздуха поверхностью тропопавзы, а снизу приземным и приводным слоями воздуха. Под приводным слоем воздуха находятся квазиоднородные слои вод Чёрного, Азовского (АМ) и Каспийского морей, а под приземным слоем - деятельный слой почвы.

Основные уравнения модели имеют следующий вид:

для атмосферы:

$$\begin{aligned} \frac{du}{dt} &= -\frac{\bar{P}}{\rho} \frac{\partial \phi}{\partial x} + lv + g(1 + 0.6q)\vartheta \frac{\partial z}{\partial x} + \mu \tilde{\Delta} u + \frac{1}{\rho h^2} \frac{\partial}{\partial \zeta} \rho v_u \frac{\partial u}{\partial \zeta}, \\ \frac{dv}{dt} &= -\frac{\bar{P}}{\rho} \frac{\partial \phi}{\partial y} - lu + g(1 + 0.6lq)\vartheta \frac{\partial z}{\partial y} + \mu \tilde{\Delta} v + \frac{1}{\rho h^2} \frac{\partial}{\partial \zeta} \rho v_v \frac{\partial v}{\partial \zeta}, \\ \frac{\partial \phi}{\partial \zeta} &= \frac{g}{R\bar{T}} (1 + 0.6lq)\vartheta h, \quad \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial uh}{\partial x} + \frac{\partial vh}{\partial y} + \frac{\partial \tilde{w}h}{\partial \zeta} - \sigma wh = 0, \end{aligned} \quad (1)$$

$$\frac{\partial \vartheta'}{\partial t} + u \frac{\partial \vartheta}{\partial x} + v \frac{\partial \vartheta}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \vartheta}{\partial z} + S w = \mu \Delta \vartheta + \frac{1}{\rho h^2} \frac{\partial}{\partial \zeta} \rho v_s \frac{\partial \vartheta}{\partial \zeta} + \frac{L}{\rho C_p} \phi_{\text{con}} - \frac{\partial \theta}{\partial t},$$

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

$$\frac{\partial m'}{\partial t} + u \frac{\partial m}{\partial x} + v \frac{\partial m}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial m}{\partial z} + w_0 \frac{\partial m}{\partial z} = \mu \Delta m + \frac{\partial}{\partial \zeta} v_m \frac{\partial m}{\partial \zeta} + \phi_{\text{con}} - \frac{\partial M}{\partial t} - \frac{\partial N}{\partial t}, \quad w = \frac{\partial z}{\partial t} + u \frac{\partial z}{\partial x} + v \frac{\partial z}{\partial y} + \bar{w} h;$$

для почвы:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} D(c) \frac{\partial C}{\partial z} - \frac{\partial E(c)}{\partial z}, \quad \frac{\partial T_{\text{soil}}}{\partial t} = K_{\text{soil}} \frac{\partial^2 T_{\text{soil}}}{\partial z^2}, \quad \text{при } \delta_1 > z > Z_{\text{soil}}; \quad (1)$$

для морской воды:

$$\frac{\partial T_{\text{sea}}}{\partial t} = K_{\text{sea}} \frac{\partial^2 T_{\text{sea}}}{\partial z^2} + \frac{1}{\rho c_{\text{sea}}} \frac{\partial I_{\text{sum}}}{\partial z}, \quad \text{при } \delta_1 > z > Z_{\text{sea}},$$

где t - время; x , y и z - декартовы координаты, направленные на восток, север и вертикально вверх, соответственно; $\zeta = (z - \delta)/h$ - безразмерная вертикальная координата; $\delta = \delta_0(x, y) + 100m$ - высота приземного слоя; δ_0 - высота рельефа; $h = H - \delta$ - толщина слоя атмосферы; $H(t, x, y)$ - высота тропопазы; u , v , w и \bar{w} - составляющие скорости ветра, направленные вдоль осей x , y , z и ζ , соответственно; $\vartheta = T'/\bar{T}$ и $\varphi = P'/\bar{P}(z)$ - аналоги температуры и давления, соответственно; T' и P' - отклонения температуры и давления от стандартного вертикального распределения; $\bar{T}(z) = \bar{T} - \gamma z$ и $\bar{P}(z)$, соответственно; θ и ϑ' - фоновое значение и отклонение от фонового значения аналога температуры; q и Q - полная и фоновая массовые доли водяного пара, соответственно; $q' = q - Q$; m и M - полная и фоновая массовые доли облачной воды, соответственно; $m' = m - M$; T_{soil} и T_{sea} - температуры почвы и морской воды, соответственно; C - объёмное содержание почвенной воды; $\rho(z)$ - стандартное вертикальное распределение плотности сухого воздуха; $\sigma = -dp/\rho dz$; g - ускорение свободного падения; R - универсальная газовая постоянная для сухого воздуха; $L_1 = L/\rho C_p$; C_p - удельная теплоёмкость сухого воздуха при постоянном давлении; S - параметр термической устойчивости; L - скрытая теплота конденсации; F - скорость конденсации; μ - коэффициент горизонтальной турбулентности; v , v_s , v_q , v_m - коэффициенты вертикального турбулентного обмена для скорости ветра, 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_{sea} - поток суммарной солнечной радиации в морской воде; K_{soil} и K_{sea} коэффициенты теплопроводности в почве и морской воде, соответственно. Операторы $d/dt = \partial/\partial t + u\partial/\partial x + v\partial/\partial y + \bar{w}\partial/\partial z$, $\Delta = \partial^2/\partial x^2 + \partial^2/\partial y^2$.

Для решения системы уравнений (1) задаются соответствующие начальные и граничные условия. В начальный момент времени горизонтальные составляющие скорости ветра задаются геострофическими соотношениями, высота тропопазы считается постоянной по горизонтали, отклонения метеорологических элементов от их фоновых значений равны нулю, температура и влажность почвы, температура морской воды задаются равными средним значениям для июня месяца.

На боковых границах области горизонтальные составляющие скорости ветра равны фоновым значениям, горизонтальные градиенты отклонения других искомым метеорологических элементов от их фоновых значений равны нулю.

На верхней границе атмосферы отсутствуют потоки количества движения и тепла, влажности и водности. Отклонение давления определяется из условия неразрывности давления на тропопазе [7]. На нижней границе атмосферы турбулентный поток водности равен нулю, а

турбулентные потоки количества движения, тепла, влажности считаются известными функциями и задаются с помощью широко используемых параметрических формул [4, 5, 8].

На поверхности разделов почва-атмосфера и вода-атмосфера в качестве граничных условий используется уравнение баланса потоков количества тепла. Водность почвы равна пористости почвы в случае выпадения осадков, или определяется из условий равенства диффузионного потока водности в почву и турбулентного потока влажности в атмосферу.

Высота рельефа изменяется от -15м до 4100м. Постоянные коэффициенты и метеорологические параметры имеют общепринятые значения [9]. Фоновые поля метеозлементов считаются известными функциями.

Численное интегрирование модели (1)-(5) осуществлено с помощью схемы Ф. Шумана и Л. Говермейла [10]. Использована прямоугольная конечно-разностная сетка $26 \times 24 \times 17$ с горизонтальными шагами 50 км и вертикальным шагом 1/17.

С помощью модели проведён цикл численных экспериментов, в которых исследовано влияние рельефа Кавказского региона на течение воздуха. Моделированы случаи обтекания рельефа западным, северным, восточным и южным фоновыми ветрами. Во всех экспериментах скорость фонового ветра росла от 2 м/с на уровне $z = 100$ м до 25.3 м/с - на уровне тропопаузы $z = 14$ км.

Анализ результатов расчётов показал, что рельеф КР существенно влияет на пространственное распределение метеорологических полей над прибрежными районами Чёрного и Каспийского морей. На рис. 1 а) и б) показаны поля $\vec{V} = \vec{u} + \vec{v}$ вектора скорости ветра, изолинии p' отклонения давления от фонового значения и вертикальной скорости ветра w на уровнях приземного слоя $z = \delta(x, y)$ и $z = 1$ км соответственно, полученные к моменту $t = 12$ часов, в случаях обтекания рельефа стационарным крупномасштабным западным ветром. Видно, что рассчитанное поле приземного ветра над прибрежными районами Чёрного и Каспийского морей, существенно отличается от поля фонового ветра. Получено это из-за кинематического воздействия рельефа региона и эффекта турбулентного трения. Горные хребты, окружая с трёх сторон поток воздуха в окрестностях восточного побережья ЧМ, препятствуют его дальнейшему распространению на восток. В результате этого воздух накапливается в районе Колхидской низменности (КН), растёт приземное давление и происходит соответствующее изменение направления и скорости ветра. Западный ветер в отдельных мезомасштабных участках в восточной части ЧМ меняет направление и постепенно становится юго-западным, южным и юго-восточным ветрами. В окрестностях юго-восточной части АМ фоновый ветер не встречает значительного орографического препятствия, и, поэтому его направление и модуль изменяется незначительно. По мере ослабления влияния приземного турбулентного трения с высотой уменьшается отклонение ветра от фонового распределения (рис. 1 б), и выше пограничного слоя ($z \geq 3$ км) ветер опять становится западным.

С приближением к береговой линии скорость ветра постепенно растёт по величине, и на отдельных участках она достигает 5-6 м/сек. В целом взаимодействие рельефа с фоновым западным ветром в окрестностях в восточной части ЧМ проявляется в формировании ярко выраженного антициклонического вихря скорости ветра.

В окрестностях западной прибрежной полосы КМ влияние рельефа на направление ветра в приземном слое атмосферы относительно слабое. Поток воздуха на данном участке не встречает высокого препятствия. Поэтому полученное распределение ветра сформировано под влиянием тех кинематических и динамических эффектов, которые обычно имеют место при боковом обтекании и переваливании потока через горный хребет средней высоты. В окрестностях северной части прибрежной полосы КМ рельеф равнинный, его влияние слабое, и направление ветра совпадает с направлением фонового течения. Пространственная ориентация восточных частей Главного Кавказского (ГКХ) и Малого Кавказского (МКХ) хребтов меняет направления подветренного течения воздуха таким образом, что над центральной частью западной прибрежной полосы КМ формируется северо-западный ветер, над южной частью - юго-западный. На высоте $z = 1$ км влияние МКХ незначительно и направление определяется мезомасштабным рельефом региона - оно северо-западное.

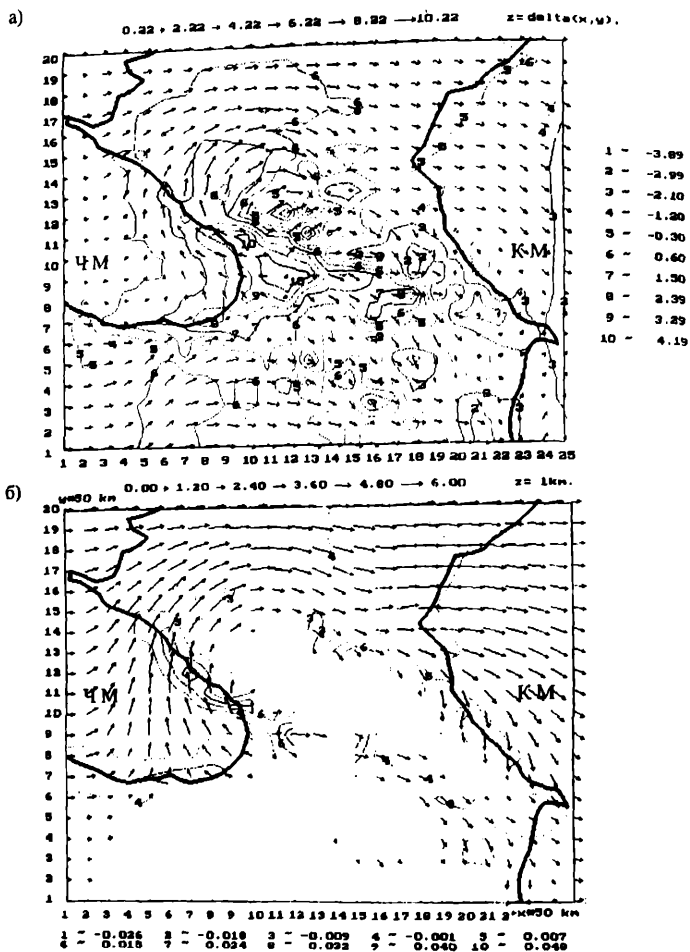


Рис. 1. Поля $\vec{V} = \vec{u} + \vec{v}$ (м/с) вектора скорости ветра, изолинии p' (мб) отклонения давления от фоновых значений \sim (а) и w (м/с) вертикальной скорости \sim (б) в случае западного фонового ветра на уровнях $z = \delta$ и $z = 1$ км при $t = 12$ ч.

В приземном слое воздуха скорость ветра максимальна в северной части прибрежной полосы КМ ($V \approx 5-6$ м/сек). Над центральной и южной частями КМ её значение несколько меньше и приблизительно равно к 2-3 м/сек. На высоте $z = 1$ км скорость ветра приблизительно равна 5-6 м/сек.

При моделировании процесса обтекания рельефа КР северным фоновым ветром, поток воздуха делится на два потока: западный и восточный (Рис. 2 а) и б). Западный поток, обтекая ГКХ с северо-восточной стороны и встречая на пути своего распространения Понтийский хребт (ПХ) средней высоты (≈ 1 км), образует чётко выраженный циклонический вихрь ветра над восточной частью ЧМ. Скорость ветра постепенно растёт от восточной границы области моделирования в направлении к береговой линии. На береговой КН она достигает 20 м/сек. На уровне $z=4$ км эффект влияния рельефа уменьшается, циклоническая завихренность ослабевает. Течение выше пограничного слоя атмосферы становится волновым, совпадающим по направлению с фоновым ветром.

В окрестностях западной береговой части КМ ветер, главным образом северный. В окрестностях Дагестанского участка побережья направление ветра северо-западное. Здесь же получено также и увеличение скорости ветра до 7 м/сек.

При моделировании процесса обтекания рельефа КР южным фоновым ветром получено, что пространственное распределение ветра над ЧМ существенно отличается от фонового распределения. Над ЧМ в окрестностях КН и ПХ побережья ветер восточный (Рис. 3 а) и б)). С удалением от береговой зоны он постепенно изменяет направление, становясь последовательно юго-восточным и южным ветрами, образуя мезомасштабный антициклонический вихрь. На уровне приземного слоя скорость максимальна над прибрежной зоной ЧМ, в окрестностях северо-восточной части КН в полосе шириной 200 км. Здесь её величина почти в 3 раза превышает фоновое значение. На высоте 1 км скорость ветра над территорией восточной части ЧМ приблизительно равна приблизительно 6 м/сек. Поле ветра над КМ в основном южное. Только на малом участке у Дагестанского и Калмыцкого побережий получен юго-восточный ветер, который является частью сформированной циклонической низровой системы. В количественном отношении влияние рельефа способствует увеличению скорости ветра. Рассчитанная скорость ветра почти в 4-4,5 раза больше фоновой скорости, и её максимальное значение достигает 10 м/сек.

Мезомасштабные особенности распределения поля ветра получены и при моделировании процесса обтекания рельефа КР восточным фоновым ветром (Рис. 4 а) и б)). В данном случае, в окрестностях Дагестанского и Азербайджанского побережий восточный фоновый ветер преобразован на северо-западный, северный и северо-восточные ветры. Рассчитанное поле ветра над ЧМ качественно отличается от фонового ветра лишь в непосредственной близости от береговой линии в полосе до 50-100 км. В различных частях этой территории получены восточный, северо-восточный и юго-восточный ветры.

Анализ изменения во времени поля ветра показал, что не имеет место её периодическое суточное колебание. Получено только последовательное и медленное изменение пространственного распределения ветра, которое вызвано размытием орографического антициклона. В результате возмущённая гидротермодинамическая система постепенно переходит в новое устойчивое квазистационарное состояние.

Поля вертикальной скорости в прибрежных частях области зависят как от взаимной ориентации хребта и фонового движения, так и от горизонтальной кривизны рельефа. Однако, в пограничном слое и нижней тропосфере, для большей части территории получены восходящие движения воздуха с наветренной стороны, и нисходящие - с подветренной стороны. В верхней тропосфере такое распределение вообще не имеет места.

В заключение нужно заметить, что из-за отсутствия мезомасштабных аэрологических наблюдений на поле ветра над КР невозможно однозначно подтвердить реальность полученных результатов. Однако их правдивость подтверждается косвенно с помощью анализа результатов синоптических и климатических исследований [11,12].

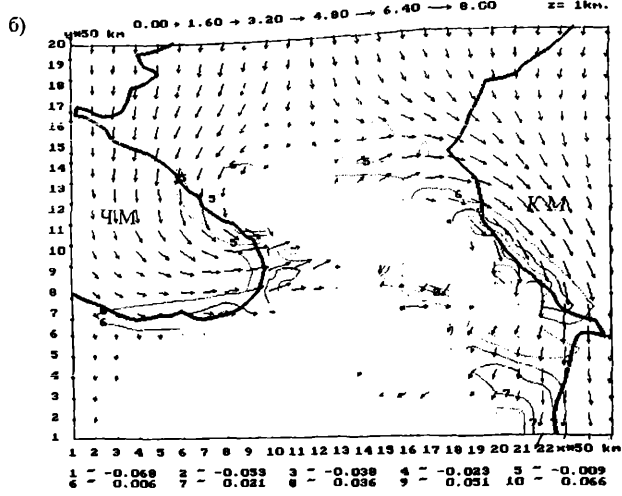
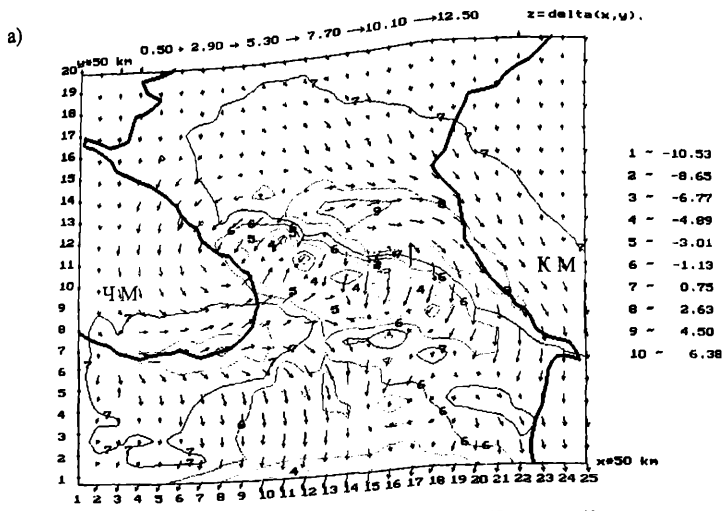


Рис. 2. Поля $\vec{V} = \vec{u} + \vec{v}$ (м/с) вектора скорости ветра, изолинии p' (мб) отклонения давления от фонового значения ~ (а) и w (м/с) вертикальной скорости ~ (б) в случае северного фонового ветра на уровнях $z = \delta$ и $z = 1 \text{ km}$ при $t = 12 \text{ ч}$.

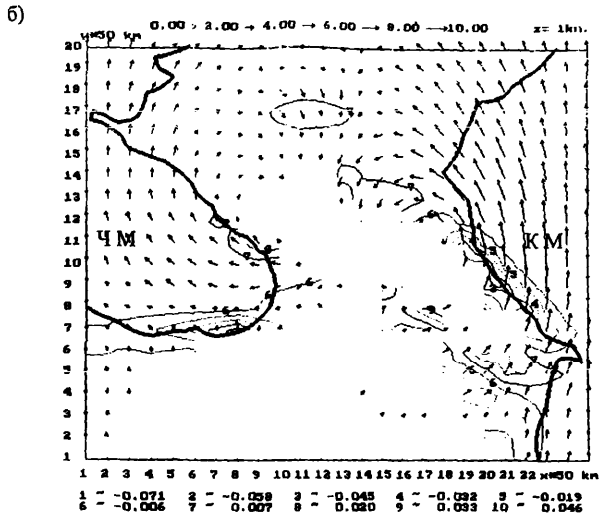
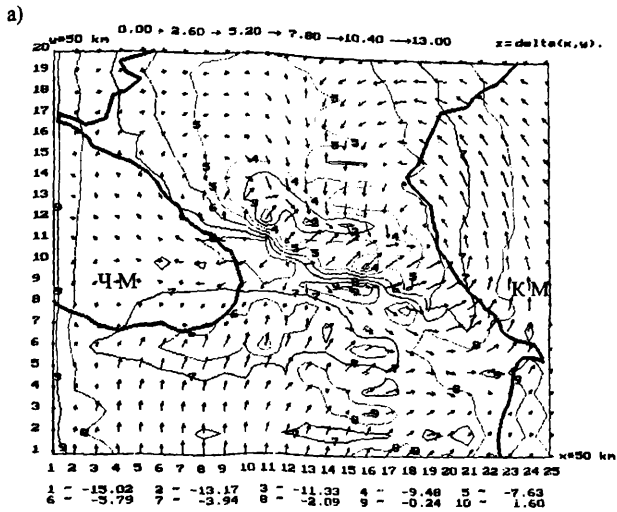
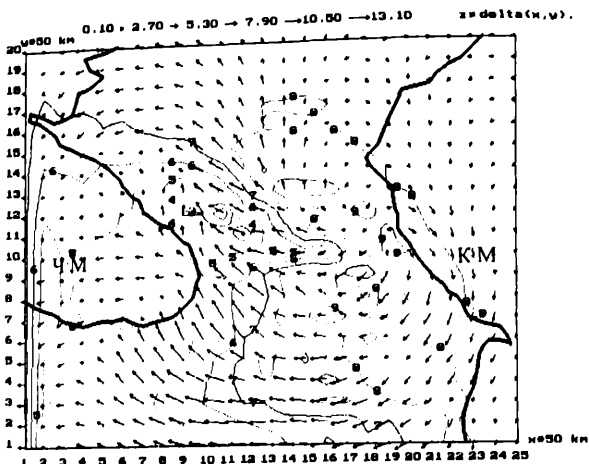


Рис. 3. Поля $\vec{V} = \vec{u} + \vec{v}$ (м/с) вектора скорости ветра, изолинии p' (мб) отклонения давления от фонового значения \sim (а) и w (м/с) вертикальной скорости \sim (б) в случае южного фонового ветра на уровнях $z = \delta$ и $z = 1$ км при $t = 12$ ч.

а)



б)

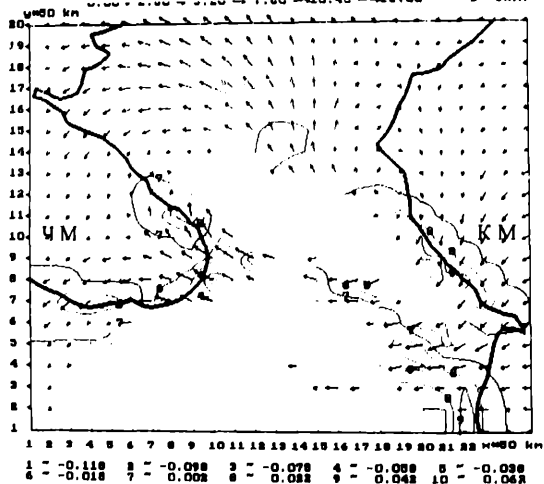


Рис. 4. Поля $\vec{V} = \vec{u} + \vec{v}$ (м/с) вектора скорости ветра, изолинии p' (мб) отклонения давления от фонового значения \sim (а) и w (м/с) вертикальной скорости \sim (б) в случае восточного фонового ветра на уровнях $z = 8$ и $z = 1$ км при $t = 12$ ч.

სტისოკ ლიტერატურა

1. Girvliani A., Marri E. Numerical modelling of the dynamics of the eastern Black Sea coastal zone with the consideration of mobile coastline. J. Georgian Geophys. Soc., 2000, v.5B , p.p. 21- 27.
2. Kordzadze A., Demetrasvili D. Numerical experiments on the determination of the pollution source location in the Black Sea. 3D problem. . J. Georgian Geophys. Soc., 2001, v.6B , p.p. 3-12
3. Korotenko K. A., Mamedov R. M., Mooers C. N. K. Prediction of the Transport and Dispersal of Oil in the South Caspian Sea Resulting from Blowouts. Environmental Fluid Mechanics, 2001, v.1, p.p 383 – 414.
4. Пененко В. В. Методы численного моделирования атмосферных процессов. Ленинград: Гидрометеოиздат, 1981, 252с.
5. Марчук Г. И. Математическое моделирование в проблеме окружающей среды. Москва: Наука, 1982, 316 с.
6. Kordzadze A., Surmava A. Mathematical model of middle-scale movements over the Caucasian region in free atmosphere. J. Georgian Geophys. Soc., 1998, v.3B , p.p. 66-73.
7. Гутман Л. Н. Введение в нелинейную теорию мезометеорологических процессов в атмосфере. Л.: Гидрометеოиздат, 1969, 296 с.
8. Марчук Г. И., Дымников В. П., Залесный В. Б., Лысковос В. Н., Галин В. Я. Математическое моделирование общей циркуляции атмосферы и океана. Ленинград: Гидрометеოиздат, 1984, 320 с.
9. Kordzadze A., Surmava A. A non-adiabatic model of the development of the middle scale atmosphere process above the Caucasian Region. . J. Georgian Geophys. Soc, 2001, vol. 6B, p.p. 33-40.
10. Shuman F. G., Hovermale L. R. An operational six-layer primitive equation model. J. Appl. Mech., 1968, 7, No 4, p.p. 525-547.
11. Климат и климатические ресурсы Грузии. Под ред. Ломинадзе В. П., Л.: Гидрометеოиздат, 1971, 384 с.
12. Руководство по краткосрочному прогнозу погоды. Л.: Гидрометеოиздат, 1986, 703 с..

ქავკასიის რეგიონის რელიეფის გავლენის გამოკვლევა ქარის ველზე შავი ზღვის აღმოსავლეთ და კასპიის ზღვის დასავლეთ ნაწილის მიდამოებში

ა. კორძაძე, ა. სურმავა, დ. დემეტრაშვილი

რეზიუმე

ატმოსფეროს პიდროთერმოდინამიკის არაადიაბატური არასტაციონარული განტოლებათა სისტემის რიცხვითი ინტეგრირების საშუალებით შესწავლილია ქავკასიის რეგიონის რელიეფის გავლენა ქარის განაწილებაზე შავი ზღვის აღმოსავლეთ და კასპიის ზღვის დასავლეთ სანაპიროების მიდამოებში. ნაჩვენებია, რომ რელიეფის გემოქმედებამ ოთხი ძირითადი ტიპის ფონურ დინებებზე შეიძლება გამოიწვიოს ქარის სიჩქარის მნიშვნელოვანი ცვლილება ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში და წარმოიშვას სანაპირო ზოლის მიდამოებში ქარის მეზომასშტაბური სტრუქტურები.

Research of influence of the Caucasian region relief on a wind field in vicinities of east part of the Black Sea and of western part of the Caspian Sea

A. Kordzadze, A. Surmava, D. Demetrashvili

Abstract

By numerical integration of the non-adiabatic non-stationary non-linear equations of hydrothermodynamics of atmosphere, the influence of the Caucasian region relief on a distribution of a wind above coastal zones of the Black and Caspian seas is investigated. It is shown, that interaction of the relief with the basic four types of large-scale movements can cause essential change of a current field in the lower troposphere and form in vicinities of coastal zones local mesoscale structures of the wind field.