

О ВЛИЯНИИ СЛОЖНОГО КРУПНО- И МЕЗОМАСШТАБНОГО РЕЛЬЕФОВ НА ПОЛЯ ВЕТРА И ТУРБУЛЕНТНОСТИ

Сурмава А. А, Гвелесиани А. И.

Институт геофизики им. М. З. Нодиа, 0193, Тбилиси, ул. М. Алексидзе, 1
aasurmava@yahoo.com
anzor_gvelesiani@yahoo.com

1. ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время значительное внимание гидрометеорологов уделяется исследованию развития мезомасштабных атмосферных процессов над сложным рельефом. Проблема комплексная и её решение тесно связано с другими важными вопросами динамической метеорологии, в том числе с проблемой развития атмосферной турбулентности разных масштабов в горных регионах.

Исследования пограничных слоёв гористой местности главным образом сосредоточены на таких глобальных характеристиках, как температурная стратификация, скорость роста пограничного слоя, циркуляционные системы и горно-долинные ветры. Сравнительно мало исследований, посвященных турбулентной структуре над неплоской местностью. Они главным образом ограничивались рассмотрением сравнительно слабой холмистой местностью.

В работе [1] исследовалась природа турбулентной кинетической энергии в крутой и узкой Альпийской долине в Швейцарии. Была установлена хорошая корреляция между поверхностным тепловым потоком и скоростью направленного вверх долинного ветра. Несмотря на сложность рельефа и очевидное отличие от классического конвективного пограничного слоя, турбулентная структура обнаруживает воспроизводимые структуры и масштабы турбулентности. Обобщение результатов [1] требует исследований в долинах с другой геометрией и различных топографических ориентаций.

Авторы статьи [2] исследовали скорости вертикальных движений и турбулентности в гористой местности Швеции. Было показано, что на данной территории доминируют 10-20 км горные волны с амплитудой вертикальной скорости 1-2 м/с в турбулентной части атмосферы ниже 5500м, что согласуется с теоретическим значением числа Ричардсона $Ri < 2$. Хорошая корреляция между турбулентностью и гравитационными волнами была получена в [3].

Изучая турбулентность нейтральной атмосферы на различных уровнях атмосферы, авторы [4] получили следующие результаты. Радарные наблюдения в мезосфере, ракетных дымовых следов в стратосфере и в тонких слоях тропосферы и нижней стратосферы показали, что расслоение и стратификация присущи всей атмосфере, механизмы которых ("кошачий глаз", неустойчивость Кельвина-Гельмгольца, Холмбои-неустойчивость [5]) подробно обсуждаются в работе.

Мониторинг низкоуровневого сдвига ветра и турбулентности был осуществлён посредством радарных наблюдений в феврале в окрестностях Хонг-Конг в [6]. Построены вертикальные профили числа Ричардсона в пограничном слое до высоты 1.5 км. Оказалось, что в рассматриваемый период на уровнях ниже 400 м числа Ричардсона были меньше критического значения 0.25, порой принимали отрицательное значение, соответствующее сильной термодинамической неустойчивости атмосферы близ земли. Между высотами 700 и 1600 м

наблюдался ряд волн/вихрей с размерами в несколько сотен метров по вертикали и пары километров по горизонтали.

Попытка установить условия термодинамической устойчивости влажной атмосферы с использованием числа Ричардсона была сделана в [7]. Было введено новое число Ричардсона. Результаты показывают, что конвективная неустойчивость концентрируется в нижней тропосфере, когда новое число Ричардсона $Ri^* < 1$ в нижней тропосфере над областями выпадения дождя и могут быть использованы для индикации и оценки условий выпадения осадков.

В работе [8] проведён спектральный и стуртурный анализ полей ветра над Тихим океаном в верхней тропосфере и нижней стратосфере. Осуществлена попытка установления масштабного взаимодействия турбулентности с мелкомасштабными гравитационными волнами. В энергетическом спектре обнаружена узкая область инверсии. Наличие области инверсии энергии они связывают с неустойчивостью Кельвина-Гельмгольца и другими волновыми механизмами, по-видимому, приводящими к разрушению волн и генерации интенсивной турбулентности.

В [9] с помощью численного моделирования показано, что резкое увеличение вертикального температурного градиента и частоты Брента-Вайсяля в окрестностях тропопаузы может приводить к росту амплитуд гравитационных волн, распространяющихся вверх из тропосферы, разрушению волн и генерации сильной турбулентности. Расчётные и измеренные значения коэффициента вертикальной турбулентности находились в интервале $1-10 \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$, что позволило оценить нисходящие потоки озона из стратосферы в тропосферу $\sim (1-10)10^{14} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$ в различные сезоны. В свою очередь, локальное усиление интенсивности внутренних гравитационных волн и турбулентности над гористой местностью, благодаря орографическому эффекту, может привести к изменению тропосферного и полного содержания озона над различными регионами.

В работе [10] с помощью локаторов с высокой разрешающей способностью изучалось поле скоростей ветра в системе мезосфера-стратосфера-тропосфера для исследования вариаций интенсивности турбулентности. В нижней стратосфере были обнаружены слои высокой турбулентности, которые не коррелируют со слоями с минимальным значением числа Ричардсона. В течение периода активности коротко-периодных гравитационных волн ($\sim 7 \text{ ч}$) разрушение с высокой частотой конвективно-генерированных гравитационных волн приводит к появлению наблюдаемых турбулентных слоёв. Нелинейное взаимодействие между волнами различных масштабов могло быть ответственным за разрушение и генерацию турбулентных слоёв. Следует заметить, что возможны и другие механизмы разрушения волн.

Из вышеизложенного следует, что имеются много неразрешённых проблем, связанных с гидродинамическим взаимодействием воздуха со сложным рельефом.

Целью настоящей работы является теоретическое исследование особенностей гидродинамического взаимодействия атмосферы со сложным рельефом на стыке Юго-восточной Европы, Малой Азии и Африки, где расположены несколько крупных морей – Восточная часть Средиземного моря, Чёрное, Азовское и Каспийское моря и др., множество высоких горных хребтов, лесные массивы, степи и пустыни, простирающиеся на многие сотни километров. Для рассматриваемого сложного рельефа впервые численно моделируется эволюция волн циклонического и антициклонического вихрей и полученного мезомасштабного течения воздуха. В работе используется региональная модель развития атмосферных процессов, разработанная в Институте геофизики им. М. З. Нодия [11].

2. ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

2.1. Основные уравнения

Основные уравнения модели, которые описывают изменения метеорологических полей, следующие:

а) для тропосферы [12, 13]:

$$\begin{aligned}
 \frac{du}{dt} &= -\frac{\bar{P}}{\rho} \frac{\partial \varphi}{\partial x} + lv + g(1 + 0.61q)\vartheta \frac{\partial z}{\partial x} + \mu \Delta u + \frac{l}{\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} - lw + g(1 + 0.61q)\vartheta \frac{\partial z}{\partial y} + \mu \Delta v + \frac{l}{\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 \tilde{w}h}{\partial \zeta} + \frac{l}{\rho} \frac{d\rho}{dz} wh = 0, \\
 \frac{\partial \vartheta'}{\partial t} &+ u \frac{\partial \vartheta}{\partial x} + v \frac{\partial \vartheta}{\partial y} + \tilde{w} \frac{\partial \vartheta}{\partial \zeta} + S_w = \mu \Delta \vartheta + \frac{l}{\rho h^2} \frac{\partial}{\partial \zeta} \rho v \frac{\partial \vartheta}{\partial \zeta} + \frac{L}{\rho C_p} \phi_{con} - \frac{\partial \theta}{\partial t}, \\
 \frac{\partial q'}{\partial t} &+ u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y} + \tilde{w} \frac{\partial q}{\partial \zeta} = \mu \Delta q + \frac{l}{\rho} \frac{\partial}{\partial \zeta} \rho v \frac{\partial q}{\partial \zeta} - \phi_{con} - \frac{\partial Q}{\partial t}, \\
 \frac{\partial m'}{\partial t} &+ u \frac{\partial m}{\partial x} + v \frac{\partial m}{\partial y} + \tilde{w} \frac{\partial m}{\partial \zeta} = \mu \Delta m + \frac{\partial}{\partial \zeta} v \frac{\partial m}{\partial \zeta} + \phi_{con} - \frac{\partial M}{\partial t} - \frac{\partial N}{\partial t}, \\
 \frac{d}{dt} &= \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + \tilde{w} \frac{\partial}{\partial \zeta}, \quad \Delta = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}, \quad w = \frac{\partial z}{\partial t} + u \frac{\partial z}{\partial x} + v \frac{\partial z}{\partial y} + \tilde{w}h
 \end{aligned} \tag{1}$$

б) для активного слоя почвы [14, 15]:

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

в) для слоя морской воды [14]:

$$\frac{\partial T_{sea}}{\partial t} = K_{sea} \frac{\partial^2 T_{sea}}{\partial z^2} + \frac{l}{C_{sea} \rho_{sea}} \frac{\partial l}{\partial z}, \quad \text{при } \delta_0 > z > Z_{sea}, \tag{3}$$

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; $\delta = \delta_0(x, y) + 50 \text{ м}$ - высота приземного слоя; δ_0 - высота рельефа; $h = H - \delta$; $H(t, x, y)$ - высота тропопаузы; u, v, w и \tilde{w} - составляющие скорости ветра вдоль осей x, y, z и ζ ; $\vartheta = T'/\bar{T}$ и $\varphi = P'/\bar{P}(z)$ - аналоги температуры и давления; $\bar{T} = 300 \text{ K}$; T', P' - отклонения температуры и давления от стандартного вертикального распределения $T(z) = \bar{T} - \gamma z + \tilde{T}$ и $\bar{P}(z)$; γ - стандартный вертикальный градиент температуры; \tilde{T} - фоновая составляющая отклонения температуры; ϑ и θ - мезомасштабная и фоновая составляющие аналога температуры; $\vartheta' = \vartheta - \theta$; q и Q - массовая доля водяного пара и фоновая массовая доля водяного пара; $q' = q - Q$; m и M - массовая доля облачной воды и фоновая массовая доля облачной воды; $m' = m - M$; T_{soil} и T_{sea} - температуры почвы и морской воды, соответственно; C - объемное содержание почвенной воды; $\rho(z)$ и ρ_{sea} - стандартное вертикальное распределение плотности сухого воздуха и плотности морской воды; g - ускорение свободного падения; R - универсальная газовая постоянная для сухого воздуха; C_p и C_{sea} - удельная теплоёмкость сухого воздуха при постоянном давлении и удельная теплоёмкость морской воды; S - параметр термической устойчивости; L - скрытая теплота конденсации; ϕ_{con} - скорость конденсации; μ - коэффициент горизонтальной турбулентности; ν - коэффициенты вертикального турбулентного обмена для импульса, температуры, водяного

пара и облачной воды; $\partial N / \partial t$ - 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 $K_{\text{мсл}}$ коэффициенты температуропроводности почвы и морской воды. μ и ν являются коэффициентами горизонтальной и вертикальной турбулентности.

Начальные и краевые условия, значения фоновых полей и методы параметризации отдельных метеорологических процессов выбраны в соответствии с конкретными целями моделирования.

2.2. Граничные и начальные условия региональной задачи

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 [13]. На верхней границе приземного слоя атмосферы турбулентный поток водности равен нулю, турбулентные потоки количества движения, тепла и влажности определяются с помощью интегрального метода, данного в [16, 17].

На поверхностях разделов почва-атмосфера и вода-атмосфера в качестве граничного условия используется уравнение баланса тепла. Объёмное 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, определяемого в процессе счёта по [16], до $0.001 \text{ м}^2/\text{сек}$ на высоте 3-4 км от поверхности Земли. Выше они брались равными $0.001 \text{ м}^2/\text{сек}$. Коэффициент горизонтальной турбулентности брался равным $5000 \text{ м}^2/\text{сек}$.

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

Начальные метеорологические поля и фоновые значения температуры и давления выбраны так, чтобы моделировать обтекание рельефа волной циклонического и антициклонического вихря синоптического масштаба (длиной 5680 км), которая перемещается на восток с фазовой скоростью, равной 10 м/с. Начальное поле скорости ветра определено из уравнений для геострофического ветра. Высота тропопаузы равна 9 км.

На рис. 1 показаны поля приземной фоновой температуры воздуха $\tilde{T}(t, x, y, z)$, соответствующие им поля скорости геострофического ветра при $t = 0, 48$ часов и приземное поле давления на уровне $z = 0$ при $t = 0$, рассчитанные для плоской поверхности Земли ($\delta_0 = 0$). Разность температур между центрами антициклонического и циклонического вихрей равна 6°C . Максимальная скорость приземного ветра достигает 18 м/с. За 48 часов вихревая волна перемещается на восток на расстояние, равное 1400 км, а на месте циклонического вихря появляется антициклонический вихрь, и наоборот.

Численное интегрирование уравнений (1) осуществлено с помощью схемы [18], а уравнений (2) и (3) - с помощью схемы Кранка-Никольсона. Использована прямоугольная конечно-разностная сетка $96 \times 68 \times 17$ узлов с горизонтальными шагами 40 км и безразмерным вертикальным шагом $1/17$. В почве и морской воде количество уровней бралось равным 20, вертикальный шаг брался равным 10 см, шаг по времени - равным 4 мин.

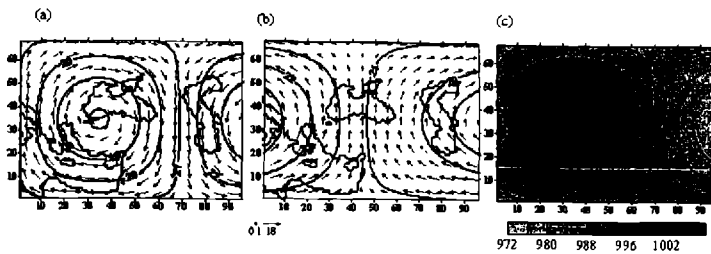


Рис.1. Распределения фоновых скоростей ветра (м/с), полей температуры ($^{\circ}\text{C}$) при $t = 0$ ч (а) и $t = 48$ ч (б) и давления (мб) при $t = 0$ ч (с). Границы морей проведены сплошными линиями.

2. 3. Начальные и краевые условия мезомасштабной задачи

Для исследования пространственного распределения поля ветра и атмосферной турбулентности выбрана территория площадью $115 \text{ км} \times 105 \text{ км}$, расположенная на восточном побережье Чёрного моря в окрестностях г. Батуми. Она охватывает части акватория Чёрного моря, Колхидской равнины, Гурийского и Понтийского хребтов. Высоты хребтов достигают 2-3 км (рис. 2).

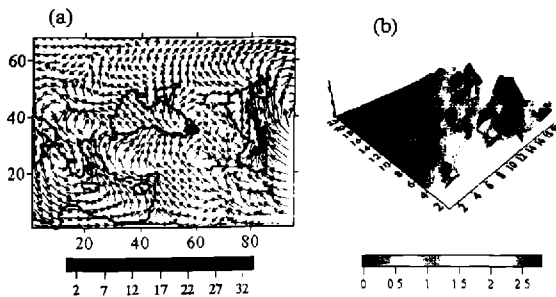


Рис. 2. Поле скоростей ветра на уровне приземного слоя атмосферы при $t = 72$ ч (а), и топография мезомасштабной области в окрестностях г. Батуми (б). Красным кружочком указан г. Батуми.

На боковых границах значения искомых величин равны фоновым значениям в том случае, если поток воздуха направлен внутрь области моделирования, в противном случае используется условие Неймана. Остальные условия аналогичны условиям региональной задачи.

Коэффициенты горизонтальной и вертикальной турбулентности определяются выше приземного слоя атмосферы $z > \delta_s$ помощью известных формул [19, 20]:

$$\mu = \Delta x \Delta y \sqrt{2 \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right)^2 + 2 \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)^2}; \quad v = (0.05 \Delta z)^2 \sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + 2 \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 - \frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}} \quad \text{при } z > h, \quad (4)$$

где h_x – высота приземного слоя воздуха. При $z \leq h_x$ значение v определяется методом параметризации [21], основанного на теории подобия Монина-Обухова, и решения следующей системы уравнений:

$$\begin{aligned} \frac{\partial |\bar{u}|}{\partial z} &= \frac{u_*}{\chi z} \varphi_u(\zeta), & \frac{\partial p}{\partial z} &= \frac{p_*}{\chi} \varphi_p(\zeta), \quad (p = \vartheta, q), \quad \zeta = \frac{z}{L}, \quad L = \frac{u_*^2}{\lambda \chi^2 \vartheta^2} \\ |\bar{u}| &= \frac{u_*}{\chi} f_u(\zeta, \zeta_0), \quad p - p_0 = p_* f_p(\zeta, \zeta_0), \quad \zeta_u = \frac{z_u}{L}, \quad \zeta_0 = \frac{z_0}{L}, & \text{при } z \leq z_{sur} & \quad (5) \\ v_i &= \frac{u_* \chi z}{\varphi_i(\zeta)}, \quad (v_i)_h = \frac{u_* \chi h_x}{\varphi_i(\zeta_h)} \quad (i = u, \vartheta), \quad \zeta_h = \frac{h_x}{L}, \end{aligned}$$

где $|\bar{u}| = (u^2 + v^2)^{0.5}$ – модуль скорости ветра, u_* – скорость трения, ϑ и q – масштабы потенциальной температуры и удельной влажности; χ – постоянная Кармана; z_0 и z_u – параметры шероховатости для ветра и температуры; h_x – высота приземного слоя воздуха; L – масштаб длины; $\lambda = g/\bar{T}$ – параметр конвекции; $\varphi_u(\zeta)$, $\varphi_p(\zeta)$, $f_u(\zeta, \zeta_0)$ и $f_p(\zeta, \zeta_0)$ – непрерывные универсальные функции [21];

Фоновые значения метеорологических полей для каждого временного шага были получены в процессе моделирования перемещения вихревой волны на крупномасштабной территории за интервал времени $96 \text{ ч} \leq t \leq 120 \text{ ч}$. При $t = 96 \text{ ч}$ в окрестностях г. Батуми получен приземный юго-восточный фоновый ветер.

Моделирование осуществляется с помощью численного интегрирования системы уравнений (1)-(5) на конечно-разностной сетке $23 \times 21 \times 50$ с узловыми точками вдоль осей x , y и ζ , соответственно. Горизонтальные шаги брались равными 5 км, вертикальный безразмерный шаг равнялся $1/50$ в атмосфере, вертикальные шаги в почве и морской воде (с количеством 20 уровней) брались равными 10 см; шаг по времени равнялся 1 мин.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

3.1. Результаты региональной модели

Расчёты показали, что в баротропном приближении (при отсутствии теплообмена между подстилающей поверхностью и атмосферой, $T' = 0$ и $S = 0$.) при плоской поверхности земли, синоптическая волна устойчива и, без заметного изменения, перемещается на восток с исходной фазовой скоростью 10 м/с. Синоптическая волна, в бароклинном приближении и при плоской поверхности земли, в процессе перемещения на восток меняется по форме и размеру, при этом появляются и исчезают отдельные мезомасштабные (500–1000 км) вихри скорости ветра (рис. 3). Период существования этих вихрей около 24–36 часов. Вихри получены не только у поверхности Земли, но и в средней и верхней тропосфере. Это указывает на то, что имеет место передача энергии от крупномасштабного вихря мезомасштабным вихрям. Рассмотренный процесс имеет место лишь в случае бароклиной атмосферы и отсутствует в баротропном случае.

Как видно из рис. 4 а, сложный рельеф существенно меняет общую картину крупномасштабного движения воздуха в нижней тропосфере. На движение воздуха, наряду с динамическим бароклинным эффектом, накладывается кинематический эффект рельефа. При $t =$

0 в окрестностях Карпат в результате воздействия орографии возникает мезомасштабное волновое возмущение. На Кавказе и Северном Иране получены зоны дивергенции скорости ветра. В окрестностях восточной части Чёрного моря и Междуречья формируются мезомасштабные циклонические вихри. Над Каспийским морем, холмистыми территориями Ирана и Анатолийского полуострова получены сильные северо-западный, северный, северо-восточный и восточные ветры. К востоку от Каспийского моря над относительно малой территорией получена циклоническая циркуляция ветра. В целом видно, что рельеф западной и центральной частей региона усиливает антициклоническую завихренность фоновое движения воздуха.

Из рис. 4 б видно, что по мере перемещения фоновой вихревой волны на восток, приземное поле течения существенно меняется к моменту времени $t = 24$ ч. Над западной частью региона антициклонический вихрь распадается на антициклонический и циклонический вихри среднего масштаба с центрами в окрестностях Карпат и Крыма, соответственно. Над восточной частью Средиземного моря ветер разделился на два противоположно направленных течения. Два встречных потока воздуха в окрестности Междуречья, конвергируя, формируют сильный юго-восточный ветер, который достигает Южного Кавказа.

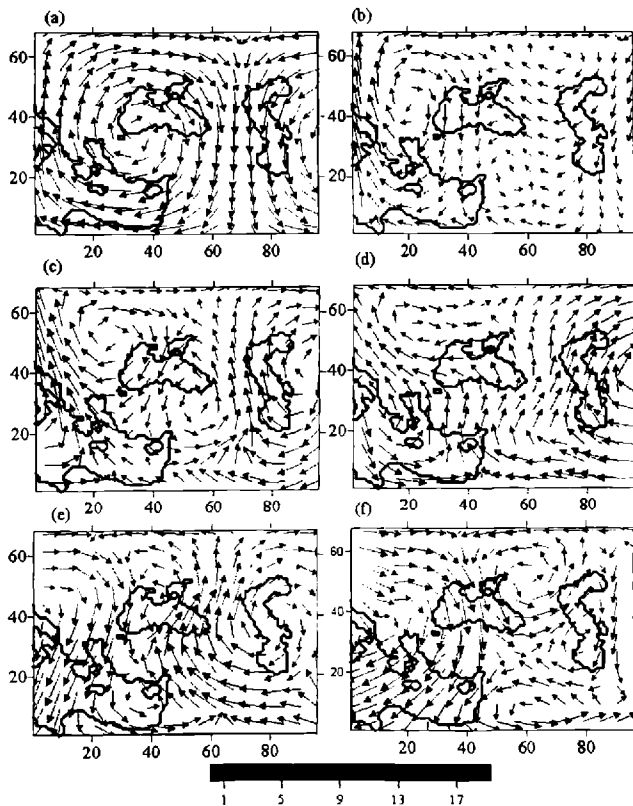


Рис. 3. Поля приземного ветра над плоским рельефом (бароклинный случай), рассчитанные для $t = 0$ (а), 24 (б), 48 (в), 72 (д), 96 (е), и 120 ч (ф).

За интервал времени $\Delta t = 48-72$ часов антициклонический вихрь в окрестности Кавказа постепенно размывается (рис. 4 с, d). В окрестностях Анатолийского полуострова, Кавказа и Каспийского моря возникают антициклонический и циклонический вихри ветра. Над Средиземным морем усиливается циклоническое движение воздуха.

После $t = 96$ часов процесс распространения крупномасштабного волнового вихря вновь повторяется с некоторыми количественными отличиями метеорологических полей.

В целом, полученные поля ветра на уровне приземного слоя атмосферы качественно воспроизводят поля, которые были построены с помощью анализа синоптических карт при прохождении над Кавказом крупномасштабных барических образований [22].

Для количественной оценки эффекта воздействия рельефа были вычислены разности скоростей ветра и температур, полученные при учете влияния неровностей орографии и без её учёта в момент времени $t = 24$ ч. Оказалось, что влияние рельефа в приземном слое воздуха проявляется в уменьшении крупномасштабных циклонической и антициклонической завихрённости. При этом скорость ветра в отдельных участках

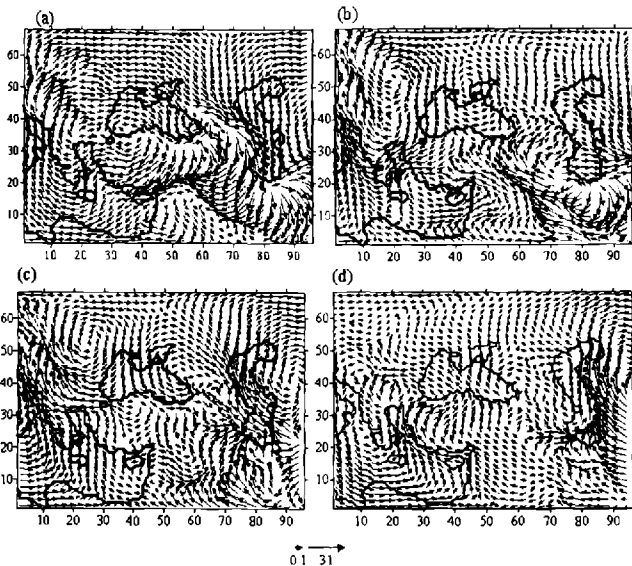


Рис. 4. Приземные поля ветра при $t = 0$ (a), 24 (b), 48 (c), и 72 ч (d).

территории может измениться на величину порядка самой фоновой скорости ветра, а температура воздуха – до 10° С. Таким образом, можно предположить, что неровности орографии в нижней тропосфере способствуют развитию мезомасштабной вихревой турбулентности с последующим сглаживанием полей скорости ветра и температуры.

3.2. Мезомасштабные поля скорости ветра и турбулентность в тропосфере

На рис. 5 показаны пространственные распределения поля ветра, полученные при моделировании мезомасштабной циркуляции в окрестностях г. Батуми. Из рисунка видно, что расчетное поле скорости ветра в нижней и средней тропосфере существенно отличается от фонового ветра как по направлению, так и по величине. На уровне приземного слоя ($z = 50$ м) получены северный, северо-западный и западный ветры. На уровне $z = 1000$ м над Чёрным

морем сформирован мезомасштабный замкнутый вихрь. На высоте 2000 м этот вихрь смещён на юго-запад. В средней и верхней частях тропосферы направление ветра постепенно изменяется. С удалением от поверхности Земли направление ветра приближается к фоновому. Анализ рассчитанного поля ветра показывает, что влияние рельефа значительно в нижнем 3-4 км слое атмосферы. Здесь рельеф может кардинально изменить направление и величину скорости ветра. На уровнях верхней тропосферы преобладает влияние тропопаузы, где на фоновое поле ветра накладывается волновое возмущение.

На рис. 6а приведены графики зависимости коэффициента вертикальной турбулентности от высоты над поверхностью земли, рассчитанные в пяти узловых точках области моделирования. Видно, что коэффициенты вертикальной турбулентности велики в двух областях: в пограничном слое атмосферы и верхней тропосфере (за исключением пункта 5). Коэффициенты вертикальной турбулентности относительно невелики в средней тропосфере, на 2.3-7 км от поверхности земли.

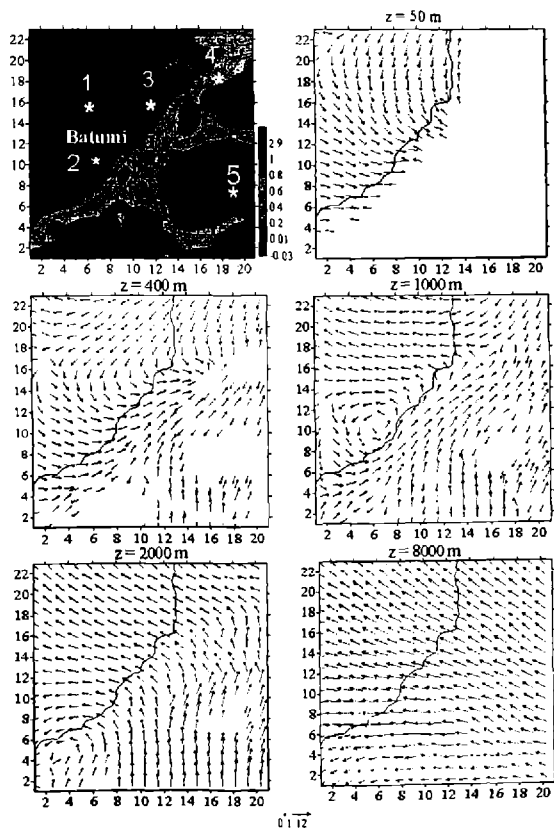


Рис. 5. Топография местности и поля ветра на уровнях: $z = 50$, 400, 1000, 2000, и 8000 м.

Качественно аналогичное вертикальное распределение получено и для коэффициента горизонтальной турбулентности (рис. 6 б). Значения коэффициента горизонтальной турбулентности минимальны на высотах 500 м -1500 м от поверхности земли. С удалением от пограничного слоя атмосферы значения горизонтальной турбулентности постепенно возрастают и вблизи тропопавзы приближаются к значениям, полученным в приземном слое атмосферы. Таким образом непроницаемая для воздуха тропопавза оказывает почти такое же влияние на горизонтальную турбулентность, как и поверхность Земли. Надо отметить, что расчётные значения коэффициентов вертикальной турбулентности находятся в согласии с данными измерений [9].

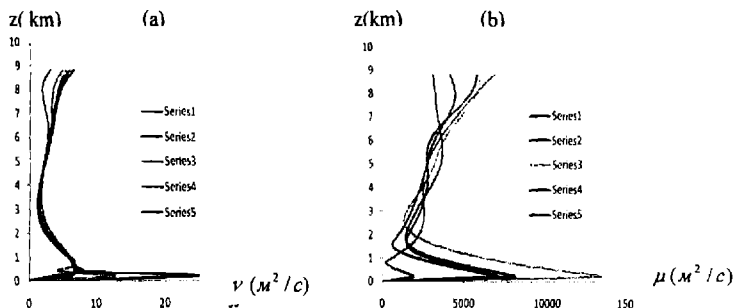


Рис.6. Профили коэффициентов вертикальной ν (M^2 / c) (а) и горизонтальной μ (M^2 / c) (б) турбулентности. Серии 1, 2, 3, 4 и 5 соответствуют точкам, указанным на Рис. 5 (а).

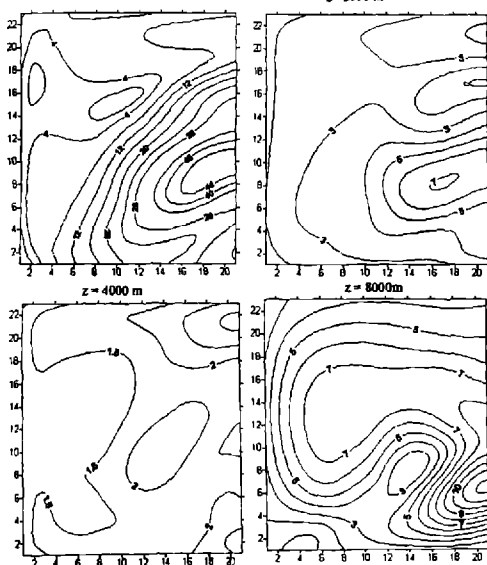


Рис. 7. Распределение вертикального коэффициента турбулентности ν (M^2 / c) на уровнях $z = 50, 2000, 4000$ и 8000 м.

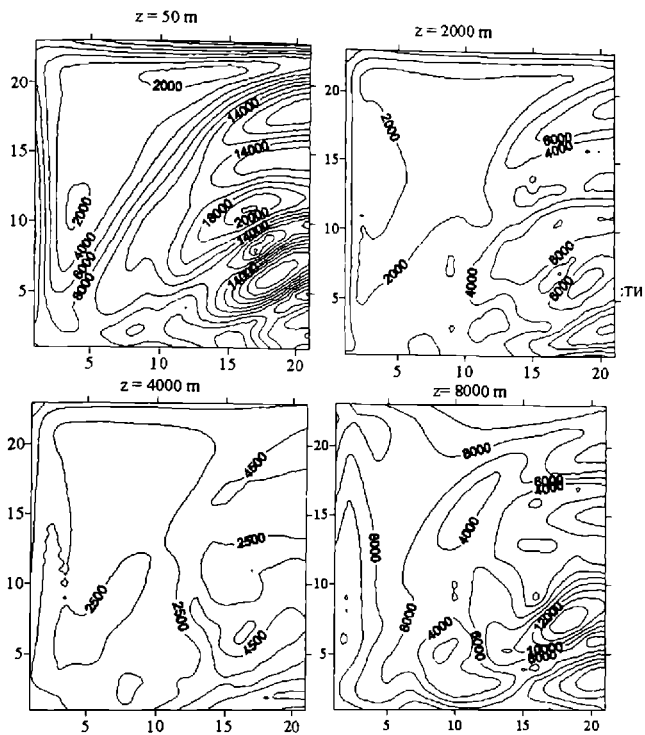


Рис. 8. Распределение горизонтального коэффициента турбулентности μ ($\text{м}^2/\text{с}$) на уровнях $z = 50, 2000, 4000$ и 8000 м.

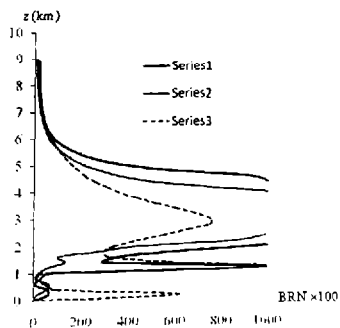


Рис. 9. Профили числа Ричардсона BRN над 3 пунктами (Рис. 5а)

BRN

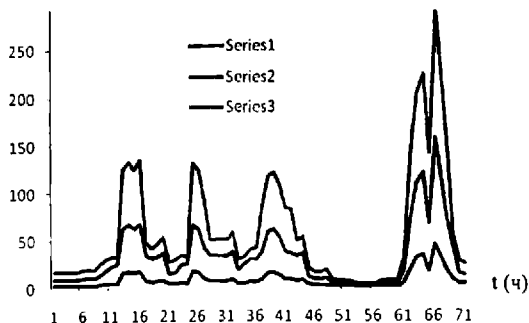


Рис. 10. Временной ход числа Ричардсона BRN на уровнях $z = 2$ м (series 1), 10 м (series 2) и 50 м (series 3).

На рис. 7 показаны горизонтальные распределения вертикальной турбулентности. Значения коэффициента вертикальной турбулентности максимальны в приземном слое, в котором они меняются в интервале $0 \leq \nu \leq 48 \text{ м}^2/\text{с}$. Значения ν минимальны на высоте $z \sim 2-4$ км от поверхности Земли. На этом уровне их значения не превышают $2.5 \text{ м}^2/\text{с}$. На более высоких уровнях ν опять растёт и достигает максимальных значений вблизи тропопаузы.

Аналогичное пространственное распределение получено и для горизонтальной турбулентности (рис 8). Как видно из этих рисунков, атмосферная турбулентность над морем меньше, чем над сушей.

На рис. 9 представлены вертикальные профили чисел балк-Ричардсона (BRN). Наибольшие значения числа $BRN = (g/\bar{T})(\gamma_a - \gamma + \Delta(T' + \bar{T})/\Delta z) / [\Delta u/\Delta z]^2 + (\Delta v/\Delta z)^2$ получены в слое атмосферы 3-6 км от поверхности земли. В этом слое вертикальный градиент скорости ветра сравнительно мал, число Ричардсона значительно больше 45, атмосфера стратифицирована устойчиво. Течение воздуха в мезомасштабной области является частью α -мезовихря (рис. 4а), образованного в результате взаимодействия рельефа Кавказа с фоновым ветром. В пограничном слое атмосферы в результате термического и динамического воздействия поверхности земли изменяется вертикальное распределение метеорологических параметров. Числа BRN в узких слоях между высотами 500 м и 2500 м принимают значения в интервале 10-45. Эти значения BRN соответствуют условиям возникновения [23, 24] и формирования β -мезомасштабного вихря (рис. 5, $z = 1000$ и 2000 м).

Из анализа рис.10 следует, что изменение числа Ричардсона BRN во времени на разных высотах приземного слоя ($z \leq 50$ м) имеет периодический характер с периодом 12- 26 часов. В определённые часы (50-60 ч) число BRN резко уменьшается и может стать меньше 0.25 при котором должна развиваться мелкомасштабная турбулентность. В целом полученная картина временного хода BRN качественно согласуется с результатами [2] (см. рис. 9).

3.3. Обсуждение

Проведённые расчёты показали особенности влияния крупномасштабного рельефа на формирование полей ветра и вихревой турбулентности. В частности, показано что воздействие рельефа на движения синоптического масштаба способствует образованию орографических вихрей. Полученные орографические вихри формируются в нижней тропосфере и их размеры могут быть от нескольких сотен километров до 1000 км и более. Анализ Рис. 3 и 4 показывает что по-видимому, в результате передачи энергии от крупномасштабных возму-

щений к возмущениям меньших масштабов, крупномасштабные размываются и становятся более гладкими.

Основными благоприятными территориями для формирования орографических вихрей являются окрестности прилегающих к морям горных территорий. Высокие горные хребты Кавказа, Анатолийского полуострова и Малой Азии способствуют формированию среднemasштабных зон дивергенции скорости ветра. Над равнинными территориями, находящимися между горными хребтами, в зависимости от фонового течения, образуются полосы сравнительно узких и длинных зон, в которых скорость ветра превышает 20 м/с. С помощью этих потоков теплый воздух Малой Азии может распространиться далеко на север до Главного кавказского хребта (Рис. 4б). Рельеф Кавказа является естественной преградой на пути южного ветра. Однако северный ветер может обтечь Кавказ со стороны Каспийского моря и распространиться на юг, достигая берегов Средиземного моря (Рис. 4а). Такая картина нередко наблюдается на Кавказе, над Чёрным и Каспийским морями особенно в летнее время года [25-27].

При переходе к исследованию мезомасштабной структуры поля ветра с горизонтальным 5 км-шагом сетки, выяснилось, что поле ветра может существенно отличаться от крупномасштабного поля, если фоновая скорость ветра в пограничном слое не превышает 5 м/с. В частности, в окрестностях юго-восточного побережья Чёрного моря, на высоте около 1000 м, формируется замкнутый вихрь диаметром ~ 25-30 км (Рис. 5). По-видимому, такой вихрь может способствовать возникновению смерча, часто наблюдаемого в летнее время на черноморском побережье Грузии [25].

Мезомасштабная неровность рельефа оказывает влияние на пространственное распределение коэффициентов турбулентности (Рис. 7 и 8). Получено, что в пограничном слое атмосферы над морской поверхностью значения горизонтального и вертикального коэффициентов турбулентности в несколько раз меньше, чем значения, полученные над неровной поверхностью суши. Различие тем большее, чем больше высота местности и наклон поверхности земли. В средней тропосфере (2-6 км) различие между ними (над морем и сушей) практически стирается и вновь проявляется вблизи тропопаузы (8-9 км), но в меньшей степени. Профили горизонтального и вертикального коэффициентов турбулентности имеют минимумы в слое атмосферы 2-6 км (Рис. 6).

Качественная одинаковость полученного выше (Рис. 10) и в работе [2] (Рис. 9) временного хода чисел Ричардсона (в течение трёх суток) объясняется одинаковостью рельефных и метеоусловий (Рис. 4) и (Рис. 1 и 3 в [2]). Это позволяет судить о достоверности полученных результатов. В пограничном слое атмосферы в определённые моменты времени динамическое состояние среды становится благоприятным ($10 \leq BRN \leq 45$) для формирования вихревой ячейки (Рис. 5). Ввиду малой фоновой относительной влажности (40%), полученная вихревая ячейка не может развиваться более и превратиться во влажную конвективную систему.

Многослойность полученных вертикальных профилей турбулентных параметров среды (с толщиной слоёв 0.1 – 3 км) наблюдается также в [1] для сложного рельефа, в лабораторных экспериментах, моделирующих процесс конвективной неустойчивости в стратифицированной жидкости [28], и на более высоких уровнях атмосферы (стратосфера и мезосфера) [29-31]. Это означает, что имеется много общего в турбулентных свойствах тропосферы, стратосферы и мезосферы: порядок коэффициентов турбулентности, слоистость вертикальных профилей чисел Ричардсона и чередование турбулентных и ламинарных слоёв атмосферы.

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые проведено численное исследование крупномасштабных полей ветра на стыке трёх континентов: над сложными территориями Юго-восточной Европы, Малой и Юго-западной Азии, Кавказа и Ближнего Востока и акваториями Чёрного, Каспийского и Средизем-

ного морей. Смоделированы мезомасштабные структуры гидродинамических полей в восточной прибрежной части Чёрного моря.

Проведённые расчёты показали особенности влияния крупно- и мезомасштабного рельефа на формирование полей ветра и вихревой турбулентности:

(а) крупные и высокие горные хребты Кавказа, Малой и Юго-западной Азии способствуют формированию среднemasштабных зон дивергенции скорости ветра и вихревых структур;

(б) основными благоприятными территориями для формирования орографических вихрей являются окрестности Карпатских гор и Чёрного, Каспийского и Средиземного морей.

(в) орографические вихри формируются в нижней тропосфере и их размеры могут быть от нескольких сотен километров до 1 тыс. км и несколько больше;

(г) с помощью орографических вихрей атмосфера стремится к установлению более гладкого распределения крупномасштабных метеорологических полей;

(д) на фоне α -мезомасштабных вихрей могут формироваться отдельные β -мезомасштабные вихри в пограничном слое атмосферы в окрестностях море-суша при малых значениях вертикальных градиентов скорости ветра;

(е) подстилающая поверхность и непрозрачность тропопаузы одинаково способствуют усилению турбулизации атмосферы;

(ж) в тропосфере, как и в 10 км-х слоях стратосферы и средней атмосферы, имеются турбулентные расслоения толщиной порядка 0.1-3 км;

(з) вертикальные профили чисел Ричардсона и коэффициентов турбулентности содержат несколько (3-5) экстремумов.

Дальнейшее исследование ставит целью уточнить механизмы турбулизации атмосферы, зарождения и эволюции вихревых структур над рассматриваемым сложным рельефом в крупно- и мезомасштабных гидродинамических процессах.

Литература

1. Weigel A. P., F. K. Chow, M. W. Rotach. On the nature of turbulent kinetic energy in a steep and narrow Alpine valley. *Boundary-Layer Meteorol.* DOI 10.1007/s10546-006-9142-9. Springer Science-Business Media B.V. 2006.
2. S. Kirkwood, M. Mihalikova, T. N. Rao, and K. Satheesan. Turbulence associated with mountain waves over Northern Scandinavia - a case study using the ESRAD VHF radar and the WRF mesoscale model. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, v. 9, 20775-20817, 2009.
3. Nastrom G. D, Gage K. S., and Ecklund W. L. Variability of turbulence, 4-20 km, in Colorado and Alaska from MST Radar Observations. *J. Geophys. Res.*, 1986, 91, pp. 6722-6734.
4. Hocking W. K., Röttger J. The structure of turbulence in the middle and lower atmosphere seen by and deduced from MF, HF and VHF radar, with special emphasis on small-scale features and anisotropy. *Annales Geophysicae.*, v. 19, 933-944, 2001.
5. Smyth W. D. and Peltier W. R. The transition between Kelvin-Helmholtz and Holmboe instability: an investigation of the over-reflection hypothesis. *J. Atmos. Sci.*, 1989, v. 46, p. 3698-3720.
6. Chan P. W. Determination of Richardson number profile from remote sensing data and its aviation application. 14th International Symposium for the Advancement of Boundary Layer Remote Sensing. IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science 1 (2008) 012043. doi: 10.1088/1755-1307/1/1/012043.
7. Zhao Yu, CUI Xiaopeng, and GAO Shouting. Richardson number in a moist atmosphere and its application in the analysis of heavy rainfall events. *Acta Meteor. Sinica*, 2009, v. 24(1), pp. 95-103.
8. Chungu Lu and Steven E. Koch. Interaction of upper-tropospheric turbulence and gravity waves obtained from spectral structure function analyses. *J. Atmos. Sci.*, 2008, v. 65, p. 2676-

9. Gavrilov N. M., 1, S. Fukao. Numerical and the MU radar estimations of gravity wave enhancement and turbulent ozone fluxes near the tropopause. *Annales Geophysicae*. 2004, 22, 3889-3898 p. SRef-ID: 1432-0576/ag/2004-22-3889.
10. Dutta G., M. C. A. Kumar, P. V. Kumar, Rao P. V., Vapiraju B., H. A. Basha. High resolution observations of turbulence in the troposphere and lower stratosphere over Gadanki. *Annales Geophysicae*, v. 27, 2407-2415, 2009.
11. A. A. Kordzadze, A. A. Surmava, D. I. Demetrashvili, and V. G. Kukhalashvili, "Numerical investigation of the influence of the Caucasus relief on the distribution of hydrometeorological fields," *Izvestia, Atmospheric and Oceanic Physics*, vol. 43, no. 6, 2007, pp. 783-791.
12. Марчук Г. И. Численное решение задач динамики атмосферы и океана. Л.: Гидрометеиздат. 1974, 302 с.
13. Гутман Л. Н. Введение в нелинейную теорию мезометеорологических процессов в атмосфере. Л.: Гидрометеиздат. 1969. 296 с.
14. Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы и океана. Л.: Гидрометеиздат. 1984. 752 с.
15. Чудновский А. Ф. Теплофизика почв. М.: Наука. 1976. 352 с
16. Г.И. Марчук, В.П. Дымников, В.Б. Залесный, В.Н. Лыкосов, В.Я. Галин, Математическое моделирование общей циркуляции атмосферы и океана. Л.: Гидрометеиздат. 1984. 320 с.
17. Белов П. Н., Борисенков Е. П., Панин Б. Д. Численные методы прогноза погоды. Л.: Гидрометеиздат. 1989. 376 с.
18. Shuman F. G., Hovemarle L. R. An operational six-layer primitive equation model. *J. Appl. Mech.* 1968. V. 7. No 4. P. 525-547.
19. Зилитинкевич С.С., Монин А.С. Турбулентность в динамических моделях атмосферы. Л.: Наука. 1971. 44 с.
20. Марчук Г. И., Кочергин В. П., Саркисян А. С., и др. Математические модели циркуляции океана. Новосибирск: Наука, 1980, 288 с.
21. Казаков А. Л., Лазриев Г. Л. О параметризации приземного слоя атмосферы и деятельного слоя почвы. *Изв. Ан СССР, сер. Физика атмосферы и океана*. 1978. Т. 14, № 11. с. 257-265.
22. Папинашвили К. И. Атмосферные процессы в Закавказье и их связь с макроциркуляционными процессами над Евразией. Л.: Гидрометеиздат. 1963. 184 с.
23. Troutman T. W., Elson D. B., and Rose M. A. A severe weather threads checklist to determine pre-storm environment. www.srh.noaa.gov/ohx/?n=checklist
24. Bulk Richardson number. – Wikipedia, the free encyclopedia. http://www.mythical-buddies.com/index.php?q=Bulk_Richardson_number
25. Кордзахия М. Климат Грузии. Издат. АН Грузии. Тбилиси, 1961, 241 с.
26. Атлас волнения и ветра Чёрного моря. Л.: Гидрометеиздат, 1969, 112 с.
27. Климат и климатические ресурсы Грузии. Л.: Гидрометеиздат, 1971, 384 р.
28. Chashechkin Yu. D. Stochasticity of convective flows in a stratified liquid. Non-linear waves: Stochasticity and Turbulence. Gorky: AN SSSR. IPF, 1980, pp. 131-139.
29. Thrane E. V. et al. Neutral air turbulence in the upper atmosphere observed during the Energy Budget Campaign. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 1985, v. 47, pp. 243-264.
30. Schmidlin F. J., Carlson M., Rees D., Offermann D., Philbrick, and Widdel H. U. Wind structure and variability in the middle atmosphere during the November 1980 Energy Budget Campaign. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 1985, v. 47, pp. 183-193.
31. Gvelesiani A. I., Eliava A. T. On the subrange of buoyancy of the turbulent mesosphere. *Izv. RAN, FAO*, 1998, v. 34, No. 2, pp. 241-244.

რთული დიდი- და მეზომასშტაბური რელიეფების გავლენა ქარის და ტურბულენტობის ველებზე

სურმავა ა. ა., გველესიანი ა. ი.

რეზიუმე

სამი კონტინენტის მიჯნაზე მდებარე რთული ტერიტორიისათვის: სამხრეთ-აღმოსავლეთ ევროპის, მცირე აზიის, ახლო აღმოსავლეთის, კავკასიისა და შავი, კასპიის და ხმელთაშუა ზღვების აკვატორიებისათვის პირველადაა მოდელირებული და შესწავლილი ქარისა და ტურბულენტობის ველები. ცინოპტიკური მასშტაბის (~ 6000 კმ) გრივალური ტალღის მაგალითზე შესწავლილია 1000 კმ რიგის ოროგრაფიული გრივალის წარმოშობა და ევოლუცია.

წარმოშობილი გრივალის მეზომასშტაბურ უბანზე (~ 100 კმ), შავი ზღვის აღმოსავლეთ სანაპიროსთან, შესწავლილია ქარის ჰიდროდინამიკური სტრუქტურა, პორიზონტალური და ვერტიკალური ტურბულენტობისა და რინარდსონის რიცხვის სივრცული განაწილება. ნაჩვენებია, რომ ლოკალური რელიეფი, ატმოსფეროს ჰიდროდინამიკა და ქაერისათვის გაუჭოლვადი ტროპოპაუზა ხელს უწყობენ მ-მეზომასშტაბის გრივალის წარმოშობასა და ტურბულენტობის გაძლიერებას ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენასა და ტროპოპაუზის მახლობლობაში. ტურბულენტობის კოეფიციენტების მინიმალური მნიშვნელობები მიღებულია მიწის ზედაპირიდან 2300მ-დან 4000 მ-დე სიმაღლეებზე.

მიღებული ტურბულენტობის მახასიათებლების პროფილები თითქმის იმავე სახისაა, როგორც მეზოსფეროსა და ქვედა თერმოსფეროში. უნდა აღინიშნოს აგრეთვე რინარდსონის რიცხვის ვერტიკალური პროფილების მრავალსიხშირიანი 0.1-3 კმ მახასიათებელი სისქის მქონე ურთიერთმონაცვლე ტურბულენტური და ლამინარული ფენების ზოლოვნება ქვედა და ზედა ატმოსფეროში.

О ВЛИЯНИИ СЛОЖНОГО КРУПНО- И МЕЗОМАСШТАБНОГО РЕЛЬЕФОВ НА ПОЛЯ ВЕТРА И ТУРБУЛЕНТНОСТИ

Сурмава А. А., Гвелесиани А. И.

Реферат

Впервые проведено численное моделирование и изучение полей ветра и турбулентности на стыке трёх континентов: над сложными территориями Юго-восточной Европы, Малой Азии, Ближнего Востока, Кавказа и акваториями Чёрного, Каспийского и Средиземного морей. На примере перемещающейся вихревой волны синоптического масштаба (~ 6000 км) прослежены образование и последующая эволюция орографических вихрей порядка 1000 км.

На мезомасштабном участке (~ 100 км) образовавшегося среднемасштабного вихревого течения, в окрестностях восточного побережья Чёрного моря, методом вставленных сеток изучена гидродинамическая структура ветра. Рассчитаны поля ветра, пространственные распределения коэффициентов горизонтальной и вертикальной турбулентности и числа Ричардсона. Показано, что локальный рельеф, гидротермодинамика атмосферы и непроницаемая для воздуха тропопауза способствуют формированию β-мезомасштабного вихря и усилению турбулентности в окрестностях пограничного слоя атмосферы и тропопаузы. Ми-

нимальные значения коэффициентов турбулентности получены на высотах между 2300 м и 4000 м от поверхности земли.

В характерах распределения параметров турбулентности, рассчитанных для тропосферы и известных результатов наблюдений в стратосфере и мезосфере, имеется много общего: порядок коэффициентов турбулентности, многослойность вертикальных профилей чисел Ричардсона и чередование турбулентных и ламинарных слоёв толщиной порядка 0.1-3 км.

ON THE INFLUENCE OF COMPLEX LARGE- AND MESOSCALE RELIEFS ON THE WIND AND TURBULENCE FIELDS

Surmava A. A., Gvelesiani A. I.

Abstract

The numerical investigation of wind and temperature fields at the interfaces amount of three continents: above the complex relief of south-east Europe, Asia Minor and south-west Asia, north-east Africa, Caucasus, Near East and waters of the Black, Azov, Caspian and Mediterranean seas has been made for the first time. On the example of transient vortical wave of synoptic scale (~ 6000 km) the generation and development of orographically induced vortices ~ 1000 km were traced. The calculations showed the peculiarities of the influence of large- and mesoscale terrains on formation of wind fields and vortex turbulence.

By using the numerical integration of the equations of atmosphere hydrodynamics the wind fields and vertical and horizontal coefficients of turbulence were calculated at the movement of vortex wave above the complex relief. The main consideration is given to the investigation of spatial distribution of subgrid scale turbulence. It is shown that the difficult terrain and air-tight tropopause have the same influence on turbulence development. In the vicinity of atmospheric and tropopause boundary layer, the close values are obtained for coefficients of turbulence. The minimum turbulization of the atmosphere is obtained in atmospheric layer from the ground surface at the height between 2300 m and 4000 m. The results of calculations are compared with the literature data of other investigations for the similar relief.

It was also shown that the properties of distribution of turbulence parameters calculated in lower atmosphere and obtained by observations in mesosphere have a lot of common: stratified distribution of Richardson number in the troposphere, lower stratosphere and mesosphere; alternation of turbulent and laminar layers with the thickness of the order of 0.01-3 km.