

Научная статья

Original article

УДК 551.554



ГЕНЕРАЦИЯ ТУРБУЛЕНТНОСТИ В БРИЗОВОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ
TURBULENCE GENERATION IN BREEZE CIRCULATION

Коник Александр Александрович, кандидат географических наук, Институт океанологии им П.П. Ширшова РАН, г. Москва

e-mail: konikrshu@gmail.com

Бухарев Антон Андреевич, бакалавр, Российский Государственный Гидрометеорологический Университет, г. Санкт-Петербург

e-mail: anton.bukharev@gmail.com

Крайнова Майя Сергеевна, бакалавр, Российский Государственный Гидрометеорологический Университет, г. Санкт-Петербург

e-mail: krainova.maya@mail.ru

Дряпак Вероника Игоревна, бакалавр, Российский Государственный Гидрометеорологический Университет, г. Санкт-Петербург

e-mail: veronikadryapak@gmail.com

Арсюхина Надежда Алексеевна, бакалавр, Российский Государственный Гидрометеорологический Университет, г. Санкт-Петербург

e-mail: arsuhinanadezda@gmail.com

Konik Alexander Alexanderovich, Candidate of Geographical Sciences, Shirshov Institute of Oceanology of RAS, Moscow

e-mail: konikrshu@gmail.com

Международный журнал прикладных наук и технологий "Integral"

Bukharev Anton Andreevich, bachelor, Russian State Hydrometeorological University, Saint-Petersburg

e-mail: anton.bukharev@gmail.com

Krainova Maia Sergeevna, bachelor, Russian State Hydrometeorological University, Saint-Petersburg

e-mail: krainova.maya@mail.ru

Dryapak Veronika Igorevna, bachelor, Russian State Hydrometeorological University, Saint-Petersburg

e-mail: veronikadryapak@gmail.com

Arsyuhina Nadezhda Alekseevna, bachelor, Russian State Hydrometeorological University, Saint-Petersburg

e-mail: arsuhinanadezda@gmail.com

Аннотация

В статье рассматривается влияние явления бризовой циркуляции на распределение кинетической энергии турбулентности с использованием двумерной негидростатической модели пограничного слоя атмосферы. В модель была введена кинетическая энергия турбулентности для параметризации коэффициента турбулентности. Проведена серия экспериментов, в ходе которых получены пространственные распределения динамических характеристик. Показано, что при горизонтальной неоднородности подстилающей поверхности турбулентность в планетарном погранично слое значительно усиливается за счет формирования бризовой циркуляции.

Abstract

The article considers the influence of the breeze circulation phenomenon on the distribution of turbulence kinetic energy using a two-dimensional non-hydrostatic model of the atmospheric boundary layer. The turbulence kinetic energy was introduced into the model to parameterize the turbulence coefficient. A series of experiments were conducted to obtain spatial distributions of dynamic characteristics. It is shown that

turbulence in the planetary boundary layer is significantly enhanced due to the formation of breeze circulation in the presence of horizontal heterogeneity of the underlying surface.

Ключевые слова: планетарный пограничный слой, бризовая циркуляция, коэффициент турбулентности, горизонтальная неоднородность, математическое моделирование.

Keywords: planetary boundary layer, breeze circulation, turbulence coefficient, horizontal heterogeneity, mathematical modeling.

Бризовая циркуляция одно из примечательных атмосферных явлений, которое возникает только в прибрежных областях вблизи больших водных масс. Эти регулярные изменения в направлении ветра генерируются за счет разности в дневном прогреве поверхности суши и воды или эффекта горизонтальной неоднородности подстилающей поверхности.

В основе исследования лежит использование негидростатической двумерной модели для воспроизведения развития бризовой циркуляции. Использование двумерной модели, даже не смотря на развитие вычислительных мощностей обрабатывающих ЭВМ, не утратило актуальности с научной точки зрения. Эти соображения показаны в работе [1], исполненной коллективом сотрудников Главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова. Кроме того, обширный обзор посвященный исследованию, в которых изучаются вопросы связанные с бризовой циркуляцией на основе численных моделей [2] отмечает, что большая часть из них была проведена, используя двумерные гидростатические модели.

В модели использованы некоторые приближения. Можно считать, что береговая линия является прямой линией, а метеорологические характеристики остаются неизменными в направлении параллельном этой линии. Движение жидкости считается несжимаемым.

Область интегрирования представлена в виде прямоугольника, с осями Z и X направленным вертикально вверх и перпендикулярно береговой линии соответственно, с началом координат на поверхности земли у сухопутной границы области интегрирования.

В общем виде уравнения горизонтально-однородного слоя включают в себя преобразованные уравнения движения Навье-Стокса для несжимаемой жидкости (когда вертикальная скорость равна 0) и уравнение переноса тепла.

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} k_m \frac{\partial u}{\partial z} \quad (1.1)$$

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} k_t \frac{\partial \Theta}{\partial z} \quad (1.2)$$

По уравнениям (1.1) и (1.2) рассчитывались значения характеристик на боковых границах области интегрирования, на которых происходит переход от исследуемой области с горизонтально-неоднородной подстилающей поверхностью к горизонтально однородным участкам суши с одной стороны и моря с другой.

$$\frac{\partial \Omega}{\partial t} = \frac{1}{\rho^2} J(P, \rho) - J(\Omega, \Psi) + F_t, \quad (1.3)$$

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = J(\Theta, \Psi) + \frac{\partial}{\partial z} k_T \frac{\partial \Theta}{\partial z}, \quad (1.4)$$

$$\nabla^2 \Psi = \Omega, \quad (1.5)$$

$$P = \rho R T, \quad (1.6)$$

$$\Theta = T \left(\frac{1000}{P} \right)^{\frac{R}{C_p}}. \quad (1.7)$$

Где $J(p, q) = \frac{\partial p}{\partial x} \frac{\partial q}{\partial z} - \frac{\partial p}{\partial z} \frac{\partial q}{\partial x}$ – якобиан или определитель Якоби, Ω – вихрь скорости, ρ – плотность сухого воздуха, P – атмосферное давление, Ψ – функция тока, Θ – потенциальная температура воздуха, R – универсальная газовая постоянная, C_p – удельная теплоемкость при постоянном давлении, T – температура воздуха, F_m – турбулентное трение вихря скорости.

Параметризация коэффициентов происходит за счет введения кинетической энергии турбулентности.

$$e = \frac{1}{2} (\overline{u'^2} + \overline{w'^2}), \quad (1.8)$$

$$k_M = l_m \sqrt{\frac{e}{C_1}}, \quad (1.9)$$

$$k_T = Pr * l_h \sqrt{\frac{e}{C_1}}, \quad (1.10)$$

$$l_{h,m} = \frac{\kappa z \lambda_{h,m}}{\kappa z + \lambda_{h,m}}, \quad (1.11)$$

$$\frac{de}{dt} = k_M \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)^2 \right] - \frac{g}{\theta} k_T \frac{\partial \theta}{\partial z} - \varepsilon + \frac{\partial}{\partial z} k_T \frac{\partial e}{\partial z} \quad (1.12)$$

Где k_M и k_T - коэффициенты турбулентной вязкости и турбулентной диффузии; Pr - число Прандтля равное 0,95; $l_{h,m}$ - турбулентный путь смешения; e - кинетическая энергия турбулентности; C_1 - константа принимаемая равной 3,7; κ - постоянная кармана; $\lambda_{h,m}$ - константы.

Путь смешения является довольно сложной для расчета величиной, для которой необходимо привлечение эмпирических данных и теорий. В данной модели используется метод расчета предложенный в модели общей циркуляции атмосферы Главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова [3].

Для расчета дифференциальных слагаемых использовался метод конечно-разностных аналогов, с применением нескольких схем интегрирования по времени: Эйлера, «чехарды» и Адамса-Бэшфорта.

На всех границах функция тока оставалась равной нулю на протяжении всего эксперимента. Таким образом, поток не пересекал границу исследуемой области.

$$\Psi=0$$

Температура на нижней границе для суши считалась сообразно с суточным ходом.

$$\theta(x, t) = \theta_0 + A \sin(w_z t), \quad (1.13)$$

где A амплитуда суточного хода температуры; t – время в секундах с момента восхода Солнца; θ_0 – начальная температура.

Температура поверхности моря оставалась неизменной.

Кинетическая энергия турбулентности уменьшается с высотой и считается равной 0 на границе пограничного слоя, в то время как у земной поверхности она связана с динамической скоростью [4].

$$e_{z=H} = 0$$

Нижнее граничное условие кинетической энергии

$$e_{z=z_v} = C_1 \cdot v^{*2}$$

Где v^* – динамическая скорость

Ее можно рассчитать исходя из логарифмического распределения скорости в пограничном слое:

$$v^* = u_1 \cdot \ln \frac{z_1}{z_{00}} \quad (2.24)$$

где u_1 – скорость ветра на высоте z_1 ; z_{00} - параметр шероховатости

Параметр шероховатости для суши принимается равным 0,03 м. Для моря он рассчитывается по соотношению Чарнока:

$$z_{00} = 0,015 \cdot \frac{v^{*2}}{g}$$

Таким образом, в любой момент времени известны поля следующих величин: поле температуры, поле давления, поле функции тока Ψ , поле вихря Ω , и поля двух компонент скорости u and w .

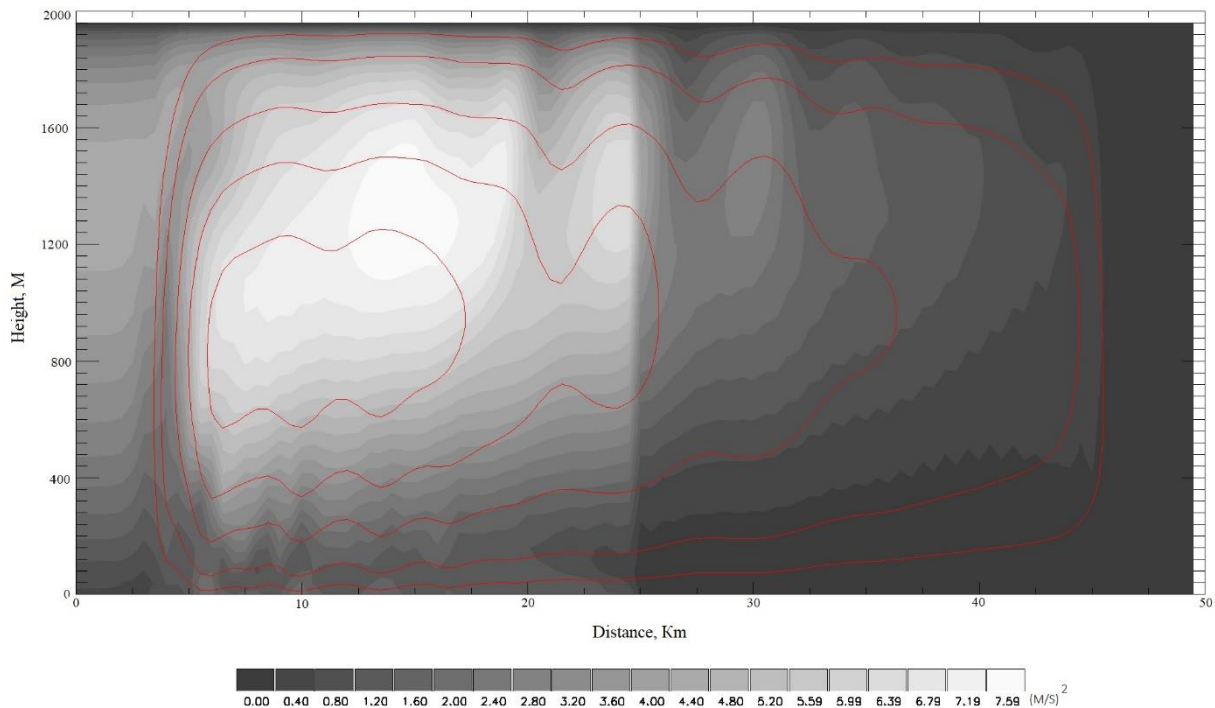


Рисунок 1. Эволюция бризовой циркуляции в 1600 LST

Как видно на рис.1 в 16:00 часов по местному времени бризовая циркуляция охватывает всю исследуемую область. Замкнутыми линиями изображены линии тока, по которым воздух циркулирует по часовой стрелке.

Видно, что форма бризовой ячейки достаточно хорошо соотносится с представлениями о структуре бризовой циркуляции [5].

Для оценки вклада бризовой циркуляции в турбулентный режим пограничного слоя, сравнивались распределения кинетической энергии турбулентности на боковых границах, а также на удалении 12,5 км в обе стороны от береговой линии (береговая линия находится на расстоянии 25 км от начала координат).

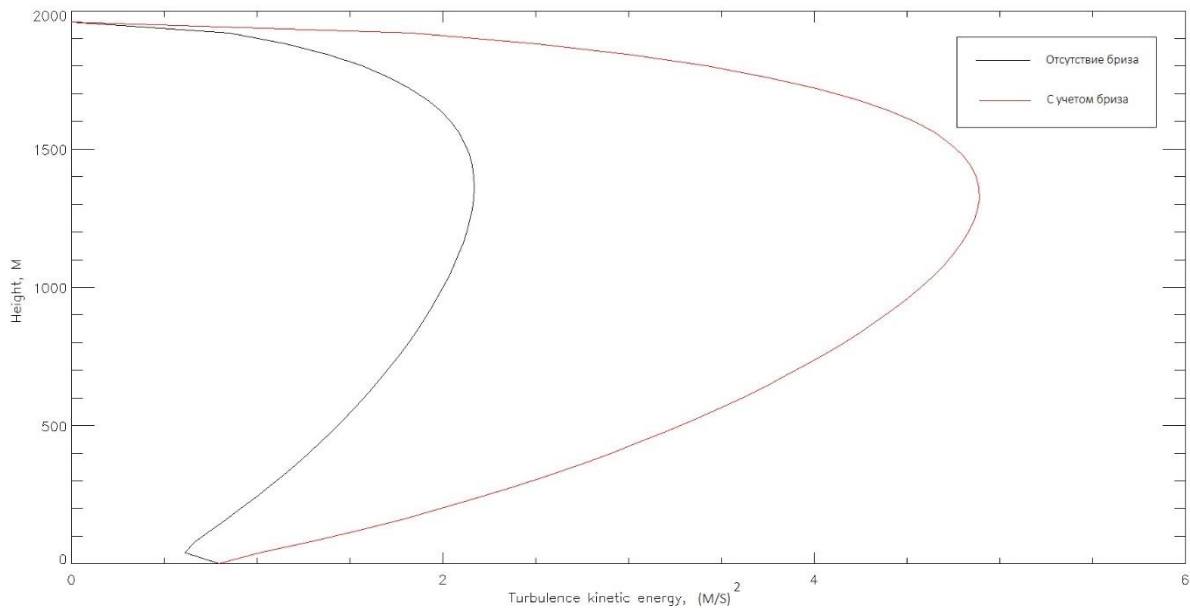


Рисунок 2. Вертикальный профиль кинетической энергии турбулентности на сухопутной границе области интегрирования за 1600 LCT

На рис. 2 видно, что турбулентность на сухопутной границе в случае горизонтально-неоднородной подстилающей поверхности превосходит таковую на горизонтально-однородном участке более чем в 2 раза. То есть влияние бриза все еще значительно на расстоянии 25 км от берега в сторону суши.

По рис. 3 можно сделать аналогичный вывод и для участка, отстоящего от берега на расстояние 12,5 км, но в вертикальном распределении кинетической энергии турбулентности еще больше и отличается почти в 5 раз.

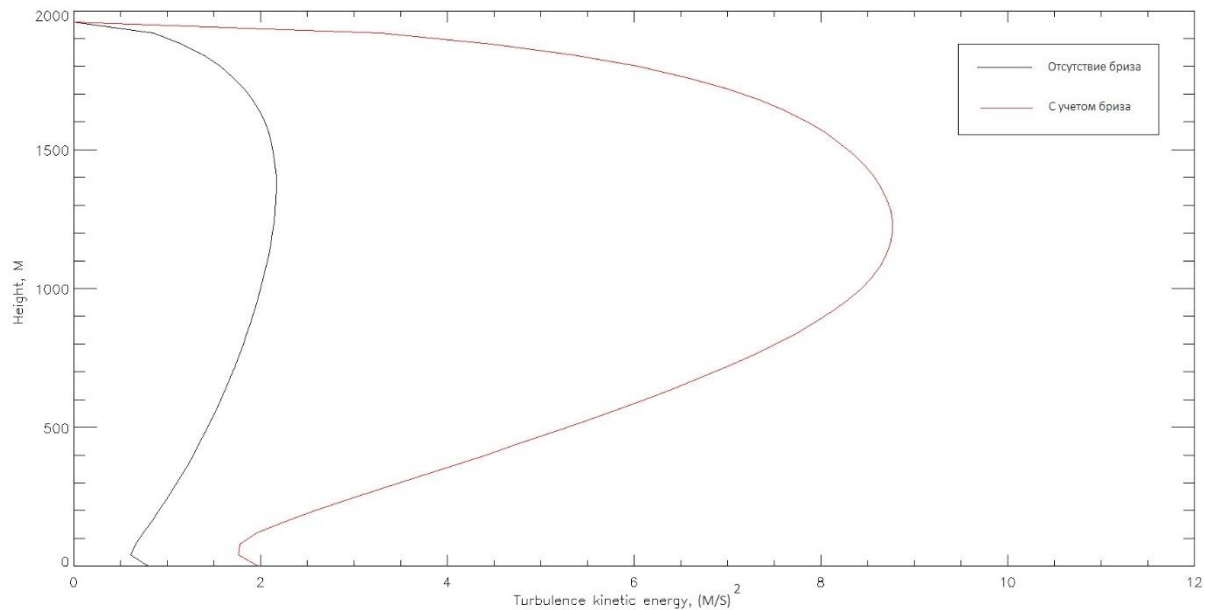


Рисунок 3. Вертикальный профиль кинетической энергии турбулентности в центре сухопутной области интегрирования за 1600 LCT

Иначе ситуация выглядит над морской областью, которая начинается на расстоянии 25 км от начала координат.

Из рис. 4 видно, что в распределение кинетической энергии на расстоянии 12,5 км от берега в сторону моря отличается как по виду, так и численно. Для горизонтально-однородной области наблюдается классическое распределение энергии турбулентности с высотой. Заметно, насколько турбулентность усиливается над морем, начиная с высоты 200 м.

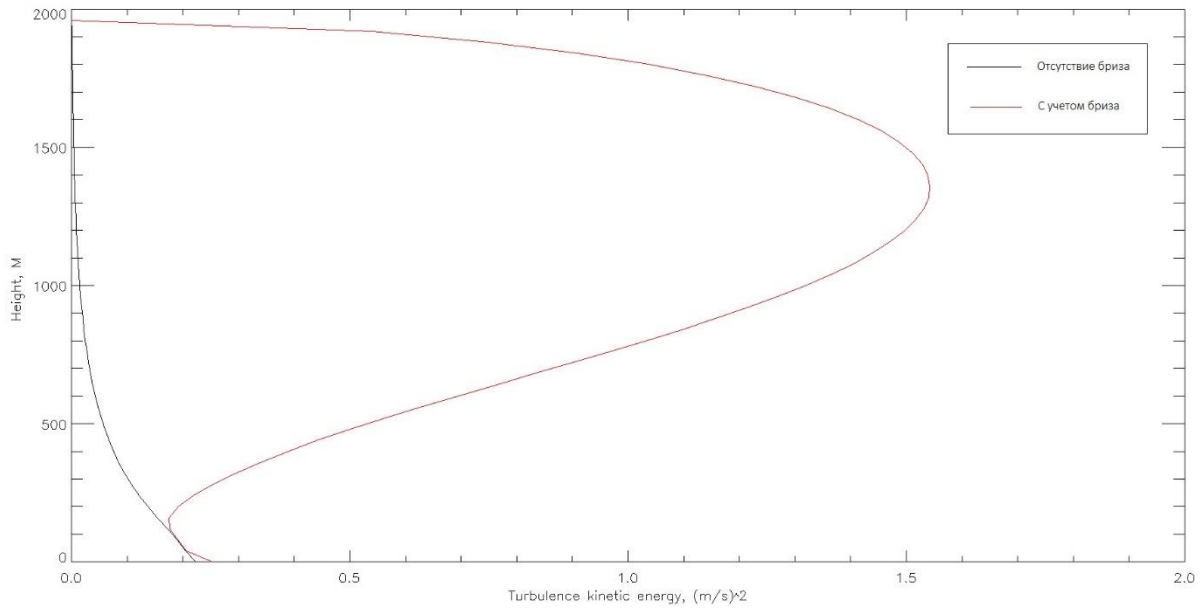


Рисунок 4. Вертикальный профиль кинетической энергии турбулентности в центре морской области интегрирования за 1600 LCT

Как и в случае с распределением над сушей, интенсивность турбулентного обмена над морем уменьшается по мере удаления от берега. Наконец, на морской границе (25 км от берега), бриз перестает оказывать влияние на кинетическую энергию турбулентности, рис. 5.

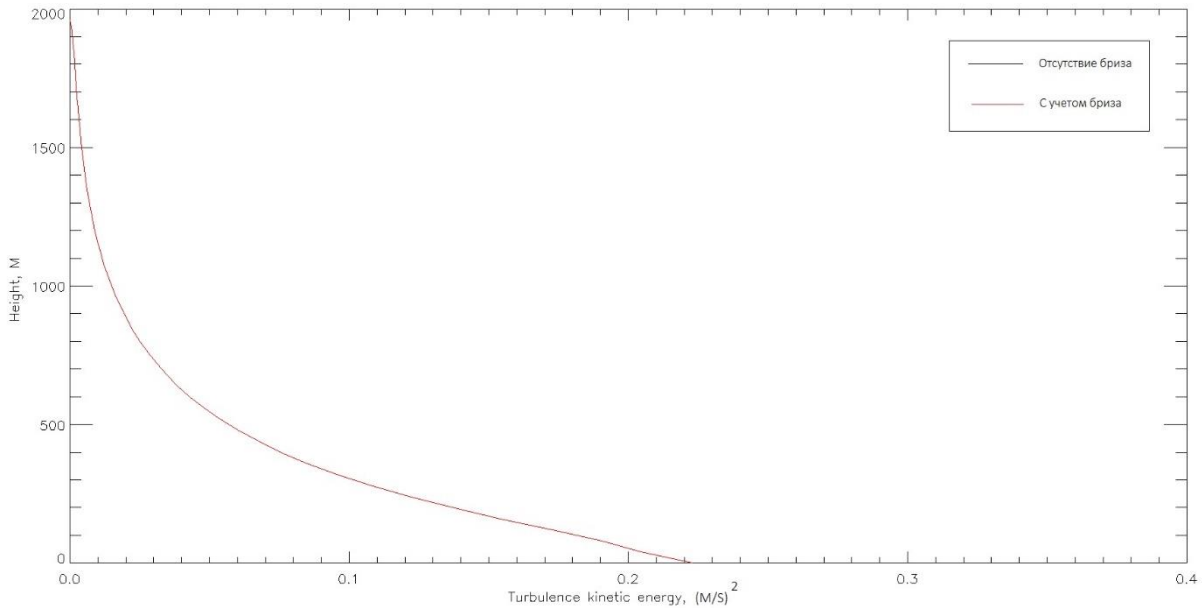


Рисунок 5. Вертикальный профиль кинетической энергии турбулентности на морской границе области интегрирования за 1600 LST

Легко заметить, что бризовая циркуляция, создаваемая вследствие горизонтальной неоднородности, вносит значительные изменения в распределение динамических характеристик потока с высотой. Над сушей распределение кинетической энергии в обоих случаях имеет общий вид, но значительно отличается количественно. Над морем и вид вертикального профиля и численные значения кинетической энергии турбулентности значительно отличаются от участков лежащих на достаточном удалении от береговой линии. Кроме того и для суши и для моря характерно усиление различий в вертикальном распределении различий по мере приближения к берегу.

Список литературы

1. Надежина Е.Д., Школьник И.М., Стернзат А.В., Егоров Б.Н., Пикалева А.А. Испарение с орошенных участков в аридных регионах по оценкам системы моделей регионального климата и пограничного слоя атмосферы. Метеорология и гидрология. 2018. №6 С. 87-97.
2. Crosman E.T., Horel J. D. Sea and lake breezes: a review of numerical studies. Boundary-Layer Meteorology 137, 2010. P.1–29.

3. Мелешко В.П., Матюгин В.А., Спорышев П.В., Павлова Т.В., Говоркова В.А., Школьник И.М., Байдин А.В. Модель общей циркуляции атмосферы ГГО. Труды ГГО. 2014. Вып. 571 С. 5-88.
4. Булгаков К.Ю., Фокина К.В. Моделирование приводного слоя с параметризацией стратификации и элементов влияния ветрового волнения // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2021. Т. 14, № 2. С. 3–16. doi: 10.7868/S2073667321020015.
5. Miller S.T.K., Keim B.D., Talbot R.W., Mao H. Sea breeze: structure, forecasting and impacts. *Rev Geophys* 41, 2003. P. 1–131.

Literature

1. Nadezhina E.D., Shkolnik I.M., Sternzat A.V., Egorov B.N., Pikaleva A.A. Evaporation from irrigated areas in arid regions according to estimates of the system of regional climate and atmospheric boundary layer models. *Meteorology and Hydrology*. 2018. №6 p. 87-97.
2. *Crosman E.T., Horel J. D.* Sea and lake breezes: a review of numerical studies. *Boundary-Layer Meteorology* 137, 2010. P.1–29.
3. Meleshko V.P., Matyugin V.A., Sporyshev P.V., Pavlova T.V., Govorkova V.A., Shkolnik I.M., Baidin A.V. MGO model of general circulation of the atmosphere. *Proceedings of MGO*. 2014. Vol. 571 p. 5-88.
4. Bulgakov, K.Yu.; Fokina, K.V. Modeling of the surface layer above sea with parameterization of stratification and elements of wind wave influence // *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2021. V. 14, № 2. p. 3-16. doi: 10.7868/S2073667321020015.
5. *Miller S.T.K., Keim B.D., Talbot R.W., Mao H.* Sea breeze: structure, forecasting and impacts. *Rev Geophys* 41, 2003. P. 1–131.