

Lozovskaya Ksenia Alexandrovna
E-mail: lozovskaya.ksenia@yandex.ru
79, Lane 12, Taganrog, Russia.
Phone: +79185681733.
The Department of Higher Mathematics.

УДК 550.34

Н.Н. Скорбеж, Г.В. Куповых, А.В. Шаповалов

**О ВОЗМОЖНОМ ВЛИЯНИИ ВАРИАЦИЙ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ
НА КЛИМАТИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ И МЕЗОЦИРКУЛЯЦИЮ
В АТМОСФЕРЕ ЗЕМЛИ**

Проведен анализ влияния вариаций солнечной активности на процессы циркуляции нижних слоев атмосферы с помощью теоретической модели. Модель состоит из уравнений движения атмосферы с учетом турбулентности и сил Кориолиса. Построена зависимость индекса Блинновой от разности атмосферного давления на разных географических широтах. Атмосферное возмущение обусловлено уменьшением высот изобарических поверхностей на высокоширотной границе пояса Блинновой во время первой фазы, и их увеличением – во время второй фазы. Предложена гипотеза формирования локальных интенсивных вихрей (смерчей) в атмосфере.

Климат; мезоциркуляция; солнечная активность; атмосферные вихри; атмосферная циркуляция.

N.N. Skorbezh, G.V. Kupovykh, A.V. Shapovalov

**ABOUT POSSIBLE INFLUENCE OF THE SOLAR ACTIVITY VARIATIONS
ON CLIMATE FACTORS AND MESOCIRCULATION IN THE EARTH
ATMOSPHERE**

The influence of the solar activity variations on the circulation processes of the lower layers of the atmosphere using theoretical model is analyzed in this work. The model consists of atmospheric dynamics equations with turbulence and Coriolis forces. The dependence of Blinova's index and atmospheric pressure difference on various geographic latitudes is developed. The atmospheric disturbance is depended on the decreasing of isobaric surfaces decreases on the high latitudes boundary of Blinova's loop during first phase and on its increasing - during the second phase. The hypothesis of local intensity vortex (whirlwind) forming in the atmosphere is suggested.

Climate; mesocirculation; solar activity; atmospheric vortex; atmospheric circulation.

В последние годы применительно к задачам солнечно-земной физики развивается известный подход, часто называемый синергетическим. Его основная идея состоит в том, что плазма в космических условиях должна обнаруживать свойства “самоорганизации” – упорядочения структуры течений, полей и т. п. При наблюдениях магнитных полей в атмосфере Солнца, например, такая тенденция действительно проявляется в виде иерархии взаимодействующих дискретных структур. Этот фундаментальной важности факт может служить объяснением, почему наша Земля и солнечно-земная среда в целом – сложно организованная природная система – устойчива.

В Северо-Кавказском регионе наибольший ущерб жизнедеятельности людей доставляют интенсивные атмосферные процессы, имеющие вихревую структуру (суперъячейковые градовые облака, ураганы, смерчи). В связи с этим необходимо

научиться прогнозировать их возникновение, определять физические параметры, влияющие на поведение атмосферных вихрей, развитие и движение смерчей.

Чрезвычайная изменчивость погоды в городах Кавказских минеральных вод и Ставропольского края обусловлена прохождением черноморских циклонов, траектории которых определяются топографией изобарических поверхностей и, следовательно, характером общей циркуляции атмосферы. Учитывая это, рассмотрим, как влияют на циркуляцию нижних слоёв атмосферы вариации солнечной активности.

Для рассматриваемых случаев введём индекс Блиновой [3] (индекс атмосферной циркуляции)

$$A = \frac{\bar{\omega}}{\bar{\Omega}} \cdot 10^3, \quad (1)$$

где $\bar{\omega}$ – средняя (в поясе широт $\varphi = 45 - 65^\circ$) угловая скорость зонального движения атмосферы относительно поверхности Земли и $\bar{\Omega} = \frac{2\pi}{86000}$ – угловая скорость вращения Земли; на широте Кисловодска ($\varphi = 44^\circ 2'$) и Москвы ($\varphi = 45^\circ 1'$) величина $A = 1$ соответствует линейной скорости ветра 16 см/с .

Таким образом, скорость атмосферной циркуляции оказывается на $20 - 40 \text{ см/с}$ выше нормы на начальной фазе и на $20 - 60 \text{ см/с}$ ниже – на поздней фазе возмущения [3].

Построим зависимость индекса Блиновой от разности атмосферного давления на разных географических широтах.

Как было отмечено выше, атмосфера участвует в суточном вращении Земли с угловой скоростью $\bar{\Omega}$. На каждую частицу воздуха, обладающего единичной массой, перемещающуюся со скоростью \vec{v}_a относительно земной поверхности, действует инерционная сила (сила Кориолиса) [6]

$$\vec{F}_K = 2\bar{\Omega} \times \vec{v}_a. \quad (2)$$

Направим ось X по касательной к широтному кругу с запада на восток, ось Y по касательной к меридиану с юга на север, а ось Z вверх к зениту.

Тогда для вектора скорости \vec{v}_a компонентами являются u, v и w , а для вектора $\bar{\Omega} - \omega_x, \omega_y$ и ω_z .

Вектор $\bar{\Omega}$ направлен вдоль оси вращения Земли в сторону Северного полюса (рис. 1).

Составляющая силы Кориолиса по оси X и (горизонтальная компонента) равна

$$\vec{F}_{KX} = 2u\Omega \sin \varphi. \quad (2')$$

Выше приземного (в пределах пограничного) слоя атмосферы модуль скорости ветра и его направление определяются совместным действием сил тяжести, барического градиента, турбулентного трения [4,5,8] и отклоняющей силы вращения Земли.

Уравнение движения атмосферы в векторной форме имеет вид [7]

$$\rho \frac{d\vec{v}_e}{dt} = \vec{F}' + \vec{g} + \vec{F}_K + \vec{F}_{mp}, \quad (3)$$

где \vec{F}' – сила барического градиента, \vec{F}_{mp} – сила трения.

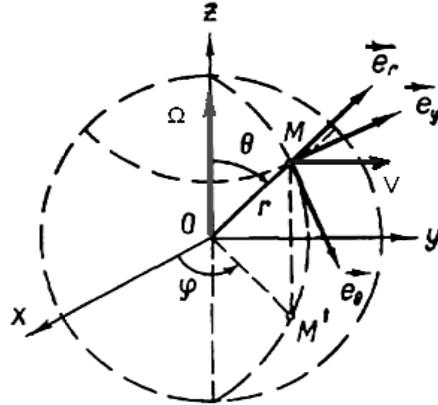


Рис. 1. Направление сил, действующих на частицу воздуха

На основании второго закона Ньютона силы, действующие на единичную массу, могут быть представлены ускорениями. Для выражения в координатной форме уравнения движения, запишем сумму всех действующих сил вдоль координат x, y, z в виде ускорений соответствующих компонент вектора скорости \vec{V}_e :

$$\frac{du}{dt}, \frac{dv}{dt}, \frac{dw}{dt}.$$

Запишем систему уравнений движения турбулентной атмосферы

$$\begin{aligned} \frac{du}{dt} &= \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + 2\Omega_z v + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial u}{\partial z} \right), \\ \frac{dv}{dt} &= \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - 2\Omega_z u + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial v}{\partial z} \right), \\ \frac{dw}{dt} &= \frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g = 0. \end{aligned} \quad (4)$$

Пусть изобары прямолинейны, а коэффициент турбулентности k и горизонтальный градиент давления не меняются с высотой. Для горизонтального ($w=0$), установившегося, т.е. не меняющегося во времени движения

$\left(\frac{du}{dt} = \frac{dv}{dt} = 0 \right)$, если направить ось x по изобаре, система уравнений (4) выродается в следующую:

$$k \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + 2\Omega_z v = 0, \quad (5)$$

$$k \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} - 2\Omega_z u = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} = -2\Omega_z u_g.$$

Известно, что под действием силы Кориолиса скорость ветра направлена перпендикулярно градиенту давления, т.е. вдоль изобар [6].

Перепишем систему (5) в следующем виде:

$$2\Omega v \sin \varphi + k \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = 0, \quad (6)$$

$$-2\Omega u \sin \varphi + k \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}.$$

Введём комплексную скорость $v' = u + iv$. Умножая второе уравнение системы (6) на $i = \sqrt{-1}$ и складывая его почленно с первым, получаем:

$$k \frac{\partial^2 v'}{\partial z^2} - 2\Omega \sin i v' = \frac{i}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} = -2\Omega \sin \varphi i u_g. \quad (7)$$

Решение этого неоднородного уравнения имеет вид [7]

$$v' = -\frac{1}{2\Omega \rho \sin \varphi} \frac{\partial p}{\partial y} + C_1 e^{\lambda_1 z} + C_2 e^{\lambda_2 z},$$

$$u|_{z=0} = v|_{z=0} = 0,$$

где v_φ – азимутальная (т.е. направленная вдоль географической параллели на восток) компонента скорости ветра (или скорость геострофического ветра) равна

$$u_g = v_\varphi = \frac{1}{2\rho\Omega \sin \varphi} \nabla_\theta p = C_2. \quad (8)$$

Таким образом, индекс Блиновой для пояса широт (φ_1, φ_2) на некоторой высоте h_i связан с разностью давления на границах пояса на этой же высоте соотношением

$$\Delta p(h_i) \equiv p_1(h) - p_2(h) = \frac{\langle A_i \rangle}{10^3} \rho R_E^2 \Omega^2 (\cos^2 \varphi_1 - \cos^2 \varphi_2). \quad (9)$$

Выражению (9) можно придать несколько иную форму.

Разлагая p в ряд по степеням Δh и полагая, что давление изменяется с высотой по барометрическому закону [6]

$$p = p_0 \exp\left(-\frac{\mu g h}{kT}\right), \quad (10)$$

получаем

$$\Delta p(h_i) = \frac{\mu g_0}{kT} \cdot p_i \cdot \Delta h, \quad (11)$$

$$h_i(\varphi_1) - h_i(\varphi_2) \equiv \Delta h_i \equiv \frac{\langle A_i \rangle R_E^2 \Omega^2}{10^3 g_0} (\cos^2 \varphi_1 - \cos^2 \varphi_2). \quad (12)$$

Зависимость разности высот атмосферного давления от разности географических широт соответственно для городов Кисловодска и Москвы построена в математической программе MATLAB_7 в трёхмерной системе координат (рис. 2).

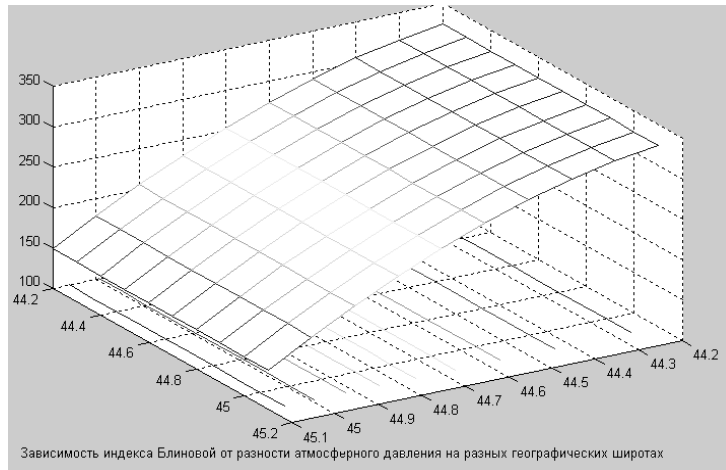


Рис. 2. Зависимость индекса Блиновой от разности атмосферного давления на разных географических широтах

Анализ полученной модели позволяет сделать следующий вывод: возмущение обусловлено уменьшением высот изобарических поверхностей на высокоширотной границе пояса Блиновой во время первой фазы и их увеличением – во время второй фазы. При этом совершается работа порядка $\pm(5-7) \cdot 10^{26}$ эрг [7]. В то же время, из солнечного ветра в магнитосферу Земли поступает энергия $\approx 10^{23}$ эрг/сутки, что на 3–4 порядка меньше энергии рассматриваемого атмосферного возмущения.

Таким образом, полученная оценка показывает, что непосредственно сам солнечный ветер не может быть источником атмосферных возмущений.

Как известно, локальные мезовихри характеризуются высокой скоростью вращательного движения атмосферы и оказывают разрушительное воздействие на строения и сооружения, возведенные человеком.

В статье [9] было получено уравнение для подъёмной силы, действующей на единицу массы вращающегося объёма, в виде

$$f = \frac{\partial K'}{\partial h} = -2,45 \frac{M^2}{r_0^2} \left(1 - \frac{h}{H_0}\right)^{3,9}.$$

Картина формирования смерча такова. По каким-либо причинам возникает моментная (имеющая вращательный момент) область размером несколько километров. Скорости ветра в этой области могут быть невелики, порядка нескольких

метров в секунду, и ничем особенным эта область не выделяется. Но, если внутри моментной области возникают восходящие конвективные потоки, то на освободившееся место устремляется воздух, обладающий моментом $M_{\infty z}$. Из-за конвергенции воздух раскручивается, азимутальная составляющая увеличивается. Если диаметр моментной области достаточно велик, то возникающая подъёмная сила смерча превысит силу гравитации, и воздух начнет подниматься, а на его место будет поступать воздух с периферии моментной области. И чем дольше идет этот процесс, тем выше азимутальная составляющая скорости, тем больше f .

Кроме подъёмной силы смерча \vec{f} на газовый элемент действует сила, обусловленная избытком энтальпии нижних нагретых слоёв. Энтальпия единицы массы воздуха такова:

$$I = C_1 T + \xi'(q + C_2 T) + (\xi - \xi') C_3 T. \quad (13)$$

Здесь C_1, C_2, C_3 – теплоёмкости воздуха, пара и воды при постоянном давлении, содержащейся в единице массы воздуха; q – теплота испарения воды; ξ и ξ' – относительное и предельное влагосодержание; T – температура [1]. Поскольку в реальном процессе у поверхности Земли присутствует только пар, а вода в воздухе отсутствует, то (13) сводится к следующему соотношению:

$$I = (C_1 + C_2) T. \quad (14)$$

Подъёмная сила, обусловленная энтальпией [1], равна

$$\vec{f}_\xi = \frac{\partial I}{\partial h}. \quad (15)$$

При адиабатическом расширении при подъёме воздуха температура снижается примерно на величину $\beta = 9,8$ К на километр, т.е. зависимость температуры от высоты такая:

$$T = T_0 - \beta h. \quad (16)$$

Здесь T_0 – температура на поверхности Земли, а высота h измеряется в километрах. Вследствие этого энтальпия (14) убывает, и возникает подъёмная сила, обусловленная внутренней энергией газа. Если нет избыточной энтальпии, то эта подъёмная сила компенсируется гравитацией, и подъём воздуха не будет происходить. Можно отметить, что большой вклад в энтальпию в атмосфере даёт влажность. Конденсация влаги и её уход из поднимающегося воздуха в виде дождя даёт сильную зависимость энтальпии I в (14) от высоты h , а следовательно, и высокое значение силы f . По мере поднятия воздуха температура убывает, и наступает момент, когда влажность достигнет насыщения. Дальнейшее понижение приводит к конденсации пара (начинается образование грозового облака), и за счёт теплоты испарения воздух как бы охлаждается, что значительно увеличивает зависимость энтальпии от высоты h , а значит, и силу (15). То есть облако действует как насос.

По мере развития мезоциклона его диаметр уменьшается до нескольких *КМ* и, следовательно, как было сказано выше, для сохранения вращательного момента скорость вращения воздуха должна увеличиваться (т.е. скорость увеличивается с уменьшением высоты).

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. *Базаров И.П.* Термодинамика. – М.: Высш. шк., 1991. – 376 с.
2. *Белоносов С.М., Черноус К.А.* Краевые задачи для уравнений Навье-Стокса. – М.: Изд-во МГУ, 2002. – 325 с.
3. *Воробьёв В.И.* Синоптическая метеорология. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 616 с.
4. *Гутман Л.Н.* Введение в нелинейную теорию мезомасштабных процессов. – Л.: Изд-во СПбГУ, 2001. – 415 с.
5. *Дымников В.П., Филатов А.Н.* Устойчивость крупномасштабных атмосферных процессов. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 236 с.
6. *Матвеев Л.Т.* Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. – СПб.: ГИМИЗ, 2000. – 778 с.
7. *Мирошниченко Л.И.* Солнечная активность и Земля. – М.: Изд-во МГУ, 2002. – 95 с.
8. *Скорбеж Н.Н.* Моделирование мезомасштабных атмосферных процессов под влиянием внешней подъёмной силы. – Пятигорск: ПГТУ, 2008.

Статью рекомендовал к опубликованию д.ф.-м.н., профессор А.И. Жорник.

Скорбеж Надежда Николаевна

Государственное учреждение “Высокогорный геофизический институт”.

E-mail: <mailto:atajuk@mail.ru>.

Россия, КБР, г. Нальчик, пр. Ленина, 2.

Тел.: 88662471735 / 407368.

Лаборатория математического моделирования; научный сотрудник.

Шаповалов Александр Васильевич

Лаборатория математического моделирования, заведующий лабораторией; д.ф.-м.н.; профессор.

Куповых Геннадий Владимирович

Технологический институт федерального государственного автономного образовательного автономного учреждения высшего профессионального образования «Южный федеральный университет» в г. Таганроге.

E-mail: kupovykh@users.tsure.ru.

347928, г. Таганрог, пер. Некрасовский, 44.

Тел.: 88634371649.

Кафедра физики; зав. кафедрой; д.ф.-м.н.; профессор.

Skorbezh Nadezhda Nikolaevna

State Institution Alpine Geophysical Institute.

2, Lenina Avenue Nalchik, Russia.

E-mail: <mailto:atajuk@mail.ru>.

Phone: +78662471735 / 407368.

Laboratory of Mathematical Modelling; Scientific Officer.

Shapovalov Alexander Vasilievich

Laboratory of Mathematical Modelling; Head of the Laboratory; Dr. of Phis.-Math. Sc.; Professor.

Kupovykh Gennady Vladimirovich

Taganrog Institute of Technology – Federal State-Owned Autonomy Educational Establishment of Higher Vocational Education “Southern Federal University”.

E-mail: kupovykh@users.tsure.ru.

44, Nekrasovskiy, Taganrog, 347928, Russia.

The Department Physics; Head of department; Dr. of Phis.-Math. Sc.; Professor.

Phone: +78634371649.