Гидрометеорология и экология
№ 4 2006

УДК 504.3.05/.06

РЕГИОНАЛЬНАЯ БАРОКЛИННАЯ МОДЕЛЬ АТМОСФЕРЫ

Канд. геогр. наук А.Х. Ахмеджанов

Разработка региональной бароклинной модели атмосферы является актуальной задачей для территории Казахстана. В данной работе представлена численная региональная бароклинная модель атмосферы.

Основу всех численных моделей атмосферы составляют уравнения движения, притока тепла, неразрывности, переноса влаги и атмосферных примесей, представляющих собой систему уравнений гидротермодинамики атмосферы. Решение этой системы уравнений было связано в первую очередь с развитием численных методов прогноза погоды. Оперативная служба погоды в настоящее время пользуется схемами, основанными на интегрировании полных гидродинамических уравнений атмосферных процессов. Развитие численных методов происходит в различных направлениях [2–11]. Это, прежде всего, переход от прогноза погоды на сфере к прогнозу на ограниченной территории. Для детализации численной схемы необходим выбор более мелких шагов по времени и пространству. Важным моментом является повышение аппроксимации по геометрическим переменным. В создании полных схем необходим учет мезомасштабных процессов и их обратной связи на динамику крупномасштабных процессов. Комплекс алгоритмов численного решения задач физики атмосферы имеется в [4-5] на основе метода расщепления уравнений динамики атмосферных процессов. Метод расщепления основан на разбиении уравнений динамики атмосферы с учетом физически реализуемых этапов эволюции атмосферных процессов и в этом смысле он представляется естественным методом аппроксимации.

Для исследования атмосферных процессов эволюции поля скорости ветра, давления и температуры в бароклинной атмосфере применяется система уравнений гидродинамики и переноса тепла применительно к атмосферным процессам регионального масштаба.

Система уравнений гидротермодинамики атмосферы в системе координат x, y, ξ, t записывается в следующей форме:

$$
\begin{cases}
\dfrac{\partial u}{\partial t}+u\dfrac{\partial u}{\partial x}+v\dfrac{\partial v}{\partial y}+w\dfrac{\partial u}{\partial \xi}=-\dfrac{\partial \Phi}{\partial x}+lv+F_x, \\
\dfrac{\partial v}{\partial t}+u\dfrac{\partial v}{\partial x}+v\dfrac{\partial v}{\partial y}+w\dfrac{\partial v}{\partial \xi}=-\dfrac{\partial \Phi}{\partial y}-lu+F_y, \\
\dfrac{\partial T}{\partial t}+u\dfrac{\partial T}{\partial x}+v\dfrac{\partial T}{\partial y}-\dfrac{RT}{g}(\gamma_\alpha-\gamma)\dfrac{w}{\xi}=\dfrac{E}{C_p}, \\
\dfrac{\partial u}{\partial x}+\dfrac{\partial v}{\partial y}+\dfrac{\partial w}{\partial \xi}=0, \\
\dfrac{\partial \Phi}{\partial \xi}=-\dfrac{R}{\xi}T.
\end{cases}
\tag{1}
$$

где *u, v*- горизонтальные составляющие вектора скорости ветра по осям *x, y;* $\xi = p/p_0$; *p* - давление; P_0=1000 гПа; $W=d\xi/dt$ - аналог вертикальной скорости; *R* - газовая постоянная для сухого воздуха; $\Phi = gz$ - геопотенциал; *g* - ускорение свободного падения; *T*-температура; $l = 2\overline{\overline{\omega}}\, sin\varphi$ – параметр Кориолиса; $\overline{\overline{\omega}}$ -угловая скорость вращения Земли; φ - ширина; γ_α = $\dfrac{\chi-1}{\chi}\dfrac{g}{R}$ - сухоадибатический градиент; $\gamma = -\partial T/\partial z$ - вертикальный градиент температуры; F_α и F_y - проекции силы турбулентный вязкости на оси *x и y; E* - приток тепла к единице массы в единицу времени.

В системе (1) примем условие адибатичности ($E=0$) и отсутствие влияния вязкости ($F_x = F_y = 0$). В этом случае полученную систему оправданно использовать для вычисления краткосрочных изменений структуры атмосферы. При принятых допущениях система (1) из пяти уравнений содержит пять искомых величин *u, v, w, Φ, T*, что в принципе позволяет рассчитать их значения в любой момент времени в пределах области интегрирования при заданных начальных и граничных условиях.

Система (1) включает три прогностических уравнения, содержащих производные по времени, и два - диагностических. Диагностические уравнения позволяют по трем спрогнозированным функциям *u, v, T* определить две другие функции: ω и Φ.

Для решения прогностических уравнений требуется значение начальных условий, которые должны представлять собой трехмерные поля трех метеорологических величин *u, v, T* или *u, v, Φ*. Восстановление поля метеорологического элемента по данным его измерений на нерегулярной сети станций производится методами численного или объективного анализа [1]. При решении данного вопроса был разработан алгоритм численного анализа данных на базе весовой анизотропной интерполяции. Значение метеоэлемента в интерполируемом узле представляется в виде

$$\varphi_0 = \sum_{v=1}^{m} a_v f_v / \sum_{v=1}^{m} a_v \,, \tag{2}$$

где a_v - веса, определяемые из решения следующей системы

$$\sum_{k=1}^{m} a_k r_{kv} = r_{ov}, \qquad v = (\overline{1, m}), \tag{3}$$

где r - расстояние.

В случае совпадения узла сетки с местоположениям станции наблюдения вычисляемое значение функции будет равен измеренному. Как и в оптимальной интерполяции, веса учитывают особенности расположения станций между собой и относительного узла.

Вторым этапом численного анализа метеорологических полей является процедура согласования интерполированных значений на основе принимаемых уравнений движения и переноса, которые накладывают определенные ограничения. В этом этапе ограничениями служат уравнения статики и геострофичности, а также уравнения балансе и бездивергентности, а также уравнения неразрывности. Наиболее часто применяемыми методами согласования являются вариационные, постановка задачи при которых сводится к следующему.

Пусть $\Phi°$, $u°$, $v°$, $T°$ - исходные поля геопотенциала, горизонтальных составляющих скорости ветра и температуры соответственно, полученные в результате численного анализа. Требуется найти такие функции Φ, u, v, T, которые обеспечивают минимум функционала

$$\iiint_G \left[\alpha^2{}_H (\Phi - \Phi^0)^2 + \alpha^2{}_V (V - V_0)^2 + \alpha^2{}_T (T - T^0)^2\right] dG \to 0 \tag{4}$$

и удовлетворяют соотношениям:

$$u = -\frac{1}{l}\frac{\partial \Phi}{\partial y}\,,\ \mathrm{v} = \frac{1}{l}\frac{\partial \Phi}{\partial x}\,,\ T = \frac{\partial \Phi}{\partial \xi}\,,\ \mathrm{V}^2 = \mathrm{u}^2 + \mathrm{v}^2\,. \tag{5}$$

Здесь $z = R\ln(p/p_0)$, $p_0 = 1000$ гПа; R- газовая постоянная; α_H, α_V, α_T - веса, придаваемые информации геопотенциала, ветра и температуре. Вводятся следующие соотношения:

$$q = \alpha^2{}_H / \alpha^2{}_V, \quad \chi = \alpha^2{}_T / \alpha^2{}_V.$$

Так как функционал квадратичный, а наложенные связи линейные, то задача имеет единственное решение. Приемами вариационного исчисления она сводится к решению уравнения для отклонений φ согласованного геопотенциала H от исходного $H°$

$$\Delta\varphi + fl^2\varphi_{\xi\xi} - ql^2\varphi = l(v^0{}_x - u^0{}_y) - \Delta\Phi^0 + fl^2(T^0{}_2 - H^0{}_{\xi\xi}) \qquad (6)$$

Решение задачи согласования состоит из двух этапов. На первом этапе интегрируется уравнение эллиптического типа, в результате чего определятся согласованный геопотенциал $\Phi = \Phi^0 + \varphi$. На втором этапе рассчитывается согласованные компоненты ветра и температуры на основе геострофических соотношений. При интегрировании указанного уравнения применяется экстраполяционный метод Либмана.

Граничные условия должны отражать влияние внешней по отношению к области интегрирования среды на исследуемые процессы.

На верхней границе атмосферы, то есть при $G=0$ $(z\to\infty)$ можно воспользоваться условием отсутствия потока массы

$$\rho W\Big|_{z\to\infty} = 0\,, \qquad (7)$$

где $W = dz/dt$ - вертикальная скорость в системе $x\ y\ z\ t$.

В используемой нами изобарической системе координат для аналога вертикальной скорости ω условие на верхней границе атмосферы запишется в виде:

$$\omega\Big|_{\xi=0} = 0\,.$$

На нижней границе атмосферы при отсутствии неровностей будем иметь следующее граничное условие:

$$\frac{\partial\Phi}{\partial t} + u\frac{\partial\Phi}{\partial x} + v\frac{\partial\Phi}{\partial y} - \omega RT = 0 \quad \text{при } \xi = 1\,. \qquad (8)$$

При учете неровностей рельефа в постановке нижнего граничного условия возникают дополнительные трудности, то есть в этом случае уровень $\xi=0$ не совпадает с поверхностью Земли. В этом случае учитываются орографические вертикальные точки, порождаемые обтеканием рельефа:

$$W_{op} = u\frac{\partial\Phi_r}{\partial x} + v\frac{\partial\Phi_r}{\partial y}\,,$$

где $\Phi_r(x, y)$- геопотенциал подстилающей поверхности. При этом используется предположение, что к уровню $\xi = 1$ относятся орографические вертикальные точки. Тогда нижнее граничное условие можно записать в виде:

$$\frac{\partial\Phi}{\partial t} + u\frac{\partial\Phi}{\partial x}(\Phi - \Phi_r) + v\frac{\partial\Phi}{\partial y}(\Phi - \Phi_r) - \omega RT = 0 \quad \text{при } \xi = 1.$$

При построении численных моделей атмосферы на ограниченной территории возникает сложная проблема, связанная с постановкой боковых граничных условий. Если боковые условия поставлены неправильно, то на границах и вблизи них возникают фиктивные волны с большой амплитудой, которые могут распространяться внутрь области определения решений и тем самым искажают правильное решение.

Атмосферные процессы на ограниченной территории непосредственно связаны с процессами, происходящими над другими районами. На разделяющей их границе происходят процессы, описываемые уравнениями самой модели. Следовательно, можно рассчитывать все зависимые переменные на боковых границах, применяя направленные внутрь области конечные разности по x и y таким образом, чтобы для их вычисления требовались сеточные значения функции внутри расчетной области.

В задачах термодинамики атмосферы учесть на границе стоки и истоки практически невозможно. Потому нами был применен подход с использованием так называемых буферных зон. В пределах буферных зон решается краевая задача для уравнения Лапласа с изменяющимися во времени граничными условиями. Этот способ используется в оперативной модели национального метеорологического центра США [2].

Для численного интегрирования рассматриваемой системы термодинамики атмосферы используется явная конечно-разностная схема на расшатанной сетке с дробным шагом по времени. Используя конечно-разностную аппроксимацию производных по времени и начальные сеточные значения $u^{t_0}{}_{ijk}$, $V^{t_0}{}_{ijk}$, $T^{t_0}{}_{ijk}$, с помощью прогностических уравнений вычисляются усредненные по пространству их значения в точках $i+\frac{1}{2}$, $j+\frac{1}{2}$, $k+\frac{1}{2}$. На этой базе и соответствующих уравнений могут быть получены значения на дробном шаге по времени $n+\frac{1}{2}$. С помощью уравнений гидростатики и непрерывности определяются значения геопотенциала и вертикальной скорости. Полученные значения могут служить начальными условиями для последующей такой же процедуры и позволяют получить значения для полного шага по времени. На рис.1 представлена схема региональной численной модели атмосферы.

Реализация изложенной схемы была выполнена применительно к прогнозу барических поверхностей от 1000 гПа до 100 гПа с шагом 100 гПа по вертикали. В качестве исходных данных использовались значения *Ф, U, V, T* из синоптических бюллетеней прошлых лет. Шаг расчетной сетки на плоскостях хОу был равен 50 км. Результатами расчетов являются карты приземной обстановки и синоптической ситуации на барических уровнях 850 гПа, 700 гПа, 500 гПа и 300 гПа по территории Казахстана.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ахмеджанов А.Х., Балакай Л.А. Региональная модель численного анализа метеорологических полей на территории Республики Казахстан. // Гидрометеорология и экология. - 2001. -№ 3- 4. - С. 7-13
2. Белов П.Н., Борисенков Е.П. Панин Б.Д. Численные методы прогноза погоды - Л.: Гидрометиздат, 1989. - 376 с.
3. Кибель И.А. Введение в гидродинамические методы краткосрочного процесса погоды. - М.: Госиздат, 1957. - 375с.
4. Марчук Г.И. Численные методы в прогнозе погоды. - Л.: Гидрометеоиздат, 1967. - 356с.
5. Марчук Г.И. Численное решение задач динамики атмосферы и океана.- Л.: Гидрометеоиздат, 1974.- 303с.
6. Марчук Г.И. Математическое моделирование в проблеме окружающей среды. М.: Наука, 1982, 320с.
7. Марчук Г.И., Агошнов В.Н. Введение в проекционно-сеточные методы.- М.: Наука, 1981. - 414с.
8. Марчук Г.И., Дымников В.П. и др. Математическое моделирование общей циркуляции атмосферы. - Л.: Гидрометеоиздат, 1984. - 320с.
9. Монин А.С. Прогноз погоды как задача физики атмосферы. - М.: Наука, 1969. - 184с.
10. Томпсон Ф.Д. Анализ и предсказание погоды численными методами.- М.: Изд. иллюстр., 1962. - 239с.
11. Юдин М.И. Новые методы и проблемы краткосрочного прогноза погоды. - Л.: Гидрометеоиздат, 1963. - 404с.

Институт космических исследований МОН РК

ЖЕРГІЛІКТІ БАРОКЛИНДЫҚ АТМОСФЕРАЛЫҚ МОДЕЛІ

Геогр. ғылым. канд. А.Х. Ахмеджанов

Қазақстан аумағындағы жергілікті атмосфералық процестердің қасиеттерін зерттеу өзекті мәселе болып келеді. Осы жұмыста бұл процесстерді зерттеуге мүмкіндік беретін атмосфераның жергілікті бароклиндық сандық моделі келтірілген.