

УДК 504.3.05/.06

**ЧИСЛЕННАЯ БАРОТРОПНАЯ
РЕГИОНАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ АТМОСФЕРЫ**

Канд. геогр. наук А.Х. Ахмеджанов

Исследование свойств региональных атмосферных процессов на территории Казахстана является актуальной задачей. В данной работе представляется численная региональная баротропная модель атмосферы, с применением которой могут изучаться эти процессы.

За последние годы повысились требования к информации о региональных атмосферных процессах. Основой исследования этих процессов являются численные модели атмосферных процессов. Основателем этого направления является советский ученый И.А. Кибель [1], который впервые теоретически обосновал возможность прогноза погоды на основе фундаментальных законов физики атмосферы с использованием уравнений гидротермодинамики. Вопросы теории и реализации этих уравнений имеются в работах Ф.Д. Томпсона и М.И. Юдина [2, 3]. Численные схемы моделирования атмосферных процессов получили большое развитие в работах Г.И. Марчука и А.С. Моница [4-9].

В исследованиях атмосферы достаточно часто применяются уравнения мелкой воды, получаемые из полных уравнений гидротермодинамики в результате предположения однородности потока по высоте. Такие модели атмосферы называются баротропными. В баротропной атмосфере плотность воздушных масс есть функция давления. Подобное допущение возможно для так называемого среднего уровня атмосферы. Аэрологические исследования показывают, что этот слой может находиться между высотами 2 и 8 км. В оперативной практике за средний уровень атмосферы принимают уровень поверхности 500 или 700 гПа.

Развитие вычислительной техники повлекло за собой пересмотр методов обработки метеорологических данных и методов их представления для оперативного прогноза погоды. Первые существенные результаты были получены при интерполировании данных нерегулярной сети наблюдений на регулярную сетку с применением методов полиномиальной и

оптимальной интерполяции. Был предложен ряд других методов анализа данных [10], среди которых основными являются: метод взвешенного среднего, весовая анизотропная интерполяция и метод последовательных приближений (коррекции). Каждый из указанных выше методов обладает определенными достоинствами и недостатками.

Баротропная модель атмосферы сравнительно простая, поэтому является одним из подготовительных этапов для создания более сложных. Одним из удобных примеров баротропной модели атмосферы является работа Д.Я. Прессмана [11]. Исходная система уравнений гидродинамики в случае мелкой воды запишется в виде:

$$\begin{cases} \frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} - lV + \frac{\partial f}{\partial x} = 0 \\ \frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} - lU + \frac{\partial f}{\partial y} = 0 \\ \frac{\partial f}{\partial t} + U \frac{\partial f}{\partial x} + V \frac{\partial f}{\partial y} + f_c \left(\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} \right) = 0 \end{cases}, \quad (1)$$

где U, V – составляющие скорости ветра, f_c – постоянная, являющаяся средним значением геопотенциала в рассматриваемом слое; l – коэффициент Кориолиса, равный примерно $10^{-4} c^{-1}$ для средних широт, $f = g z$ – геопотенциал, g – ускорение свободного падения (9,8 м/с).

Начальными условиями могут служить данные численного анализа для средней высоты слоя (500 гПа), перенесенные в узлы рассматриваемой сетки.

$$\begin{aligned} U(x, y, z) &= U_H(x, y, z), V(x, y, z) = V_H(x, y, z), \\ f(x, y, z) &= f_H(x, y, z), nput = 0 \end{aligned} \quad (2)$$

Достаточно простое представление интерполируемых величин в виде полиномов является преимуществом метода полиномиальной интерполяции, а основной недостаток связан с тем, что реальные метеорологические поля часто плохо описываются кривыми 2-го и 3-го порядков. В случае редкой сети наблюдений некоторые значения коэффициентов интерполяции оказываются сильно зависящими от ошибки измерений, что приводит к большим ошибкам интерполяции.

В методе оптимальной интерполяции предполагается однородность и изотропность полей аномалий исследуемых метеорологических элементов. В действительности это выполняется далеко не всегда, что снижает качество интерполяции в целом. Метод предполагает необходимость знания корреляционных функций, что требует анализа большого банка данных.

Определенным недостатком метода последовательных приближений является некоторая произвольность при построении предварительного поля, а также при выборе весов для соответствующих пунктов наблюдений в зависимости от их плотности и расстояний между ними.

Проблема формальной интерполяции является первым этапом обработки метеорологической информации. На втором этапе необходимо согласовать между собой полученные значения метеозаписей. Теоретические модели прогноза погоды и климата накладывают жесткие условия на обработку начальных полей с точки зрения их согласованности. Эта задача существенно обогащает содержание объективного анализа, поставив проблему обработки данных на один уровень с методами прогноза погоды. В работе [10] описана региональная модель объективного анализа для территории Казахстана. В основе этой работы лежит использование полинома третьего порядка и ставится задача учета неоднородности подстилающей поверхности, что существенно влияет на динамику воздушных потоков. В [10] показано, что для трехмерного анализа наиболее подходящим и эффективным является метод весовой анизотропной интерполяции (ВАИ).

Пусть $f_m(x, y, z)$ - данные измерений определенного метеозаписей в трехмерном пространстве, m -количество пунктов наблюдения. Тогда его значение в любой точке пространства можно описать формулой:

$$f(x, y, z) = \frac{\sum_{k=1}^m a_k f_k}{\sum_{k=1}^m a_k}, \quad (3)$$

где a_k - веса, которые в свою очередь определяются из решения следующей системы линейных уравнений:

$$\sum_{k=1}^m a_k * r_{kv} = r_{0v}, (v = 1, m), \quad (4)$$

где r - расстояние между точками, в которых имеются известные значения интерполируемой функции.

Учет высоты расположения пункта наблюдений позволяет учитывать рельеф рассматриваемого района. Интерполированное значение элемента будет равно начальному его значению, если узел сетки случайно совпадает с координатами пункта наблюдений, а при вычислении весов учитываются особенности расположения пунктов наблюдений между собой. Двумерный случай применения метода ВАИ испытан достаточно полно. Проблема его применения для больших размерностей заключается в неравноправности различных координат по отношению к метеорологическим полям. К примеру, заметно отличаются масштабы метеорологических явлений по вертикали и по горизонтали. Для рационального использования этого метода необходимо провести определенное преобразование многомерного пространства с целью достижения равнозначности размерности. Наиболее простым методом введения равнозначности являются множители при соответствующих координатах. Если v и s две точки, отстоящие друг от друга на некотором расстоянии, то в качестве метрики может использоваться следующее выражение:

$$r_{k,n} = \sqrt{(x_k - x_n)^2 + (y_k - y_n)^2 + c(z_k - z_n)^2} \quad (5)$$

где c - параметр, значение которого устанавливается путем оптимизации диагностических или прогностических значений интерполируемой функции. Для метеорологических полей, согласно [10], оптимальное значение $c=0,6$.

Система линейных алгебраических уравнений (4) решается методом Гаусса, рекуррентные формулы которого позволяют отыскивать искомые значения весов α_x при любом значении m .

Интерполированные значения не всегда могут согласовываться между собой, то есть не всегда представляют собой единый поток. На это влияют ошибки измерений рассматриваемых величин, поэтому необходимо провести процедуру согласования интерполированных значений искомых величин.

Рассмотрим вопрос согласования геопотенциала и поля ветра на основе геострофических соотношений. Обозначим интерполированные значения геопотенциала через H_0 , компоненты ветра через U_0, V_0 , а согласованные значения через H, U, V соответственно. Последние должны быть определены из минимума следующего функционала:

$$\iint [\alpha_H^2 (H - H_0)^2 + \alpha^2_v (U - U_0)^2 + \alpha^2_v (V - V_0)] dG \rightarrow \min \quad (6)$$

При условии выполнения следующих геострофических соотношений:

$$U = -\frac{1}{l} \frac{\partial H}{\partial x}, \quad V = \frac{1}{l} \frac{\partial H}{\partial x}, \quad (7)$$

где G - рассматриваемая область $46,49^0 \leq x \leq 87,311^0$ в.д., $40,56^0 \leq y \leq 55,44^0$ с.ш., представляющая собой территорию Казахстана, l - параметр Кориолиса (для умеренных широт $l = 1,2 \times 10^{-4} c^{-1}$).

За параметр согласования q принимается следующее соотношение:

$$q = \frac{\alpha_H^2}{\alpha_v^2}.$$

Будем считать, что на границе области определяемые функции принимают следующие значения:

$$U = U_0, \quad V = V_0, \quad H = H_0$$

Задача (6-7) сводится по средствам вариационного исчисления к решению уравнения Гельмгольца для функции φ , определяющей отклонение согласованного поля геопотенциала от интерполированного. ($\varphi = H - H_0$).

$$\Delta \varphi - q l^2 \varphi = \frac{\partial V_0}{\partial x} - \frac{\partial U_0}{\partial y} - \Delta H_0. \quad (8)$$

Это уравнение решалось численным методом в конечных разностях в том же поле, на котором проводилась интерполяция. Для решения (8) могут использоваться следующие конечно-разностные соотношения:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \varphi}{\partial x} &= \frac{\varphi_{i+1,j} - \varphi_{i-1,j}}{2h}, \quad \frac{\partial \varphi}{\partial y} = \frac{\varphi_{i+1,j} - \varphi_{i-1,j}}{2h}, \\ \Delta \varphi &= \frac{\varphi_{i+1,j} + \varphi_{i-1,j} + \varphi_{i,j+1} - \varphi_{i,j-1} - 4\varphi_{i,j}}{2h^2}, \\ dx &= dy = h \end{aligned} \quad (9)$$

С учетом (9) уравнение (8) переписывается в следующем виде:

$$\varphi_{i+1,j} + \varphi_{i-1,j} + \varphi_{i,j-1} - 4\varphi_{i,j} = F_{i,j}, \quad (10)$$

где $F_{i,j} = \frac{1}{2h}(V_{0i+1,j} - V_{0i-1,j} - U_{0i,j+1} + U_{0i,j-1})$ в граничных точках $\varphi_{i,j} = 0$.

Для решения системы (10) применяется экстраполяционный метод Либмана (метод верхней релаксации), согласно которому необходимо провести следующую итерационную процедуру:

$$\varphi_{i,j}^{v+1} = \varphi_{i,j}^v + \alpha(\varphi_{i-1,j}^{v+1} + \varphi_{i+1,j}^v + \varphi_{i,j-1}^{v+1} + \varphi_{i,j+1}^v - 4\varphi_{i,j}^v - F_{i,j}), \quad (11)$$

где v - номер итерации, α - параметр релаксации.

Условием сходимости является соблюдение соотношения $\alpha \leq 0,5$. Итерационный процесс заканчивается при выполнении условия:

$$\begin{aligned} |N^{v+1} - N^v| &\leq N^{v+1} \varepsilon, \\ N^v &= \sum_{i=1}^I \sum_{j=1}^J \varphi_{i,j}^v, (i=1, I, j=1, J), \end{aligned} \quad (12)$$

где ε – требуемая точность (10^{-4})

После определения $\varphi_{i,j}$ можно вычислить согласованный геопотенциал и сглаженное поле ветра:

$$\begin{aligned} H_{ij} &= H_{ij}^0 + \varphi_{ij}, \\ U_{i,j} &= u_{0i,j} - \frac{\varphi_{i+1,j} - \varphi_{i-1,j}}{2hl}, \\ V_{i,j} &= v_{0i,j} + \frac{\varphi_{i+1,j} - \varphi_{i-1,j}}{2hl}. \end{aligned} \quad (13)$$

Способ, используемый в оперативной прогностической модели Национального метеорологического центра США, в котором на боковых границах предполагают наличие буферной зоны, располагающейся вокруг

$$a) U|_z = U_z, V|_z = V_z, \Phi|_z = \Phi_z$$

рассматриваемой области, является наиболее удачным. В пределах буферной зоны решается краевая задача для уравнения Лапласа с изменяющимися по времени граничными условиями на внутренней и внешней границе. Граничные условия можем записать в следующем виде:

$$\bar{b})\Delta v|_{\mathcal{L}} = \Delta V|_{\mathcal{L}} = \Delta f|_{\mathcal{L}} = 0, \quad (14)$$

где $\Delta = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}$ - лапласиан, \mathcal{L} - индекс, обозначающий границу рассматриваемой области.

Задание условий в виде (14) позволяет находить значения граничных значений искомых функций на каждом новом шаге по времени на основе знания значений функций во внутренних точках, определяемых на основе его предыдущего состояния по времени.

Постановку задачи (1) с начальными (2) и граничными условиями (14) можно считать законченной, что позволяет приступить к ее решению.

В рассматриваемой области вводится сетка с шагами dx и dy по оси x и y , и по времени t , равная dt , что означает $x = idx$, $y = jdy$, $t = kdt$. По значениям u , v и f в точках i, j, k можно определить значения в некоторых промежуточных точках $i + \frac{1}{2}, j + \frac{1}{2}, k + \frac{1}{2}$.

Обозначив любую из функций u , v и f через функцию S , можем записать в следующие соотношения:

$$\left\{ \begin{array}{l} S_{i+\frac{1}{2}, j+\frac{1}{2}, k} = \frac{1}{4} (S_{i,j,k} + S_{i+1,j,k} + S_{i,j,k+1} + S_{i,j,k+1}) \\ \left(\frac{\partial S}{\partial t} \right)_{i+\frac{1}{2}, j+\frac{1}{2}, k} = \frac{S_{i+\frac{1}{2}, j+\frac{1}{2}, k+\frac{1}{2}} - S_{i+\frac{1}{2}, j+\frac{1}{2}, k}}{dt} \\ \left(\frac{\partial S}{\partial x} \right)_{i+\frac{1}{2}, j+\frac{1}{2}, k} = \frac{S_{i+1,j,k} + S_{i+1,j,k+1} - S_{j,k} - S_{j,k+1}}{2dx} \\ \left(\frac{\partial S}{\partial y} \right)_{i+\frac{1}{2}, j+\frac{1}{2}, k} = \frac{S_{i+1,j,k} + S_{i+1,j,k+1} - S_{j,k} - S_{j,k+1}}{2dy} \end{array} \right. \quad (15)$$

Из системы уравнений (3.1) с помощью соотношений (3.4) можно получит значения функций u , v и f для момента времени $\frac{1}{2} dt$.

$$\begin{cases} u_{i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2},k+\frac{1}{2}} = u_{i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2},k} - \frac{dt}{2} \left(u_{i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2},k} \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)_{i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2},k} + v_{i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2},k} \left(\left(\frac{\partial u}{\partial y} \right)_{i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2},k} - l \right) + \left(\frac{\partial f}{\partial x} \right)_{i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2},k} \right) \\ v_{i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2},k+\frac{1}{2}} = v_{i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2},k} - \frac{dt}{2} \left(u_{i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2},k} \left(\left(\frac{\partial v}{\partial x} \right)_{i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2},k} + l \right) + v_{i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2},k} \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)_{i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2},k} + \left(\frac{\partial f}{\partial y} \right)_{i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2},k} \right) \\ f_{i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2},k+\frac{1}{2}} = f_{i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2},k} - \frac{dt}{2} \left(u_{i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2},k} \left(\frac{\partial f}{\partial x} \right)_{i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2},k} + v_{i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2},k} \left(\frac{\partial f}{\partial y} \right)_{i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2},k} + f_0 \left(\left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)_{i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2},k} + \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)_{i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2},k} \right) \right) \end{cases}$$

Полученные значения функций u , v и f в промежуточных точках могут быть использованы в качестве начальных условий при определении значений функций узлах основной сетки i, j, k . Значения искомых функций в узлах основной сетки на дробном шаге по времени могут определяться в виде следующих выражений:

$$\begin{cases} S_{i,j,k+\frac{1}{2}} = \frac{1}{4} (S_{i-\frac{1}{2},j-\frac{1}{2},k+\frac{1}{2}} + S_{i+\frac{1}{2},j-\frac{1}{2},k+\frac{1}{2}} + S_{i-\frac{1}{2},j+\frac{1}{2},k} + S_{i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2},k+\frac{1}{2}}) \\ \left(\frac{\partial S}{\partial t} \right)_{i,j,k+\frac{1}{2}} = \frac{S_{i,j,k+1} - S_{i,j,k+\frac{1}{2}}}{dt} \\ \left(\frac{\partial S}{\partial x} \right)_{i,j,k+\frac{1}{2}} = \frac{S_{i+\frac{1}{2},j-\frac{1}{2},k+\frac{1}{2}} + S_{i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2},k+\frac{1}{2}} - S_{i-\frac{1}{2},j-\frac{1}{2},k+\frac{1}{2}} - S_{i-\frac{1}{2},j+\frac{1}{2},k+\frac{1}{2}}}{2dx} \\ \left(\frac{\partial S}{\partial y} \right)_{i,j,k+\frac{1}{2}} = \frac{S_{i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2},k+\frac{1}{2}} + S_{i-\frac{1}{2},j+\frac{1}{2},k+\frac{1}{2}} - S_{i+\frac{1}{2},j-\frac{1}{2},k+\frac{1}{2}} - S_{i-\frac{1}{2},j-\frac{1}{2},k+\frac{1}{2}}}{2dy} \end{cases} \quad (16)$$

На основании последних соотношений из системы уравнений могут быть определены значения функций u , v , f в узлах основной сетки и полном шаге по времени:

$$\begin{cases} U_{i,j,k+1} = U_{i,j,k+\frac{1}{2}} - \frac{dt}{2} \left(U_{i,j,k+\frac{1}{2}} \left(\frac{\partial U}{\partial x} \right)_{i,j,k+\frac{1}{2}} + V_{i,j,k+\frac{1}{2}} \left(\left(\frac{\partial U}{\partial y} \right)_{i,j,k+\frac{1}{2}} - l \right) + \left(\frac{\partial f}{\partial x} \right)_{i,j,k+\frac{1}{2}} \right) \\ V_{i,j,k+1} = V_{i,j,k+\frac{1}{2}} - \frac{dt}{2} \left(U_{i,j,k+\frac{1}{2}} \left(\left(\frac{\partial V}{\partial x} \right)_{i,j,k+\frac{1}{2}} + l \right) + V_{i,j,k+\frac{1}{2}} \left(\frac{\partial V}{\partial y} \right)_{i,j,k+\frac{1}{2}} + \left(\frac{\partial f}{\partial y} \right)_{i,j,k+\frac{1}{2}} \right) \\ f_{i,j,k+1} = f_{i,j,k+\frac{1}{2}} - \frac{dt}{2} \left(U_{i,j,k+\frac{1}{2}} \left(\frac{\partial f}{\partial x} \right)_{i,j,k+\frac{1}{2}} + V_{i,j,k+\frac{1}{2}} \left(\frac{\partial f}{\partial y} \right)_{i,j,k+\frac{1}{2}} + f_0 \left(\left(\frac{\partial U}{\partial x} \right)_{i,j,k+\frac{1}{2}} + \left(\frac{\partial V}{\partial y} \right)_{i,j,k+\frac{1}{2}} \right) \right) \end{cases}$$

На каждом шаге по времени рассчитываются внутренние точки рассматриваемой области, поэтому необходимо определять значения искомых функций на границе. Это можно сделать с помощью граничного условия (14) достаточно просто. Лапласиан функции в конечно-разностной форме записывается в следующем виде:

$$S_{i,j,k} = \frac{1}{4}(S_{i+1,j,k} + S_{i,j+1,k} + S_{i-1,j,k} + S_{i,j-1,k}). \quad (17)$$

Из выражения (17) могут быть определены все граничные точки на каждом шаге по времени. Для практической реализации бралась сетка 153x83 точек, положенная на географическую карту территории Республики Казахстан с координатами 46,49⁰...87,31⁰ в.д., 40,51...40,51⁰...55,44⁰ с.ш. Входными параметрами служили данные геопотенциала и ветра на изобарической поверхности 500 дам на 1 января 1989 г. (рис.1). Результаты расчета, приведены на рис. 2, показывают удовлетворительное восстановление метеорологических параметров на рассматриваемой территории.

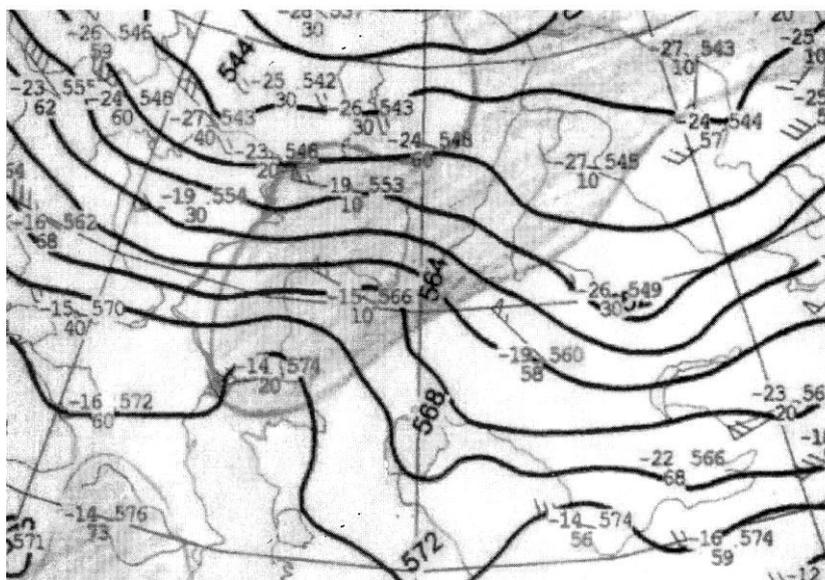
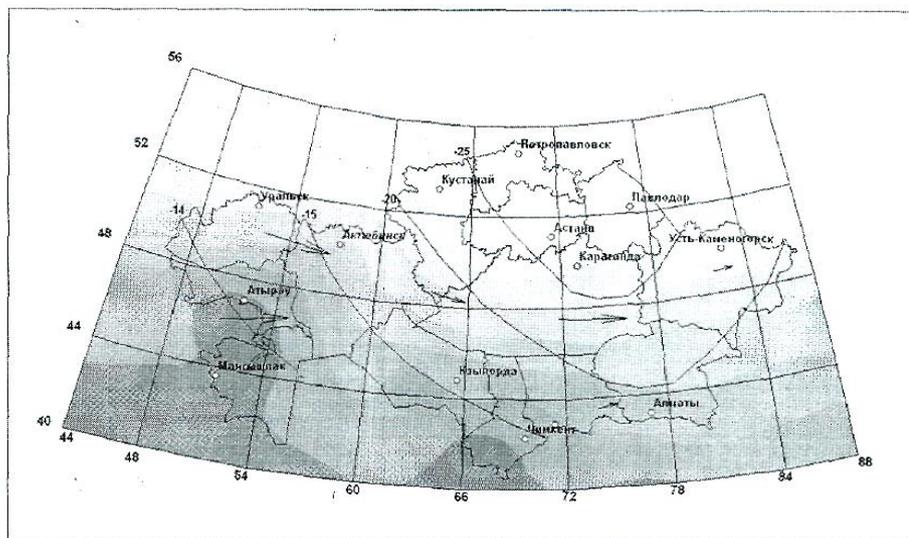


Рис. 1. Карта погоды на уровне 500 дам над Казахстаном 6.10.01.

Атмосферные процессы на ограниченной территории непосредственно связаны с процессами, происходящими над другими районами. На разделяющей их границе происходят процессы, описываемые уравнения-

ми самой модели. 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.



- Геопотенциал

	548		552		556		560		564
	дам								
	568		572		576				
	дам		дам		дам				
- Скорость ветра

	← 20 м/с		← 27.5 м/с		← 30 м/с
--	----------	--	------------	--	----------
- Температура

	5°C
--	-----

Рис. 2. Расчетный режим на уровне 500 дам над территорией Казахстана на 6.10.01.

Следовательно, по представленному в данной работе подходу, можно рассчитывать все зависимые переменные на боковых границах, применяя направленные внутрь области конечные разности по переменным x и y таким образом, чтобы для их вычисления требовались сеточные значения функции внутри расчетной области.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кибель И.А. Введение в гидродинамические методы краткосрочного процесса погоды. - М.: Госиздат, 1957. – 375 с.
2. Томпсон Ф.Д. Анализ и предсказание погоды численными методами.- М.: Изд. иллюстр., 1962. – 239 с.
3. Юдин М.И. Новые методы и проблемы краткосрочного прогноза погоды. - Л.: Гидрометеиздат, 1963. – 404 с.
4. Марчук Г.И. Численные методы в прогнозе погоды. - Л.: Гидрометеиздат, 1967. – 356 с.
5. Марчук Г.И. Численное решение задач динамики атмосферы и океана.- Л.: Гидрометеиздат, 1974.- 303 с.
6. Марчук Г.И. Математическое моделирование в проблеме окружающей среды. М.: Наука, 1982.- 320 с.
7. Марчук Г.И., Агошнов В.Н. Введение в проекционно-сеточные методы.- М.: Наука, 1981.– 414 с.
8. Марчук Г.И., Дымников В.П. и др. Математическое моделирование общей циркуляции атмосферы. - Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 320 с.
9. Монин А.С. Прогноз погоды как задача физики атмосферы. - М.: Наука, 1969.– 184 с.
10. 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.
11. Белов П.Н. Практические методы численного анализа прогноза погоды - Л.: Гидрометиздат, 1967.- 335 с.

Институт космических исследований МОН РК

САНДЫҚ БАРОТРОПТЫҚ ЖЕРГІЛІКТІ АТМОСФЕРАЛЫҚ МОДЕЛІ

Геогр. ғылым. канд. А.Х. Ахмеджанов

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

