

Министерство высшего и среднего специального образования РСФСР

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОГНОЗЫ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

(межвузовский)

ЛЕНИНГРАД

1990

Т 78 УДК 551.509.03

Метеорологические прогнозы. Сборник научных трудов (межвузовский). Л., изд. ЛГМИ, 1990, вып. 108. 154 с.

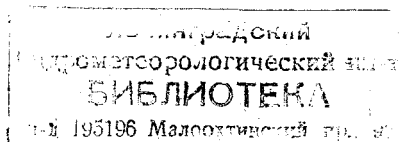
В сборнике помещены статьи, посвященные анализу и прогнозу синоптических процессов, полей метеорологических величин и явлений, а также вопросам метеорологического обеспечения авиации и оптимизации использования метеорологической информации в различных отраслях народного хозяйства.

Рассчитан на научных сотрудников, аспирантов и студентов вузов гидрометеорологического профиля, а также на работников оперативных подразделений Госкомгидромета и других ведомств, обеспечивающих прогнозами погоды и другой метеорологической информацией различных потребителей.

Ил. 22. Табл. 46. Биб. 171.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

проф. В. И. ВОРОБЬЕВ, ответственный редактор (ЛГМИ), доц. Ю. Н. ГУЛЯЕВ, ответственный секретарь (ЛГМИ), проф. В. Л. АРХАНГЕЛЬСКИЙ (Саратовский ГУ), проф. П. Н. БЕЛОВ (МГУ), проф. Е. П. БОРИСЕНКОВ (ГГО), проф. Б. Д. ПАНИН (ЛГМИ), проф. Ю. П. ПЕРЕВЕДЕНЦЕВ (Казанский ГУ).



© Ленинградский гидрометеорологический институт (ЛГМИ), 1990.

352167

ВВЕДЕНИЕ

Настоящий сборник научных трудов посвящен проблеме «Исследование циркуляции атмосферы с целью разработки физических основ методов прогноза погоды» Координационного плана Государственного комитета по народному образованию. В нем опубликованы новые результаты научных исследований сотрудников Ленинградского гидрометеорологического института и других вузов страны по анализу и прогнозу синоптических процессов, полей метеорологических величин и явлений, а также по вопросам метеорологического обеспечения народного хозяйства.

Первые четыре статьи сборника посвящены вопросам совершенствования гидродинамических методов краткосрочного прогноза погоды, в том числе изучению структуры исходных полей метеорологических величин, оказывающих влияние на точность прогностических результатов. В статье А. В. Дикиниса, Ш. Н. Шайхутдинова предлагается способ статистического прогноза минимальной температуры с двухсуточной заблаговременностью.

Вопросы анализа полей различных метеорологических величин, в том числе и в тропической зоне, рассматриваются в статьях А. Н. Аникина, В. А. Ременсона, А. В. Скорохода, Р. П. Репинской и др.

Изучению связи различных характеристик атмосферы и происходящих в ней явлений с синоптическими процессами посвящены статьи К. П. Бухвалова, В. А. Ременсона, А. П. Дорофеева, А. Ф. Титова, Ю. Н. Гуляева и др.

Оптимальное использование прогностической информации является предметом рассмотрения в статьях Л. А. Хандожко, О. Н. Волконского, Б. В. Вдовина и др.

В заключительных статьях сборника приведены результаты исследований в области метеорологического обеспечения авиации (Ю. В. Львов, Г. А. Горская, Ю. Г. Хабутдинов).

Результаты научных исследований, представляющие содержание сборника, подлежат внедрению в учебный процесс, в работу оперативных подразделений и научных учреждений Государственного комитета СССР по гидрометеорологии, а также могут служить основой для продолжения научных исследований в вузах гидрометеорологического профиля.

По тематике сборника ЛГМИ депонированы следующие статьи:
Волгин Д. И. Прогнозирование гидрометеорологических параметров с помощью модели синтезированного фильтра Кальмана — Бьюса. Деп. НЦ ВНИИГМИ-МЦД, 25.12.1988, № 7643-В89.

Волгин Д. И., Пирогов Б. Н. Применение методов математического моделирования к сверхкраткосрочному прогнозу метеорологических параметров. Деп. в НЦ ВНИИГМИ-МЦД, 25.12.1988, № 7642-В89.

Мбангогинан А., Репинская Р. П. К вопросу о статистической структуре поля приземного давления в низких широтах. Деп. В НЦ ВНИИГМИ-МЦД, 12.07.1989, 912-ГМ 89.

Большаков В. А., Толстобров Б. А. Адаптивный алгоритм для измерительно-прогностических систем. Деп. в НЦ ВНИИГМИ-МЦД, 30.06.1988, 788-ГМ 88.

Э. Л. ПОДОЛЬСКАЯ, Л. О. НЕЕЛОВА, Т. И. ВАСИЛЬЕВА (ЛГМИ)

РАДИАЦИОННО-КОНВЕКТИВНАЯ МОДЕЛЬ С УЧЕТОМ ВЛАГООБМЕНА

Постановка задачи. В настоящей работе предлагается радиационно-конвективная модель (РКМ), включающая наряду с лучистыми притоками тепла и конвективным перераспределением температуры испарение с подстилающей поверхности, перераспределение влаги, образование облаков и осадков.

В большинстве случаев РКМ используются для определения равновесного состояния атмосферы, и тогда конвективное приспособление представляет собой лишь некоторый итерационный процесс решения системы уравнений [1]. Однако метод установления, первоначально предложенный Манабе — Стриклером [2], в принципе является параметризацией реального физического процесса конвекции и позволяет моделировать изменение температурного профиля со временем, при этом РКМ может служить блоком трехмерной модели ОЦА. В данной работе принят именно такой подход. Рассматривается восьмислойная модель атмосферы с равномерным шагом по вертикали в σ -системе координат. (Перепад давлений в элементарном слое $\Delta p = 0,125 p_s$, где p_s — приземное давление). В качестве исходных данных задаются среднегодовые зональные вертикальные профили температуры и массовой доли водяного пара, а также альбедо подстилающей поверхности для широты 35° , заимствованные из [3]. Концентрация углекислого газа считается постоянной и равной 0,05% по весу. Аэрозоль в данном варианте модели не учитывается. Радиационный блок описан в работе [4]. Поглощение коротковолновой радиации в слое озона полагается равным 5% от ультрафиолетовой и видимой части солнечной постоянной, а рэлеевское рассеяние — 10,7% от восходящей (нисходящей) радиации в этой же области спектра, согласно параметризации [5]. Считается, что оба эффекта сосредоточены в верхнем расчетном слое модели и результат учитывается на уровне $\sigma = 0,125$. Поглощение коротковолновой радиации водяным паром рассчитывается с помощью интегральной функции пропускания Фейгельсон — Краснокутской [6] в аппроксимации [7]. В длинноволновой области спектра влияние озона считается пренебрежимо малым, учитывается поглощение и излучение радиации водяным паром и углекислым

газом. При расчетах используется уточненная интегральная функция пропускания [8]. Облака рассматриваются как горизонтальные пластинки, абсолютно черные в длинноволновой и полупрозрачные в коротковолновой области спектра с заданными коэффициентами отражения и пропускания. Расчет производится от начальных климатических профилей температуры и влажности при ясном небе сроком на 300 суток. Шаг по времени $\Delta t = 6$ часов. Приблизительно учитывается суточный ход инсоляции: 2 шага — день (средний за день косинус зенитного угла солнца $cs = 0,511$), 2 шага — ночь ($cs = 0$).

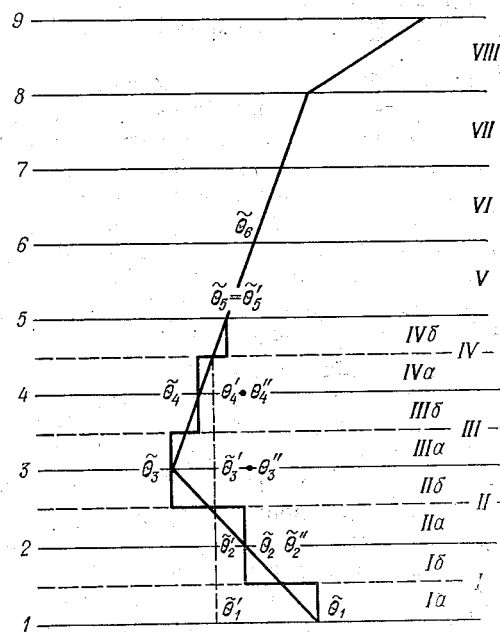


Рис. 1. Схема конвективного перераспределения температуры (пояснения даны в тексте)

Изменение температурного профиля в результате лучистого и турбулентного притоков тепла. На каждом временном шаге прежде всего рассчитываются радиационные изменения средней температуры атмосферных слоев $d\tau_1, d\tau_2, \dots, d\tau_8$, а также радиационный баланс подстилающей поверхности R_0 . Далее, от восьми значений $d\tau_i$ необходимо перейти к девяти изменениям температуры на расчетных уровнях dT_i (рис. 1). В процессе перераспределения полагается

$$\begin{aligned} dT_9 &= d\tau_8, \\ dT_8 &= 0,5(d\tau_7 + d\tau_8), \\ dT_2 &= 0,5(d\tau_1 + d\tau_2). \end{aligned} \quad (1)$$

Изменение приземной температуры dT_1 зависит от граничных условий на поверхности. В соответствии с распределением суши и моря на широтах $30^\circ-40^\circ$ при средней скорости зонального переноса 10 м/с воздушная масса должна находиться попеременно 10 суток над сушей, 10 — над морем. На море задается постоянная температура подстилающей поверхности и относительная влажность 100%. Изменения приземной температуры над сушей определяются из условий теплового баланса, причем поток тепла в почву полагается равным среднегодовому, т. е. нулю. При отрицательном радиационном балансе подстилающей поверхности считается, что испарение отсутствует и радиационный баланс приравнивается турбулентному потоку тепла или притоку тепла к перемешанному пограничному (нижнему расчетному) слою. Иными словами, радиационные потери тепла на подстилающей поверхности компенсируются за счет теплосодержания пограничного слоя. Рассчитывается добавочное изменение средней температуры нижнего слоя в результате турбулентного притока тепла за время Δt :

$$d\tau_0 = \frac{g \Delta t}{\Delta p} \frac{P_T}{c_p} = \frac{g \Delta t}{\Delta p} \frac{R_0}{c_p}, \quad (2)$$

где P_T — турбулентный поток тепла; R_0 — радиационный баланс подстилающей поверхности; c_p — теплоемкость при постоянном давлении; $\frac{\Delta p}{g}$ — масса воздуха в расчетном слое, приходящаяся на единицу площади. Далее из закона сохранения энергии следует:

$$\frac{\Delta p}{g} c_p \sum_{i=0}^8 d\tau_i = \frac{\Delta p}{g} c_p \left(\frac{dT_1 + dT_9}{2} + \sum_{i=2}^8 dT_i \right). \quad (3)$$

С учетом соотношений (1) получаем изменение приземной температуры

$$dT_1 = d\tau_1 + 2 d\tau_0. \quad (4)$$

При такой методике расчета T_1 можно интерпретировать как среднюю температуру приземного слоя воздуха. При положительном радиационном балансе

$$R_0 = P_T + LP_q. \quad (5)$$

Здесь L — скрытая теплота испарения; P_q — турбулентный поток влаги. Затраты тепла на испарение зависят главным образом от соотношения площади сухих участков почвы, где испарение очень мало и справедлива формула (2), и переувлажненных участков и водоемов, где приземная относительная влажность равна 100%. Приближенно можно считать, что доля переувлажненной части почвы близка к средней по площади относительной

влажности f . Для переувлажненных участков суши с учетом (2) условие (5) можно переписать в виде

$$\frac{\Delta p}{g} \frac{c_p}{\Delta t} d\tau_0 = \frac{\Delta p}{g} \frac{c_p}{\Delta t} d\tau'_0 + \frac{\Delta p L}{g \Delta t} [q_s(\bar{T}_1 + d\bar{T}_1) - \bar{q}_1]. \quad (6)$$

Здесь $d\tau'_0$ — изменение средней температуры пограничного слоя $\bar{T}_1$ за счет турбулентного притока тепла над переувлажненной почвой; $d\bar{T}_1 = d\tau'_0 + d\tau_1$ — полное изменение температуры $\bar{T}_1$ с учетом лучистого притока тепла; $q_s(\bar{T}_1 + d\bar{T}_1)$ — максимальная, $\bar{q}_1$ — фактическая массовая доля водяного пара в пограничном слое. Используя уравнение Клаузиуса — Клапейрона, из выражения (6) можно найти $d\bar{T}_1$ над переувлажненными участками:

$$d\bar{T}_1 = d\tau'_0 + d\tau_1 = \left\{ d\tau_0 + d\tau_1 - \frac{L}{c_p} [q_s(\bar{T}_1) - \bar{q}_1] \right\} / \left[1 + \frac{q_s(\bar{T}_1)}{c_p R_n} \left(\frac{L}{\bar{T}_1} \right)^2 \right]. \quad (7)$$

В среднем над сушей

$$d\bar{T}_1 = (1 - f)(d\tau_0 + d\tau_1) + f(d\tau'_0 + d\tau_1). \quad (8)$$

Из закона сохранения энергии следует:

$$dT_1 = 2 d\bar{T}_1 - d\tau_1. \quad (9)$$

Аналогичные рассуждения справедливы для влажности. Не рассматривая на начальном этапе расчета возможность конденсации на верхней границе погранслоя (т. е. считая $dq_2 = 0$), а также учитывая, что над сухими участками испарение отсутствует, получим:

$$d\bar{q}_1 = 0,5(dq_1 + dq_2) = f [q_s(\bar{T}_1 + d\tau'_0 + d\tau_1) - \bar{q}_1] \quad (10)$$

и в приземном слое

$$dq_1 = 2 d\bar{q}_1. \quad (11)$$

Среднегодовую относительную влажность над сушей f можно оценить по зональным данным [3]. Поскольку над морем относительная влажность равна 1, над сушей должно быть $f \approx \approx 2f_{\text{зон}} - 1$.

Конвективное перераспределение температуры. После прибавления к начальному профилю радиационных изменений температуры осуществляется сухоконвективное перераспределение температуры. Если в каком-либо слое (или группе смежных слоев) вертикальный градиент температуры превышает заранее задан-

ный критический, температура этих слоев изменяется так, чтобы градиент температуры был равен критическому, а суммарное теплосодержание при перестройке температурного профиля не изменилось. В том случае, когда в качестве критического градиента температуры задается сухоадиабатический γ_a , алгоритм перераспределения оказывается значительно проще (и точнее), если от абсолютной температуры перейти к потенциальной θ . Если же в качестве критического градиента задается произвольная величина γ , надлежит ввести некую конвективно-потенциальную температуру:

$$\tilde{\theta} = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{\frac{R\gamma}{g}} = \theta \left(\frac{1000}{p} \right)^{\frac{R(\gamma - \gamma_a)}{g}}. \quad (12)$$

При $\gamma = \gamma_a$, очевидно, $\tilde{\theta} = \theta$. При вертикальных перемещениях частиц с градиентом γ эта температура остается постоянной. Априорное задание равновесного критического градиента γ равносильно заданию постоянного по высоте притока тепла к единице массы поднимающегося (опускающегося) воздуха, какова бы ни была его физическая природа. Полный приток к единичному столбу должен быть равен нулю.

Слой или группа смежных слоев считаются конвективными, если в этих слоях вертикальный перепад $\Delta \tilde{\theta} > 0,1 \text{ K}$. Если конвекция начинается от подстилающей поверхности и охватывает k элементарных слоев, указанные условия описываются системой уравнений

$$\begin{aligned} \tilde{\theta}'_{k+2} &= \tilde{\theta}'_{k+2}, \\ \tilde{\theta}'_{k+1} &= \tilde{\theta}'_k = \dots = \tilde{\theta}'_1. \end{aligned} \quad (13)$$

Кроме того, при конвективном перераспределении должна сохраняться энтальпия единичного вертикального столба атмосферы:

$$\begin{aligned} \frac{\Delta p}{g} c_p \left(\frac{\theta_1}{2} + \sum_{i=2}^{k+1} \theta_i \right) &= \frac{\Delta p}{g} c_p \tilde{\theta}'_1 \left[\frac{1}{2} \left(\frac{1000}{p_1} \right)^{\frac{R(\gamma_a - \gamma)}{g}} + \right. \\ &\quad \left. + \sum_{i=2}^{k+1} \left(\frac{1000}{p_i} \right)^{\frac{R(\gamma_a - \gamma)}{g}} \right]. \end{aligned} \quad (14)$$

Здесь $\tilde{\theta}_i$ и $\tilde{\theta}'_i$ — конвективно-потенциальная температура на соответствующих уровнях до и после конвективного перераспределения.

Если конвекция первоначально возникает на произвольном уровне и охватывает k слоев, то отличие от предыдущего случая

заключается в том, что при изменении температуры $\tilde{\theta}_j$ изменяется также теплосодержание и вертикальный профиль температуры в слое, примыкающем снизу к уровню j . При этом здесь также могут создаться конвективные условия, и на следующем итерационном шаге конвекция охватит и нижележащий слой. Система уравнений в таком случае имеет вид

$$\begin{aligned}\tilde{\theta}'_{k+j+1} &= \tilde{\theta}_{k+j+1}, \\ \tilde{\theta}'_{k+j} &= \tilde{\theta}'_{k+j-1} = \dots = \tilde{\theta}'_j, \\ \tilde{\theta}'_{j-1} &= \tilde{\theta}_{j-1},\end{aligned}\tag{15}$$

$$\frac{\Delta p}{g} c_p \sum_{i=j}^{j+k} \tilde{\theta}_j = \frac{\Delta p}{g} c_p \tilde{\theta}'_j \sum_{i=j}^{j+k} \left(\frac{1000}{p_i} \right)^{\frac{R(\gamma_a - \gamma)}{g}}.\tag{16}$$

Конвективное перераспределение влажности. Перераспределение влажности основано на идее Корби [9] о том, что энтальпия и массовая доля водяного пара переносятся одними и теми же термиками и поэтому коэффициенты обмена между слоями должны быть одинаковыми.

Рассмотрим условия баланса энтальпии¹, массы и массовой доли водяного пара для случая, когда конвекция начинается от земли. На рис. 1 изображены начальный профиль $\tilde{\theta}$ и установившийся после перераспределения профиль $\tilde{\theta}'$. Очевидно, что средняя температура слоев будет той же самой, если линейный начальный профиль $\tilde{\theta}$ заменить ступенчатым (рис. 1). Считается, что перераспределение осуществляется последовательными шагами от слоя к слою. Перемешивание в слое I означает обмен между нижней и верхней половинками слоя (Ia и Ib). Но изменение характеристик на уровне 2 автоматически приводит к их изменению в слое IIa, т. е. фактически осуществляется обмен между слоем Ia и слоями Ib, IIa. Допустим, что часть массы слоя Ia, равная $c_1 \frac{\Delta p}{2g}$, поднялась на уровень 2 и перенесла количество энтальпии $c_1 \frac{\Delta p}{2g} \tilde{\theta}_1$. Очевидно, что при этом с уровня 2 в слой Ia опустилась равная масса воздуха и принесла энтальпию

¹ Строго говоря, при $\gamma \neq \gamma_a$ понятие энтальпия следует заменить другим термином, так как речь идет о конвективно-потенциальной температуре, инвариантной при политропическом процессе с притоком тепла.

$c_1 \frac{\Delta p}{2g} c_p \tilde{\theta}_2$. В результате на уровне 1 установится температура $\tilde{\theta}_1'$ и энтальпия слоя Ia окажется равной

$$\frac{\Delta p}{2g} c_p \tilde{\theta}_1' = \frac{\Delta p}{2g} c_p [(1 - c_1) \tilde{\theta}_1 + c_2 \tilde{\theta}_2]. \quad (17)$$

Из уравнения (17) можно найти коэффициент обмена c_1 . Перенос энтальпии в слои Ib и IIa приведет к изменению температуры на уровне 2:

$$\frac{\Delta p}{g} c_p \tilde{\theta}_2'' = \frac{\Delta p}{g} c_p \tilde{\theta}_2 + c_1 \frac{\Delta p}{2g} c_p (\tilde{\theta}_1 - \tilde{\theta}_2). \quad (18)$$

Второй член в правой части (18) означает приток энтальпии из нижнего слоя Ia.

В данном примере $\tilde{\theta}_2''$ не является окончательной температурой на уровне 2 ($\tilde{\theta}_2'' > \tilde{\theta}_2'$), поскольку конвективный поток энтальпии распространяется в вышележащие слои. Зная «окончательную» температуру $\tilde{\theta}_2'$ (полученную в результате перераспределения температуры) из условия баланса энтальпии можно найти коэффициент обмена между слоями Ib, IIa и слоями IIб, IIIa:

$$\frac{\Delta p}{g} c_p \tilde{\theta}_2' = \frac{\Delta p}{g} c_p \tilde{\theta}_2 + c_1 \frac{\Delta p}{2g} c_p (\tilde{\theta}_1 - \tilde{\theta}_2) - c_2 \frac{\Delta p}{g} c_p (\tilde{\theta}_2'' - \tilde{\theta}_3). \quad (19)$$

Третий член в правой части (19) учитывает потерю энтальпии при обмене с вышележащими слоями IIб, IIIa.

Продолжая аналогичные рассуждения, получим соотношения, подобные (17)–(19), позволяющие записать рекуррентную систему уравнений для определения коэффициентов обмена c_i и «промежуточных» избыточных температур $\tilde{\theta}_i''$:

$$\begin{aligned} c_1 &= (\tilde{\theta}_1 - \tilde{\theta}_1') / (\tilde{\theta}_1 - \tilde{\theta}_2), \\ c_2 &= [\tilde{\theta}_2 - \tilde{\theta}_1 + \frac{c_1}{2} (\tilde{\theta}_1 - \tilde{\theta}_2)] / (\tilde{\theta}_2'' - \tilde{\theta}_3), \\ c_3 &= [\tilde{\theta}_3 - \tilde{\theta}_3' + c_2 (\tilde{\theta}_2'' - \tilde{\theta}_3)] / (\tilde{\theta}_3'' - \tilde{\theta}_4), \\ &\dots \end{aligned} \quad (20)$$

где

$$\begin{aligned} \tilde{\theta}_2'' &= \tilde{\theta}_2 + \frac{c_1}{2} (\tilde{\theta}_1 - \tilde{\theta}_2), \\ \tilde{\theta}_3'' &= \tilde{\theta}_3 + c_2 (\tilde{\theta}_2'' - \tilde{\theta}_3), \\ \tilde{\theta}_4'' &= \tilde{\theta}_4 + c_3 (\tilde{\theta}_3'' - \tilde{\theta}_4), \\ &\dots \end{aligned} \quad (21)$$

Баланс массовой доли водяного пара определяется точно такими же уравнениями, как и баланс энтальпии:

$$\begin{aligned} q'_1 &= q_1 - c_1(q_1 - q_2), \\ q'_2 &= q_2 + \frac{c_1}{2}(q_1 - q_2) - c_2(q''_2 - q_3), \\ q'_3 &= q_3 + c_2(q''_2 - q_3) - c_3(q''_3 - q_4), \\ &\dots \end{aligned} \quad (22)$$

$$\begin{aligned} q''_2 &= q_2 + \frac{c_1}{2}(q_1 - q_2), \\ q''_3 &= q_3 + c_2(q''_2 - q_3), \\ &\dots \end{aligned} \quad (23)$$

Алгоритм решения задачи построен так, что вычисления всех величин: c_i , θ''_i , q''_i , q'_i ведутся последовательно для всех конвективных слоев снизу вверх, пока не будет исчерпан весь конвективный поток тепла.

Образование облаков и осадков. Условия образования облачности в настоящей работе определяются следующим образом. Если в начальный момент облачность отсутствовала, считается, что конденсация начинается, когда фактическая влажность равна насыщенной при температуре окружающего воздуха. Если же на рассматриваемом уровне с предыдущего шага сохранялась облачность, температура поверхности облачных элементов вследствие испарения и излучения должна быть примерно равна температуре смоченного термометра. Иными словами, она должна быть ниже температуры как окружающего воздуха, так и внутри облака. Согласно оценкам [10], это понижение составляет 1,5, 2 и 2,5 °C для облаков нижнего, среднего и верхнего ярусов соответственно. В таком случае конденсация начинается при достижении насыщения при указанных пониженных температурах. (Такая концепция подтверждается возможностью существования частичной облачности при весьма низкой относительной влажности [11] и даже наблюдающейся внутри облачного слоя относительной влажностью меньше 100% [12]).

Таким образом, после осуществления конвективного перераспределения тепла и влаги на каждом итерационном шаге по формуле Магнуса вычисляется максимальная массовая доля водяного пара на всех уровнях, где менялись температура и влажность, и проверяются условия насыщения (при фактической или пониженной температуре). Если рассчитанная относительная влажность больше 100%, избыток $\Delta q_i = q_i - q_{si}$ образует удельную водность на данном уровне или прибавляется к водности облака, сохранившегося с предыдущего шага. Иногда, наоборот, возможно испарение уже существовавшего облака. При отрица-

тельном радиационном балансе возможна конденсация на нижнем расчетном уровне (туман). В таком случае водность сразу же осаждается (роса). В любом случае фазовых переходов рассчитывается соответствующее изменение температуры и добавляется к исходной температуре на каждом уровне. После этого осуществляется переход к следующей итерации: вновь проверяется, не возникли ли конвективные условия на каком-либо уровне, и если возникли, все перераспределение начинается сначала. Процесс вычислений заканчивается после того, как конвективно-потенциальная температура либо не меняется с высотой, либо растет (в тех слоях, где не было конвективного перемешивания).

Далее удельная водность на всех уровнях сравнивается с максимальной водностью облаков, дающих осадки [12]. Отношение $cN_i = \frac{\delta_i \cdot 10}{\delta_{\max i}}$ трактуется как балл облачности на данном уровне, если хоть одно $cN_i \geq 10$, считается, что возникает «цепная реакция» образования осадков на всех уровнях модели. В итоге вся водность выпадает в виде осадков, но полученный балл облачности (естественно, при этом $cN_i \leq 10$) сохраняется для расчета радиационных притоков тепла на следующем временном шаге. После определения балла облачности переходим к следующему временному шагу. Заданная максимально возможная водность на уровнях модели приводится в табл. 1.

Таблица 1

Максимально возможная удельная водность облаков, дающих осадки

P гПа	127	253	380	507	633	760	886
$\delta_{\max}$ ‰	0,05	0,10	0,10	0,25	0,25	0,35	0,35

Параметрический учет вертикальных токов. В модели не рассматривается динамика атмосферы, однако крупномасштабные вертикальные токи могут быть заданы параметрически. Считается, что воздушная масса находится поочередно пять суток в циклональных, пять суток — в антициклональных условиях. В среднем вертикальные скорости w должны быть равны нулю, поэтому меняется лишь их знак, а величина сохраняется постоянной. Вертикальные движения приводят к дополнительным локальным изменениям температуры:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_w \Delta t = w(\gamma - \gamma_a)\Delta t, \quad (24)$$

которые прибавляются к радиационным изменениям температуры на рассматриваемых уровнях. В табл. 2 приводятся заданные значения w и соответствующие изменения температуры при $\gamma = 6,5$ К/км.

Таблица 2

Вертикальные токи и вызванные ими локальные изменения температуры

σ	0	0,125	0,250	0,375	0,500	0,625	0,750	0,875	1
$ w $ см/с	0	0	0,5	1	1	1	1,5	1	0
$\left \frac{\partial T}{\partial t} \right $ К/сут	0	0	1,4	2,8	2,8	2,8	4,3	2,8	0

Результаты численных экспериментов. Как уже упоминалось, численные эксперименты проводились начиная от климатических профилей температуры и влажности при ясном небе сроком на 300 суток. При расчетах варьировались критический градиент температуры γ , доля переувлажненных участков суши f и вертикальные токи w . Был проведен также эксперимент, в котором не учитывался фазовый приток тепла dQ_ϕ . Таким образом, для анализа представлены следующие варианты:

1. Климат.
2. $\gamma = 6,5$ К/км = const. Остальные параметры — основные ($f = 0,6$, $w = 0$, $\Delta T = 1,5$; 2; 2,5 К, $dQ_\phi \neq 0$).
3. $\gamma = 10,0$ К/км = const. Остальные параметры — основные.
4. γ линейно растет с высотой: на уровнях $\sigma = 1$; 0,5; 0,125; $\gamma = 5,65$; 6,45; 6,90 К/км. Остальные параметры — основные.
5. γ линейно растет с высотой. При $\sigma = 1$; 0,5; 0,125; $\gamma = 5,45$; 6,05; 6,5 К/км. Остальные параметры — основные.
6. γ — переменное (вариант 4), $dQ_\phi = 0$, остальные параметры — основные.
7. γ переменное, $f = 0,4$, остальные параметры — основные.
8. γ переменное, $f = 0,8$, остальные параметры — основные.
9. γ переменное, $w \neq 0$, остальные параметры — основные.

В ходе экспериментов уже в первые несколько суток появляется облачность и за 30—60 суток устанавливается сложный колебательный режим всех метеозадающих элементов. При отсутствии вертикальных токов изменения температуры во времени сравнительно малы. В приземном слое над морем температура постоянна, а над сушей имеют место суточные колебания с амплитудой около 5 К. Амплитуда мала, так как практически отсутствуют полностью ясные дни. В тропосфере колебания температуры составляют 1—3 К и менее регулярны, они вызваны в основном конвективным прогреванием. Над сушей уровень конденсации расположен высоко, поэтому при $\sigma = 0,875$ облачность отсутствует. На уровне $\sigma = 0,750$ прослеживается ярко выраженный суточный ход: облачность образуется в конце дня или в начале ночи и через 12—24 ч исчезает после выпадения осадков.

На уровнях $\sigma=0,5$; $0,625$ облака образуются при мощной конвекции относительно редко и с небольшим запаздыванием по сравнению с облаками нижнего яруса. Верхняя облачность возникает синхронно с нижней при отсутствии облаков среднего яруса. Она образуется в результате радиационного выхолаживания верхней тропосферы и развития конвекции в слое $\sigma=0,25-0,5$. Над морем уровень конденсации находится в приземном слое, но отсутствует дневной прогрев поверхности. Конвекция развивается вследствие радиационного выхолаживания тропосферы. Облачность возникает на уровне $\sigma=0,875$ только к концу вторых суток, а на уровнях $0,750$ и $0,625$ с еще большим запаздыванием и значительно реже. Вторичный конвективный слой охватывает уровни $\sigma=0,250$, $0,500$. Регулярный суточный ход отсутствует. Общее количество облачности над морем несколько больше, а температура тропосферы на $1-2$ К меньше, чем над сушей. При наличии вертикальных токов картина резко меняется. На всех уровнях температура непрерывно понижается со временем при восходящих движениях и повышается при нисходящих, т. е. возникают колебания с периодом 10 суток, на которые накладываются сравнительно слабые и нерегулярные колебания с периодом $1-2$ суток. Амплитуда долгопериодных колебаний максимальна на уровнях $\sigma=0,625$, $0,750$ и достигает 19 К над сушей и 15 К над морем. Амплитуда короткопериодных колебаний в тропосфере составляет $1-3$ К. Приземная температура почти не меняется над морем и испытывает суточные колебания над сушей с амплитудой $3-7$ К в циклональных и $9-11$ К — в антициклональных условиях. Нижняя и средняя облачность как над морем, так и над сушей возникает при восходящих вертикальных токах и в первые сутки после перехода к нисходящим движениям. Над морем облакообразование интенсивнее на уровне $\sigma=0,875$, а над сушей — на уровне $\sigma=0,750$. Регулярный суточный ход не прослеживается. Облачность верхнего яруса, напротив, возникает преимущественно при нисходящих вертикальных движениях, поскольку в слое $\sigma=0,375-0,250$ задано резкое уменьшение с высотой w и соответствующего адиабатического изменения температуры. При $w>0$ это приводит к повышению устойчивости и ослаблению конвекции, а при $w<0$ способствует развитию конвекции.

С целью определения установившихся «равновесных» профилей сравнительно консервативные характеристики (температура, влажность) осредняются за 60 суток, а более изменчивые (балл облачности, радиационный баланс системы земля — атмосфера) — за весь срок эксперимента начиная со второго шага. И даже в таком случае средние величины испытывают незначительные колебания во времени.

В табл. 3 приводятся рассчитанные равновесные профили температуры, массовой доли водяного пара и балла облачности

в сравнении со среднегодовыми среднезональными данными [3], а также радиационный баланс системы земля — атмосфера.

Из анализа табл. 3 следует, что температура тропопавзы и стратосферы моделируется плохо. Это следовало ожидать, поскольку малое вертикальное разрешение (вся стратосфера — один слой) не учитывает сложные нелинейные профили температуры, содержания водяного пара и озона, потоков и притоков радиации. Для уточнения результатов необходимо разбить стратосферу на несколько дополнительных слоев.

В тропосфере при $\gamma = 6,5$ К/км получается удовлетворительное согласование с климатическими данными. Температура приземного слоя не отличается от климатической в основном благодаря стабилизирующему воздействию океана. В нижней тропосфере температура несколько занижена, а в верхней завышена. Дело в том, что для климатического профиля γ меняется с высотой от 6 К/км (при $\sigma = 0,75-1$) до 7 К/км (при $\sigma = 0,25-0,50$). Поэтому естественно, лучшие результаты получаются при переменном γ (варианты 4, 5). Рассчитанный температурный профиль ближе всего к климатическому для варианта 5 ($\bar{\gamma} = 6,0$ К/км). Однако, если проанализировать также влажность и облачность, оптимальным следует признать вариант 4 ($\bar{\gamma} = 6,5$ К/км). При $\gamma = \gamma_a$ температура всей тропосферы и особенно верхней ее части оказывается значительно ниже климатической. Широко известно, что при лучистом равновесии получается слишком быстрое падение температуры с высотой. Данный расчет показывает, что и совокупность лучистого и фазового притоков тепла не может обеспечить формирования реального температурного профиля при адиабатическом перемешивании, поскольку выше 500—600 гПа влажноадиабатический градиент температуры мало отличается от сухоадиабатического.

Роль фазового притока тепла видна из дополнительного численного эксперимента (вариант 6). Без учета фазового притока тепла при «замороженной» климатической облачности настоящая модель дает близкий к реальному температурный профиль [13], т. е. прямое воздействие фазового притока тепла незначительно. Однако в эксперименте 6 получается очень большой балл облачности и альбедо системы земля — атмосфера, в результате чего температура всей тропосферы, включая приземный слой, оказывается заниженной на 6—8 К. Вариации условий испарения на суше не влияют на температурный профиль. Рассчитанный с учетом вертикальных токов температурный профиль очень близок к климатическому. На всех уровнях в тропосфере температура завышена примерно на 1 К, так как в результате сложных обратных связей между температурой, облачностью и вертикальными движениями увеличивается число дней с облачностью только верхнего яруса, когда заметно усиливается парниковый эффект.

Таблица 3

Среднегодовые вертикальные профили температуры,
массовой доли водяного пара, балла облачности и радиационный баланс системы
Земля — атмосфера (R)

Варианты									
Температура К									
0,001	227	220	211	223	220	222	223	223	220
0,125	209	200	197	196	200	188	196	196	199
0,250	227	228	199	226	229	216	226	226	227
0,375	243	244	223	244	246	235	244	244	245
0,500	259	257	241	257	259	249	257	258	259
0,625	269	267	256	267	269	260	268	268	270
0,750	278	275	269	276	277	269	276	276	279
0,875	284	283	281	283	284	277	284	283	285
1	289	289	289	289	289	282	289	289	289
Массовая доля водяного пара ‰									
0,001	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
0,125	0,002	0,006	0,002	0,003	0,006	0,001	0,003	0,003	0,006
0,250	0,073	0,137	0,003	0,107	0,158	0,025	0,106	0,111	0,110
0,375	0,387	0,804	0,049	0,775	0,974	0,283	0,773	0,796	0,616
0,500	0,963	1,880	0,456	1,910	2,260	0,907	1,89	1,88	1,62
0,625	2,02	3,38	1,44	3,55	3,80	1,71	3,39	3,58	2,25
0,750	3,68	5,09	3,36	5,33	5,62	2,32	5,49	5,42	3,40
0,875	6,11	7,07	6,22	7,37	7,49	2,63	6,96	7,67	7,93
1	9,34	9,15	9,26	9,35	9,26	3,52	8,74	9,65	9,58
Балл облачности									
0,250	1,9—4,4	1,9	0,3	1,7	1,7	5,0	1,6	1,7	2,4
0,500	0,3	1,8	1,5	1,8	1,1	8,1	1,4	2,0	2,0
0,600	1,1—2,9	—	—	—	—	—	—	—	—
0,625	0,9	0,4	1,6	0,5	0,6	4,4	0,7	0,4	1,1
0,750	1,9	0,6	1,0	0,9	1,2	0,5	0,9	0,6	1,1
0,800	3,0	—	—	—	—	—	—	—	—
0,875	1,8	1,2	1,4	1,1	1,0	0,0	0,9	1,3	0,8
R Вт/м²	—	7	24	9	10	—1	9	—2	3

Приземная влажность хорошо совпадает с климатической, что свидетельствует об удачной параметризации процесса влагообмена на подстилающей поверхности. Вариация доли переувлажненных участков суши вызывает незначительные изменения влажности в пограничном слое и почти не влияет на более высокие слои. Увеличение испарения с поверхности суши сопровождается усилением осадков. Все варианты численных экспериментов,

кроме последнего, завышают относительную влажность в тропосфере до 70—90%. Соответствующая массовая доля водяного пара также завышена (исключение составляют варианты 3 и 8, где вследствие сильного занижения температуры массовая доля водяного пара мала, несмотря на высокую относительную влажность). И только учет вертикальных токов позволяет получить реалистические значения одновременно температуры, относительной влажности и массовой доли водяного пара. Дело в том, что при непрерывном конвективном притоке влаги в атмосферу в модели учитывается единственная возможность стока — образование осадков. Облачность при этом исчезает, но в атмосфере сохраняется та высокая относительная влажность, при которой образовалось облако. При отсутствии вертикальных движений установившиеся профили температуры и влажности испытывают незначительные колебания во времени и близки к средним. Учет вертикальных токов приводит к тому, что перенос влаги в тропосферу, образование облачности и ее разрушение происходят преимущественно в циклонических условиях, когда температура на 5—7 К ниже средних значений на этих уровнях. В антициклонических условиях конвекция подавляется и в тропосфере сохраняется прежняя сравнительно низкая массовая доля водяного пара. Относительная же влажность резко уменьшается в результате повышения температуры. В итоге, средняя температура оказывается примерно такой же, как и без вертикальных токов, а массовая доля водяного пара, и особенно относительная влажность, значительно ниже.

Моделируемая облачность весьма сильно меняется со временем и с высотой и в зависимости от способов параметризации и заданных внешних условий. Сравнение с климатическими данными представляет ряд трудностей. Во-первых, расчетные уровни модели не совпадают с высотой расположения типичных форм облачности. Это видно на рис. 2 и в табл. 2. Во-вторых, данные наземных наблюдений [3] заведомо занижают повторяемость облачности верхнего и среднего ярусов, так как она не фиксируется наблюдателем при сплошной более низкой облачности. Поэтому в табл. 2 и на рис. 2 приведены также завышенные максимальные оценки, полученные по данным [3] в предположении, что всякий раз, когда наблюдались облака типа *St* и *Ns*, над ними располагалось равное количество *As* и *Ci*. По аналогичным соображениям к повторяемости *Ci* добавлялась еще и величина, равная повторяемости *As*.

Далее следует отметить, что во всех численных экспериментах небольшое количество облачности образуется на уровне $\sigma=0,125$ и довольно значительное на уровне $\sigma=0,375$, где в действительности облака отсутствуют. Этот вопрос требует дальнейших исследований. В рассматриваемых экспериментах накладывался искусственный запрет на образование облаков на упомянутых уровнях.

Во всех вариантах расчета недооценивается повторяемость нижней облачности. Очевидно, в модель необходимо включить какую-то параметризацию образования фронтальной облачности, составляющей значительную долю облаков нижнего яруса. При $\gamma = \gamma_a$ значительно занижен балл верхней облачности, так как в этом случае поставлены слишком «жесткие» условия развития конвекции и перемешивание охватывает лишь нижнюю половину тропосферы. Напротив, без учета фазового притока тепла очень сильно завышен балл облаков верхнего и особенно среднего ярусов (вариант 6). Выше отмечалось, что непосредственное нагревание атмосферы за счет фазового притока тепла невелико. Тем не менее фазовый приток тепла играет очень большую роль.

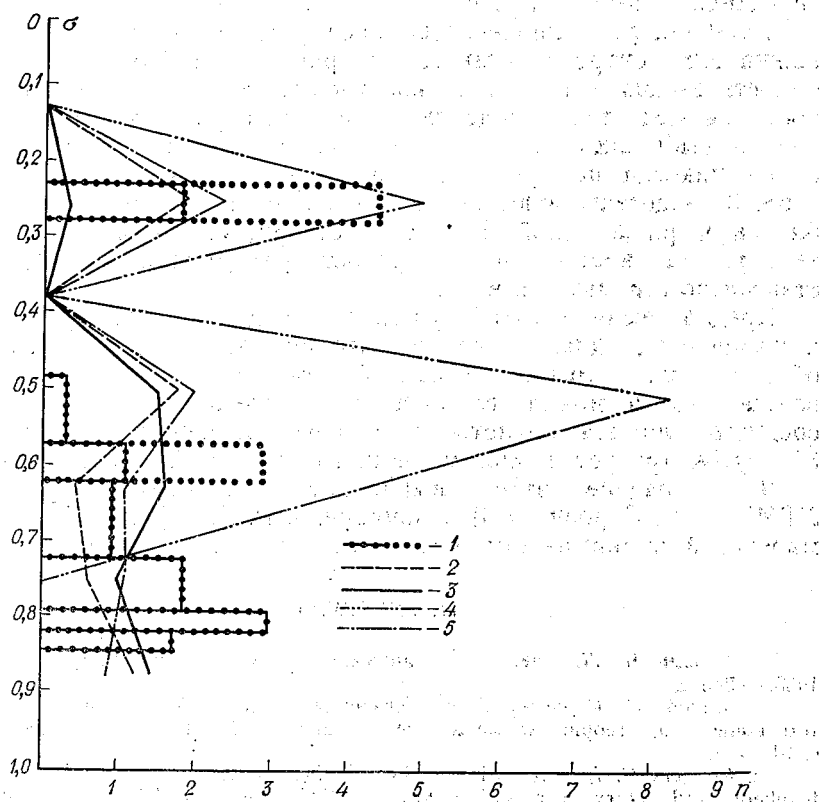


Рис. 2. Вертикальное распределение балла облачности для вариантов 1—6,9: 1 — климат; 2 — $\gamma = 6,5$ К/км; 3 — $\gamma = 10$ К/км; 4 — $\gamma_{\text{перем}} = 0$; 5 — с учетом ω .

В момент развития конвекции он выделяется в верхней части конвективных слоев и уменьшает относительную влажность на высоте, а также вертикальный градиент температуры и, следова-

тельно, ослабляет конденсацию и дальнейшее развитие конвекции.

При изменениях с высотой γ и вариациях f без учета вертикальных токов (варианты 2, 4, 5, 7, 8) получаются довольно близкие результаты; во всяком случае нет какой-либо четкой зависимости от этих параметров. Учет вертикальных токов приводит к заметному увеличению верхней и средней облачности. Объясняется этот эффект тем, что на верхних уровнях адиабатические изменения температуры через 2—3 суток после смены знака вертикальных токов значительно преобладают над всеми остальными факторами. При этом устанавливается либо сплошная облачность, либо ясное небо, т. е. средний балл стремится к 5, что значительно выше среднего балла, обусловленного конвекцией.

Величина радиационного баланса системы земля — атмосфера важна для контроля установления равновесия. Поскольку теплосмкость океана считается бесконечной, а температура его поверхности не меняется в ходе численных экспериментов, при произвольно выбранной температуре океана система земля — атмосфера никогда не придет к термическому равновесию. Данные табл. 3 свидетельствуют о том, что заданная температура океана близка к равновесной. При удовлетворительном моделировании температуры, влажности и облачности радиационный баланс действительно стремится к нулю.

Предлагаемая модель нуждается в дальнейших испытаниях и уточнениях, однако очевидно, что она отражает существенные обратные связи между радиацией, температурой, облачностью и влажностью и может служить для численного моделирования среднего климата планеты. Численный эксперимент сроком на 300 суток требует 1 мин машинного времени на ЭВМ ЕС-1046.

В заключение авторы выражают благодарность студентам ЛГМИ А. В. Сароян, О. В. Двиняниной, Р. Х. Ниемеля и Т. Ю. Тимаревской, принимавшим участие в испытаниях модели.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кароль И. Л. Введение в динамику климата. — Л.: Гидрометеиздат, 1988. — 215 с.
2. Манабе С., Стриклер Р. Ф. Термическое равновесие в атмосфере с учетом конвекции. Теория климата. Пер. с англ. — Л.: Гидрометеиздат, 1967, с. 61—104.
3. Rodgers C. D. The radiative heat budget of troposphere and lower stratosphere. — Planetary Circulation project, 1967, Rep. N A2, Mass. Inst. of Technol. — 99 p.
4. Неелова Л. О., Подольская Э. Л. Оценка точности радиационных расчетов в моделях численного прогноза погоды. — Изв. АН СССР, ФАО, т. 22, № 11, с. 1213—1217.
5. Lacis A. A., Hansen J. E. A parameterization for the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. — Journ. Atmos. Sci, 1974, v. 31, N 1, p. 118—133.
6. Фейгельсон Е. М., Краснокутская Л. Д. Потoki солнечного излучения и облака. Л.: Гидрометеиздат, 1978. — 157 с.

7. Васильева Т. И., Евсеева М. Г., Подольская Э. Л. Сравнение радиационных потоков и притоков тепла, рассчитанных с помощью различных функций пропускания. — Изв. АН СССР, ФАО, 1983, т. 11, № 3, с. 239—244.
8. Подольская Э. Л., Ривин И. Г. Коррекция интегральной функции пропускания в длинноволновой области спектра. — Изв. АН СССР, ФАО, 1988, т. 24, № 8, с. 883—886.
9. Корби Г. А., Гилкрист А., Раунтри П. Р. Пятиуровневая модель общей циркуляции атмосферы метеорологической службы Соединенного Королевства. — Модели общей циркуляции атмосферы. Пер. с англ. — Л.: Гидрометеиздат, 1967, с. 85—132.
10. Подольская Э. Л., Ривин И. Г. Диагностические расчеты зональной облачности и радиационных потоков. — Метеорология и гидрология, 1987, № 7, с. 44—50.
11. Smagorinsky J. General circulation experiment with the primitive equations. — Mon. Weather Rev, 1963, v. 91, p. 71—78.
12. Матвеев Л. Т. Динамика облаков. — Л.: Гидрометеиздат, 1981. — 311 с.
13. Михалев И. В., Неелова Л. О., Подольская Э. Л. Радиационно-конвективное приспособление с учетом суточного и сезонного хода инсоляции для моделей численного прогноза. — Тр. ЛГМИ, 1987, вып. 97, с. 49—59.

УДК 551.509.313

А. А. МАКОСКО, Н. Н. СОЛОПОВ

О ВЛИЯНИИ ТОЧНОСТИ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ НА ПРОГНОЗ ВЫСОТЫ ПОВЕРХНОСТИ 500 гПа

Важным направлением повышения качества численных прогнозов метеорологических величин является «систематический и тщательный» учет всех компонентов прогностической системы, последовательное применение все более сложных моделей атмосферы» [1]. Особое внимание при этом уделяется, в частности, учету влияния так называемых «малых» факторов. В этой связи представляется актуальным исследование влияния точности представления потенциала силы тяжести (геопотенциала) Φ на динамику крупномасштабных атмосферных процессов.

В численных моделях атмосферы традиционно принято учитывать влияние геопотенциала в предположении «плоской» Земли. В этом случае в уравнениях движения, содержащих проекции вектора ускорения свободного падения $\vec{g}^0 = (g_x^0, g_y^0, g_z^0)$, полагают $g_x^0 = 0$, $g_y^0 = 0$, $g_z^0 = 9,8 \text{ м/с}^2$. Использование более точного представления о фигуре Земли позволяет получить более точный вектор $\vec{g}$. Отличие данного вектора от $\vec{g}^0$ должно проявиться в уменьшении систематической ошибки численного прогноза метеовеличин.

Как известно, геопотенциал равен сумме гравитационного потенциала U (потенциала притяжения) и потенциала центробежной силы R [2]. Но если величину потенциала центробежной силы легко рассчитать с помощью формулы $R = \frac{1}{2} (\omega \rho \sin \theta)^2$

(здесь $\rho \sin \theta$ — расстояние рассматриваемой точки от оси вращения Земли; ω — угловая скорость вращения Земли; θ — дополнение до широты), то определение величины гравитационного потенциала представляет известные трудности, обусловленные неоднородностью Земли, неточностью знаний о ее фигуре и др. [3]. Очевидно, что погрешности определения геопотенциала в значительной мере обусловлены ошибками представления гравитационного потенциала. Поэтому целью работы является исследование влияния и определение требуемого уровня учета точности представления потенциала гравитационного поля Земли (ГПЗ) на прогноз высоты поверхности 500 гПа.

Постановка задачи. Ограничимся случаем баротропной атмосферы. Тогда уравнения гидродинамики в локальной системе координат, вращающейся вместе с Землей, можно представить в виде [5]:

$$\begin{aligned} \frac{d_s \vec{V}}{dt} + l \vec{k} \cdot \vec{V} &= -\nabla \Phi, \\ \frac{d_s \Phi}{dt} + \Phi \nabla \cdot \vec{V} &= 0, \end{aligned} \quad (1)$$

где $\frac{d_s}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \vec{V} \nabla$; ∇ — оператор Гамильтона; $\vec{V} = (u, v)'$ — проекция вектора скорости на горизонтальную поверхность; l — параметр Кориолиса; $\vec{k}$ — единичный вектор, направленный вертикально вверх.

Предположим, далее, что геопотенциал зависит только от вертикальной координаты $z = H$:

$$\Phi = g_z H + \text{const}, \quad (2)$$

где $g_z = g_z(x, y, H)$. Тогда систему уравнений (1) можно переписать в виде

$$\begin{aligned} \frac{d_s \vec{V}}{dt} + l \vec{k} \cdot \vec{V} &= -g_z \nabla H - H \nabla g_z, \\ \frac{d_s H}{dt} + H \nabla \cdot \vec{V} + \frac{H}{g_z} (\vec{V} \cdot \nabla) g_z &= 0. \end{aligned} \quad (3)$$

При заданных начальных ($\vec{V}|_{t=0} = \vec{V}_0$, $H|_{t=0} = H_0$) и граничных ($\vec{V}|_{\Gamma} = \vec{V}_\Gamma$, $H|_{\Gamma} = H_\Gamma$) условиях система уравнений (3) зам

кнута, если известна функция g_1 . Поскольку ускорение свободного падения представляется в виде $g_z = g_p - \omega^2 \rho \sin^2 \theta$, то неизвестной

является функция $g_p = \frac{\partial U}{\partial H}$ — ускорение силы притяжения. Для ее определения необходимо использовать модель ГПЗ.

Модель ГПЗ. Поскольку модель ГПЗ может использоваться в более общей задаче, чем сформулированная выше, приведем подробное ее описание. Модель основана на разложении в ряд по сферическим функциям потенциала притяжения и проекций ускорения силы притяжения. Проекции ускорения g_p, g_θ, g_λ на оси сферической системы координат $0\rho\theta\lambda$ выражаются через потенциал притяжения следующим образом [2]:

$$g_p = \frac{\partial U}{\partial \rho}, \quad g_\theta = \frac{1}{\rho} \frac{\partial U}{\partial \theta}, \quad g_\lambda = \frac{1}{\rho \sin \theta} \frac{\partial U}{\partial \lambda}. \quad (4)$$

Формула для вычисления потенциала U , представленного разложением по сферическим функциям, имеет вид [6]

$$U(\rho, \theta, \lambda) = \frac{fM}{\rho} \left[1 + \sum_{n=2}^{n_k} \left(\frac{a}{\rho} \right)^n \sum_{m=0}^n (\bar{c}_{nm} \cos m\lambda + \bar{s}_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}_{nm}(\theta) \right], \quad (5)$$

где fM — геоцентрическая гравитационная постоянная; a — большая полуось общего земного эллипсоида; $\bar{c}_{nm}, \bar{s}_{nm}, n_k$ — нормированные коэффициенты и порядок разложения; $\bar{P}_{nm}(\theta)$ — нормированные присоединенные функции Лежандра.

Подставляя выражение (5) в (4) и проводя дифференцирование, получаем

$$\begin{aligned} g_p &= -\frac{fM}{\rho^2} - \frac{fM}{a\rho} \sum_{n=2}^{n_k} (n+1) \left(\frac{a}{\rho} \right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (\bar{c}_{nm} \cos m\lambda + \\ &\quad + \bar{s}_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}_{nm}(\theta), \\ g_\theta &= -\frac{fM}{a\rho} \sum_{n=2}^{n_k} \left(\frac{a}{\rho} \right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (\bar{c}_{nm} \cos m\lambda + \bar{s}_{nm} \sin m\lambda) \times \\ &\quad \times [m \operatorname{ctg} \theta \bar{P}_{nm}(\theta) - \sqrt{\delta(n-m)(m+n+1)} \bar{P}_{n+1}(\theta)], \\ g_\lambda &= \frac{fM}{a\rho \sin \theta} \sum_{n=2}^{n_k} \left(\frac{a}{\rho} \right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (\bar{s}_{nm} \cos m\lambda - \bar{c}_{nm} \sin m\lambda) m \bar{P}_{nm}(\theta), \end{aligned} \quad (6)$$

где

$$\delta = \begin{cases} 0,5 & \text{при } m=0, \\ 1 & \text{при } m \neq 0. \end{cases}$$

Выведем рекуррентные соотношения для вычисления функций $\bar{P}_{nm}(\theta)$. При этом используем в качестве исходных формул следующие соотношения для полиномов Лежандра [2]:

$$nP_n(\cos \theta) = (2n-1)\cos \theta P_{n-1}(\cos \theta) - (n-1)P_{n-2}(\cos \theta), \quad (7)$$

$$\frac{dP_n(\cos \theta)}{d(\cos \theta)} = \cos \theta \frac{dP_{n-1}(\cos \theta)}{d(\cos \theta)} + nP_{n-1}(\cos \theta). \quad (8)$$

После почленного m -кратного дифференцирования по $\cos \theta$ равенства (7) и $(m-1)$ -кратного дифференцирования равенства (8) для $m < n$ имеем

$$nP_{nm}(\theta) = (2n-1)[m \sin \theta P_{n-1, m-1}(\theta) + \cos \theta P_{n-1, m}(\theta)] - (n-1)P_{n-2, m}(\theta), \quad (9)$$

$$P_{nm}(\theta) = (n+m-1) \sin \theta P_{n-1, m-1}(\theta) + \cos \theta P_{n-1, m}(\theta). \quad (10)$$

$$\text{При } m=n \quad P_{nn}(\theta) = (2n-1) \sin \theta P_{n-1, n-1}(\theta). \quad (11)$$

Из выражений (9), (10) после исключения слагаемых, содержащих функции $P_{n-1, m-1}(\theta)$, получаем

$$[n(n+m-1) - m(2n-1)]P_{nm}(\theta) = (2n-1)(n-1) \cos \theta P_{n-1, m}(\theta) - (n-1)(n+m-1)P_{n-2, m}(\theta). \quad (12)$$

Для нормированных функций $\bar{P}_{nm}(\theta)$ равенства (11), (12) дают

$$\bar{P}_{nm}(\theta) = \sqrt{1 + \frac{1}{2n}} \sin \theta \bar{P}_{n-1, m-1}(\theta) \text{ при } m=n, \quad (13)$$

$$\begin{aligned} \bar{P}_{nm}(\theta) = & \sqrt{\frac{4n^2-1}{n^2-m^2}} \cos \theta \bar{P}_{n-1, m}(\theta) - \\ & - \sqrt{\frac{(2n+1)[(n-1)^2-m^2]}{(n^2-m^2)(2n-3)}} \bar{P}_{n-2, m}(\theta), \text{ при } m < n. \end{aligned} \quad (14)$$

В качестве начальных здесь используются значения

$$\bar{P}_{00}(\theta) = 1, \bar{P}_{10}(\theta) = \sqrt{3} \cos \theta, \bar{P}_{11}(\theta) = \sqrt{3} \sin \theta, \quad (15)$$

получающиеся после нормирования функций $P_{00}(\theta)$, $P_{10}(\theta)$, $P_{11}(\theta)$, приведенных в [6].

Таким образом, выражения (5), (6), (13)–(15) составляют замкнутую формульную схему расчета гравитационного потенциала и проекций ускорения силы притяжения Земли на оси сферической системы координат. Необходимые исходные данные взяты из работы [3]: $M = 3986005 \cdot 10^8 \text{ м}^3/\text{с}^2$, $a = 6378137 \text{ м}$.

Коэффициенты $\bar{c}_{nm}$, $\bar{s}_{nm}$ соответствуют системе коэффициентов GFM-10 с $n_k = 22$ [3].

При $n_k=0$ и $n_k=1$ потенциал притяжения и проекции ускорения определяются следующим образом:

$$U = \frac{fM}{\rho}, \quad g_\rho = -\frac{fM}{\rho^2}, \quad g_\theta = 0, \quad g_\lambda = 0 \quad \text{при } n_k=0; \quad (16)$$

$$U = \frac{fM}{\rho} \left(1 + \frac{a^2}{\rho^2} \bar{c}_{20} \bar{P}_{20}(\theta) \right), \quad g_\rho = -\frac{fM}{\rho^2} - \frac{3fM a^2}{\rho^4} \bar{c}_{20} \bar{P}_{20}(\theta),$$

$$g_\theta = \frac{\sqrt{3} fM a^2}{\rho^4} \bar{c}_{20} \bar{P}_{21}(\theta), \quad g_\lambda = 0 \quad \text{при } n_k=1. \quad (17)$$

Результаты экспериментов. Модель прогноза, основанная на численном интегрировании системы уравнений (3) методом Эйлера с шагом по времени 4 мин, реализована на С-сетке [4] в области, имеющей 21×21 узлов с шагом 190 км и охватывающей первый синоптический район. В качестве начальных данных использовались значения высоты поверхности 500 гПа за 10 последовательных сроков начиная с 19.01.1979 г. (данные ПГЭП уровня III-б). Расчеты проводились на ЭВМ ЕС-1066.

Ввиду существенных затрат процессорного времени на расчет ускорения силы притяжения, подключение модели ГПЗ осуществлялось через каждые 10 шагов по времени. Результаты проведенных экспериментов, осредненные по 10 случаям, представлены в таблице, анализ которой показывает следующее.

Наилучшее качество прогнозов достигается при $n_k=5$. Некоторое ухудшение оправдываемости прогнозов при дальнейшем увеличении объясняется, по-видимому, несогласованностью по точности моделей атмосферы и ГПЗ (при $n_k=22$). С практической точки зрения представляется важным то, что переход от сферы ($n_k=0$) к эллипсоиду вращения ($n_k=1$) дает заметное уменьшение ошибок прогноза, несущественно усложняя расчет ускорения силы притяжения (см. выражения (17)). Аномалии ГПЗ ($n_k \geq 2$) в рамках поставленной задачи учитывать нецелесообразно.

Оправдываемость прогнозов высоты поверхности 500 гПа на 12 часов при различной точности представления ГПЗ

n_k	0	1	2	3	4	5	11	17	22
δ_n	30,95	30,20	30,20	30,20	30,20	30,19	30,21	30,21	30,23
σ_n	34,27	33,11	33,11	33,11	33,12	33,11	33,12	33,12	33,15
ϵ_n	0,510	0,541	0,541	0,541	0,540	0,541	0,541	0,541	0,538

Примечание. δ_n — абсолютная средняя ошибка прогноза (м); σ_n — средняя квадратическая ошибка прогноза (м); ϵ_n — коэффициент корреляции между прогностическими и фактическими изменениями.

В дальнейшем целесообразно рассмотреть более общую постановку задачи (без упрощающего предположения (2)). В этом случае за счет учета проекций ускорения свободного падения на горизонтальную поверхность следует ожидать усиление влияния ГПЗ на прогноз. Кроме этого, представляет большой научный интерес исследование влияния ГПЗ на прогноз с помощью бароклиной модели.

В заключение авторы выражают признательность профессору Б. Д. Панину, в результате бесед с которым возникла идея постановки данной задачи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Долгосрочное и среднесрочное прогнозирование погоды. Проблемы и перспективы. — М.: Мир, 1987.
2. Дубошин Г. Н. Небесная механика. — М.: Наука, 1968.
3. Грушинский Н. П. Основы гравиметрии. — М.: Наука, 1983.
4. Мезингер Ф., Аракава А. Численные методы, используемые в атмосферных моделях. — Л.: Гидрометеоздат, 1979.
5. Хинкельман К. Г. Полные уравнения. — В кн.: Лекции по численным методам краткосрочного прогноза погоды. Л.: Гидрометеоздат, 1969.
6. Шимбирев Б. П. Теория фигуры Земли. — М.: Недра, 1975.

УДК 551.510.53

С. А. СОЛДАТЕНКО, С. С. СУВОРОВ (ВИКИ)

О СПЕКТРЕ НОРМАЛЬНЫХ МОД ДВУХМЕРНОЙ БАРОКЛИННОЙ АТМОСФЕРЫ

Теоретической основой исследований динамических процессов, протекающих в атмосфере, служит полная система уравнений гидротермодинамики, которая при отсутствии притоков тепла, вязкости и теплопроводности в квазидекартовой системе координат (оси x , y , z направлены соответственно на восток, север, вертикально вверх) может быть записана в следующем виде:

$$\frac{d\vec{V}}{dt} - \vec{V} \cdot \nabla \vec{V} = -\frac{1}{\rho} \text{grad } p, \quad (1)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -g\rho, \quad (2)$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \text{div}(\rho \vec{V}) = 0, \quad (3)$$

$$\frac{dT}{dt} - \frac{\kappa - 1}{\kappa \rho R} \frac{dp}{dt} = 0, \quad (4)$$

$$p = \rho RT, \quad (5)$$

где $\vec{V}_r = (u, v)$ — вектор горизонтальной скорости; f — кориолисов параметр; $\vec{k}$ — единичный вектор вертикальной оси; ρ — плотность; p — давление; T — температура; g — ускорение свободного падения; $\kappa = c_p/c_v$; c_p и c_v — удельные теплоемкости воздуха при постоянном давлении и объеме соответственно; R — удельная газовая постоянная воздуха.

Интересной особенностью системы уравнений (1) — (5) является то, что с ее помощью можно редуцировать задачу об атмосферных движениях на вращающейся Земле к некоторой «плоской» задаче. Подобная процедура имеет значительный методический интерес, позволяя исследовать особенности атмосферных движений, существенно не усложняя математическую сторону задачи [1—3].

Введем специальные символы осреднения по высоте:

$$\hat{a} = \int_0^\infty a \, dz, \quad \bar{a} = \int_0^\infty \rho a \, dz / \int_0^\infty \rho \, dz = \frac{g}{p(x, y, 0, t)} \int_0^\infty \rho a \, dz. \quad (6)$$

В качестве краевых условий для системы уравнений (1) — (5) примем:

а) на поверхности земли (на нижней границе) условие непротекания жидкости

$$w = 0 \quad \text{при} \quad z = 0, \quad (7)$$

б) на верхней границе — отсутствие потока массы

$$\rho w = 0 \quad \text{при} \quad z \rightarrow \infty. \quad (8)$$

Из уравнения статики (2) следует конечность интеграла

$$\int_0^\infty \rho \, dz = \frac{1}{g} p(x, y, 0, t). \quad (9)$$

Будем считать, что при увеличении высоты z плотность ρ убывает быстро и интегралы вида

$$\int_0^\infty \rho z \, dz, \quad \int_0^\infty \rho u \, dz, \quad \int_0^\infty \rho u^2 \, dz \quad (10)$$

сходятся.

Результат интегрирования системы уравнений (1) — (5) по высоте в пределах от нуля до бесконечности с учетом краевых

условий (7), (8) и в предположении о достаточной однородности потока по высоте имеет вид:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} = -\frac{1}{Q} \frac{\partial P}{\partial x} + fV, \quad (11)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} = -\frac{1}{Q} \frac{\partial P}{\partial y} - fU, \quad (12)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + U \frac{\partial Q}{\partial x} + V \frac{\partial Q}{\partial y} + Q \left(\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} \right) = 0, \quad (13)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + U \frac{\partial T}{\partial x} + V \frac{\partial T}{\partial y} + \frac{\kappa-1}{\kappa} T \left(\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} \right) = 0, \quad (14)$$

$$P = QRT, \quad (15)$$

где $U = \bar{u}$, $V = \bar{v}$, $T = \bar{T}$, $Q = \hat{p}$, $P = \hat{p}$.

Система уравнений (11)–(15) является точной в случае частного движения атмосферы — при отсутствии вертикального сдвига скоростей. Эта система описывает динамику двумерной бароклинной пленки в поле силы Кориолиса.

Если ввести в рассмотрение величину

$$m = p(x, y, 0, t) / p_0 \quad (p_0 = 1000 \text{ гПа}), \quad (16)$$

то тогда система уравнений (11)–(15) преобразуется к виду

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} = -\frac{R}{m} \frac{\partial (Tm)}{\partial x} + fV, \quad (17)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} = -\frac{R}{m} \frac{\partial (Tm)}{\partial y} - fU, \quad (18)$$

$$\frac{\partial m}{\partial t} + U \frac{\partial m}{\partial x} + V \frac{\partial m}{\partial y} + m \left(\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} \right) = 0, \quad (19)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + U \frac{\partial T}{\partial x} + V \frac{\partial T}{\partial y} + \frac{\kappa-1}{\kappa} T \left(\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} \right) = 0. \quad (20)$$

С целью определения спектра элементарных волн (нормальных мод) линеаризуем систему уравнений (17)–(20) относительно $T_0 = T_0(y)$, $m_0 = 1$ и $U_0 = U_0(y)$:

$$\frac{\partial u'}{\partial t} + U_0 \frac{\partial u'}{\partial x} + v' \frac{dU_0}{dy} - fv' + R \left(\frac{\partial T'}{\partial x} + T_0 \frac{\partial m'}{\partial x} \right) = 0, \quad (21)$$

$$\frac{\partial v'}{\partial t} + U_0 \frac{\partial v'}{\partial x} + f(U_0 + u') + R \left(\frac{dT_0}{dy} + \frac{\partial T'}{\partial y} + T_0 \frac{\partial m'}{\partial y} \right) = 0, \quad (22)$$

$$\frac{\partial m'}{\partial t} + U_0 \frac{\partial m'}{\partial x} + \left(\frac{\partial u'}{\partial x} + \frac{\partial v'}{\partial y} \right) = 0, \quad (23)$$

$$\frac{\partial T'}{\partial t} + U_0 \frac{\partial T'}{\partial x} + v' \frac{dT_0}{dy} + \frac{\gamma - 1}{\gamma} T_0 \left(\frac{\partial u'}{\partial x} + \frac{\partial v'}{\partial y} \right) = 0, \quad (24)$$

где u' , v' , T' и m' — бесконечно малые величины (возмущения). Представим возмущения в виде нормальных мод (элементарных волн):

$$\begin{pmatrix} u' \\ v' \\ T' \\ m' \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} u \\ v \\ T \\ m \end{pmatrix} e^{i(kx + ny - \omega t)}. \quad (25)$$

Здесь u , v , T и m — постоянные величины (амплитуды возмущений), k и n — волновые числа по осям x и y соответственно; ω — угловая частота. Подстановка (25) в систему уравнений (21) — (24) дает возможность получить следующую алгебраическую систему уравнений:

$$i(kU_0 - \omega)u + (U'_0 - f_0)v + ikRT_0m + ikRT = 0, \quad (26)$$

$$[n(kU_0 - \omega) + ik(f_0 - U'_0)]u + [U''_0 + \beta - k(kU_0 - \omega) + in(f_0 - U'_0)]v - ikc_0^2 \alpha m = 0, \quad (27)$$

$$i(kU_0 - \omega)m + iku + inv = 0, \quad (28)$$

$$i(kU_0 - \omega)T + ik \frac{c_0^2}{c_p} u + \left(\alpha T_0 + in \frac{c_0^2}{c_p} \right) v = 0, \quad (29)$$

где $U'_0 = dU_0/dy$; $U''_0 = d^2U_0/dy^2$; $c_0^2 = RT_0$ — «скорость» звука; $\alpha = \frac{1}{T_0} \frac{dT_0}{dy}$; β — параметр Россби.

Заметим, что уравнение (27) представляет собой уравнение вихря скорости, полученное из уравнений движения (21) и (22).

Система (26) — (29) является системой линейных однородных уравнений относительно неизвестных u , v , m , T . Эта система имеет нетривиальные решения только при условии равенства нулю ее определителя

$$A = \begin{vmatrix} iZ & -\beta_1 & ikc_0^2 & ikR \\ nZ + ik\beta_1 & U''_0 + \beta - kZ + in\beta_1 & ikc_0^2 \alpha & 0 \\ ik & in & iZ & 0 \\ ik \frac{c_0^2}{c_p} & \alpha T_0 + in \frac{c_0^2}{c_p} & 0 & iZ \end{vmatrix}$$

где $Z = kU_0 - \omega$.

Вычисляя определитель и производя упрощения, получим:

$$A = Z^4 - \frac{\beta_2}{k} Z^3 - [(n^2 + k^2) c_1^2 + \beta_1^2] Z^2 + k c_1^2 \beta_2 Z + k^2 U_0^2 f_0^2. \quad (30)$$

Здесь введены следующие обозначения:

$$c_1^2 = (1 + \gamma) c_0^2, \quad \beta_1 = -(U_0' - f_0),$$

$$\beta_2 = U_0'' + \beta, \quad \gamma = \frac{c_p - c_v}{c_v}.$$

Уравнение (30) представляет собой дисперсионное соотношение, описывающее зависимость циклической (угловой) частоты ω нормальных мод системы (21)–(24) от волновых чисел k и n .

Следует отметить, что при условии линейной зависимости T_0 от y и неучете зависимости параметров состояния от переменной y задача сводится к задаче, исследуемой в [1].

При нахождении спектра нормальных мод уравнение (30) решалось численно методом секущих с локализацией корней между двумя последовательными приближениями. Распределение температуры основного состояния T_0 с широтой описывается выражением

$$T_0(\varphi) = \bar{T}_0 - \frac{1}{2} \Delta T_0 \operatorname{th} \left[\frac{a(\varphi - \varphi_0)}{D} \right],$$

где φ — широта; $\varphi_0 = 50^\circ$; $\bar{T}_0 = 255$ К; $\Delta T_0 = 50$ К; $D = 2 \cdot 10^3$ (км), $a = 6,4 \cdot 10^3$ (км) — радиус Земли.

Нами была исследована зависимость составляющей фазовой скорости нормальных мод от широты и длины волны по осям x и y . Обозначим через $c = \omega/k$ — составляющую фазовой скорости по оси x ; $\lambda_x = 2\pi/k$ — длину волны по оси x ; $\lambda_y = 2\pi/n$ — длину волны по оси y .

В табл. 1 представлены значения составляющей фазовой скорости по оси x относительно среднего зонального потока для различных длин волн. Из анализа этой таблицы следует, что в двумерной модели атмосферы имеют место три класса волн: акустические, распространяющиеся как на запад, так и на восток, волны Россби, которые двигаются в западном направлении и бароклинные моды (волны переноса тепла), перемещающиеся на восток. Данные этой таблицы качественно согласуются с теорией Россби. Необходимо подчеркнуть, что бароклинные моды распространяются практически со скоростью зонального потока.

Табл. 2 дает представление о величинах составляющей фазовой скорости по оси x относительно скорости среднего зонального потока на различных географических широтах. Согласно данным этой таблицы, четкой зависимости между c — U_0 и широтой не

прослеживается, но в то же время имеет место периодическое изменение величины $c - U_0$ вдоль меридиана, причем эта периодичность зависит также и от класса рассматриваемых волн.

Таблица 1

Зависимость фазовой скорости по оси x
относительно среднего зонального потока от длины волны по x
($\varphi = 60^\circ$, $\lambda_y = 10^4$ км)

Длина волны по x , км	$c - U_0$ м/с			
	акустические волны		бароклидная волна	волна Россби
500	317,4	-317,4	0,6	-0,8
1000	319,0	-319,0	1,0	-1,9
1500	321,5	-321,5	1,2	-3,2
2000	325,0	-325,1	1,4	-4,9
3000	334,5	-335,3	1,6	-9,1
4000	347,0	-349,5	1,7	-14,0
5000	361,9	-367,6	1,7	-19,3
6000	378,7	-389,4	1,8	-24,6
7000	396,9	-414,7	1,8	-29,7
8000	416,2	-443,4	1,8	-34,3
9000	436,1	-475,0	1,8	-38,4
10000	456,5	-509,5	1,8	-42,1
15000	559,6	-716,9	1,8	-54,3
20000	658,8	-971,9	1,9	-60,4

В табл. 3 сведены данные о составляющей фазовой скорости по оси x относительно зонального потока для различных длин волн по оси y (расчеты проводились для $\lambda_x = 2 \cdot 10^4$ км). Как следует из анализа этой таблицы, при увеличении λ_x наблюдается существенное уменьшение величины $c - U_0$ акустических волн и волн Россби, тогда как скорость распространения бароклинных мод меняется незначительно.

Из приведенного анализа следует, что рассмотренная двухмерная бароклидная модель содержит в себе волновые решения, соответствующие основным погодообразующим модам трехмерных моделей. Это обстоятельство позволяет использовать двухмерную модель в качестве инструмента для теоретического исследования динамических процессов в атмосфере.

Таблица 2

Зависимость фазовой скорости по оси x
относительно среднего зонального потока от широты
($\lambda_y = \lambda_x = 10^4$ км)

Широта, °	$c - U_0$ м/с			
	акустические волны	бароклинная волна	волна Россби	
30	458,7	-473,3	1,3	-13,9
35	465,8	-476,7	3,4	-12,3
40	469,4	-481,5	5,3	-15,0
45	465,8	-489,6	5,1	-23,9
50	457,7	-500,3	3,8	-37,1
55	453,2	-508,3	2,7	-45,2
60	456,5	-509,5	1,8	-42,1
65	465,5	-506,8	1,2	-31,8
70	475,9	-504,3	0,8	-21,2

Таблица 3

Зависимость фазовой скорости по оси x
относительно зонального потока от длины волны по y ($\lambda_x = 2 \cdot 10^4$ км)

λ_y км	$c - U_0$ м/с			
	акустические волны	бароклинная волна	волна Россби	
5000	1281,0	-1383,7	1,7	-7,4
10000	710,3	-799,7	1,4	-20,6
15000	550,6	-505,7	1,4	-27,2
20000	484,6	-552,6	1,4	-42,2

ЛИТЕРАТУРА

1. Алишаев Д. М. О динамике двухмерной бароклинной атмосферы. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1980, т. 16, № 2, с. 99—107.
2. Обухов А. М. К вопросу о геострофическом ветре. — Изв. АН СССР. География и геофизика, 1949, т. 13, № 4, с. 281—306.
3. Писниченко И. А. Об одной простой модели динамики планетарных атмосферных возмущений. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1980, т. 16, № 9, с. 883—892.

ВЛИЯНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ ДИСКРЕТНОСТИ НАБЛЮДЕНИЙ ПРИ ОПИСАНИИ ЧАСТОТ И ВОЛНОВЫХ ЧИСЕЛ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Все гидрометеорологические процессы, как правило, носят колебательный характер. Если измеряемая величина изменяется во времени и пространстве, то ее можно представить в виде кратного интеграла Фурье [1]:

$$f(x_i, t) = (2\pi)^{-2} \int a(k_j, \omega) e^{i(k_j x_j - \omega t)} dl dm dn d\omega, \quad (1)$$

где k_j — радиус-вектор в пространстве волновых чисел с компонентами l, m, n ; $\omega = 2\pi/T$ — частота.

Используемые формы организации гидрометеорологических наблюдений позволяют в основном описать временную изменчивость в фиксированных точках пространства. Классификация типов временной изменчивости метеорологических полей на основе анализов спектров дана в [2], а для океанологических процессов — в [3]. Изучение циклов (изменений величины с достаточно большой амплитудой, но не строго периодичных), существующих в атмосферных и океанических процессах, имеет очень важное значение для прогноза, для правильного подхода к процедуре осреднения, а также для определения понятия «нормы» (средней за длительный промежуток времени величины).

Пространственная изменчивость изучена сравнительно слабо и в основном в области очень малых волновых чисел (длинных волн), которые удается описать на основе имеющейся редкой сети станции, а также в области очень высоких волновых чисел (коротких волн), которые можно исследовать в лабораторных экспериментах или описать на основе гипотезы «замороженной турбулентности» [4].

Так как наблюдения гидрометеорологических характеристик дискретны во времени и пространстве, то с этим может быть связано искажение реальных частот и волновых чисел, называемое иногда [5] «мимикрией» частот (или волновых чисел). Эта проблема возникает не только при анализе фактических дискретных наблюдений, но и при численном решении задач геофизической гидродинамики за счет конечно-разностной аппроксимации уравнений (пространственно-временная дискретность), а также за счет использования (в целях экономии времени и бумаги) определенной (достаточно большой) дискретности в выдаче результатов расчета на печать (временная дискретность). По-видимому, недостаточное внимание к этой проблеме может приводить к «открытию» фиктивных колебаний, не имею-

ших физического объяснения, а также к нарушению связи между колебаниями отдельных геофизических характеристик. Качественное объяснение причины образования фиктивных циклов за счет временной дискретности наблюдений было дано еще в [6] и графически иллюстрируется рис. 1. Предположим, что существуют «достаточно чистые» гармонические колебания с периодом 12 ч (допустим, полусуточная волна давления вблизи экватора). Указанные колебания вполне надежно можно описать на основе специальных ежечасных наблюдений [7, 8]. В общем случае дискретность измерений может быть соизмерима с периодом и быть больше периода этих колебаний. Рассмотрим, какие фиктивные циклы возникают при этом и как они зависят от того, на какую фазу колебаний приходится начало наблюдений (будем исходить из так называемых синоптических сроков наблюдений). Из рис. 1, а, б видно, что при дискретности наблюдений $\tau=3, 6$ ч не происходит искажения периода колебаний ($\tilde{T}=T$) независимо от сдвига времени начала наблюдений относительно времени наступления максимума (Δt), кроме $\tau=6$ ч, $\Delta t=3$ ч, когда $\tilde{T}=\infty$. Однако в зависимости от Δt в некоторых случаях может изменяться амплитуда колебания. Если при $\tau=3$ ч это относительное изменение амплитуды (вернее минимума и максимума функции) составляет при $\Delta t=1, 2, 4$ ч только $\tilde{A}/A=0,87$ и практически может быть исключено при сохранении чисто гармонической функции, то для $\tau=6$ ч $\tilde{A}/A=0,5$ при $\Delta t=2, 4$ ч и нельзя определить истинную амплитуду, так как колебания носят чисто периодический характер, а для $\Delta t=3$ ч ($1/4 T$) $\tilde{A}=0$. Для $\tau=9$ ч (рис. 1, в) при любых Δt искажается период колебания ($\tilde{T}=36$ ч), малое относительное уменьшение амплитуды при $\Delta t=2, 4$ ч ($\tilde{A}/A=0,87$) можно исключить за счет сохранения чистой периодичности. Наиболее неприятным является случай с $\tau=12$ ч (рис. 1, г), когда для всех Δt $\tilde{T}=\infty$, т. е. измеренная величина сохраняет постоянное значение, которое зависит от Δt , изменяясь от $+A$ до $-A$. Наконец, при $\tau=15$ ч (рис. 1, д) для всех Δt обнаруживается фиктивный период $\tilde{T}=60$ ч и $\tilde{A}/A=0,87$ для $\Delta t=2, 4$ ч, которое может быть устранено так же, как и раньше.

Установим связь между периодом исходного (T) и фиктивного ($\tilde{T}$) колебания для простейшего случая гармонического колебания:

$$y(t) = A \cos \left(\frac{2\pi}{T} t + \varphi_0 \right) \quad (2)$$

или

$$y(t) = \operatorname{Re} [A e^{i(\omega t + \varphi_0)}] \quad (3)$$

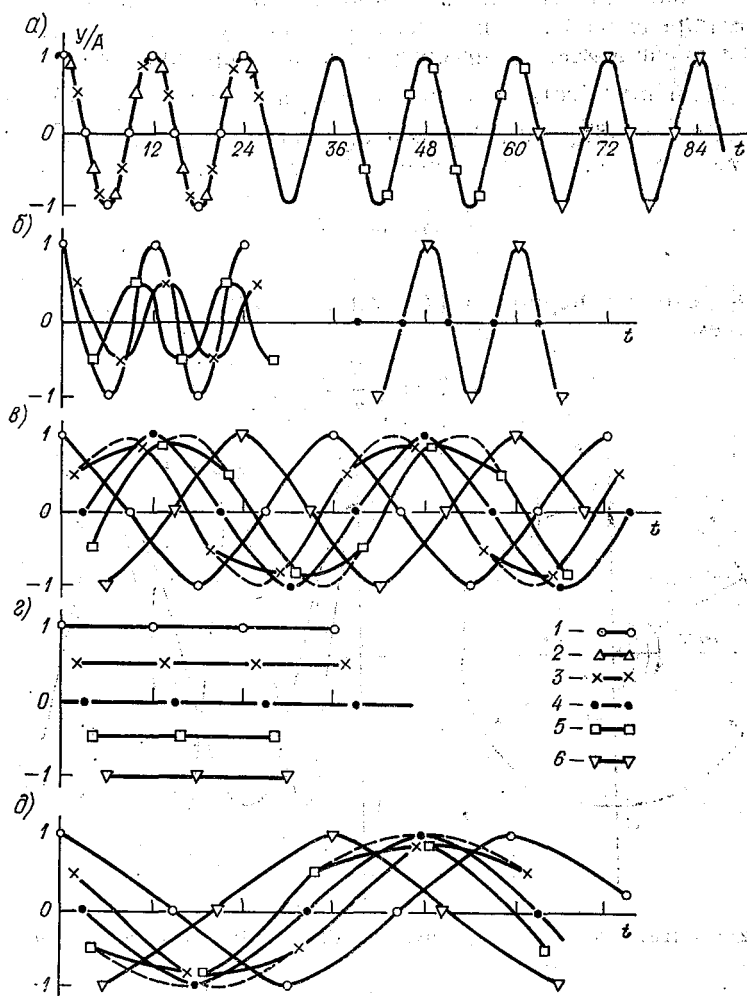


Рис. 1. Искажение периода и амплитуды гармонического колебания $y = A \cos \frac{2\pi}{T} t$ в зависимости от дискретности

наблюдений τ и смещения времени начала наблюдений относительно максимума — Δt : а) — исходное колебание y/A , $T = 12$ ч; колебания для $\tau = 3$ ч; б) — $\tau = 6$ ч; в) — $\tau = 9$ ч; г) — $\tau = 12$ ч; д) — $\tau = 15$ ч.

1 — $\Delta t = 0$; 2 — $\Delta t = T/12$; 3 — $\Delta t = T/6$; 4 — $\Delta t = T/4$; 5 — $\Delta t = T/3$; 6 — $\Delta t = T/2$.

Согласно [5] эти выражения определяют соответствие косинусоиды и окружности, описываемой концом вектора $\vec{A}$. При дискретном представлении процесса на косинусоиде появятся ряды точек, расположенных через τ , а на окружности — через $\tau\omega$ (рис. 2). При восстановлении процесса с частотой $\tilde{\omega}$, такой, что угол между точками 0 и 1 равен $\tau\tilde{\omega} = \tau\omega - 2\pi$, между $\tilde{\omega}$ и ω существует связь

$$\tilde{\omega} = \omega - \frac{2\pi}{\tau} \quad (4)$$

или, переходя к периодам ($\tilde{T} = 2\pi/\tilde{\omega}$, $T = 2\pi/\omega$) и вводя $m = \tau/T$, получаем

$$\tilde{T} = \frac{Tm}{|m-1|}. \quad (5)$$

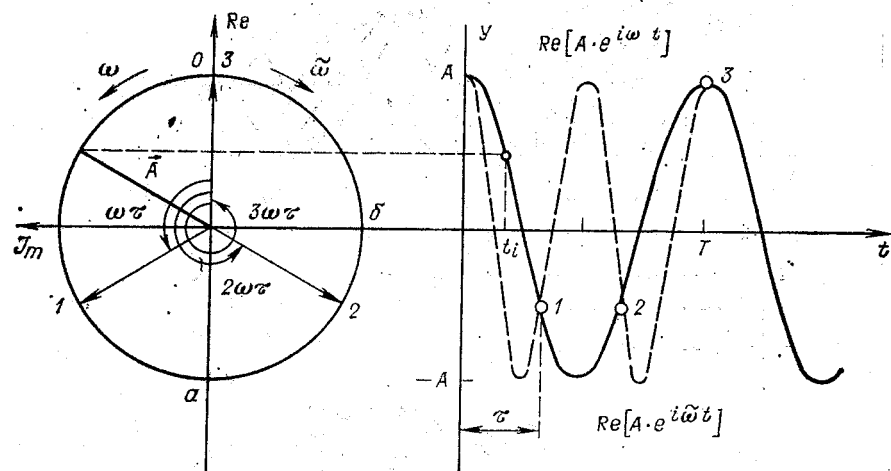


Рис. 2. Соответствие между формулами (2) и (3); связь частот ω и $\tilde{\omega}$ [5].

На рис. 2 показан случай, когда $\tilde{\omega} > \omega$ или $\tilde{T} < T$ ($\tau = \frac{T}{3}$; $\tilde{T} = \frac{T}{2}$). Фактически за время τ вектор $\vec{A}$ может совершить поворот на угол $\alpha = \tau\omega \pm 2\pi k$, $k = 0, 1, 2, \dots$ и (5) должно принимать вид

$$\tilde{T}' = \frac{Tm}{|m-k|}, \quad (6)$$

т. е. возникает неоднозначность в определении $\tilde{T}$. Для исключения ее согласно [5] нужно потребовать, чтобы процесс восстанавли-

вался с наименьшей (по модулю) из возможных частот. Эта предельная частота, называемая частотой Найквиста, может быть определена как

$$\omega_n = \frac{\pi}{\tau} \quad (7)$$

и

$$\omega = \frac{2\pi}{T} < \frac{\pi}{\tau} \quad \text{или} \quad \tau < \frac{T}{2},$$

т. е. на перепад колебания T должно приходиться не менее 2-х отсчетов.

При $\omega > \omega_n$ гармонический процесс восстанавливается с прежней амплитудой A , но всегда с $\tilde{\omega} < \omega$ или $\tilde{T} > T$. Это и называется мимикрией частот. В этом случае, при использовании (6), как следует из анализа рис. 1, в качестве k следует брать ближайшее к m целое значение.

Этот вывод может быть получен непосредственно из (2), если для дискретных наблюдений представить $t = \tau n$ ($n = 0, 1, 2, \dots$) и считать, что в общем случае по дискретным значениям исходного колебания будет получаться новое колебание $\tilde{y}(t)$:

$$\tilde{y}(t) = \tilde{A} \cos \left(\frac{2\pi}{\tilde{T}} \tau n + \varphi_1 \right). \quad (8)$$

В таком случае, исходя из равенства значений $y(t)$ и $\tilde{y}(t)$ в дискретных точках, с учетом условия периодичности, а также, считая в качестве первого приближения $\varphi_0 = \varphi_1$, $\tilde{A} = A$, получим

$$2\pi n m = \left| 2\pi n m \frac{T}{\tilde{T}} + 2\pi n p \right|$$

или

$$\tilde{T}'' = \frac{Tm}{|m-p|}, \quad (9)$$

где p — ближайшее целое значение m .

При расчете $\tilde{T}$ на ЭВМ иногда удобно вместо p ввести в ближайшее к m целое, но меньшее m число $[m]$ и тогда важно получить следующее выражение:

$$\tilde{T}''' = \begin{cases} \frac{Tm}{m-[m]} & \text{при } m \leq [m] + \frac{1}{2}, \\ \frac{Tm}{1-m+[m]} & \text{при } m \geq [m] + \frac{1}{2}, \end{cases} \quad (10)$$

или

$$\tilde{T}''' = \frac{Tm}{|m - [m + 0,5]|}, \quad (11)$$

где $[m + 0,5]$ — ближайшее целое, меньшее величины $(m + 0,5)$.

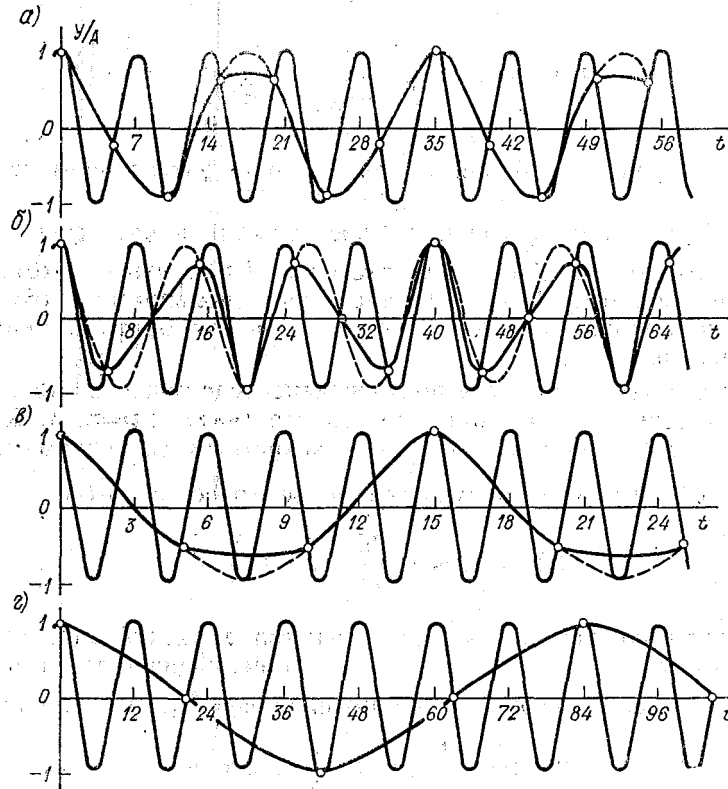


Рис. 3. Искажение периодов колебаний за счет дискретности наблюдений: а) $T=7$ сут, $\tau=5$ сут; б) $T=8$ сут, $\tau=5$ сут; в) $T=3$ сут, $\tau=5$ сут; г) $T=12$ ч, $\tau=21$ ч.

Наконец, если числитель и знаменатель в выражении для m имеют общий множитель, то, обозначая знаменатель в m после сокращения на этот общий множитель через q , можно получить

$$\tilde{T}^{IV} = Tmq. \quad (12)$$

Проверка полученных выше выражений для $\tilde{T}^i$ на основании рис. 1 и рис. 3, г показывает, что они действительно дают соответствующие фиктивные периоды, за исключением случая $T=12$ ч, $\tau=6$ ч, $\varphi_0=0$, $\varphi_1=\frac{2\pi}{4}$ (т. е. когда начало наблюдений сдвинуто

на $1/4 T$ относительно времени максимума функции). Результаты этих, а также некоторых дополнительных расчетов приводятся в таблице. Рис. 3, *a, б, в* и последние 3 строки в таблице показывают возможные фиктивные периоды колебаний, получающиеся при наблюдениях 1 раз в пентаду, если исходное колебание имеет период от 3 до 8 суток (естественный синоптический период).

Из рис. 3 видно, что только при наложении условия $A=\bar{A}$ получаются чисто гармонические колебания (пунктирные линии) с фиктивными периодами $\tilde{T}$, приведенными в таблице, в противном случае получаются квазипериодические колебания с переменной амплитудой (сплошные линии). Указанные оценки представляют интерес не только в плане возможного соотношения величин T и τ , но и с учетом влияния дискретного (не скользящего) осреднения величин за пентаду, когда полученные средние величины представляют собой новый ряд «наблюдений» с дискретностью 5 суток. Указанные вопросы предполагается в дальнейшем рассмотреть при изучении влияния процедуры осреднения.

Искажение периодов для разных соотношений T и τ

T	τ	$\tilde{T}$
Часы		
12	3	12
То же	6	12
„	9	36
„	12	
„	17	40,8
„	21	84
„	25	300
Сутки		
3	5	15
7	5	17,5
8	5	13,3

При численном решении уравнений геофизической гидродинамики в случае дискретной печати результатов расчетов, описывающих волновой процесс, мы попадаем в разные точки этой гармоники с некоторой заданной дискретностью τ , определяемой принятым в расчетах шагом по времени Δt и частотой печати.

Таким образом, полученные выше выражения для $\tilde{T}$ могут быть использованы и для оценки «мимикрии» частот, связанной с дискретностью печати.

Выводы

1. Для простого гармонического процесса установлены зависимости искаженного за счет дискретности наблюдений периода колебаний от действительного периода и дискретности наблюдений. Предложенные зависимости проверены графически для реальных колебательных процессов.

2. Пояснена возможность аналогичного искажения частот и волновых чисел при дискретном осреднении результатов наблюдений, а также при численном решении уравнений геофизической гидродинамики.

ЛИТЕРАТУРА

1. Краус Е. Взаимодействие атмосферы и океана. — Л.: Гидрометеиздат, 1976. — 295 с.
2. Монин А. С. Прогноз погоды как задача физики. — М.: Наука, 1969. — 184 с.
3. Монин А. С., Каменкович В. М., Корт В. Г. Изменчивость Мирового океана. — Л.: Гидрометеиздат, 1974. — 262 с.
4. Монин А. С., Яглом А. М. Статистическая гидромеханика. Ч. 2. — М.: Наука, 1967. — 720 с.
5. Рождественский Б. Г., Рождественский Д. Б., Рождественский Ю. Б. Методические основы анализа и обработки дискретных наблюдений. — Тр. ГОИНа, 1975, вып. 130. — 107 с.
6. Griffith H. L., Panofsky H. A., Van der Hoven J. Power — spectrum analysis over large ranges of frequency. — Jour of meteorol., 1956, v. 13, N 3, p. 279—282.
7. Тропэкс — 72. Тр. Межвед. геофиз. экспедиции по программе Нац. Атлант. эксперимента. — Л.: Гидрометеиздат, 1974. — 685 с.
8. Тропэкс — 74. Тр. Межвед. экспедиции по программе Междунар. Атлант. тропич. эксперимента, т. 1. — Л.: Гидрометеиздат, 1976. — 736 с.

УДК 551.509.323

А. В. ДИКИНИС (ЛГМИ), Ш. Н. ШАЙХУТДИНОВ
(Верхневолжское УГМС)

К СТАТИСТИЧЕСКОМУ ПРОГНОЗУ МИНИМАЛЬНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА НА ДВОЕ СУТОК

В последнее десятилетие при решении задачи прогноза погоды заблаговременностью до 5—7 сут. все большее внимание уделяется статистическим методам. Широкое применение этих

методов, реализованных на ЭВМ, в прогностических службах погоды США, Англии, Японии и других стран, показывает их высокую оправдываемость и преимущество перед остальными методами [5, 14].

В нашей стране также имеется опыт статистического прогноза элементов погоды, главным образом температур, заблаговременностью 1—7 сут. [2, 3, 9—10, 13—15, 17].

В основе этих методик предлагается использование в качестве предикторов выходных данных гидродинамических моделей атмосферной циркуляции. Кроме этого, как правило, используются фактические данные наблюдений, а также климатические характеристики.

Объективная причина развития новых методов видится в том, что появление мощных быстродействующих ЭВМ с большим объемом оперативной памяти, а также всевозрастающее число персональных компьютеров позволяет не только по-новому и более успешно прогнозировать погоду, но и перейти на совершенно иной уровень технологии прогнозирования, к безбумажному производству, к созданию системы «человек — ЭВМ».

В настоящей работе рассмотрена возможность статистического метода прогноза минимальной температуры воздуха в г. Горьком и Горьковской области заблаговременностью 48 часов.

При этом предполагается использование прогностической *Grid*-информации для определения траекторий и адвективных предикторов характеристик воздушной массы в начальной точке. Таким образом, прогностические связи между минимальной температурой и набором предикторов искались на основе концепции «статистики выходных данных численных моделей» — *MOS* (*model output statistics*), обладающей целым рядом преимуществ по сравнению с традиционной концепцией «идеального прогноза» — *PP* (*perfect prognosis*) [2, 5, 14]. *MOS* — прогнозы позволяют: использовать сравнительно непродолжительный архив данных (3—5 лет), учитывать систематические ошибки гидродинамических прогнозов, использовать расчетные предикторы, не доступные для концепции *PP*, например, вертикальные токи.

Уравнения для прогноза минимальной температуры воздуха были составлены отдельно для двух сезонов, весны и осени, что позволило учесть климатические особенности сезонов. Осень и весна были выбраны в связи с задачей прогноза заморозков в период вегетации.

Расчеты производились в Вычислительном центре Верхне-Волжского Управления Гидрометслужбы (ВВУГМ) на ЭВМ ЕС-1045.

Уравнения составлялись для трех предиктантов: $T_{гор}$ — минимальная температура за ночь в Горьком, T_{min} — минимальная температура за ночь в Горьковской области (из 20-ти метеостанций), $T_{ср}$ — средняя минимальная температура за ночь по области (из 20-ти метеостанций).

В качестве потенциальных предикторов были взяты прогностические значения зональной и меридиональной составляющих скорости ветра на уровне 1000 гПа, относительного геопотенциала H_{1000}^{850} , составляющих длины прогностической траектории. В начальной точке траектории движения определялись: температура, точка росы и дефицит точки росы у земли и на уровне 850 гПа, удельная влажность, наличие осадков, характеристика облачности по классификации, принятой в [7]. Кроме этого, долгота дня в минутах, синус и косинус дня года, потенциал Мантгомери на уровне 500 гПа [18].

Для обработки архивных данных применялась стандартная программа пошаговой регрессии из пакета прикладных программ *BMDP* Калифорнийского университета версии 1975 г. [11]. Следует отметить, что поиск зависимостей в виде линейной регрессионной функции для прогноза температуры приобрел широкую популярность и стал общепризнанным.

Как известно, задачей регрессионного анализа является нахождение линейной функции вида

$$y = B_0 + B_1x_1 + B_2x_2 + \dots + B_nx_n,$$

где и $y, x_1, \dots, x_n$ зависимая и независимые переменные из архива.

Определение информативных предикторов $x_1 \dots x_n$ осуществляется с помощью метода просеивания, алгоритм которого подробно изложен в [4, 12]. Всего было просеяно 24 предиктора.

На каждом шаге программы вычисляется множественный коэффициент корреляции R , величина объясненной дисперсии предиктанта $D = R^2$, δ — средняя абсолютная ошибка прогноза на «экзамене», P — процент оправдываемости на «экзамене», рассчитанной согласно [8], и ряд других статистик.

Оптимальное число предикторов выбиралось по величине прироста объясненной дисперсии $\Delta D = D_k - D_{k-1}$. Если $\Delta D < 0,02$, то выбиралось уравнение, полученное на предыдущем шаге. Это не единственный метод выбора оптимального числа предикторов, некоторые авторы [1, 6, 16] отдают предпочтение другим, и единого мнения в этом вопросе пока нет.

Авторские испытания данной методики проводились на ситуациях апреля, май и сентября, октября 1987 года.

Полученные прогностические уравнения для осени и весны заблаговременностью 48 ч представлены в таблице. Были отобраны следующие информативные предикторы: T — адвективная температура; M — потенциал Мантгомери; q_s — адвективная удельная влажность у земли; λ — долгота дня; $\sin N$ — синус дня года.

Из таблицы видно, что в целом результаты регрессионного прогноза оказались неплохими, особенно для осени. Прогноз средней минимальной температуры по области (T_{cp}) аналогичен про-

гнозу синоптиков, поэтому для сравнения приведена оправдываемость синоптических прогнозов. Видно, что регрессионный прогноз $T_{\text{ср}}$ практически не уступает синоптическому. Анализ ошибок регрессионных прогнозов показывает, что наибольшие отклонения прогнозируемой температуры от фактической наблюдаются при антициклональном типе погоды, т. е. когда ослаблен адвективный перенос и создаются условия либо для ночного выхолаживания (как, например, в октябре 1987 г.), либо для дневного прогрева (май 1987 г.). Чтобы избежать таких ошибок, необходимо, вероятно, строить уравнения отдельно для ситуации с существенной адвекцией и без нее. Другой путь коррекции связан с введением поправочного члена в уравнение, который учитывал эффекты, связанные с устойчивым типом циркуляции (например, лапласиан давления).

Прогностические зависимости и оценка их качества

	Прогностические уравнения	R	δ °C		P %	
			апрель	май	апрель	май
Весна	$T_{\text{гор}} = 0,41T + 0,25M - 73,4$	0,79	2,1	3,2	86	62
	$T_{\text{мин}} = 0,35T + 0,27M - 81,3$	0,76	2,6	1,8	71	88
	$T_{\text{ср}} = 0,4T + 0,23M - 68,6$	0,82	1,6	2,4	96	90
	Прогноз синоптиков	—	—	—	98	98
	Прогностические уравнения	R				
			сентябрь	октябрь	сентябрь	октябрь
Осень	$T_{\text{гор}} = 0,9 q_3 + 0,026 \lambda + 0,15M - 48,1$	0,85	1,4	2,4	96	78
	$T_{\text{мин}} = 0,027 \sin N + 0,9 q_3 + 0,1M - 58,5$	0,80	2,6	4,8	80	86
	$T_{\text{ср}} = q_3 + 0,022 \lambda + 0,13M - 45,2$	0,84	1,5	1,6	98	93
	Прогноз синоптиков	—	—	—	96	88

Еще один вид ошибок наблюдается при существенных среднемесячных аномалиях температуры. Так, например, октябрь 1987 г. был ниже нормы на 1—2 °C. Поэтому прогноз $T_{\text{мин}}$ по области весь месяц завышался (это вполне понятно, если среднее значение температуры в обучающей выборке было близким к норме). Этот фактор мы попробовали учесть, изменив величину свободного члена в уравнении $T_{\text{мин}}$ для осени на среднюю за первые пять дней месяца ошибку, которая составила 3,5 °C. Продолжая затем давать прогноз по исправленному уравнению, удалось понизить среднюю абсолютную ошибку с 4,8 до 2,1 °C. На возможность такой коррекции может указывать и то обстоятельство, что тенденция температуры предсказывается по уравнению неплохо (корреляция знаков составляет от 64 до 85%).

Кроме того, к полученным результатам надо подходить как к оценочным. Ведь длина обучающей выборки была небольшой (для весны $n=68$, для осени $n=85$), и полученные коэффициенты и предикторы не могут пока отражать устойчивой связи. С увеличением длины архива и числа предикторов следует ожидать, как показывает опыт, более надежных уравнений.

Выводы

Авторские испытания метода, основанного на статистическом обобщении метеорологических наблюдений и прогнозов полей геопотенциала, полученных в системе *Grid*, показали целесообразность подобного подхода.

В сравнении с синоптическим предложенный регрессионный метод обладает рядом преимуществ, основными из которых являются: применение количественной интерпретации гидродинамических прогнозов, детализация прогнозов на двое суток по пунктам.

В последующей работе для повышения качества прогнозов предполагается, во-первых, за счет полной автоматизации методики увеличить длину исходной выборки до 3—5 лет. Это позволит при ее формировании выделить однородные синоптические ситуации. Во-вторых, планируется провести исследование, посвященное оценке возможности учета в разрабатываемой методике адвекции температуры воздуха, определяемой по прогностическим полям, передаваемых в коде *Grid*.

ЛИТЕРАТУРА

1. Батырева О. В. Расчет значимости коэффициента множественной корреляции и выбор оптимального числа предсказателей. — Метеорология и гидрология, 1969, № 3.
2. Васильев П. П. Прогноз температуры воздуха на 5 суток, детализированный по дням. — Метеорология и гидрология, 1985, № 1.
3. Васильев П. П., Стародуб И. Л. Проблемно-ориентированная база данных прогностической системы интерпретации. — Тр. ГМЦ, 1986, вып. 280.
4. Добрышман Е. М., Тагаймурадов Ю. Т. Использование метода просеивания для анализа и прогноза поля геопотенциала над Средней Азией при холодных вторжениях. — Тр. ГМЦ, 1969, вып. 39.
5. Качурина Л. Р. Реализация методов вероятностно-статистических прогнозов в США. — Тр. ВНИИГМИ-МЦД, 1985, вып. 112.
6. Коган М. С. Сравнение трех методов выбора оптимального числа предикторов для регрессионных моделей. — Тр. Зап. Сиб. РНИИ, 1981, вып. 48.
7. Лапчева В. Ф. Проект методических указаний по прогнозу максимального количества зимних осадков, в том числе сильных, на текущий день и последующую ночь с использованием данных наблюдений ИСЗ и МРЛ. — ГМЦ СССР, 1984.
8. Наставления по службе прогнозов. Раздел 2. Ч. 3—5. М., Гидрометеопиздат, 1981.
9. Оганесян В. В., Снитковский А. И. Вероятностный краткосрочный прогноз температуры воздуха и осадков. — Метеорология и гидрология, 1986, № 12.
10. Оганесян В. В., Снитковский А. И. Схема объективного краткосрочного прогноза температуры и осадков по статистическим моделям. — Метеорология и гидрология, 1987, № 3.

11. Пакет прикладных программ *BMDP*. Институт математики АН БССР, Минск, 1978.
12. Сборник научных программ на Фортране. Вып. 1. М., Статистика, 1974.
13. Снитковский А. И. К прогнозу температуры воздуха. — Метеорология и гидрология, 1980, № 12.
14. Снитковский А. И., Сонечкин Д. М., Фукс-Рабинович М. С., Шаповалова Н. С. Система объективного краткосрочного прогноза явлений и элементов погоды в США. Обзор. — Обнинск. Информационный центр, 1978.
15. Солдаткина А. М., Ураганова И. Н. Динамико-статистический метод прогноза экстремальной температуры воздуха над Средней Азией на 5 суток. — В кн.: Применение статистических методов в метеорологии. — Тр. V Всес. совещания. Л., 1987.
16. Томин Ю. А. Методы отбора информативных признаков в задачах многомерной регрессии и распознавания образов. — Тр. ВНИИГМИ-МЦД, 1974, вып. 1.
17. Храмцова И. Г., Шустова Г. А. Физико-статистическая схема прогноза температуры воздуха по дням пятидневки для Сибири. — В кн.: Применение статистических методов в метеорологии. — Тр. V Всесоюзного совещания. Л., 1987.
18. Eulogio G. Понижение минимальной температуры воздуха и волны холода. — An. edafol. u agrobiol, 1983, 7—8, 42.

УДК 551.509.21+551.524.7

А. Н. АНИКИН, В. А. РЕМЕНСОН, А. В. СКОРОХОД (ВИКИ)

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ КЛАССИФИКАЦИИ ДЛЯ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПРОФИЛЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В СРЕДНЕЙ СТРАТОСФЕРЕ

Увеличение высоты аэрологического и спутникового зондирования атмосферы и значительное внимание, которое уделяется исследованию процессов, происходящих в стратосфере и мезосфере, дают основание надеяться, что в ближайшей перспективе реальным станет внедрение оперативных схем численного краткосрочного прогноза полей метеорологических величин на этих уровнях. Однако в настоящее время в качестве верхних уровней прогнозирования полей метеорологических величин берутся, как правило, уровни 200 или 100 гПа [1, 2] и лишь в опытном порядке предпринимались попытки численного прогнозирования полей метеовеличин в средней и верхней стратосфере [3, 4]. Более того, даже в перспективных схемах объективного анализа полей метеорологических величин [2] эта процедура не будет выполняться для уровней выше 100 гПа, несмотря на потребности практики, например, для планирования стратосферных полетов авиации. В связи с этим возникает проблема восполнения метеовеличин в средней и верхней стратосфере на основе данных численного прогнозирования для тропосферы и нижней

стратосферы. Для ее решения в ряде случаев используют методы формальной и физической экстраполяции. В данной работе предлагается принципиально отличный от использованных ранее подходов. Сущность его заключается в применении таксономических методов для типизации вертикальных профилей метеовеличин до высоты 10 гПа с последующим подбором наилучшего «аналогичного профиля» из нескольких типовых климатических профилей по той его части, которая заключена в слое от поверхности Земли до верхнего уровня прогноза — 200 или 100 гПа. Все уровни выше уровня прогноза в стратосфере «дистраиваются» на основе данных аналогичного климатического профиля.

Типизацию вертикальных профилей метеовеличин можно рассматривать как частный случай задачи классификации объектов. Краткий обзор методов классификации метеорологических объектов содержится в работах [5—9]. Для типизации вертикальных профилей температуры авторы использовали метод последовательной иерархической классификации, успешно применяемый ими ранее для климатического районирования территории [8, 10].

Постановка задачи кластерного анализа для типизации вертикальных профилей температуры воздуха сводится к следующему. Пусть конечное множество $A_{\{n\}} = \{a_1, a_2, \dots, a_n\}$ обозначает n вертикальных профилей метеовеличин, образующих смешанную выборку. Предполагается, что эта выборка может быть разбита на некоторое число подмножеств (классов или кластеров) $R = \{A_{n_1}, A_{n_2}, \dots, A_{n_m}\}$ сходных между собой элементов. Здесь $n_1, n_2, \dots, n_m$ представляет собой разбиение n -множества на кластеры ($m < n$). Любому из объектов классификации a_i можно поставить в соответствие r -мерный вектор наблюдаемых (измеренных, спрогнозированных) характеристик $X_{\langle r \rangle} = \langle x_1, x_2, \dots, x_r \rangle$, а всему множеству объектов $A_{\langle n \rangle}$ соответствует множество векторов измерений $X_{\{n\}} = \{X_1, X_2, \dots, X_n\}$. Множество образов X описывает множество объектов A и может быть представлено как n точек в r -мерном пространстве E_r .

Задача кластерного анализа заключается в том, чтобы на основе данных, содержащихся во множестве X , разбить множество объектов A на m кластеров (подмножеств) так, чтобы объект принадлежал только одному подмножеству разбиения и чтобы объекты, принадлежащие одному и тому же кластеру, были сходными, в то время как объекты, принадлежащие разным кластерам, были разнородными. В качестве меры сходства между объектами использовался квадрат евклидова расстояния:

$$d^2(a_i, a_j) = \sum_{l=1}^r (x_{li} - x_{lj})^2, \quad (1)$$

где r — число признаков классификации.

В связи с тем что функция потерь от ошибочного отнесения объектов к классам для данной задачи отсутствует, воспользуемся некоторой формальной целевой функцией, которая характеризует степень связности объектов внутри однородных классов. Эта функция имеет вид [8]:

$$W = \sum_{j=1}^m \sum_{i=1}^{n_j} \sum_{l=1}^r (x_{il} - \bar{x}_{jl})^2, \quad (2)$$

где m — число кластеров; n_j — число объектов, образующих j -й кластер; r — число признаков классификации; x_{il} — значение l -го признака для i -го объекта, входящего в j -й кластер; $\bar{x}_{jl}$ — среднее для j -го кластера значение l -го признака.

Алгоритм итерационного процесса классификации на основе метода последовательной иерархической кластеризации и целевой функции (2) изложен в работе [8], поэтому останавливаться на нем специально не будем.

Для оценки возможностей данного направления восполнения недостающей информации были использованы результаты радиозондирования за зимний сезон 1961—1970 гг. на ст. Лас-Вегас. Исходное пространство признаков представляло собой матрицу $X_{\{900, 18\}}$ (900 — зондирований на 18 основных изобарических поверхностях). Все множество объектов $A_{\{900\}}$ удалось разбить на 17 классов (типов), каждый из которых описывает определенный температурный режим в тропосфере и стратосфере, зависящий от основных погодообразующих процессов, преобладающих в холодный сезон над рассматриваемым районом США. Для каждого типа получены средние профили температуры и средние квадратические отклонения в слое 0—30 км.

Оценка качества восстановления вертикальных профилей температуры в стратосфере проводилась на основе независимой выборки, включающей 210 радиозондов. Отнесение текущего профиля к одному из 17 типовых профилей осуществлялось по значениям температуры воздуха для уровней 850, 700, 500, 400, 300 и 200 гПа. Типовой профиль подбирался по квадрату евклидова расстояния с использованием формулы

$$d^2(T_{\phi}, T_k) = \sum_{l=1}^6 (T_{\phi l} - \bar{T}_{kl})^2, \quad (3)$$

где $T_{\phi l}$ — фактический профиль температуры на 6 уровнях ($l=1, 2, \dots, 6$); $\bar{T}_{kl}$ — средний типовой профиль для k -го класса из тех же 6 уровней.

Подобрав типовой профиль, соответствующий $d_{\min}^2(T_{\phi}, T_k)$, дополняем значения фактического профиля для уровней $T_0, T_{850}, \dots, T_{200}$ значениями типового климатического профиля того класса для уровней 150, 100, 70, 50, 30 и 10 гПа, предпола-

гая сохранение аналогичности распределения температуры воздуха как для нижних (известных) уровней, так и для верхних уровней, на которых осуществляется восстановление данных. Для сравнения осуществлялось восстановление вертикальных профилей с использованием метода оптимальной экстраполяции. Оказалось, что средние квадратические ошибки восстановления температуры воздуха с использованием метода аналогов меньше, чем ошибки оптимальной экстраполяции для слоя 150—100 гПа в среднем на 10%, для слоя 70—50 гПа — на 12—20%, для уровня 30 гПа — на 46%, для уровня 10 гПа — на 37%. Это свидетельствует о преимуществе предлагаемого метода восстановления вертикальных профилей температуры по сравнению с методом оптимальной экстраполяции и тем более с методами формальной экстраполяции. Следует заметить, что при использовании прогностических профилей для слоя 850—200 гПа ошибки восстановления профилей температуры в средней тропосфере возрастут для обоих методов по сравнению с использованием результатов фактического зондирования, но метод аналогов и здесь предпочтительнее в связи с тем, что при восстановлении в нем берутся не один-два верхних уровня, как при оптимальной экстраполяции, а шесть уровней прогноза для всей тропосферы и нижней стратосферы, что позволяет несколько сгладить ошибки прогноза, которые значительно возрастают вблизи тропопаузы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов С. Л. Оперативные численные краткосрочные прогнозы метеорологических элементов. — Метеорология и гидрология, 1978, № 6, с. 5—14.
2. Петросяниц М. А. Прогноз погоды: состояние и ближайшие задачи. — Метеорология и гидрология, 1981, № 4, с. 19—31.
3. Дубов А. С., Кобякова А. А. Опыт прогноза полей давления, температуры и вертикальных токов в нижней стратосфере. — Тр. ГГО, 1963, вып. 143 с. 27—34.
4. Бугаева И. В., Захаров Г. Р., Пурганский В. С., Рязанова Л. А. Численный прогноз барического поля в стратосфере. — Метеорология и гидрология 1973, № 2, с. 27—34.
5. Груза Г. В., Рейтенбах Р. Г. Статистика и анализ гидрометеорологических данных. — Л.: Гидрометеиздат, 1982. — 216 с.
6. Еникеева В. Д., Солонин С. В. Применение теории распознавания образов при решении задач авиационной метеорологии. Учебное пособие. Л., изд. ЛГМИ, 1979. — 69 с.
7. Николаев Ю. В. Классификация гидрометеорологических процессов с помощью ЭВМ. — Л.: Гидрометеиздат, 1976. — 36 с.
8. Ременсон В. А. К вопросу о классификации метеорологических объектов. — В сб.: Метеорологические прогнозы. Л., изд. ЛГМИ, 1983, вып. 82 с. 78—85.
9. Сонечкин Д. М. Математическая теория классификации и ее применение в метеорологии. — Метеорология и гидрология, 1969, № 12, с. 24—34.
10. Лаухин С. В., Ременсон В. А., Шустер Л. Г. Использование метода последовательной кластеризации для классификации метеорологических объектов. В сб.: Вопросы анализа и прогноза погоды. — Л., изд. ЛГМИ, 1980 с. 170—178.

Д. Ф. САМОСЮК, С. В. СОЛДАТОВА (Иркутский ГУ)

ОСАДКООБРАЗУЮЩИЕ ТИПЫ ЭЛЕМЕНТАРНЫХ ЦИРКУЛЯЦИОННЫХ МЕХАНИЗМОВ В ВЕРХНЕЛЕНСКОМ РАЙОНЕ В ЛЕТНЕЕ ВРЕМЯ ГОДА

Через территорию Верхнеленского района проходит одна из главных водных артерий Восточной Сибири — река Лена. Изменение водности реки оказывает непосредственное влияние на работу речного транспорта. Одним из основных факторов, определяющих гидрологический режим бассейна Верхней Лены, являются атмосферные осадки, тесно связанные с синоптическими процессами над регионом. В силу существенной экономической значимости рассматриваемого района изучение этой связи с целью получения некоторых прогностических рекомендаций приобретает определенный практический интерес.

В данной работе поставлена задача выделить осадкообразующие типы элементарных циркуляционных механизмов (ЭЦМ) и изучить их связь с режимом осадков на территории Верхнеленского района Иркутской области.

Для выявления осадкообразующих типов ЭЦМ была использована типизация макропроцессов северного полушария, разработанная Б. Л. Дзердзеевским и др. [5], и данные о суточном количестве осадков на 6-ти станциях рассматриваемого района в июне — августе с 1949 по 1978 г. Выбор станций определялся периодом наблюдений за осадками, равномерным распределением станций по району. По календарю смены ЭЦМ [5, 6] все дни осадками на каждой станции были отнесены к соответствующему типу ЭЦМ. По этим данным был выявлен набор осадкообразующих ЭЦМ:

- отдельно для каждого пункта и месяца;
- по широтной и долготной группам циркуляции;
- в целом для территории в отдельные месяцы.

К осадкообразующим типам ЭЦМ были отнесены те, при которых в каждом пункте месячное количество осадков превышало 0%. Такой критерий при выделении осадкообразующих ЭЦМ широко используется в литературе [7, 8].

Исследования связи осадков с циркуляцией в атмосфере ведутся во многих районах нашей страны. Осадкообразующие типы ЭЦМ выявлены для отдельных районов ЕТС [1, 2, 3] и Западной Сибири [4]. Большой вклад в изучение этой проблемы на территории Восточной Сибири внесла Кононова Н. К. [7, 8, 9], Лобовская Ю. А. [10]. Выводы, полученные разными авторами, в основном сводятся к следующему.

В холодную половину года наиболее тесная связь осадков обнаруживается с группами циркуляции: долготная северная и стационарное положение; широтная западная и стационарное положение [10]. Увеличение повторяемости арктических вторжений приводит к уменьшению на территории Восточной Сибири сезонных сумм осадков. С увеличением повторяемости широтных процессов количество осадков возрастает, что объясняется поступлением более влажного воздуха из районов Северной Атлантики или со Средиземноморья.

В теплое полугодие многолетний ход аномалий осадков на территории Сибири определяется главным образом действием широтной западной циркуляции в сочетании с долготной южной [10]. Наибольшее количество осадков на юге Сибири наблюдается при выходе южных циклонов.

Отдельно для территории Верхнеленского района подобных исследований не проводилось. Ранее [12, 13] было установлено, что циркуляционный фон в Сибирском секторе (60° в.д. — 119° в.д.) в теплое время года определяют 2 группы (из 3-х) широтных и 2 (из 5-ти) группы долготных процессов. Суммарная многолетняя продолжительность действия широтных процессов в теплое время года (107 дней) более чем в два раза превышает таковую для долготных процессов (44 дня). Таким образом, над Сибирью в теплое время года преобладает широтный обмен, нарушаемый полярными вторжениями или южными процессами.

За рассматриваемый период (1949—1978 гг.) циркуляционный фон в Сибирском секторе характеризуется также преобладанием широтной циркуляции. Так, в июне и июле повторяемость широтных процессов составила 71%, в августе — 67% от их общей повторяемости. В августе начинается перестройка барического поля к зимнему типу, что проявляется в возрастании числа долготных ЭЦМ при незначительной их суммарной повторяемости (около 3%).

Как известно, всего в рассматриваемой типизации выделено 13 типовых схем ЭЦМ. Варианты ЭЦМ каждого типа в разных секторах полушария, не меняющие принципиальной схемы процесса, обозначаются буквами а, б, в, г. Например, 5а, 5б, 5в, 5г. Эти варианты отражают сдвиги в направлении полярного вторжения или прорыва южных циклонов. Различия, обусловленные сезонностью, обозначаются буквами «з» (зимний) и «л» (летний). Всего в рассматриваемой типизации выделен 41 подтип элементарных циркуляционных механизмов [5].

В табл. 1—3 приведены осадкообразующие типы ЭЦМ и их подтипы, формирующие режим осадков на территории Верхней Лены в летний период. В этих таблицах осадкообразующие ЭЦМ расположены в порядке убывания количества осадков, связанных с этими типами ЭЦМ.

Таблица 1

Осадкообразующие типы ЭЦМ в июне и их повторяемость, %

Станция	Широтные ЭЦМ	Повторяемость		Долготные ЭЦМ	Повторяемость	
		ЭЦМ	осадков		ЭЦМ	осадков
Одыма-хино	8а, 13 л, 7 ал, 3, 2а, 9а, 2б, 6, 4б, 7бл	68	67	12а, 4в, 12бл, 12вл, 8бл	24	24
Сель-Кут	13л, 7ал, 4б, 2а, 9а, 3, 6, 8а, 2б, 7бл	68	64	12бл, 4в, 10б, 12а	22	27
Узновка	13л, 7ал, 8а, 2б, 6, 9а, 2а, 4б, 3, 7бл	66	65	12а, 12 бл, 10б, 4в, 12вл	24	31
Поголово	13л, 3, 4б, 6, 7ал, 8а, 2б, 9а, 2а, 7бл	65	68	12бл, 12а, 4в, 10б	24	26
Чуг	13л, 9а, 3, 4б, 7ал, 2а, 2б, 8а, 6	63	60	12бл, 12а, 4в, 10б, 8вл	24	34
Юлька	13л, 2б, 7ал, 9а, 3, 8а, 6, 2а, 7бл	65	59	4в, 12бл, 12а, 10б	20	33

Таблица 2

Осадкообразующие типы ЭЦМ в июле и их повторяемость, %

Станция	Широтные ЭЦМ	Повторяемость		Долготные ЭЦМ	Повторяемость	
		ЭЦМ	осадков		ЭЦМ	осадков
Одыма-о	13л, 4б, 9а, 2б, 7ал, 2а, 8а, 3, 3, 6, 2в, 10а	69	76	12а, 4в	10	12
Сель-Кут	13л, 2б, 2а, 2в, 9а, 7ал, 6, 3, 4б, 8а, 7бл	65	73	4в, 8гл, 12а, 10б, 12вл, 12бл	23	18
Узновка	13л, 2б, 4б, 2в, 3, 8а, 2а, 9а, 7ал, 7бл	66	69	12а, 8гл, 4в, 10б	16	20
Поголово	13л, 2б, 2а, 8а, 2в, 4б, 9а, 7ал, 3, 7бл	64	72	4в, 8гл, 12а, 10б	17	19
Чуг	13л, 8а, 2б, 4б, 9а, 2а, 2в, 3, 7ал, 7бл	65	72	12а, 4в, 8гл, 12бл	14	19
Юлька	13л, 4б, 2а, 2б, 3, 9а, 2в, 8а, 7ал	60	68	12а, 4в, 8гл, 12вл, 12бл	19	22

Таблица

Осадкообразующие типы ЭЦМ в августе и их повторяемость, %

Станция	Широтные ЭЦМ	Повторяемость		Долготные ЭЦМ	Повторяемость	
		ЭЦМ	осадков		ЭЦМ	осадков
Подымахино	13л, 7ал, 8а, 4б, 10а, 3, 2б 2а	35	63	12бл, 10б, 12а	16	20
Усть-Кут	13л, 7ал, 10а, 8а, 2а, 3, 4б, 6, 2б, 9а	60	68	12бл, 12а, 12вл, 4в, 8вл, 10б	26	27
Грузновка	13л, 10а, 4б, 6, 8а, 2а, 2в, 3	53	66	12бл, 12а, 10б	15	14
Жигалово	13л, 7ал, 10а, 6, 2а, 8а, 3,	64	68	12бл, 12а, 12вл, 4в, 8бл, 10б	29	26
Качуг	13л, 10а, 7ал, 3 4б, 8а, 2а, 2б, 6	56	65	12бл, 12а, 12вл, 4в, 8бл	23	24
Бирюлька	13л, 10а, 4б, 8а, 7ал, 2а, 3	41	52	12бл, 12вл, 8вл, 10б, 12а	22	32

Предварительно необходимо отметить следующее. В июле, когда в целом над Сибирью преобладают широтные процессы, число ЭЦМ, при которых выпадают осадки на рассматриваемых станциях, колеблется в пределах 20—25. В августе начинающейся перестройке барического поля с летнего типа зимний их число увеличивается до 29 (из 41).

Число же осадкообразующих ЭЦМ, как следует из табл. 1—при которых выпадает до 70% и более месячного количества осадков, значительно меньше. Например, на станции Усть-К (табл. 1) 91% от месячной суммы осадков был связан с 14 (23) типов ЭЦМ (10 широтных и 4 долготных ЭЦМ).

Число осадкообразующих ЭЦМ для разных пунктов и месяцев изменяется довольно значительно: 7—14 широтных и 2—5 долготных типов ЭЦМ. Это отражает как различия в метеорологическом режиме самих ЭЦМ (влажность, стратификация и т. д.), так и их меняющееся взаимодействие с подстилающей поверхностью.

Набор осадкообразующих ЭЦМ внутри каждого месяца отдельных станций почти не меняется. Меняется лишь порядок ЭЦМ, отражающий изменяющееся количество осадков, выпадающее при каждом ЭЦМ. Как правило, в осадкообразующих наборах отдельных месяцев сохраняются те ЭЦМ, при которых выпадает основное количество осадков.

В осадкообразующих наборах, как это следует из приведенных табл. 1—3, число широтных ЭЦМ превышает число долготных в два и более раза.

Среди широтных подтипов ЭЦМ наибольшее количество осадков выпадает при осуществлении ЭЦМ 13л (до 25% от общего количества в каждом пункте и месяце). Этот тип ЭЦМ в летнее время имеет и наибольшую повторяемость (10—15%). Его большая повторяемость проявляется в образовании над Центральной Арктикой летней депрессии. Над Сибирью развивается активная циклоническая деятельность, обусловленная циклогезом на арктическом фронте и прорывами южных циклонов в районы Предбайкалья [5].

Из долготных ЭЦМ наибольшей повторяемостью в июне и августе отличаются ЭЦМ типа 12бл и 12а, а в июле — ЭЦМ 12а, в, 78 гл. При синоптических процессах по типу 12бл, 12а на территорию Иркутской области осуществляются полярные вторжения. Поступление холодного арктического воздуха на прогретую остывающую поверхность обеспечивает развитие значительной неустойчивости в нижних слоях тропосферы и образование внутримассовых осадков. С ЭЦМ типа 4в и 8бл связаны, как правило, фронтальные осадки. При этих синоптических процессах рассматриваемая территория находится под влиянием южных циклонов [5].

Структурные изменения в наборах осадкообразующих ЭЦМ, проявляющиеся от месяца к месяцу, определяются и сезонной связанностью некоторых ЭЦМ. Например, на большинстве рассматриваемых станций повторяемость осадков в начале и конце лета связана с ЭЦМ 12 (подтипы 12а, 12бл, 12вл), а в середине лета их вклад в формирование режима осадков значительно уменьшается (табл. 1—3).

Таблица 4

Осадкообразующие ЭЦМ и их подтипы в Верхнеленском районе

Месяц	Широтные ЭЦМ	Долготные ЭЦМ
июнь	2а, 2б, 3, 4б, 6, 7ал, 7бл, 8а, 9а, 13 л	4в, 10б, 12а, 12бл
июль	2а, 2б, 2в, 3, 4б, 7ал, 7бл, 8а, 9а, 13л	4в, 8гл, 12а, 12бл
август	2а, 2б, 3, 4б, 6, 7ал, 8а, 10а, 13л	10б, 12а, 12бл, 12вл

В каждом месяце на территории Верхнеленского района можно выделить общий набор осадкообразующих ЭЦМ (табл. 4).

Расположение в табл. 4 ЭЦМ и их подтипов уже не отражает соответствующее им количество осадков. Как видно, по

структуре наборы осадкообразующих ЭЦМ в отдельные месяцы отличаются незначительно. Как правило, от месяца к месяцу в наборах сохраняются те ЭЦМ, при которых выпадает наибольшее количество осадков. В июне к таким ЭЦМ из широтной группы циркуляции относятся подтипы 13л, 7ал, 8а; в июле — 13л, 4б и 9а; в августе — 13л, 8а, 4б. Такая же закономерность характерна и для долготных процессов (табл. 4). Однако вклад каждого конкретного подтипа ЭЦМ в формирование режим осадков в отдельные месяцы неодинаков даже на близко расположенных станциях (в пределах 100 км).

Для всего летнего периода для рассматриваемого района можно выделить общий набор осадкообразующих ЭЦМ, с которыми преимущественно связаны осадки (более 2/3). Таковыми являются 10 подтипов ЭЦМ из широтной группы циркуляции: 2а, 2б, 3, 4б, 6, 7ал, 8а, 9а, 13л, 7бл и 4 из долготной группы циркуляции: 4в, 10б, 12а, 12бл.

Анализ динамических схем и сборно-кинематических карт различных подтипов, вошедших в осадкообразующие наборы, показал, что во все месяцы теплого полугодия более 2/3 осадков на территории Верхней Лены связаны с широтными процессами. При широтной циркуляции над Сибирью господствует циклоническая деятельность, развивающаяся на арктическом фронте (ЭЦМ 13л). При мощных заторах арктического воздуха, достигающих южных районов Сибири, активизируется циклоническая деятельность на полярном фронте. На южные районы Сибири, в том числе и на юг Предбайкалья, по различным траекториям осуществляются прорывы южных циклонов (ЭЦМ 2а, 2б, 4б, 7ал, 7бл). При южных процессах на юге Верхнеленского района выпадает наибольшее количество осадков.

При чисто широтных процессах, когда через рассматриваемую территорию перемещаются западные циклоны (ЭЦМ 6, 8, 9а), распределение осадков по территории определяется траекторией перемещения циклонов, которая может значительно варьировать в пространстве.

При долготных процессах меридиональный обмен более развит и более локализован в пространстве. Так, при развитии процессов по типу 4в, 10б на территорию Верхней Лены осуществляются выходы южных циклонов. Рельеф барического поля на высотах обеспечивает значительное меридиональное перемещение этих образований к северу. У поверхности земли идут интенсивные и длительные осадки фронтального характера. При развитии меридиональной циркуляции по типу 12а, 12бл осадки, как указывалось ранее, являются внутримассовыми.

Для количественной оценки связи осадков и осадкообразующих ЭЦМ использованы данные о месячном количестве осадков и продолжительности действия осадкообразующих ЭЦМ [6]. В табл. 5 представлены коэффициенты корреляции (r), их ошибки

$\left(\Delta r = \frac{1-r^2}{\sqrt{N}}, \text{ где } N \text{ — длина исходного ряда} \right)$ и критерий R , позволяющий оценить статистическую значимость коэффициентов корреляции. Для значимых коэффициентов корреляции произведение $|r| \sqrt{N} - 1$ при заданной надежности 0,95 должно быть больше критического значения, равного 1,94 [11].

Таблица 5

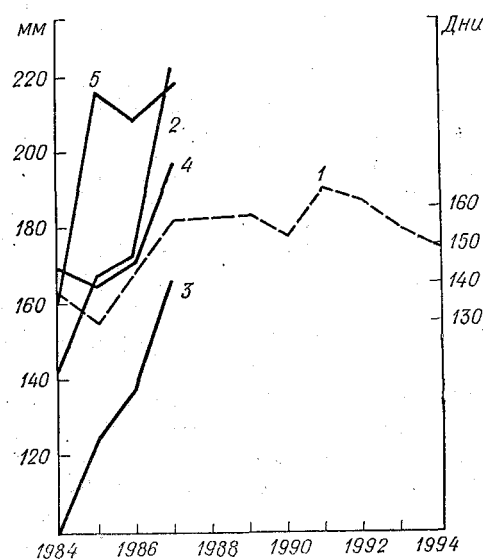
Коэффициенты корреляции месячного количества осадков и продолжительности действия осадкообразующих ЭЦМ на станциях Верхнеленского района

Станция	Июнь			Июль			Август			Расстояние, км
	r	Δr	R	r	Δr	R	r	Δr	R	
Подымахино	0,92	0,02	3,90	0,57	0,09	2,54	0,95	0,01	4,25	25
Усть-Кут	0,69	0,11	3,08	0,90	0,04	4,02	0,94	0,03	4,20	
Грузновка	0,81	0,04	3,62	0,31	0,15	1,39	0,30	0,15	1,34	70
Жигалово	0,90	0,04	4,02	0,53	0,16	2,37	0,70	0,16	3,13	
Бирюлька	0,13	0,19	0,58	0,76	0,05	3,40	0,44	0,12	1,98	28
Качуг	0,58	0,14	2,59	0,05	0,22	0,23	0,17	0,21	0,76	

Из приведенной таблицы следует, что наиболее тесно с циркуляционными факторами связаны осадки на севере рассматриваемой территории (Подымахино, Усть-Кут). Здесь коэффициенты корреляции близки к 1. В центральных (Грузновка, Жигалово), и особенно в южных районах Верхней Лены (Бирюлька-Качуг), эта зависимость в отдельные месяцы практически исчезает. Вероятно, это связано с большим влиянием местных условий на процессы осадкообразования. В центральных, и особенно южных районах рассматриваемой территории, велика расчлененность рельефа. Перепады относительных высот достигают 500—1500 м. В этих условиях необходимо более детальное изучение механизма этой связи с учетом орографических особенностей отдельных пунктов.

На рисунке представлена прогностическая кривая суммарной годовой продолжительности действия осадкообразующих ЭЦМ для Верхнеленского района. Эта кривая построена по данным работы [14]. Здесь же приведены кривые многолетнего хода летних сумм осадков для отдельных территорий Верхнеленского района. Многолетний ход осадков в целом по территории, а также в северной и центральной частях ее удовлетворительно согласуется с прогностической кривой продолжительности действия

осадкообразующих ЭЦМ. Это дает возможность качественно оценить тенденции в предстоящем изменении летних сумм осадков. В ближайшее пятилетие (до 1990 г.) значительных изменений в летних суммах осадков не ожидается. Возможно некоторое увеличение повторяемости (и продолжительности действия) таких ЭЦМ, как 13л, 2а. При осуществлении таких ЭЦМ на юге Предбайкалья наблюдаются выходы южных циклонов, с которыми связаны значительные осадки. В последующие годы должна проявляться устойчивая во времени тенденция уменьшения летних осадков. Это будет обусловлено резким сокращением повторяемости ЭЦМ (2а, 4б, 7ал, 13л и др.), при которых над Сибирью и, в частности, над Иркутской областью активизируется циклоническая деятельность. Эти прогностические рекомендации могут быть уточнены для отдельных пунктов, районов, где проявляется однотипное орографическое возмущение поля осадков.



Многолетний ход суммарной продолжительности осадкообразующих ЭЦМ и количества осадков: 1 — суммарная продолжительность ЭЦМ; 2 — летние суммы осадков по территории Верхнеленского района; 3, 4, 5 — летние суммы осадков соответственно по северной, средней и южной частям территории Верхней Лены

ЛИТЕРАТУРА

1. Велев Ст., Кононова Н. К. Макроциркуляционные процессы, обуславливающие обильные осадки и бездождные периоды на западном и восточном берегах Черного моря. — Материалы метеорологических исследований. М., 1979, № 1.

2. Велев Ст., Кононова Н. К. Связь атмосферных осадков на Черноморском побережье СССР и НРБ с макроциркуляционными процессами. — Изв. АН СССР, географическая, 1980, № 2.
3. Велев Ст., Кононова Н. К. Сопряженность многолетних колебаний осадкообразующих макропроцессов и годовых сумм осадков на Черноморском побережье СССР и НРБ. — Материалы метеорологических исследований. М., 1982, № 6.
4. Глух И. С. Связь осадков с группами циркуляции атмосферы на территории Западно-Сибирской равнины. — Материалы метеорологических исследований. М., 1974.
5. Дзердзеевский Б. Л. Циркуляционные механизмы в атмосфере северного полушария в XX столетии. — Материалы метеорологических исследований. М., 1968.
6. Дзердзеевский Б. Л. Материалы метеорологических исследований. М., 1970.
7. Кононова Н. К. Изменение температуры и осадков в Восточной Сибири в I половине XX века (в связи с изменением характера циркуляции атмосферы). — Изв. Всес. геогр. общ-ва, 1963, т. 95, вып. 2.
8. Кононова Н. К. О причинах изменения количества осадков в Восточной Сибири. — Материалы метеорологических исследований. М., 1968, № 13.
9. Кононова Н. К. Связь атмосферных осадков с типами циркуляции (для района Иркутска). — В кн.: Исследования генезиса климата. М., 1974.
10. Лобановская Ю. А. Связь многолетних аномалий температуры воздуха и осадков с циркуляцией атмосферы (на примере Иркутской области). — Материалы метеорологических исследований. М., 1982, № 6.
11. Румшинский Л. З. Элементы теории вероятности. — М.: Наука, 1970.
12. Хуторянская Д. Ф., Аносова Н. И. и др. Структура циркуляционных эпох в Сибирском секторе в летнее и зимнее время года. — Материалы метеорологических исследований. М., 1984, № 7.
13. Хуторянская Д. Ф., Аносова Н. И. Статистическая структура циркуляционного режима в Сибирском секторе. — Материалы метеорологических исследований. М., 1984, № 7.
14. Кононова Н. К., Харламова И. В. Некоторые закономерности многолетних колебаний циркуляции атмосферы северного полушария, климата и сезонной деятельности. — Материалы метеорологических исследований. М., 1982, № 6.

УДК 551.501 : 551.509.314

Р. П. Репинская (ЛГМИ)

ДИСКРЕТИЗАЦИЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ В ТРОПИКАХ НА ОСНОВЕ СПЕКТРАЛЬНОГО АНАЛИЗА И ТЕОРЕМЫ ОТСЧЕТОВ

При разработке глобальных и полусферных гидродинамических прогнозов возникают серьезные трудности, связанные с заданием начальных полей метеовеличин в тропическом поясе Земли на регулярных сеточных областях и обусловленные весьма редкой сетью аэрологических станций в низких широтах, не удовлетворяющим современным требованиям к качеству наблюдений

[13], недостаточной изученностью особенностей пространственно-временной статистической макро- и мезоструктуры полей основных метеовеличин [4]. В то же время оценка информативности действующей наблюдательной сети на основе средней квадратичной ошибки оптимальной интерполяции приводит к выводу, что в низких широтах требования могут быть менее жесткими, чем в умеренных широтах, и поэтому существующая весьма редкая сеть в тропиках удовлетворяет этим требованиям [4]. Так, чтобы получить значения H_{500} посредством оптимальной интерполяции в любой точке поля с ошибкой, не превышающей в среднем ошибки наблюдений ($\Delta=2$ дам), требуется в умеренных широтах расстояние между станциями $\Delta s \leq 400$ км, а на широте 10° — 1800 км. Более того, если допустить $\Delta=3$ гПа, наблюдения в приэкваториальной зоне можно вообще не проводить и пользоваться климатическими нормами [4]. Указанный факт объясняется тем, что в тропиках вследствие малости естественной временной изменчивости метеовеличин ошибки наблюдений становятся сравнимы с нею. Если же исходить из относительной ошибки оптимальной интерполяции ε^2 , равной отношению среднего квадрата ошибки интерполяции E_0^2 к дисперсии величины σ^2 в точке, то оценка $\varepsilon=0,14$ достигается на широте $\varphi=55^\circ$ при $\Delta s=400$ км, на $\varphi=30^\circ$ — при $\Delta s=200$ км, а на $\varphi=25^\circ$ не достигается ни при какой густоте станций. Отсюда вытекает необходимость повышения информативности метеорологической сети в низких широтах как путем увеличения ее плотности, так и повышения точности наблюдений [4].

Разработан ряд подходов к планированию сети, учитывающих: размещение действующих станций, различие уровня ошибок измерений метеовеличин различными измерительными средствами, экономические аспекты использования метеорологической информации в хозяйственной деятельности. В настоящее время принят чисто метеорологический подход, основанный на идеях О. А. Дроздова и А. А. Шепелевского [6]. Однако он весьма чувствителен к виду используемой корреляционной функции метеовеличины, к способу интерполяции и числу влияющих станций, поэтому представляет интерес продолжить исследования вопроса о рациональной пространственной и временной дискретизации метеорологических измерений на основе теории квантования сигнала [14], начатые нами в работах [10, 12], распространив их на тропическую зону. Апробация такого подхода для низких широт целесообразна не только в связи с «белыми пятнами» в особенностях статистической структуры полей метеовеличин в тропиках, но и потому, что она существенно отличается от таковой в умеренных и высоких широтах.

Рассмотрим кратко основы теории квантования сигнала [14]. Под процедурой квантования по времени понимается представление непрерывной функции $\Phi(t)$ в виде конечной последова-

тельности определяющих ординат. Выбор частоты квантования производится с учетом требуемой точности последующего восстановления непрерывной функции по ее мгновенным значениям. Для точного восстановления непрерывной функции $\Phi(t)$ на конечном интервале T необходимо непрерывное множество значений, отстоящих на бесконечно малые интервалы времени. Восстановление непрерывной функции $\Phi(t)$ по конечному числу ее значений на конечном интервале T приводит к погрешности, зависящей от частоты квантования и выбранного способа интерполяции. Для функций, спектр частот которых ограничен, по отдельным мгновенным значениям можно произвести полное восстановление функций.

Согласно теореме отсчетов (теорема В. А. Котельникова) [14] непрерывная функция $\Phi(t)$, спектр которой ограничен сверху фильтрующей частотой ω , полностью определяется своими значениями $\Phi(k\Delta t)$, отсчитываемыми через интервалы времени

$$\Delta t = \frac{1}{2\omega_0}. \quad (1)$$

Действительно, при граничной частоте Найквиста

$$\omega_0 = \frac{\pi}{\Delta t}, \quad (2)$$

значение функции в произвольный момент времени t можно представить в виде суммы

$$\Phi(t) = \sum_{k=-\infty}^{\infty} \Phi(k\Delta t) \frac{\sin 2\pi\omega_0(t-k\Delta t)}{2\pi\omega_0(t-k\Delta t)}. \quad (3)$$

Условия теоремы отсчетов не удовлетворяются для реальных физических процессов, так как они не ограничены во времени, имеют начало и конец. Следовательно, функции, описывающие их, имеют ограниченную длительность, а их спектральная плотность не равна нулю вне конечного интервала. Однако спектр частот реальной функции практически всегда можно ограничить так, чтобы составляющие спектра за фильтрующей частотой были меньше некоторой заданной величины. Средний квадрат относительной погрешности такого усечения спектра случайной функции (мера ошибки ее дискретизации) находится из соотношения

$$\delta_y = \sigma_y^2 / \sigma^2. \quad (4)$$

Здесь

$$\sigma^2 = \int_0^{\infty} S(\omega) d\omega = R(0), \quad (5)$$

$$S(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{\infty} R(t) \cos \omega t dt, \quad (6)$$

соответственно полная дисперсия (полная энергия), которую несет функция $\Phi(t)$, и спектральная плотность (энергетический спектр) процесса $\Phi(t)$; ω — временная частота; $R(t)$ — временная автокорреляционная функция, связанная со спектральной плотностью косинус-преобразованием Фурье

$$R(t) = \int_0^{\infty} S(\omega) \cos \omega t d\omega; \quad (7)$$

$$\sigma_y^2 = \int_0^{\infty} S(\omega) d\omega = \int_0^{\infty} S(\omega) d\omega - \int_0^{\omega} S(\omega) d\omega \quad (8)$$

— дисперсия, описываемая усеченной частью спектра.

Подставляя (8) в (4), учитывая (5) и произведя нормировку, получим:

$$\delta_y = 1 - \int_0^{\omega} \tilde{S}^{\circ}(\omega) d\omega. \quad (9)$$

Если положить, что одновременно ограничены спектр функции частотой ω , а ее длительность интервалом T , то можно воспользоваться усеченным рядом Котельникова для приближенного представления функции:

$$\Phi(t) \approx \sum_{k=1}^m \Phi(k\Delta t) \frac{\sin 2\pi \omega(t - k\Delta t)}{2\pi \omega(t - k\Delta t)}, \quad (10)$$

где $m = T/\Delta t + 1 = 2\omega T + 1$ — требуемое число эквидистантных отсчетов, приближенно описывающих финитный сигнал $\Phi(t)$. Если $2\omega T \gg 1$, то число степеней свободы (база) сигнала $m = 2\omega T$.

Для определения необходимого временного (пространственного) интервала $\Delta t (\Delta s)$ между эквидистантными отсчетами метеовеличины можно произвести усечение спектра атмосферных возмущений, учитывая рекомендации метода Дроздова — Шепелевского, т. е. потребовать, чтобы мера ошибки ее наблюдений

$$\delta_y = \eta^2 = \Delta_b^2 / \sigma_b^2, \quad (11)$$

где σ_b^2 — дисперсия метеовеличины; Δ_b — дисперсия ошибок ее измерений. Однако фиксирование η^2 не позволяет произвести эффективное усечение спектра и отфильтровать «метеорологические шумы» (особенно в случае монотонного уменьшения значений спектральной плотности) [10, 12]. Поэтому оценки интервалов пространственного (временного) разрешения измерений $\Delta s (\Delta t)$ на основе критерия (11) оказываются сильно заниженными и вряд ли могут быть достигнуты в метеорологической практике даже для умеренных широт [12]. Поэтому при таком подходе целесообразно ориентироваться не на $\eta^2 = \text{const}$, а на

значение средней квадратичной ошибки наблюдений Δ_b . Это обусловлено тем, что для различных широтных поясов и сезонов года одним и тем же значениям η^2 соответствуют разные значения Δ_b , так как существенно изменяется дисперсия σ_b^2 [4].

Изложим методику пространственной дискретизации измерений на основе сочетания методов спектрального анализа и теоремы отсчетов.

Для метеорологических функций за область существенных частот обычно принимается область от 0 до ω , для которой нормализованная спектральная плотность $\tilde{S}^\circ(\omega)$ находится на интервале

$$\tilde{S}^\circ(\omega) \leq 0,05 \leq \tilde{S}^\circ(0) \quad (12)$$

и определяется формулой (6), где в рамках рассматриваемой задачи должна использоваться $R(\rho)$ — нормированная на дисперсию пространственная автокорреляционная функция рассматриваемой метеовеличины. Гармоники, несущие менее 5% дисперсии последней, обычно относятся к «шуму». Однако в [12] показано, что критерий (12) является весьма жестким даже для процессов, протекающих в умеренных широтах, и приводит к отфильтровыванию некоторых сравнительно мелкомасштабных гармоник в спектре метеорологических функций, которые, нередко являясь следствием постоянно действующих погодообразующих факторов, могут нести важную прогностическую информацию. Подтверждением этого являются также выводы, полученные в теории сопряженных уравнений, развитой Г. И. Марчуком, численные эксперименты [8] в рамках физико-статистического метода долгосрочных прогнозов погоды М. И. Юдина, результаты анализа времени релаксации естественных колебаний в полях различных метеовеличин [9]. Поэтому в [12] предложено несколько смягчить критерий (12) и накладывать ограничение на высшую пространственную (и временную) частоту так, чтобы

$$\tilde{S}^\circ(\omega) \leq 0,025 \leq \tilde{S}^\circ(0). \quad (13)$$

Теперь зададимся целью определить оптимальный пространственный интервал дискретизации измерений Δs некоторой метеовеличины, полагая, что ее функция $R(\rho)$ известна. Строго говоря, в данной задаче пользоваться пространственной функцией $R(\rho)$ можно лишь в тех пределах, в которых направление отсчета не влияет на ее вид. Тогда в качестве критического расстояния $\rho_{\max}$ должен выступать радиус локальной однородности и изотропности корреляционной функции, поскольку на расстояниях $\rho > \rho_{\max}$ характер корреляционной функции может существенно измениться (например, из-за неоднородности полей в меридиональном направлении). Поэтому ограничение на высшую про-

пространственную частоту целесообразно вести следующим образом [2, 12]:

$$\omega_0 = 2\pi/\rho_{\max}. \quad (14)$$

По аналогии с определением Δt по формуле (1) на основании теоремы отсчетов оценим возможный пространственный интервал наблюдений:

$$\Delta s = 1/2 \omega_0 = \rho_{\max}/4\pi. \quad (15)$$

Для оценки оптимального интервала пространственного разрешения наблюдений Δs в низких широтах воспользуемся автокорреляционной функцией приземного давления $R(\rho)$ для всего года, полученной в [11] по ежедневным данным, взятым на одной фазе суточного хода (за 03 ч.), с 1969 по 1978 г. в 33 точках, покрывающих акваторию Тропической Атлантики и Западную Африку. Выборка для каждого месяца года состояла из 120 полей. С целью исключения влияния годового хода на оценки $R(\rho)$ расчеты проводились отдельно для каждого месяца с последующим осреднением. Значения корреляционных моментов были сгруппированы по градациям расстояния в диапазоне $0 \leq \rho \leq 6000$ км и приведены в табл. 1 с шагом $\Delta \rho = 50$ км. Из табл. 1 видно: при $\rho > 1500$ км значения $R(\rho)$ монотонно уменьшаются; при $\rho > 3500$ км оценки $R(\rho)$ близки к 0,1, что, возможно, связано с многолетней циклоничностью атмосферных процессов.

Таблица 1

Корреляционная функция приземного давления $R(\rho)$ в низких широтах

ρ	$R(\rho)$								
1,0	0,976	0,953	0,929	0,905	0,773	0,784	0,723	0,662	0,626
0,590	0,554	0,518	0,503	0,488	0,473	0,453	0,444	0,432	0,428
0,404	0,399	0,393	0,387	0,381	0,369	0,360	0,350	0,339	0,333
0,328	0,323	0,318	0,312	0,307	0,301	0,296	0,293	0,288	0,284
0,279	0,271	0,263	0,255	0,247	0,240	0,233	0,226	0,218	0,215
0,213	0,210	0,206	0,203	0,201	0,199	0,197	0,194	0,191	0,188
0,185	0,181	0,177	0,172	0,167	0,161	0,155	0,149	0,143	0,142
0,141	0,140	0,140	0,136	0,131	0,126	0,121	0,120	0,118	0,117
0,116	0,114	0,113	0,111	0,108	0,106	0,105	0,103	0,102	0,101
0,101	0,100	0,099	0,099	0,098	0,098	0,098	0,095	0,092	0,090
0,087	0,085	0,083	0,081	0,079	0,077	0,077	0,073	0,071	0,069
0,068	0,067	0,067	0,066	0,065	0,063	0,061	0,061	0,060	0,058

Оценки значений спектральной плотности находились по формуле [1]

$$\tilde{S}(\omega) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\rho_{\max}} R(k \Delta \rho) q(k \Delta \rho) \cos(\omega k \Delta \rho) d(k \Delta \rho), \quad (16)$$

где $k=0, 1, 2, \dots, m=\rho_{\max}/\Delta \rho$; $q(k \Delta \rho)$ — четная функция, плавно уменьшающаяся до нуля при $k \Delta \rho \rightarrow m \Delta \rho$, с помощью которой осуществляется предварительное сглаживание значений спектральной плотности. Сглаживание является статистическим фильтром, генерирующим новый ряд оценок значений функции $R(\rho)$, в котором спектральные компоненты с высокой частотой уменьшены. Необходимость сглаживания диктуется тем, что значения $R(\rho)$ вычисляются на конечном интервале $[0, m \Delta \rho]$, причем при $\rho > m \Delta \rho$ функция $R(\rho)$ не определена и в точке $m \Delta \rho$ может быть разрыв. Сглаживание полезно также с целью повышения статистической значимости результатов расчета путем уменьшения смещенности оценок спектральной плотности. В работах [3, 10, 12] в качестве фильтра использовались весовые функции Ханна, Хэминга и треугольная (корреляционное окно Бартлета). В [12] было показано, что оптимальное сглаживание с точки зрения решаемой задачи для умеренных широт осуществляется с помощью треугольной функции

$$q(k \Delta \rho) = \begin{cases} 1 - \frac{k}{m} & \text{при } k \leq m, \\ 0 & \text{при } k > m, \end{cases} \quad (17)$$

спектральные свойства которой изучены в [1]. Поэтому в данной работе мы будем рассматривать результаты, полученные лишь с помощью фильтра (17). Под оптимальным сглаживанием понимаются: возможность достижения максимальных значений шага пространственной дискретизации измерений; эффективность дискретизации в смысле обеспечения минимальных значений ошибок восстановления функции (η_v^2).

Расчет значений спектральной плотности $\tilde{S}(\omega)$ производился для частот

$$\omega_k = \frac{\pi k}{\Delta \rho m} \quad (18)$$

в интервале $[0, \omega_0]$, где

$$\omega_0 = \pi / \Delta \rho, \quad (19)$$

шагом

$$\Delta \omega = \omega_0 / m = \pi / \Delta \rho m, \quad (20)$$

а их нормирование осуществлялось по формуле

$$\tilde{S}^{\circ}(\omega) = \frac{\tilde{S}(\omega)}{\int_0^{\infty} \tilde{S}(\omega) d\omega}. \quad (21)$$

Результаты исследования пространственной дискретизации наблюдений на основе требования (11), применяемого в рамках спектрального подхода, приведены в табл. 2, в которой использованы следующие обозначения: k — номер гармоники, соответствующий частоте, ограничивающей энергетический спектр приземного давления и определяемый на основе комбинации соотношений (4) и (11); σ_c^2 — дисперсия полезного сигнала (в % от полной дисперсии давления σ^2), определяемая по нарастающей сумме значений спектральной плотности $\tilde{S}^{\circ}(\omega)$; σ_y^2 — дисперсия усеченной части спектра циркуляционных процессов (так называемый «метеорологический шум», в % от σ^2).

Таблица 2

Интервалы дискретизации измерений давления

Условия дискретизации		k	σ_c^2	σ_y^2	γ_B^2	Δs , км
L , км	$\tilde{S}^{\circ}(\omega)$					
6000	0,050	12	94,7	5,3	0,053	80
	0,045	13	95,6	4,4	0,044	73
	0,040	14	96,3	3,7	0,037	68
	0,035	15	96,7	3,3	0,033	64
	$\delta_y = \gamma^2 = 0,030$	16	97,1	2,9	0,029	60
	0,025	17	97,6	2,5	0,025	56
	0,020	19	97,9	2,1	0,021	50
	0,015	24	98,5	1,5	0,015	40
	0,010	64	99,0	1,0	0,010	10
6000		—				477
3000		—				239
2000		—				159
800		—				64
100		—				8

Новый способ пространственной дискретизации измерений заключается, таким образом, в ограничении на фильтрующую

частоту ω , которая разыскивается, исходя из требования равенства ошибки δ_y , связанной с усечением спектра, и меры ошибки измерения η^2 рассматриваемой метеовеличины. Для приземного давления в умеренных и высоких широтах зимой $\eta^2=0,03$ [4]. Однако в тропиках дисперсия давления (и других метеовеличин) существенно меньше, а меры ошибок наблюдений существенно больше [4, 13]. Корреляционная функция приземного давления в тропическом поясе также значительно отличается от таковых в умеренных и высоких широтах [5, 11]. Из сказанного ясно, что в тропиках следует пользоваться большими значениями меры ошибки наблюдений η^2 . Этот вывод подтверждает результаты, полученные ранее [4] на основе оценки информационной значимости систем метеорологических наблюдений.

В настоящее время оценки величин Δ и η^2 для приземного давления в тропиках отсутствуют. Корректная оценка Δ имеется лишь для $H_{500}/\Delta=1$ дам [7]. Поэтому с целью проведения ориентировочных оценок величины Δs положим для давления $\eta^2=0,03$. В качестве оценок значений $\rho_{\max}$ в формуле (15) рассмотрим следующие длины волн: $L_1=6000$ км — предельное значение радиуса положительной корреляции функции $R(\rho)$, приведенной в табл. 1, близкое к длине наиболее коротких волн Янаи — Маруямы [13]; $L_2=3000$ км — максимальная длина волн синоптического масштаба (восточные волны) [13]; $L_3=2000$ км — радиус поиска «влияющих станций» в процедуре объективного анализа метеорологических полей [4]; $L_4=800$ км — расстояние, на котором поле приземного давления в тропиках можно считать относительно однородным и изотропным [11]; $L_5=100$ км — максимальная протяженность процессов масштаба облачных скоплений [13]. Меньшие значения ρ не рассматриваются, так как, согласно теореме отсчетов [14], нельзя адекватно описать те волны, период которых меньше $2\Delta t$, а длина меньше $2\Delta\rho$, где $\Delta\rho$ — интервал эквидистантных отсчетов значений функции $R(\rho)$ в исходном ряду (табл. 1).

Результаты оценки Δs на основе формулы (15) для указанных значений L , но без учета особенностей энергетического спектра циркуляционных процессов, протекающих над областью исследования, также приведены в табл. 2.

Анализ табл. 2 подтверждает основной вывод, полученный нами ранее [10, 12]: спектральный подход позволяет в зависимости от характера решаемой задачи провести достаточно эффективное усечение спектра атмосферных движений и оценить оптимальный интервал дискретизации наблюдений. Представляется, что для тропической зоны пороговое значение спектральной плотности необходимо задавать еще меньшим, чем это диктует критерий (13). Такая точка зрения основана на следующих соображениях.

В экваториальном поясе отсутствуют крупномасштабные компоненты общей циркуляции атмосферы, что подтверждается

невозможностью получить систему уравнений динамики в безразмерном виде (без учета температуры) для движений масштабов A и A/B [5]. Сходимость рядов разложения полей приземного давления в низких широтах по эмпирическим ортогональным функциям для всех месяцев года носит монотонный характер [11], поэтому для описания основной доли суммарной дисперсии исходных выборок по территории, сравнимой с первым естественным синоптическим районом, необходимо учитывать до 20 членов ряда из 61 (вместо 4—7 членов в умеренных широтах); отсутствует четко выраженная граница (по вкладу в общую дисперсию) между естественными колебаниями, описывающими макро- и мезопроцессы, и, в особенности, между погодообразующими возмущениями и «метеорологическим шумом». Последнее подтверждается также монотонным характером энергетического спектра циркуляционных процессов у земли, описываемых корреляционной функцией $R(\rho)$ из табл. 1.

Из анализа табл. 2 следует, что величина Δs в тропиках не должна превышать 50—80 км, что более чем в два раза меньше оценки Δs , полученной [12] для умеренных и высоких широт. Рекомендовать такой интервал эквидистантных отсчетов в горизонтальной плоскости позволяют не только согласие полученных нами оценок с выводами, вытекающими из анализа информативности действующей аэрологической сети [4], но также важная погодообразующая роль, которую играет тропическая зона как основной район аккумуляции солнечной энергии на Земле и источник тепла и влаги для всей атмосферы, результаты гидродинамического моделирования многообразия «элементарных» циркуляционных механизмов, существующих в тропиках, согласно которым [5, 13] все решения чрезвычайно чувствительны даже к небольшим вариациям амплитуды возмущений в поле температуры, хотя сама амплитуда мала и составляет доли градуса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бендат Дж., Пирсол А. Применения корреляционного и спектрального анализа. — М.: Мир, 1983.
2. Борисенков Е. П., Гуров В. П., Титов С. И. Динамика атмосферы и численные методы прогноза. — Л.: ЛВИКА имени А. Ф. Можайского, 1967.
3. Винников К. Я., Гриб Н. К., Поляк И. И. Методика расчета корреляционных функций и спектров временных метеорологических рядов. — Тр. ГГО, 1973, вып. 308.
4. Гандин Л. С., Каган Р. Л. Статистические методы интерпретации метеорологических данных. — Л.: Гидрометеиздат, 1976.
5. Добрышман Е. М. Динамика экваториальной атмосферы. — Л.: Гидрометеиздат, 1980.
6. Дроздов О. А., Шепелевский А. А. Теория интерполяции в стохастическом поле метеорологических элементов и ее применение к вопросам метеоро-

логических карт и рационализации сети. — Тр. НИУ ГУГМС, 1946, сер. 1, вып. 13.

7. Лугина К. М. Пространственная статистическая структура полей основных метеорологических элементов на поверхности 500 мб в тропических широтах. — Тр. ГГО, 1974, вып. 336.

8. Репинская Р. П. Среднесрочный прогноз H_{500} физико-статистическим методом. — Метеорология и гидрология, 1980, № 11.

9. Репинская Р. П., Юдин М. И. О временной структуре циркуляционных процессов. — Тр. ГГО, 1981, вып. 446.

10. Репинская Р. П. О рациональной временной дискретизации аэрологического зондирования. В сб.: Авиационная и космическая метеорология. Л., 1983. Деп. в ВИНТИ № 825—84. 10.02.1984.

11. Репинская Р. П. Некоторые характеристики пространственно-временной структуры поля приземного давления в низких широтах. В сб.: Параметризация некоторых видов непреднамеренного и направленного воздействий на атмосферу. Л., изд. ЛГМИ, 1984.

12. Репинская Р. П. Оценка оптимального пространственного разрешения метеорологических наблюдений. — Метеорология и гидрология, 1986, № 7.

13. Риль Г. Климат и погода в тропиках. — Л.: Гидрометеиздат, 1984.

14. Тихонов В. И. Статистическая радиотехника. — М.: Советское радио, 1966.

УДК 551.501.45 : 551.54

А. МБАНГОГИНАН, Р. П. РЕПИНСКАЯ (ЛГМИ)

АНАЛИЗ СПЕКТРОВ ГЛАВНЫХ КОМПОНЕНТ ПРИЗЕМНОГО ПОЛЯ ДАВЛЕНИЯ В ТРОПИКАХ

Аппарат спектрального анализа, в основе которого лежит теория случайных функций [2], широко используется в метеорологии для решения ряда теоретических и прикладных задач. Учитывая, что характерной особенностью полей метеорологических величин является наличие волновых движений различных пространственно-временных масштабов, использование спектрального анализа позволяет оценить значимость каждого волнового компонента в циркуляции тропической атмосферы.

Целью данной работы является проведение классификации атмосферных движений в тропиках с помощью спектрального анализа, который применяется к главным компонентам (ГК) приземного поля давления, полученным путем разложения совокупности случайных полей по эмпирическим ортогональным функциям (ЭОФ) [1] для всех месяцев года.

Для расчетов ГК была выбрана 61 точка, покрывающая участок тропической зоны от 43 з. д. до 35 в. д. и от 25° ю. ш. до 30° с. ш. Архив исходных данных, состоящий из трех независимых выборок, был собран для апреля за 17 лет (1969—1985 гг.). Все значения давления брались за 00 ч по Гринвичу, что позво-

*

лило исключить влияние суточного хода. Даты для каждой выборки подбирались через три дня с целью уменьшения временной связанности атмосферных процессов. Выполнено также разложение полей давления за 10-летний период (1969—1978 гг.) для всех месяцев года. Сетка точек, на которой выполнено последнее разложение, охватывает несколько меньшую территорию чем в первом эксперименте, но полностью вписывается в нее

Таблица

Результаты разложения по ЭОФ полей приземного давления в тропической зоне Атлантики и Африки для января — декабря по 33-мерному базису

j		Месяцы											
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	λ	8,46	11,30	11,29	6,49	6,29	9,27	8,03	8,74	8,28	8,92	7,19	5,
	α	25,6	34,2	30,2	19,6	19,1	28,1	24,3	26,5	25,1	27,0	21,6	17,
	d	25,6	34,2	30,2	19,5	19,1	28,1	24,3	26,5	25,1	27,0	21,6	17,
2	λ	4,24	3,12	3,12	3,19	2,39	2,65	3,03	3,53	2,75	2,64	2,94	3,
	α	12,8	9,5	11,8	9,7	7,2	8,0	9,2	10,7	8,3	8,0	8,9	11,
	d	38,4	43,7	42,0	29,3	26,3	36,1	33,5	37,2	33,4	35,0	30,5	28,
3	λ	3,01	2,10	2,10	2,82	2,21	2,06	2,52	2,48	2,19	2,46	2,60	2,
	α	9,1	6,4	6,8	8,5	6,7	6,2	7,6	7,5	6,6	7,5	7,9	6,
	d	47,5	50,1	48,8	37,8	33,0	42,3	41,1	44,7	40,0	42,5	38,4	35,
4	λ	2,01	1,84	1,84	2,37	2,01	1,83	1,94	2,08	2,00	2,03	2,18	1,
	α	6,1	5,6	5,7	7,2	6,1	5,5	5,9	6,3	6,1	6,2	6,6	6,
	d	53,6	55,7	54,5	45,0	39,1	47,8	47,0	51,0	46,1	48,7	45,0	41,
5	λ	1,81	1,58	1,58	2,04	1,96	1,72	1,55	1,49	1,74	1,78	1,73	1,
	α	5,5	4,8	4,7	6,2	5,9	5,2	4,7	4,5	5,3	5,4	5,2	5,
	d	59,1	60,5	59,2	51,2	45,2	53,0	51,7	55,5	51,4	54,1	50,2	47,

Для наглядности результаты разложений полей давления по ЭОФ, полученные в рамках второго эксперимента, помещены в табл. 1, где $j=1, 2, \dots, t$ — порядковый номер члена аппроксимирующего ряда; λ_j — значение собственного числа пространственной корреляционной матрицы; α_j — вклад соответствующей

естественного колебания в суммарную дисперсию выборки (%); t_j — нарастающая дисперсия. Из табл. 1 видно, что каждый из первых пяти членов разложения во всех месяцах несет, как правило, более 5% суммарной дисперсии поля. Согласно [8], такие спектральные компоненты относятся к погодообразующим процессам. Используя значения коэффициентов разложения полей по ЭОФ, которые будем обозначать как $a_1, a_2, \dots, a_j, \dots, a_M$, мы оставили их ряды за каждый день для апреля и через три дня для всех месяцев года.

При оценке спектральной плотности стационарного процесса чаще всего используются два метода [2]:

— стандартный метод (метод Блэкмана и Тьюки), при применении которого спектральная плотность выражается через Фурье — преобразование автокорреляционной функции;

— метод прямого преобразования (метод Кули и Тьюки), предполагающий расчет спектральной плотности прямым преобразованием Фурье исходной реализации ряда значений метеорологической величины с использованием алгоритма быстрого преобразования Фурье.

Расчет временных спектров коэффициентов разложения произведен по стандартному методу, алгоритм которого изложен [4].

Для получения состоятельных и несмещенных оценок спектральной плотности $S_j(\omega)$ необходимо корреляционные функции предварительно сгладить какой-либо весовой функцией (фильтром).

С этой целью применяются следующие фильтры [4]:

треугольная функция

$$h(r) = h(\Delta t_i) = h_i = \begin{cases} 1 - \frac{i}{n} & \text{при } i \leq n, \\ 0 & \text{при } i > n, \end{cases} \quad (1)$$

где Δt — шаг по времени исходного дискретного ряда, $r = \Delta t_i$ — шаг по времени, $i = 0, 1, \dots, n$;

функция Ханна

$$h(i) = \begin{cases} \frac{1}{2} \left(1 + \cos \frac{\pi i}{n} \right) & \text{при } i \leq n, \\ 0 & \text{при } i > n; \end{cases} \quad (2)$$

функция Хэмминга

$$h(i) = \begin{cases} 0,54 + 0,46 \cos \frac{\pi i}{n} & \text{при } i \leq n, \\ 0 & \text{при } i > n. \end{cases} \quad (3)$$

Зная Δt , определяют интервал частот, для которого можно оценивать спектральную плотность. Граничная круговая частота ω_0 (частота Найквиста) выражается формулой

$$\omega_0 = \frac{\pi}{\Delta t}. \quad (4)$$

Определяя $n+1$ оценку спектральной плотности $S_j(\omega)$ на интервале $[0, \omega_0]$, приходим к выводу, что шаг по частоте должен быть равен

$$\Delta\omega = \frac{\omega_0}{n} = \frac{\pi}{\Delta t n} = \frac{\pi}{r_{max}}. \quad (5)$$

Минимальный период (T_{min}) при вычислении оценки спектра определяется формулой [2, 4]:

$$T_{min} = \frac{2\pi}{\omega_0} = 2\Delta t. \quad (6)$$

Для выявления скрытых периодичностей с помощью спектрального анализа важна оценка статистической значимости выявленных пиков спектральной плотности, т. е. оценка достоверности того, что данный пик действительно характеризует наличие гармонического колебания, а не представляет собой случайный процесс, спектральная плотность которого постоянна во всем диапазоне частот (белый шум). Известно [2], что такой процесс физически не реализуется, так как его дисперсия обращается в бесконечность.

Достоверность оценок спектральных плотностей $S_j(\omega)$ определяется на основании вычисления доверительных интервалов которые определяют исходя из предположения, что отклонения оценки от истинного значения подчиняются χ^2 -распределению В [6] показано, что оценка выборочного спектра в случае гауссовского белого шума имеет χ^2 -распределение с двумя степенями свободы и выражается формулой

$$\frac{2C_{zz}(f_k)}{\Delta\sigma_z^2} = \chi_2^2, \quad (7)$$

где $C_{zz}(f_k)$ — выборочный спектр; f_k — циклическая частота Δ — сдвиг по времени (интервал отсчета); σ_z^2 — дисперсия. При 5%-ном уровне значимости ($\alpha=0,05$) и при двух степенях свободы ($\nu=2$) критическое значение $\chi_\alpha^2 = \chi_2^2 = 5,991$ [3].

Предположим, что наш процесс представляет собой белый шум. Согласно [6], $\Delta\sigma_z^2 = 1$ (вычисляется спектр корреляционной функции). Критическое значение $C_{zz}^2(\alpha) = 0,5 \chi_2^2 = 2,995$ Если значение спектральной функции превышает критическое, то

гипотеза о том, что колебание является реализацией белого шума, отвергается.

В табл. 2 представлены значимые циклы, выявленные нами в апреле в результате оценок выборочных спектров для рядов ежедневных коэффициентов разложения поля приземного давления.

Для сглаженных спектральных оценок $\hat{S}_f(\omega)$ доверительные интервалы рассчитываются с помощью критериев, взятых из [6], где доказано, что случайная величина $\sqrt{\nu} C_{xx}(f)/\Gamma_{xx}(f)$ имеет χ^2 -распределение с ν степенями свободы, где $\bar{C}_{xx}(f)$ представляет собой выборочную оценку, а Γ_{xx} обозначает истинное значение функции спектральной плотности.

Таблица 2

Периоды естественных колебаний (в сутках)
в полях приземного давления в апреле,
выявленные на основе спектрального анализа автокорреляционных функций,
полученных по ежедневным значениям главных компонент

Главные компоненты				
a_1	a_2	a_3	a_4	a_5
28	28; 11	4	11; 8	11; 6

Число степеней свободы зависит от длины реализации β и войств спектрального окна $\omega(f)$ и задается равенством

$$\nu = \frac{2\beta}{\int_{-\infty}^{\infty} \omega^2(f) dt}. \quad (8)$$

На рис. 1 представлены спектры сглаженной с помощью фильтров (1)–(3) автокорреляционной функции первого главного компонента. При использовании фильтров происходят большие искажения периодических составляющих процесса. Наиболее подходящим фильтром, на наш взгляд, является треугольная функция, так как с ее помощью все же выделяются основные пики.

На рис. 2 приведены графики спектральной плотности первых пяти главных компонент поля приземного давления для апреля. Для первого и второго естественных колебаний ($j=1, 2$) максимумы энергетических спектров наблюдаются на частоте, близкой

к нулевой, что свидетельствует о влиянии тренда. Это и следовало ожидать, так как из свойств ЭОФ вытекает, что первые естественные колебания являются наиболее крупномасштабными и отражают тенденции средних значений. В поле третьего, четвертого и пятого колебаний имеет место смещение максимума дисперсии в высокие частоты.

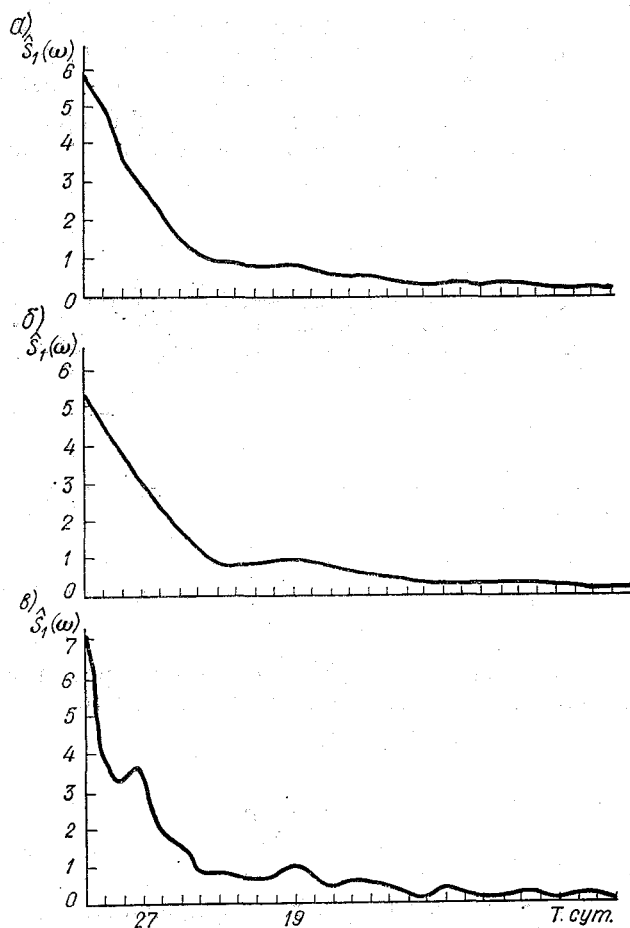


Рис. 1. Спектры корреляционной функции первого главного компонента, сглаженной с помощью фильтров Ханна (а), Хемминга (б) и треугольного (в).

В табл. 3 представлены выявленные нами периоды естественных колебаний в полях приземного давления в течение всего года. Чтобы определить значимые циклы, мы вынуждены ориентироваться здесь на уровень значимости α в диапазоне 0,1—0,25, т. е. с вероятностью обеспечения 90—75%. Анализ этой таблицы за-

груднеем тем, что при переходе от месяца к месяцу сезонный ход не так четко выделяется в спектрах возмущений. Однако в периоды интенсивных муссонов (июнь, июль, август) можно отметить активизацию волн различных масштабов. В периоды окончания муссонной циркуляции (ноябрь-декабрь) протекают более однородные процессы.

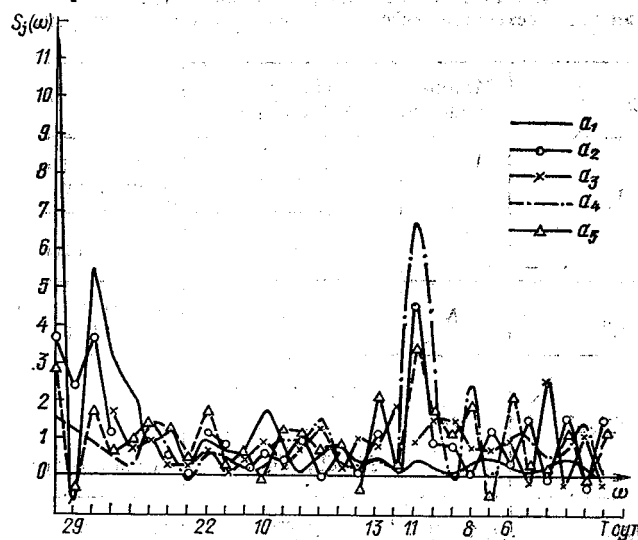


Рис. 2. Оценки спектральной плотности корреляционных функций первых пяти главных компонент для апреля, полученных по ежедневным значениям давления

Таблица 3

Периоды естественных колебаний (в сутках) в полях приземного давления для всего года, выявленные на основе спектрального анализа автокорреляционных функций, полученных по значениям главных компонент, взятых через 3 дня

Месяц	Главные компоненты				
	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5
	Периоды				
январь	21	12; 12	21	6	21; 9
февраль	—	—	27	18; 6	—
март	6	—	21	—	24
апрель	12; 6	24	24	24	—
май	—	27; 15	—	21	12; 6
июнь	—	24; 18	9; 7	15	24
июль	24; 6	24	24	24; 12; 6	18
август	12; 6	21; 12	24; 9	24; 12; 6	12
сентябрь	15	18; 12; 6	24;	24; 18	15
октябрь	—	27; 18	18	24; 17	24; 15
ноябрь	—	24; 12	27; 21; 6	15	—
декабрь	27; 12	12	12	12	24; 9

В табл. 4 представлены результаты исследований волновой структуры атмосферных процессов в тропиках, полученные различными авторами [5, 7, 9, 10] и [13—17].

Таблица 4

Результаты спектрального анализа полей
различных метеорологических величин в низких широтах

Автор	Метео- величина	Период колебания, сут	Тип колебания
Петросянц М. А. и др. [10]	P	0,5; 1	Полусуточная и суточная волны давления
		4—5	Волны Янаи — Маруямы
Кислов А. В., Семенов Е. И. [7]	N	3—6	Волны синоптического масштаба
Дворянинов Г. С. [5]	P	5; 4; 6; 8; 8; 5	„
		20; 30; 50; 17	Сезонные колебания
ПИГАП, т. 7 [9]	P, T, N, V	3—6 14—21	Волны Янаи — Маруямы
Янаи М., Мура- ками М. [17]	v	4—5	„
	u	10	Волны Кельвина
Коски В. Е., Уолес Ж. [14]	P	12—20	Волны Уолеса-Коски
Мадден Р. А., Жюлиан П. Р. [15]	u	40—50	„
Шао С. [13]	P	40—50	Тропические колебания
Мураками Т., Хо Ф. [16]	N	33,3—50,0 16,7—25,0 7,1—10,0 4,0—5,0	

Примечание. P — давление; T — температура; N — общее количество облачности; V — скорость ветра; v — меридиональная составляющая вектора скорости ветра; u — зональная составляющая вектора скорости ветра.

Обобщая результаты табл. 4 и сопоставляя с нашими результатами, целесообразно отметить следующее:

— достаточный, с точки зрения статистической обеспеченности, исходный материал легший в основу нашего исследования и удовлетворяющий требованию надежного определения форм наиболее крупномасштабных ЭОФ, а также совпадение части выявленных нами циклов с результатами, приведенными в табл. 4, дают основание надеяться на их реальное существование в тропической атмосфере. Подтверждением этого является также то, что при разложении полей давления в двойные ряды над первым естественным синоптическим районом северного полушария в ходе наиболее крупномасштабных циркуляционных процессов были обнаружены [12] изменения от более чем четырехмесячного до семидневного. Однако в ходе первых пяти главных компонент в апреле (табл. 2), полученных по исходным данным за каждый день, минимальный выявленный период равен 4 суткам. Более короткопериодные циклы, по-видимому, могут быть обнаружены при анализе естественных колебаний меньших пространственных масштабов. Любопытную картину, на наш взгляд, представляет поле третьего естественного колебания ($j=3$) в апреле (табл. 2). По дисперсионной нагрузке и в пространственном отношении оно более крупномасштабно, чем четвертое и пятое колебания, однако в его ходе прослеживается лишь четырехдневный цикл. Это обстоятельство говорит о том, что в тропиках, как и в умеренных широтах [11], время существования некоторых крупномасштабных колебаний оказывается существенно меньшим, чем мезомасштабных:

— колебания с периодом более 20 суток, по-видимому, следует рассматривать как процессы планетарного (глобального) масштаба, природа которых, на наш взгляд, является активизацией процессов в области ВЗК — главного звена общей циркуляции в тропической атмосфере. К этому можно добавить сезонные смещения основных центров действия атмосферы (Азорский антициклон, Южный атлантический антициклон, экваториальная ложбина);

— колебания с периодом от 4 до 10 дней — это процессы синоптического масштаба. Сюда же можно включить волны Янаи — Маруямы, Кельвина и восточные волны. По существу волны Янаи — Маруямы являются волнами как планетарного, так и синоптического масштаба. Согласно [9] это смешанные Россби-равитационные волны;

— чаще всего волны Кельвина выражаются только в зональной составляющей скорости ветра. В данной работе они впервые прослеживаются в спектрах главных компонент поля приземного давления;

— колебания с периодом менее 3 дней в тропиках обычно относят к мезомасштабным явлениям [10]. Такие колебания в первом эксперименте нашей работы исключены;

— тот факт, что волны синоптического масштаба с периодом 3—6 суток прослеживаются в полях давления и облачности [7] свидетельствует о том, что облачность является регулятором с обратной связью: с одной стороны, облачность, перераспределяя солнечную радиацию, приходящую к земной поверхности, формирует циркуляционный механизм, а, с другой стороны, является его видимым проявлением;

— атмосферный синтез различных спектральных компонент, их взаимодействие и вариации при переходе от месяца к месяцу формируют сложную цепь циркуляционных систем и погоду в тропиках.

ЛИТЕРАТУРА

1. Багров Н. А. Аналитическое представление последовательности метеорологических полей посредством естественных ортогональных составляющих. — Тр. ЦИП, 1939, вып. 74, с. 3—24.
2. Бендат Дж., Пирсол А. Применение корреляционного и спектрального анализа. — М.: Мир, 1983. — 312 с.
3. Большев Л. Н., Смирнов Н. В. Таблицы математической статистики. — Наука, 1965. — 464 с.
4. Винников К. Я. и др. Методика расчета корреляционных функций спектров временных метеорологических рядов. — Тр. ГГО, 1973, вып. 308, с. 27—46.
5. Дворянинов Г. С. Эволюция спектральных характеристик поля приземного давления в области атлантической ВЗК. — Тр. ИЭМ, 1986, вып. 42 (127), с. 82—94.
6. Дженкинс Г., Ваттс Д. Спектральный анализ и его приложения. Т. 1. — М.: Мир, 1974. — 320 с.
7. Кислов А. В., Семенов Е. И. Спектральный анализ облачности над бассейном Индийского океана. — Метеорология и гидрология, 1979, № 5, с. 49—55.
8. Мецкерская А. В. и др. Естественные составляющие метеорологических полей. — Л.: Гидрометеиздат, 1970. — 200 с.
9. Первый глобальный эксперимент ПИГАП. Том 7. Динамика атмосферы, облачность и теплообмен в тропиках. — Л.: Гидрометеиздат, 1983. — 246 с.
10. Петросянц М. А. и др. О временной и пространственной изменчивости метеорологических полей в тропической зоне Атлантики. В кн.: ТРОПЭКС — 74, том 1. — Л.: Гидрометеиздат, 1976, с. 249—255.
11. Репинская Р. П., Юдин М. И. О временной структуре макроциркуляционных процессов. — Тр. ГГО, 1981, вып. 446, с. 52—60.
12. Репинская Р. П. Разложения поля давления по естественным составляющим горизонтальных координат и времени. — Метеорология и гидрология, 1969, № 5, с. 28—37.
13. Chao C. W. On the origin of the tropical intraseasonal oscillation. — J. Atmos. sci., 1987, 44, N 15, p. 1940—1949.
14. Kousky V. E., Wallace J. M. On the interaction between Kelvin waves and the mean Zonal flow. — J. Atmos. sci., 1971, 28, p. 702—708. p. 162—169.
15. Madden R. A., Julian P. R. Detection of a 40—50 day oscillation in the Zonal wind in the tropical Pacific. — J. Atmos. sci., 1971, 28, p. 702—708.
16. Murakami T., Ho. F. Spectrum analyses of cloudiness over the Pacific, Ser II, vol. So, N 4, August 1972, p. 301—311.
17. Janai H., Murakami H. A further study of tropical wave disturbances by the use of spectrum analysis. — J. Meteorological Soc. of Japan. Ser II, vol. 48, N 3, June 1970, p. 185—197.

К. П. БУХВАЛОВ, В. А. РЕМЕНСОН, М. Д. ФИНОГЕЕВ (ВИКИ)

СТАТИСТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АНСАМБЛЕЙ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ

Для параметризации конвективных процессов в гидродинамических моделях общей циркуляции атмосферы и прогнозов погоды [1], оценки переноса тепла и влаги конвективными потоками от поверхности Земли к атмосфере, численного моделирования локальных атмосферных процессов и лучистых потоков и притоков тепла, а также для целого ряда задач атмосферной оптики требуются статистики и параметры распределений вероятностей геометрических характеристик отдельных облаков вертикального развития и их ансамблей.

В число этих характеристик входят: диаметры облаков ($d_{об}$) и групп облаков ($d_{г.об}$) в ансамбле, расстояния между облаками ($l_{об}$) и группами облаков ($l_{г.об}$), высоты верхней и нижней границ ($H_{вг}$, $H_{нг}$), толщины облаков (ΔH), отношение толщин облаков к их диаметрам ($\Delta H/d_{об}$). Наиболее полно эти характеристики могут быть получены с использованием самолетных методов измерений, о чем свидетельствуют работы [2—5]. Ряд характеристик успешно оценивается на основе дистанционных судовых и наземных измерений [5—9]. Однако решить эту задачу в глобальном масштабе с учетом всех факторов, влияющих на конвекцию, можно только на основе спутниковых наблюдений, дополненных данными подспутниковых экспериментов на специально выбранных в различных регионах полигонах. Первые шаги в данном направлении предприняты в работах [10—17]. Но это направление исследований наталкивается на серьезные препятствия из-за отсутствия архивов глобальных спутниковых изображений облачности, представленных в цифровой форме. В то же время в центрах данных накоплены десятки тысяч негативов спутниковых изображений, полученных от метеорологических и природно-ресурсных ИСЗ в режиме запоминания, для обработки которых необходимо располагать специальными аппаратными средствами и программно-математическим обеспечением, ориентированным на обработку данных в аналоговой форме представления. В настоящей статье представлены результаты автоматизированной обработки и статистического анализа ансамблей конвективной облачности мезомасштаба, выполненных с использованием автоматизированного комплекса, который включает в себя: автоматический микроденситометр, мини-ЭВМ СМ-1420, ЭВМ ЕС-1045, накопители на магнитных дисках и устройства сопряжения. Для обработки данных

разработан пакет прикладных программ. Этот комплекс позволяет проводить преобразование изображений, хранившихся на фотоносителе (негативе), к виду, удобному для тематического анализа. Процесс обработки негативов телевизионных (ТВ) и инфракрасных снимков облачности включает следующие этапы: выбор метода дискретизации отсчетов, определение числа уровней квантования сигнала, сегментации изображений, переведенных из аналоговой в цифровую форму (разбиение их на классы), оценивание рассматриваемых характеристик классов изображений и статистического анализа ансамблей облаков для 17 типовых синоптических ситуаций, охватывающих все основные формы циркуляции. Обработка осуществляется в интерактивном режиме.

Вероятность обнаружения облачности на фоне подстилающей поверхности зависит от контраста яркостей между облаками и фоном, текстуры изображения и структуры дешифрируемых облачных образований. При автоматизированной обработке в качестве первого шага использовался только один признак — контраст яркостей. Но так как исходные изображения представлены на фотоносителе, в качестве исследуемого сюжета рассматривается не поле яркостей $B(x, y)$, а поле плотностей пленки $D(x, y)$ на которой фиксируются полученные от ИСЗ изображения в аналоговой форме. При этом предполагается, что существует некоторая функция Φ одной действительной переменной, переводящая элементы множества B в элементы множества D на всей плоскости снимка (x, y) , т. е. выполняется условие

$$[\Phi(B)](x, y) = D[B(x, y)] = D(x, y). \quad (1)$$

Преобразование (1) переводит яркости поля излучения выбранного сюжета в плотности негатива. Далее осуществляется этап дискретизации, включающий выбор системы точек отсчета и квантования плотностей с использованием градационного яркостного клина. Этот этап обработки заканчивается получением матриц $D_{m,n}$ квантованных многоградационных изображений, каждый элемент которой соответствует плотности фотопленки, отнесенной к одной из градаций динамического диапазона яркостного клина передаваемого вместе с ТВ изображением. Число элементов матрицы определяется разрешением бортовых средств, шириной полосы обзора, возможностями ЭВМ и выбранными алгоритмами сегментации изображений. При обработке черно-белых полутонных изображений выделение однородных участков (сегментацию) удобнее всего проводить с использованием пороговых алгоритмов [18], что и было сделано в данной работе.

Для обработки использовались негативы телевизионных снимков, полученных от МИСЗ Метеор-2 и природно-ресурсных ИСЗ (аппаратура МСУ-С). В качестве примера в таблице приведены результаты обработки негативов ТВ снимков для Западной Европы (умеренные широты, лето) и западной Атлантики (тропи

ческие широты, лето). Рассмотрены две типовые синоптические ситуации: юго-западная периферия антициклона (1) и тыловая часть циклона (2). Всего был обработан 91 снимок для ситуаций первого типа и 56 снимков для ситуаций второго типа; на которых наблюдались ансамбли *Cu hum* и *Cu med-Cu cong*. Общее число облаков на снимках имело порядок 10^5 . Для аппроксимации распределения размеров облаков по каждой из синоптических ситуаций и типу облачности использовался логарифмический нормальный закон, который, как оказалось, более точно по сравнению с большинством других теоретических распределений позволяет проводить параметризацию (сглаживание) экспериментальных гистограмм распределения размеров облачных структур мезо- и микромасштаба и промежутков между облаками. На достоинство этого распределения применительно к указанным задачам обращалось внимание в ряде других исследований в работах [6, 9]. Экспериментальные данные об облачности также неплохо описываются бета- и гамма-распределениями, но логнормальное распределение удобнее при использовании статистических характеристик, описывающих геометрические размеры кучевых облаков в задачах гидродинамики и атмосферной оптики. Под «эквивалентным диаметром» (d_{06}) понимается диаметр круга, равновеликого с площадью основания кучевого облака. Использование этой характеристики связано с особенностями обработки плановых изображений облаков на фотопленке и сложностью контуров реальных облачных образований.

Статистические характеристики ансамблей кучевых облаков и оценки параметров логнормального распределения эквивалентных диаметров облаков (северное полушарие, лето)

Район	Тип ситуации	Градация облачности, балл	Форма	Число облаков на $S = 100 \text{ км}^2$	$\bar{d}_{06}$, км	$\bar{l}_{06}$, км	Оценки параметров		
							$\bar{z}$	$\hat{\sigma}_z^2$	Me^z
Западная Европа	1	4—6	<i>Cu hum</i>	52	1,21	1,34	-0,15	0,45	0,71
			<i>Cu hum</i>						
Атлантический океан	1	4—6	<i>Cu hum</i>	68	1,00	1,12	-0,18	0,43	0,66
			<i>Cu hum</i>						
Западная Европа	2	7—9	<i>Cu cong-Cu med</i>	13	3,87	0,98	0,45	0,35	2,81
			<i>Cu cong-Cu med</i>						
Атлантический океан	2	7—9	<i>Cu cong-Cu med</i>	18	2,97	0,79	0,37	0,30	2,34
			<i>Cu cong-Cu med</i>						

Средние размеры облаков и промежутков между облаками ($\bar{d}_{06}$; $\bar{l}_{06}$) и средняя площадь облачности ($\bar{n}(d)$), т. е. их количество

на единицу площади облачного ансамбля $S_{\text{анс}}$ (число облаков на $S=100 \text{ км}^2$) для типовых синоптических ситуаций и форм конвективных облаков получены из соответствующих гистограмм распределения вероятностей геометрических размеров характеристик облачных ансамблей. Площади районов, занятых ансамблями облаков, для рассмотренных регионов и ситуаций колебались в пределах $0,4 \cdot 10^5 - 0,7 \cdot 10^6 \text{ км}^2$.

Плотность вероятности величины X для логнормального распределения имеет вид

$$f(x) = \begin{cases} \frac{M}{\sigma \sqrt{2\pi} x} \exp\left(-\frac{(\lg x - \bar{z})^2}{2\sigma^2}\right) & \text{при } x > 0, \\ 0 & \text{при } x \leq 0, \end{cases} \quad (2)$$

где $M = \lg e = 0,4343$; $\bar{z}$ и σ — математическое ожидание и среднее квадратическое отклонение случайной величины $z = \lg X$.

Функция распределения величины X имеет вид

$$F(x) = \begin{cases} \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\lg x} \exp\left(-\frac{(x - \bar{z})^2}{2\sigma^2}\right) dx & \text{при } x > 0, \\ 0 & \text{при } x \leq 0. \end{cases} \quad (3)$$

Оценки $\bar{z}$ и $\tilde{\sigma}_z$ параметров $\bar{z}$ и σ_z производились по формулам

$$\bar{z} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \lg x_i, \quad (4)$$

$$\tilde{\sigma}_z = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (\lg x_i - \bar{z})^2}, \quad (5)$$

где x_i — наблюдаемое значение величины X , n — число наблюдений.

Оценка медианы $\text{Me}_{\hat{z}}$ для случайной величины $Z = \lg X$ осуществляется по формуле

$$\tilde{\text{Me}}_{\hat{z}} = 10^{\bar{z}}. \quad (6)$$

Для перехода от оценок для математического ожидания и дисперсии величины $Z(\bar{z}, \tilde{\sigma}_z)$ к оценкам математического ожидания и дисперсии величины $X(\bar{x}, \tilde{\sigma}_x)$ воспользуемся формулами

$$\bar{x} = \exp(2,3025 \bar{a} + 2,6551 \tilde{\sigma}_z^2), \quad (7)$$

$$\tilde{\sigma}_x^2 = \bar{x}^2 [\exp(5,3022 \tilde{\sigma}_z^2) - 1]. \quad (8)$$

Вероятность того, что случайная величина X , имеющая логрифмическое нормальное распределение со средним $\bar{z}$ и диспе-

ией σ_z , заключена в пределе от a до b , можно вычислить по таблице стандартного нормального распределения вероятностей из соотношения

$$P(a < X \leq b) = F\left(\frac{\lg b - \bar{z}}{\sigma_z}\right) - F\left(\frac{\lg a - \bar{z}}{\sigma_z}\right) \quad (9)$$

использовавшись оценками параметров, представленных в таблице.

Таким образом, представленные результаты автоматизированной обработки негативов телевизионных снимков облачности и зложенная методика статистического анализа геометрических характеристик ансамблей кучевых облаков показывают, что проблема построения синоптико-климатических моделей конвективных облаков для северного полушария может быть успешно решена. Трудность заключается только в необходимости обработки и анализа огромного объема спутниковых изображений, представленных в аналоговой форме. Поступление данных в цифровой форме значительно облегчит решение задачи.

Статистические характеристики для верхней границы кучевой облачности также могут быть получены на основе спутниковых наблюдений, а совместный анализ спутниковой информации с результатами синоптических и аэрологических наблюдений по одному облачному району позволяет оценивать все статистические характеристики ансамблей кучевых облаков, необходимые для параметризации конвективной деятельности в моделях климата и прогноза погоды.

ЛИТЕРАТУРА

1. Марчук Г. И., Кондратьев К. Я., Козодеров В. В., Хворостьянов В. И. Облака и климат. — Л.: Гидрометеиздат, 1986, с. 265—327.
2. Баранов А. М. Облака и безопасность полетов. — Л.: Гидрометеиздат, — 232 с.
3. Фурман А. И., Гойса Н. И., Горб А. С., Рожанец С. М. Пространственно-временные характеристики полей кучевых облаков. — Физика атмосферы и океана, 1977, т. 13, № 9, с. 949—959.
4. Дубровина Л. С. Облака и осадки по данным самолетного зондирования. — Л.: Гидрометеиздат, 1982. — 216 с.
5. Plank V. G. The size distribution of cumulus clouds in representative orida populations. — J. Appl. Met., 1969, v. 8, N 1, p. 46—47.
6. Стохастическая структура полей облачности и радиации / Под ред. А. А. Р. Мулламаа. — Тарту: Изд-во АН ЭССР, 1972. — 281 с.
7. К вопросу об объективном определении характеристик облачности / И. Касаткина, Л. Б. Красильщиков, Е. П. Кропоткина и др. — Метеорология гидрология, 1972, № 8, с. 23—29.
8. Тимановская Р. Г., Фейгельсон Е. М. К методике изучения статистической структуры наземных потоков излучения в облачных условиях. — В кн.: Теплообмен в атмосфере. — М.: Наука, 1972, с. 97—101.
9. Кууск А. Э. и др. Об исследованиях изменчивости полей облачности радиации в 13-м рейсе НИС «Академик Королев». — В сб.: ТРОПЭКС — 74. — Л.: Гидрометеиздат, т. 1, 1976, с. 600—608.

10. *Минина Л. С.* Практика нефанализа. — Л.: Гидрометеониздат, 1970. — 336 с.
11. *Вельтищев Н. Ф., Желнин А. А.* Влияние нестационарности поля средней температуры на структуру конвективных движений. — Тр. Гидрометцентра СССР, 1974, вып. 148, с. 3—24.
12. *Вельтищев Н. Ф., Желнин А. А.* Конвективное движение в воздушном потоке, изменяющем направление с высотой. — Метеорология и гидрология, 1976, № 4, с. 18—24.
13. *Попова Т. П.* Некоторые связи между осадками и формой облачности на снимках со спутников. — Тр. Гидрометцентра СССР, 1974, вып. 132, с. 88—97.
14. Характеристики облачности над северным полушарием летом 1965 г по данным метеорологического спутника / Т. П. Попова, А. В. Леонтьева, Р. А. Трегубенко, Е. В. Дзюбенко. — Тр. Гидрометцентра СССР, 1967, вып. 11 с. 84—102.
15. *Спиридонова Ю. В.* Статистические характеристики горизонтальной мезоструктуры облачных полей по данным фотометрии снимков облачности. — Тр. ВНИИГМИ-МЦД, 1978, вып. 38, с. 36—42.
16. *Герман М. А.* Космические методы исследования в метеорологии. — Л.: Гидрометеониздат, 1985. — с. 352.
17. *Gifford M. D., Mc Kee T. B.* Characteristic size spectra of cumulus fields observed from satellites. — Atmos. Sci. Pap., Dep. Atmos. Sci. Colorado State Univ., 1977, N 280. — 79 p.
18. *Борисенко В. И., Златопольский А. А., Мучник И. Б.* Сегментация изображений (состояние проблемы). — Автоматика и телемеханика, 1987, № 7 с. 3—56.
19. Глобальное поле облачности / Под ред. Л. Т. Матвеева. — Л.: Гидрометеониздат, 1986. — 280 с.
20. *Lopez R. E.* The log-normal distribution and cumulus cloud populations. — Mon. Weather Rev., 1977, 105, N 7, p. 865—872.
21. ГОСТ 11.009—79. Правила определения оценок и доверительных границ для параметров логарифмически нормального распределения. — М.: Госкомитет по стандартам, 1980. — 30 с.

УДК 551.570.362

А. П. ДОРОНИН, А. Ф. ТИТОВ, В. М. МИХЕЕВ (ЛГМИ)

РАССЛОЕННОСТЬ ОБЛАЧНЫХ СИСТЕМ НАД СЕВЕРО-ЗАПАДНЫМИ РАЙОНАМИ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

Расслоенность облачных систем является одной из важных характеристик пространственной структуры облаков, необходимой для решения различного рода прикладных и научных задач (метеобеспечение авиации, построение моделей облако- и осадкообразования, расчет количества осадков и т. д.). К настоящему времени в нашей стране выполнен ряд работ, посвященных изучению этого вопроса [1—5]. Однако полученные в этих работах данные о расслоенности облаков относятся либо к большим п

площади районам страны [1, 3], либо ко всем видам облачности одновременно [2, 4, 5].

Вместе с тем в последние годы в связи с широким использованием ИСЗ для получения характеристик облачности актуальной становится задач по исследованию пространственной структуры облачных систем (в том числе и расслоенности) в конкретных физико-географических районах. Такие данные были бы полезны при калибровке спутниковых измерений и разработке моделей облачной атмосферы.

Исходя из этого основная цель выполненной работы состояла в исследовании расслоенности фронтальной и внутримассовой слоистообразной облачности над северо-западными районами ЕЧС. В качестве исходного материала для получения характеристик расслоенности использовались протоколы самолетного зондирования атмосферы над Ленинградом и Архангельском за 1953—1964 годы. Всего было проанализировано свыше 6 тысяч подъемов самолетов-зондировщиков.

Известно, что основной фронтальной облачной системой является система высоко-слоистых (*As*) и слоисто-дождевых (*Ns*) облаков [6]. Поэтому к слоисто-дождевой облачности относились случаи зондирования атмосферы, когда наблюдались либо одни *Vs* облака, либо в сочетании с другими формами облачности, включая и высоко-слоистую. К высоко-слоистой облачности относились случаи зондирования, когда наблюдался только этот тип облаков или же его сочетания с другими формами облачности.

К внутримассовой слоистообразной облачности относились данные зондирования, когда наблюдались только слоистые, слоисто-кучевые или в сочетании с высоко-кучевыми облаками.

Результаты исследования расслоенности фронтальной слоистообразной облачности с осадками и без осадков над рассматриваемыми районами представлены на рис. 1, 2 и в табл. 1. Анализ полученных данных показывает, что для фронтов с осадками течение года характерно преобладание однослойной облачности, а исключением летнего периода. Максимум повторяемости однослойных облаков над Архангельском и Ленинградом приходится на зиму (61,5% и 54,7% соответственно). Летом над этими районами преобладают двуслойные облака (40,0 и 46,0%). В остальные сезоны года повторяемость двуслойных облаков над северо-западом ЕЧС не превышает 40%.

Преобладание над Архангельском однослойной облачности без осадков, как это следует из данных рис. 1, 2 и табл. 1, отмечается зимой (47,1%) и весной (51,7%). Над Ленинградом однослойные фронтальные облака без осадков также являются наиболее распространенными, за исключением осени, когда чаще встречается двуслойная облачность (48,3%).

Вместе с тем из анализа результатов обработки данных зондирования следует, что в целом за год для фронтальной облачности без осадков почти равновероятно наличие как однослой-

ных, так и двухслойных облаков. Повторяемость фронтальных облаков с таким числом слоев в течение года составляет над Архангельском 41,4% и 39,4%, а над Ленинградом — 42,5 и 39,7% соответственно.

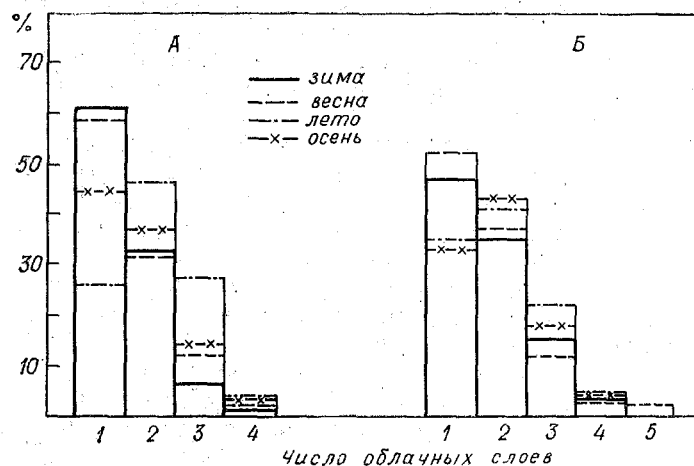


Рис. 1. Повторяемость (%) одно- и многослойной фронтальной облачности, г. Архангельск: А — облачность с осадками; Б — облачность без осадков.

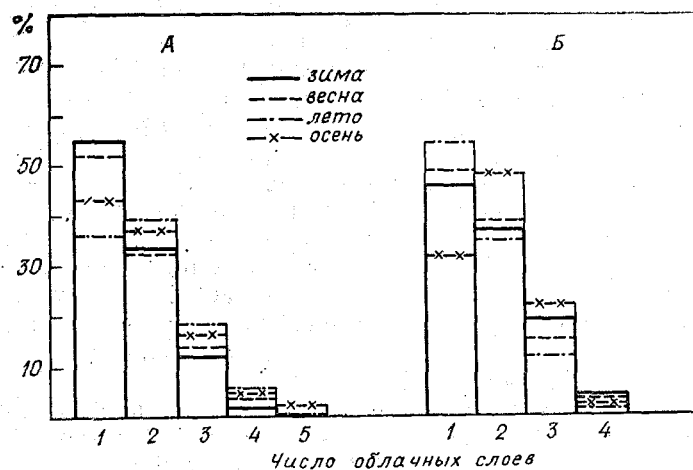


Рис. 2. Повторяемость (%) одно- и многослойной фронтальной облачности, г. Ленинград: А — облачность с осадками; Б — облачность без осадков.

Характерно, что с увеличением числа облачных слоев их повторяемость существенно уменьшается. Так, например, повторяе

мость четырехслойных фронтальных облаков с осадками и без в течение года над рассматриваемыми районами не превосходит 3%.

Полученные данные свидетельствуют и о том, что на фронтах преобладают облака с числом слоев не более трех. Так, повторяемость фронтальной облачности с осадками и с таким числом слоев в течение года составляет над Архангельском 98,7%, над Ленинградом 97,1%, без осадков 96,7% и 97,9% соответственно.

Таблица 1

Повторяемость (%) одно- и многослойной фронтальной слоистообразной облачности

Полугодие	Пункт	Число облачных слоев					Число подъемов
		один	два	три	четыре	пять	
Холодное	Архангельск	56,3 41,1	35,0 40,1	7,7 15,0	0,8 3,5	0,2 0,3	517 314
	Ленинград	51,8 38,9	32,2 41,8	13,7 17,5	2,3 1,8	— —	488 378
Теплое	Архангельск	45,1 41,9	33,5 38,5	19,1 17,0	1,7 2,6	0,6 —	173 270
	Ленинград	40,1 48,2	39,6 36,3	15,5 13,1	3,4 2,0	1,4 0,4	207 245
Всего	Архангельск	53,5 41,4	34,6 39,4	10,6 15,9	1,0 3,1	0,3 0,2	690 584
	Ленинград	48,4 42,5	34,4 39,7	14,3 15,7	2,6 1,9	0,3 0,2	695 623

Примечание. В числителе приведены данные, относящиеся к фронтальным облакам с осадками, в знаменателе — без осадков.

Подобное распределение числа облачных слоев на фронтах можно объяснить усилением в холодное полугодие циклонической деятельности. При этом слоисто-дождевые облака часто бывают расслоенными. Для фронтальной облачности без осадков в теплый период, особенно летом, характерно уменьшение повторяемости слоисто-дождевой облачности и преобладание высоко-слоистой, что обусловлено снижением интенсивности циклонической деятельности, повышением уровня конденсации и преобладанием конвективных облаков.

Данные о расслоенности внутримассовых облаков, представленные в табл. 2 и на рис. 3, наглядно свидетельствуют о том,

что наибольшая повторяемость над северо-западом ЕЧС приходится на однослойную облачность. Так, повторяемость однослойных слоистообразных облаков в течение года над Архангельском и Ленинградом не ниже 85%. Повторяемость двухслойной внутримассовой облачности за год составляет не более 14%, а трех- и четырехслойные облака наблюдаются в единичных случаях. Большинство однослойных внутримассовых облаков во все сезоны годы является подынверсионными [7], что и определяет их преобладание.

Таблица

Повторяемость (%) одно- и многослойной внутримассовой облачности

Сезон	Пункт	Число облачных слоев				Число подъемов
		один	два	три	четыре	
Зима	Архангельск	85,7	13,5	0,4	0,4	286
	Ленинград	88,6	11,2	0,2	—	437
Весна	Архангельск	88,5	10,3	1,2	—	165
	Ленинград	88,2	11,8	—	—	203
Лето	Архангельск	86,7	12,0	1,3	—	158
	Ленинград	88,1	11,9	—	—	101
Осень	Архангельск	88,0	11,3	0,7	—	303
	Ленинград	89,0	10,4	0,3	0,3	373

Подводя итоги, можно сделать следующие выводы. Над северо-западом ЕЧС в течение всего года внутримассовая слоистообразная облачность является, как правило, однослойной. В холодный период, особенно зимой, в связи с усилением циклонической деятельности преобладает фронтальная облачность типов *As*, *Ns*, имеющая сложную вертикальную структуру. Характерной особенностью фронтальных облаков является резкое уменьшение повторяемости числа случаев, когда наблюдается более трех облачных слоев.

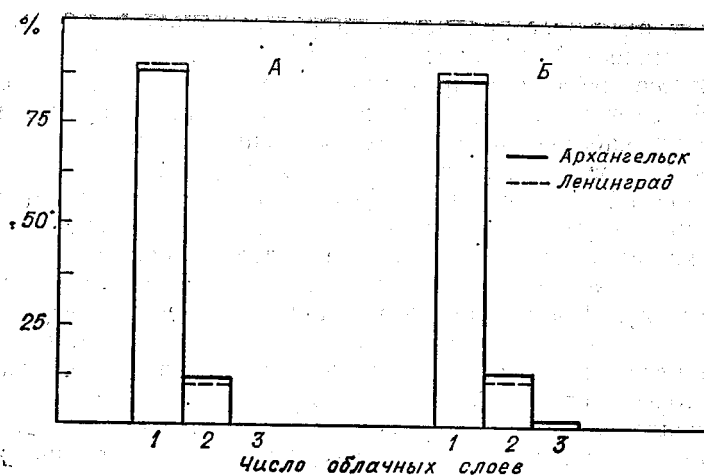


Рис. 3. Повторяемость (%) одно- и многослойной внутримассовой облачности: А — холодное полугодие; Б — теплое полугодие.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баранов А. М. Фронтальные облака и условия полетов в них. — Л.: Гидрометеиздат, 1964. — 238 с.
2. Дубровина Л. С. Облака и осадки по данным самолетного зондирования. — Л.: Гидрометеиздат, 1982. — 216 с.
3. Баранов А. М. О расслоенности фронтальных облаков. — Метеорология и гидрология, 1962, № 8, с. 11—16.
4. Упорова Л. П. Особенности расслоенности облаков над территорией СССР. — Тр. ВНИИГМИ-МЦД, 1974, вып. 7, с. 28—31.
5. Боровиков А. М., Федорова А. А. О повторяемости однослойной и многослойной облачности в районе Москвы. — Метеорология и гидрология, 1971, № 12, с. 92—94.
6. Зверев А. С. Синоптическая метеорология. — Л.: Гидрометеиздат, 1977. — 11 с.
7. Матвеев Л. Т. Динамика облаков. — Л.: Гидрометеиздат, 1981. — 311 с.

ДК 551.509.

И. Н. РУСИН, Г. Г. ТАРАКАНОВ (ЛГМИ)

АЛГОРИТМИЗАЦИЯ МЕТОДА СИНОПТИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ЛОКАЛЬНЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

При прогнозировании условий погоды в конкретном пункте можно воспользоваться тремя подходами: имитационным моде-

лированием на основе уравнений гидротермодинамики атмосферы (гидродинамический прогноз), экстраполяцией, оптимизированной по ранее наблюдавшимся значениям характеристик (статистический прогноз) или субъективной типизацией текущих метеорологических наблюдений в целях выявления условий, определяющих наиболее вероятное ожидаемое состояние погоды (синоптический прогноз). В настоящее время каждый из подходов имеет вариант программного обеспечения на ЭВМ. Для имитационного моделирования создаются численные модели атмосферы [1]. Для статистической экстраполяции имеются системы анализа временных рядов [2]. Для диалогового принятия решений в трудноформализуемых ситуациях применяются экспертные системы [3]. Развитие последних в области метеорологического прогнозирования наиболее соответствует принятой в современном обществе системе использования информации о прогнозе погоды. Действительно, потребитель хочет застраховаться от некачественного прогноза, вследствие чего ему нужен персонифицированный прогноз. Синоптик-прогнозист, работая в условиях жесткого регламента и недостатка нужной информации при общей многократной информационной избыточности, нуждается в услугах экспертных вычислительных систем.

Построение экспертных метеорологических систем вновь поставило на повестку дня вопрос о сущности синоптического метода анализа данных. Авторы настоящей работы применяли в своей научной и практической деятельности все вышеуказанные методы прогноза и поэтому поставили цель алгоритмизировать синоптический метод так, чтобы программа, составленная по этому алгоритму, могла при необходимости «объяснить» синоптику свои действия на любом этапе обработки.

Для выявления стиля «синоптического» мышления рассмотрим следующую задачу. Предположим, что высококвалифицированный синоптик утром в момент составления прогноза не имеет никаких данных, кроме тех, которые он получил на основе метеорологических наблюдений в пункте прогноза. Такая ситуация, к сожалению, еще довольно часто встречается в практике работы синоптиков АМСГ. Как будет этот синоптик анализировать информацию в целях создания прогноза на ближайшие 6—9 часов?

В отличие от непрофессионала, синоптик знает, что местные значения характеристик погоды являются проявлениями свойств воздушных масс. Последние достаточно четко связаны с местоположением в барическом образовании, которое, как принято говорить, определяет погоду района прогноза. Направление перемещения центра барического образования и положение пункта прогноза по отношению к этому центру объясняют последовательность смены воздушных масс, а скорость перемещения центра — быстроту смены погоды. Таким образом, по совокупности метеорологических наблюдений синоптик в целях прогноза постарается

выделить те элементы, которые наименее подвержены местным искажениям и которые выявляют барический объект, направление его перемещения и тип воздушной массы.

Идентификация всех этих характеристик по одному элементу невозможна, однако давление, как правило, более всех остальных метеорологических величин характеризует тип барического поля. Повышенное относительно нормы в данном пункте в данный месяц давление обычно присуще антициклоническим полям, а пониженное — циклоническим. Местные особенности погоды часто возникают в размытых барических полях, не имеющих явно выраженной кривизны изобар. Таким образом выделяются три класса значений давления: пониженное ($p < N$), повышенное ($p > N$) и без выраженных отклонений ($p \sim N$). В обозначениях классов p — атмосферное давление, N — его норма.

Дальнейшие рассуждения связаны с анализом скорости и направления ветра. Ввиду того, что эти величины сильно зависят от местных особенностей рельефа, выводы о синоптическом положении, полученные по этим данным, можно делать только по их совокупности и для определенного региона. Рассмотрим далее наиболее знакомый авторам регион — Северо-Запад ЕТС. В этом случае можно выделить шесть основных групп направлений ветра и две градации скорости ветра (сильный или слабый). В табл. 1 представлены сведения о синоптическом положении, которые можно получить по совокупности значений давления, скорости и направления ветра. Составление таблицы производится в соответствии с широко известными законами распределения ветра для основных барических систем.

Анализ табл. 1 следует производить, имея в виду то, что для однозначной характеристики типа погоды в синоптической практике применяется иное описание характерных особенностей синоптического положения. Для получения большей детализации можно привлечь другие метеорологические характеристики. Например, величина барической тенденции позволяет более точно определить часть циклона. Для этого следует выделить классы падением давления, ростом давления и с малыми изменениями давления. Важную информацию о типе воздушной массы и местных особенностях протекания погодообразующих процессов дает влажность воздуха. Выделяются две градации протекания процессов. Процессы в сухом воздухе с малой относительной влажностью ($f < 60\%$) и процессы во влажном воздухе ($f > 60\%$).

Наибольшую информацию о типе воздушной массы дают наблюдения за состоянием неба. В метеорологических особенностях выделяется около ста разнообразных состояний погоды в срок наблюдений. Все они группируются по принципу принадлежности устойчиво или неустойчиво стратифицированной воздушной массе. В обоих типах воздушных масс выделяется тип ясной и малооблачной погоды (облачность менее четырех баллов). Непогодооблачная облачность, как правило, связана с кучевыми облаками

Таблица 1
Связь разновидностей барического поля с характером давления ветра в пункте

Характер давления	Характер ветра						
	по скорости	по направлению, в румбах					
	ЮВ и Ю	В	ЮВ и Ю	ЮЗ	З	СЗ	
Выше нормы	Слабый	А (Ю или ЮВ)	А (ЮЗ)	ТА, ТГ	ПрА (З), ПрГ	ПрА (СВ)	ПрА, В, СВ; ПрГ (В, СВ)
	Сильный	ПрГ, А (Ю или ЮВ)	А (ЮЗ)	А (З)	А (СЗ)	А (СВ)	А (В)
В пределах нормы	Слабый	М между А и Ц	Слабый А (ЮЗ) Ц (СВ)	ПрЦ между ПЦ и ТА	ТЦ, ПрА (С)	Переходная зона между ТЦ и ПА или ПГ	ТЦ
	Сильный	ПрА (Ю или ЮВ)	ПрА (ЮЗ), ПрЦ (СВ)	М между ТА и ПЦ	ПрЦ (Ю)	М между ТЛ и ПА или ПГ	М между ПрЦ (З) ПрА (В)
Ниже нормы	Слабый	Ц (С)	Ц (СВ)	ПЦ	ПЦ, ТЛ	ТЦ	ТЦ
	Сильный	Глубокий Ц (СВ)	Ц (СВ)	ПЦ или ПЛ	ТсЦ	ТсЦ, ТЦ, ТЛ	Слабообразные ТЦ или ТЛ

Примечание. Обозначения барических типов: А — антициклон, Ц — циклон, Л — ложбина, Г — гребень, М — малоградиентное поле. Обозначения частей барических образований: П — передняя, Т — тыловая, Пр — периферия, Тс — теплый сектор, Ю — южная, ЮВ — юго-восточная, ЮЗ — юго-западная, З — западная, С — северная, СВ — северо-восточная, СЗ — северо-западная, В — восточная.

и неустойчивостью воздушной массы. Сплошная облачность нижнего и среднего ярусов без осадков присуща устойчивому состоянию атмосферы. Обложные осадки указывают на большую влажность и устойчивость атмосферы. Ливневые осадки — на наличие интенсивной конвективной деятельности. Нам представляется достаточным выделять эти пять классов состояния погоды, так как другие явления погоды с точки зрения устойчивости атмосферы всегда можно отнести к одному из этих классов. Классификация состояний погоды замкнута в том смысле, что наблюдаемые и прогнозируемые состояния могут быть описаны без расширения числа классов. Классификация дает синоптику ответы и на те вопросы, которые встают перед ним в процессе составления прогноза погоды общего пользования. Она определяет облачность по трем градациям и факт наличия или отсутствия осадков различной интенсивности.

Введенная классификация содержит 1080 классов погоды. Они представлены по осям абсцисс и ординат на рисунке. Среди классов имеется значительное количество пустых. Они определяют невозможные, согласно закономерностям синоптической метеорологии, комбинации метеорологических наблюдений. Это может быть использовано в процедурах контроля метеорологических телеграмм. Для того чтобы отделить пустые классы, следует знать цель классификации, определив для каждого класса прогностическое состояние на избранную заблаговременность. В данной работе рассматривается задача прогноза по утренним данным на текущий день. Учитывая потребности широких слоев населения, будем интересоваться вопросом, будет ли температура в течение дня падать, повышаться или мало изменяться, а также, каким будет состояние неба (будет ли дождь?).

Методика заполнения таблицы, представленной на рисунке состояла в том, чтобы по давлению, скорости и направлению ветра, определить с помощью табл. 1 характер синоптического положения. Затем для каждой строки, то есть по относительной влажности, барической тенденции и состоянию неба, уточнить тип воздушной массы. После этого по известным из синоптической метеорологии близким прогностическим связям оценивали тип суточного хода температуры и возможное состояние неба. Результаты изображались в соответствующей клетке таблицы, как показано на рисунке. Если сочетание метеорологических величин для какой-либо клетки таблицы было нереальным, то клетка не заполнялась, чтобы определить пустой класс.

Полученная таблица классов создает основу для алгоритмизации синоптического метода прогноза по минимуму информации. Для того, чтобы проверить возможность формального прогнозирования по этой таблице, были произведены экспериментальные прогнозы по Ленинграду. В экспериментах прогноз факта осадков осуществляли в течение осенне-зимнего сезона 1987—

f	P_t	W	Типы									
$f > 60\%$	$P_t < 0$	5	5х5 4 4 4	5 5 4 4 4								
		4	4х5 4 4 4	4 4 4 4 4								
		3	4х3 4т 5т 5т	4 3 4 4т 4								
		2	3х3т 4т 5т 5т	3т 3т 1 4т 5т								
		1	3х3т 3т 3	3т 3т 1 4т 5т								
	$P_t \approx 0$	5	5х5 5 5 5	4 5 5 5 5								
		4	4х4 4 5 5	5 4 4 4 4								
		3	3х3 3т 5	4т 3т 3								
		2	2х2т 3т 2т	2т 2т 3т 3								
		1	1х1т 1т	2т 2т 2т 3								
	$P_t > 0$	5	5х4 5 4 4	4 4 5 4т								
		4	4х3 3 4 4	4 3 4 4								
		3	3х2 3т 4 4	2 3 3т 3т								
		2	3х1т 1т 4 4	1т 3 3т 2т 3								
		1	3х1т 1т 3т 2т	1т 3 3 2т 3								
$f < 60\%$	$P_t < 0$	5										
		4	4	5								
		3	3х3 4т 3т 4	4 4 4 4т 4								
		2	2х2т 4т 2т 3т	3 3т								
		1	2х2т 4т 2т 3т	3 3т								
	$P_t \approx 0$	5										
		4	4	4								
		3	2х2 3т 3т 3	2 3т 4 2т 4								
		2	1х1т 2т 1т	1т 1т 2т 3т								
		1	1х1т 2т 1т	1т 1т 2т 3т								
	$P_t > 0$	5										
		4	3	4								
		3	1х2 2т 2т 2	2 3 3т 3т 3								
		2	1х1т 2т 1т 2	2т 2т 2т 2								
		1	1т 2т 1т 1т	1т 1т 2т 2								
α			С СВ	В	ЮВ Ю	ЮЗ	З СЗ	С СВ	В	ЮВ Ю	ЮЗ	З СЗ
V			Сильный				Слабый					
$P \sim N$			$P < N$									

Примечание. Классификация количественных признаков изменений погоды: давление; V — скорость ветра (>5 м/с — сильный, иначе — слабый); α — направленная влажность; W — тип погоды ($W=1$ — ясно, $W=2$ — малооблачно, $W=3$ — дание).

ожидаемой погоды																
5 5 5 5				5 4 5 4				5				5				
3х 5 3 5 5				4 5 4 4 4 4				3 4т 4				5 4 4				
3х 4 4 4т 4				3 4 4 4 3				3 3 3т 4т 4				3х 4т 4т 4				
3х 3т 5т 4				4 4 1 4т 4т				3 3т 1т 3т 3т				3х 3т 4т 4т 3т				
3х 3т 5т 5т				4 4 1 4т 4т				3 3т 1т 3т 3т				3х 3т 4т 4т 3т				
5 5 5 5				5 5 5 5				4				5				
3х 3 4 4 4				4 4 4 4 4				4 4т				4 4				
3х 3 3 3т 2т				3 3 2т 2т 2т				2х 3 3т 3т 3т				2х 3т 4т 4				
2х 2т 1т 2т 2т				1т 1т 2т 2т				1т 1т 1т 1т 1т				1х 3т 3т 3т				
1х 1т 1т 1т 1т				1т 1т 2т 2т				1т 1т 1т 1т 1т				1х 1т 3т 3т 3т				
1х 4 5 4т 3				5 5 3 3				5				5				
1х 3 4 4т 3				3 4 4т 4т 3				3 3т 2				4 4 4т 3				
1х 2 2 3т 3т				3 2 3т 3т 3				1 2 2т 2т 2т				1х 3т 3т 3т				
1х 1т 2т 1т				1т 1т 1 2т 2т				1т 1т 1т 1т 1т				1х 1т 2т 2т 1т				
1х 1т 1т 1т				1т 1т 1 2т 2т				1т 1т 1т 1т 1т				1х 1т 1т 1т 1т				
4				3 4т 4т 3т				4				5				
3х 3т 3т 3т 3				2т 2т 2т 2т 3				4 3т 3				4 3т 3т				
3х 3т 3т 2т 2				1т 1т 1т 1т 3				3т 2 3т 2т 2т				1х 2т 4т 3т 3т				
3х 3т 3т 2т 2								3т 2 3т 2т 2т				1х 2т 4т 3т 3т				
2х 2т 3т 3т 2				3 2т 2т 2т 3				3т				5				
1х 1т 3т 2т 2т				2 2т 2т 2т 2				3т 3т				4 3т 3т				
1х 1т 2т 2т				2 2т 2т 2 1				1т 1 1т 1т 1т				1х 1т 3т 2т 2т				
1х 1т 3т 2т 2т								1т 1 1т 1т 1т				1х 1т 3т 2т 2т				
3				3				2т				4т				
1х 2т 2т 2т 2				2 1т 1т 1т				2т 2т 2				3т 2т 2т				
1х 2т 2т 2т 1				1т 1т 1т 1т 1				1 1 1т 1т 1				1х 1т 2т 2т 2т				
1х 2т 2т 2т 1				1т 1т 1т 1т 1				1 1 1т 1т 1				1х 1т 2т 1т 1т				
С	В	ЮВ	Ю	З	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З
С	В	ЮВ	Ю	З	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З
Сильный				Слабый				Сильный				Слабый				
$P \approx N$										$P > N$						

$\approx N$ — нормальное давление; $P < N$ — пониженное давление; $P > N$ — повышенное давление; P_t — тенденции атмосферного давления; f — относительная влажность, $W=4$ — осадки, $W=5$ — сильные осадки, W_t — потепление, W_x — похолодание.

1988 гг. четыре участника, которые не являлись метеорологами. Сведения, которые были использованы, представляли собой сообщения о фактической погоде, передаваемые по радио в 06 ч 55 мин. дополняемые собственными наблюдениями за состоянием неба. Прогноз составлялся сразу после сообщения о погоде. Оценка прогноза проводилась ежедневно вечером на основе субъективных наблюдений факта выпадения осадков. Прогноз считался оправдавшимся, если прогнозировалось и наблюдалось одно и то же состояние. Результаты этого эксперимента обобщены в табл. 2. Можно сказать, что при том минимуме средств, которые использованы при составлении прогноза, достигнутая оправдываемость (примерно 70%) показывает, что алгоритм прогнозирования сформулирован достаточно эффективно.

Таблица 2

Результаты проверки алгоритма прогноза по местным наблюдениям
(Ленинград)

Прогноз	Число прогнозов			Всего
	полностью оправдавшихся	частично оправдавшихся	полностью неоправдавшихся	
Авторская проверка				
Температуры	466 77%	84 14%	55 9%	60
Состояния неба (облачность и осадки)	435 72%	97 16%	73 12%	60
Общий прогноз	369 61%	163 27%	73 12%	60
Проверка любителями (непрофессионалами)				
Прогноз осадков	221 71%	—	91 29%	31

Авторская проверка предлагаемого способа прогноза была проведена при гораздо более жестких условиях. Так, прогноз температуры составлялся по следующим градациям:

1) $\delta T \rightarrow 0$, то есть изменение температуры от исходного утреннего срока до срока, соответствующего максимальной температуре, незначительно. Мы приняли это изменение $\pm 2^\circ\text{C}$.

2) $\delta T \approx 0$, то есть повышение (понижение) температуры за указанный период. Мы приняли также обозначения для изменения температуры не более чем на 5°C .

3) $\delta T \gg 0$, то есть значительное повышение температуры (более 5°C).

4) $\delta T \ll 0$, то есть значительное понижение температуры (более 5°C).

Прогноз считался полностью оправдавшимся, если фактическая температура не вышла за пределы градации.

Прогноз считался частично оправдавшимся, если температура вышла за пределы градации не более чем на 2 °С.

Все остальные прогнозы считались неоправдавшимися.

Состояние неба (облачность и осадки) предсказывались по следующим градациям:

обложные осадки;

ливневые осадки;

пасмурно, возможны осадки;

пасмурно без осадков;

резко меняющаяся облачность (в течение срока прогноза облачность непрерывно меняется от 1—2 до 10 баллов);

облачно (5—9 баллов);

малооблачно (1—4 балла);

ясно.

Прогноз считался полностью оправдавшимся, если фактическое состояние неба не выходило за пределы предсказанной градации.

Прогноз считался частично оправдавшимся, если фактическое состояние неба по облакам оказывалось не более чем на 2 балла за пределом предсказанной градации, а по осадкам, если осадки были, но не того типа, который был предсказан.

Все остальные прогнозы считались неоправдавшимися.

Общий прогноз считался полностью оправдавшимся, когда по температуре, и по состоянию неба прогноз был полностью оправдавшимся, и полностью неоправдавшимся, когда оба элемента оказались полностью неоправдавшимися. Во всех остальных случаях прогноз считался частично оправдавшимся.

Всего в 1986—1988 гг. было составлено 605 прогнозов.

Согласно табл. 2 при очень жестком подходе к оценке прогноза оправдываемость общего прогноза всего 61%. Вместе с тем полностью неоправдавшихся — всего 12%.

Из 73 неоправдавшихся прогнозов 24 приходятся на те дни, когда наблюдался юго-западный ветер (135 дней); при западных ветрах (130 дней) неоправдавшихся прогнозов не было. Остальные неоправдавшиеся прогнозы более-менее равномерно распределяются по направлениям ветра.

Для того чтобы выяснить надежность метода по отношению регулярно применяемым в оперативной практике, был проведен дополнительно эксперимент по оценке качества прогноза осадков на АМСГ Витебск. Факт выпадения осадков фиксировался по телеграммам ФАП в сроки до 15 ч включительно. Прогноз по предлагаемому алгоритму составлялся по телеграммам ФАП за 5 ч. В качестве эталонного прогноза использовались данные из телеграмм АПП до 15 ч. Оценка прогнозов проведена за период с 1 сентября 1988 г. по 30 апреля 1989 г. по ежедневным данным.

Результаты приводятся в табл. 3. Официальные оценки прогноза осадков на АМСГ не производятся, тем не менее неофициальные беседы со специалистами-метеорологами, обслуживающими авиацию, позволяют считать, что оправдываемость факта осадков за шесть часов по аэродрому, полученная по телеграммам АПП в 72%, реальна. Отличие оправдываемости в 67%, полученной по предлагаемой нами таблице, статистически не значимо.

Таблица 3

Таблица сопряженности прогнозов по предлагаемой схеме (числитель) и по телеграммам АПП (знаменатель) с фактическими данными об осадках

Прогноз	Фактическая погода		Общая сопротивляемость
	осадки были	осадков не было	
Прогноз с осадками	$\frac{69}{71}$	$\frac{47}{39}$	70 % (по схеме)
Прогноз без осадков	$\frac{12}{8}$	$\frac{66}{76}$	76 % (по телеграммам АПП)

Резюмируя вышеизложенное, можно сказать, что систематизация основных местных метеорологических данных, проведенная по предлагаемому методу, позволяет определить характер ожидаемой погоды на объективной основе и в то же время может дать синоптику приемлемое объяснение прогноза: указать тип синоптического положения с обоснованием. Отметим, что большое количество классов не является искусственным. Например при экспериментальных прогнозах по АМСГ Витебск встречались в течение одного зимнего сезона практически все «влажные» классы, за исключением запрещенных. Ввиду того, что формальное пользование таблицей не позволяет точно учесть все нюансы при определении синоптического положения, при использовании предлагаемого алгоритма ясна и роль синоптического опыта. Опытный синоптик агрегирует больше признаков и более точно указывает ожидаемый тип синоптической ситуации, для которой свойственна статистически однородная погода.

Нам представляется, что применение классификации предлагаемого типа в дальнейшем должно совмещаться с использованием локальных статистических или гидродинамических прогнозов. Для статистического прогнозирования предварительная классификация полезна, так как внутри классов значения метеорологических характеристик обладают большей связностью и однородностью. Для гидродинамического прогноза предварительная классификация позволяет лучше выбрать систему краевых усло-

вий и более точно провести процедуры первичного контроля данных и инициализации. Кроме того, предлагаемая классификация может быть использована при организации на персональных ЭВМ архивов данных по отдельным метеорологическим станциям, удобных для создания информационно-справочных систем обслуживания синоптика-прогнозиста.

ЛИТЕРАТУРА

1. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Ч. 1. — Л.: Гидрометеиздат, 1986. — 701 с.
2. Груза Г. В., Ранькова Э. Я. Вероятностные метеорологические прогнозы. — Л.: Гидрометеиздат, 1983. — 271 с.
3. Экспертные системы. Принципы работы и примеры. Под редакцией Р. Форсайта. — М.: Радио и связь, 1987. — 222 с.

УДК 551.574.42

Ю. Н. ГУЛЯЕВ (ЛГМИ)

ВЛИЯНИЕ ЦИРКУЛЯЦИОННЫХ ФАКТОРОВ НА СРОКИ НАЧАЛА И ОКОНЧАНИЯ ГОЛОЛЕДООПАСНОГО ПЕРИОДА

Задачи энергетического строительства, развития средств связи и сети электрифицированных железных дорог делают важной и актуальной проблему учета метеорологических явлений при планировании расхода электроэнергетических ресурсов, проблеме повышения надежности эксплуатации и экономичности линий электропередачи, линий и сооружений связи. Знание сроков начала и окончания гололедоопасного периода и его длительности поможет рациональному планированию профилактических работ ремонта объектов на период отсутствия гололедно-изморозевых явлений, а сопоставление календарных особенностей на различных станциях позволит выявить направление их распространения из одних географических районов в другие.

Наиболее наглядный и простой способ оценки влияния различных факторов на календарные особенности гололедного режима Европейской части Союза (ЕЧС) состоит в построении и анализе карт изохрон сроков начала и окончания гололедоопасного периода. Карты построены по данным 396 станций Европейской части СССР (рис. 1 и 2) на основании общепринятых методов картографирования, изложенных в [1, 2, 3]. Приведенные в данной работе карты изохрон сроков начала и окончания голо-

ледоопасного периода достаточно полно отражают макроклиматические закономерности ЕЧС. Их анализ указывает на то, что очертания изохрон определяются, в основном, широтной зональностью распределения температуры воздуха, на которую накладывается влияние выноса теплых и влажных воздушных масс с Атлантики, распространяющихся на всю территорию ЕЧС, а также в значительной мере влиянием формы рельефа местности конкретного района. Изохроны сроков начала гололедоопасного периода отклоняются от широтного направления сильнее, чем

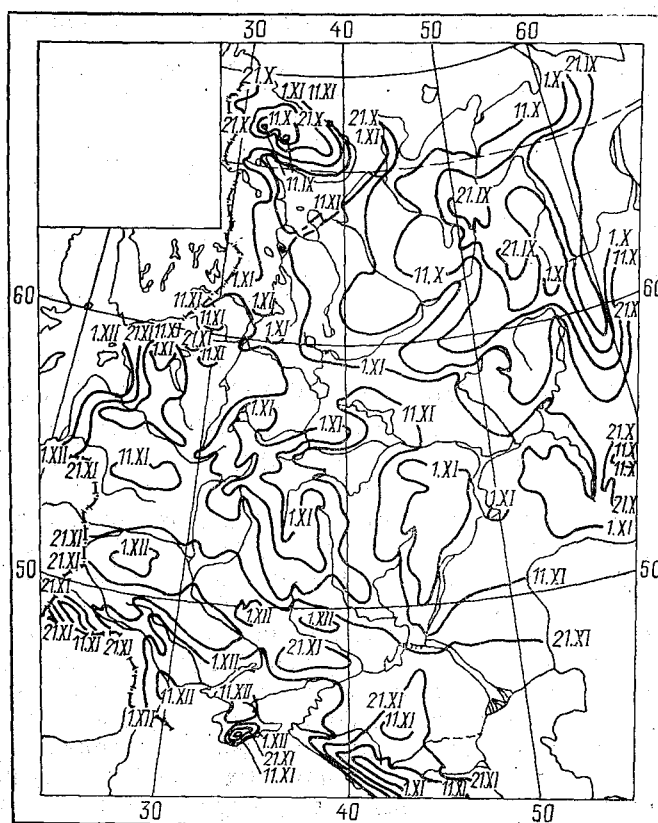


Рис. 1. Средние сроки начала гололедоопасного периода на Европейской территории СССР

изохроны сроков его окончания. Объясняется это прежде всего тем, что осенью доля радиационной составляющей теплового баланса невелика и отепляющее влияние Атлантики на сроки начала гололедоопасного периода является определяющим. Весной за счет усиления инсоляции, возрастает значение широтной



00

во-первых, с Атлантики циклонами, смещающимися с Исландии на Западные районы Баренцева и Северного морей; во-вторых, с южных районов ЕЧС по юго-западной периферии антициклонов, находящихся над юго-востоком ЕЧС.

Значительная изменчивость сроков начала гололедоопасного периода характерна для районов побережий Черного и Балтийского морей. Так, на станции Кихну ЭССР, первый случай гололеда в 1971 г. был отмечен 7 ноября, а в 1964 г. — 29 декабря, т. е. разница в сроках составила 52 дня. На станции Измаил УССР первый случай гололеда в сезон 1968 г. был отмечен 22 октября, а в 1971 г. — 20 декабря, т. е. разница в сроках составила 58 дней.

В восточных и северо-восточных районах ЕЧС отклонения дат начала гололедоопасного периода от средних многолетних значительно меньше, чем в западных и центральных районах. Это связано с устойчивым перемещением циклонов по северным морям и из района Балтики на северные районы ЕЧС. Так, в район станции Ухта Коми АССР в сезон 1964 г. первый случай гололедно-изморозевого отложения был зарегистрирован 29 сентября, а в сезон 1970 г. — 24 октября, т. е. разница в сроках составила всего 28 дней. На станции Перевал Мурманского УГКС такая разница составляет 25 дней.

Анализ синоптических ситуаций в период окончания гололедоопасного периода в наиболее ранние и наиболее поздние сроки, а также данные исследования [4] позволяют сделать вывод о том, что окончание гололедоопасного периода в ранние сроки связано с воздействием циклонов, перемещающихся с Атлантики через Скандинавию к востоку на Таймырский п-ов. Антициклон Азорского происхождения поступают на материк Европы, смещаясь в дальнейшем к востоку на Балканы. Над районом Нижней Волги в это время наблюдаются гребни высокого давления.

Такие синоптические ситуации способствуют образованию повышенного фона температуры над большей частью ЕЧС. Повышенный фон температуры наблюдается также при поступлении с запада морского полярного воздуха, при отсутствии затоков холода с севера, а также в тех случаях, когда с Черного моря в центр ЕЧС поднимаются циклоны, в то время как над Балтикой происходит смещение циклонов в северном направлении. Благодаря этому на западные районы ЕЧС поступают массы морского полярного воздуха, а на восточные и юго-восточные районы — морской тропический воздух в теплых секторах средиземноморских и черноморских циклонов. Относительно высокий фон температуры (выше 0°C) создает условия, исключающие возможность возникновения гололедно-изморозевых отложений, тем самым уменьшает длительность гололедоопасного периода.

Весной в наиболее поздние сроки гололедно-изморозевые отложения отмечаются при наличии стойких макропроцессов, в с

нове которых лежит антициклональное воздействие скандинавской группы процессов, при этом в течение большей части весны сохраняется циклоничность над восточной половиной ЕЧС. При этом характерным является смещение антициклонов из района Прибалтики в районы северной части Каспийского моря, а восточная часть ЕЧС находится под воздействием циклонов, поднимающихся из района средней Волги на верховье Оби или же смещением в направлении восток — северо-восток атлантических циклонов. С такими процессами связаны интенсивные возвраты холода на ЕЧС, что создает условия для возникновения гололедно-изморозевых отложений в более поздние сроки весной, тем самым увеличивая длительность гололедоопасного периода.

Градиенты межширотной изменчивости сроков начала и окончания гололедоопасного периода на ЕЧС

Широта, °	Тип рельефа							Среднее
	I	II	III	IV	V	VI	VII	
НАЧАЛО ПЕРИОДА								
45—50	2,6	2,0	3,0	1,0	1,4	0,8	2,6	1,9
50—55	2,4	4,6	3,6	2,8	4,0	2,6	3,4	3,3
55—60	2,8	2,6	1,8	1,4	2,8	3,2	2,6	2,5
60—65	3,2	4,4	3,6	3,2	7,8	9,4	9,2	5,8
реднее	2,7	3,4	3,0	2,1	3,9	4,0	4,5	3,4
ОКОНЧАНИЕ ПЕРИОДА								
45—50	1,0	4,0	0,4	0,0	1,6	1,8	5,0	1,9
50—55	5,0	1,4	2,4	2,8	1,7	4,2	3,6	3,0
55—60	0,6	1,4	0,6	0,8	0,4	0,6	0,6	0,7
60—65	6,4	5,6	5,4	5,8	7,4	7,6	11,8	7,1
реднее	3,3	3,1	2,3	1,9	2,7	3,6	5,2	3,2

Анализ календарных особенностей гололедно-изморозевых отложений в различных районах ЕЧС показал, что скорость распространения явлений из одних географических районов в другие неодинакова для разных широт. Поэтому рассматривались градиенты, характеризующие межширотную изменчивость сроков начала и окончания гололедоопасного периода в зависимости от типов рельефа местности (по типизации [5]), которые представлены в таблице. Так, минимальные градиенты, характеризующие, сколько дней в среднем явление переместится на юг осенью север весной на один градус широты (дн/град), наблюдаются

На хорошо выраженных открытых склонах возвышенностей и водораздельных плато (IV тип рельефа). Узкие, большей частью меридионально ориентированные долины рек, защищенные с запада и востока высокими возвышенностями, имеют в среднем в 2 раза, а крутые наветренные склоны значительных возвышенностей в 3 раза большие градиенты, чем районы, отнесенные к IV типу рельефа.

Широтный градиент средних значений сроков окончания гололедоопасного периода для станций, относящихся к IV типу рельефа, для широт 60° — 65° с. ш. в семь раз превышает градиент между 55° — 60° с. ш., а градиент между широтами 50° — 55° с. ш. — почти в три раза больше градиента между широтами 45° — 50° с. ш. Широтные градиенты средних сроков начала гололедоопасного периода различаются гораздо меньше, хотя и существенно (таблица). В среднем распределение градиентов межширотной изменчивости сроков начала и окончания гололедоопасного периода говорит о том, что между широтами 60° — 65° с. ш. и между 50° — 55° с. ш. имеются резко выраженные зоны определяющие переход из одних климатических областей в другие. Наличие таких переходных зон объясняется особенностями общей циркуляции атмосферы над ЕЧС в период перехода от зимы к лету, поскольку изменяются условия притока тепла на океанами и материками, что приводит к уменьшению горизонтальных градиентов температуры и давления в одних районах и их усилению в других районах в связи со смещением основных ложбин холода с континентов на океаны. Согласно [6] повторяемость подвижных циклонов на широтах 45° — 50° с. ш. и 55° — 60° с. ш. очень мала и составляет всего 10—15%. При этом, если широтная зона ЕЧС между 45° — 50° с. ш. находится под воздействием Сибирского антициклона, с преобладанием восточных ветров, то широтная зона ЕЧС между 55° — 60° с. ш. находится под воздействием Исландского минимума с преобладанием западных и юго-западных ветров. Увеличение градиентов в зоне 50° — 55° с. ш. связано с частым воздействием циклонов, возникающих в районе Средиземного моря. При этом восточнее теплого гребня направленного на Скандинавию, находится глубокая ложбина холода, что приводит к усилению переноса холодных воздушных масс с севера в районы Средиземного моря и далее на ЕЧС. В широтной зоне 60° — 65° с. ш. происходит резкий скачок повторяемости подвижных циклонов от 10—15% до 30%, что приводит к увеличению градиентов и длительности гололедоопасного периода.

ЛИТЕРАТУРА

1. Каушило К. А. О принципах выделения климатических районов на картах средних масштабов. — Тр. ГГО, 1972, вып. 288, с. 53—60.
2. Кобышева Н. В., Наровлянский Г. Я. Климатологическая обработка метеорологической информации. — Л.: Гидрометеиздат, 1978. — 295 с.

3. Лебедев А. Н. Графики и карты для расчёта климатических характеристик различной обеспеченности на ЕТС. — Л.: Гидрометеиздат, 1960. — 116 с.

4. Блюмина Л. И. Синоптические условия экстремально-теплых и экстремально-холодных синоптических условий весны на Европейской территории Союза ССР. — Тр. ЦИП, 1949, вып. 11(38), с. 2—30.

5. Раевский А. Н. Влияние рельефа на распределение гололедно-изморозевых отложений. — Тр. ОГМИ, 1961, вып. 23, с. 3—11.

6. Гирс А. А. Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов. — Л.: Гидрометеиздат, 1974. — 488 с.

УДК 551.50

М. Н. ГРИНЬ (ВИКИ)

МЕТОДИКА ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ ФОНОВЫХ СТАНЦИЙ ЗА УРОВНЕМ ЗАГРЯЗНЕНИЯ АТМОСФЕРЫ ПОКАЗАТЕЛЯМИ ЕЕ СПЕКТРАЛЬНОЙ ПРОЗРАЧНОСТИ

Для решения многих научных и прикладных задач требуется глобальная климатическая модель спектральной прозрачности атмосферы в видимом участке спектра, то есть в диапазоне длин волн $\lambda=0,38-0,78$ мкм [1, 2]. Отсутствие до настоящего времени такой модели и трудности ее создания обусловлены главным образом тем, что по зарубежной территории не имеется данных наблюдений за спектральной прозрачностью атмосферы [3, 4].

Анализ постановки дела производства регулярных наблюдений на мировой сети актинометрических станций и архивации их результатов показал, что эти трудности могут быть преодолены, если в качестве исходных данных для разработки модели прозрачности использовать материалы наблюдений за уровнем загрязнения атмосферы. Как известно, такие наблюдения по решению ВМО проводятся с 1970 г. на специальной сети фоновых станций в целях контроля антропогенного воздействия на климат [5]. В настоящее время действует около 80 фоновых станций. Они располагаются, как правило, вне городов на расстояниях не меньше 60 км от крупных источников промышленных выбросов, и поэтому в климатическом отношении данные их наблюдений являются вполне репрезентативными. Программы и методика производства наблюдений на фоновых станциях определены специальным руководством ВМО [6]. Архив данных наблюдений фоновых станций имеется, например, в ГГО им. А. И. Воейкова [7].

Прозрачность атмосферы на практике оценивается путем сравнения в соответствии с законом Бугера — Ламберта потоков прямой солнечной радиации, приходящих на верхнюю границу атмосферы и к поверхности земли [8]. Характер ослабления солнечной радиации в атмосфере при этом описывается следующими соотношениями:

$$I_{\lambda, m} = I_{\lambda, 0} p_{\lambda}^m, \quad (1)$$

$$I_{\lambda, m} = I_{\lambda, 0} e^{-a_{\lambda} m}, \quad (2)$$

$$I_{\lambda, m} = I_{\lambda, 0} 10^{-B_{\lambda} m}, \quad (3)$$

где $I_{\lambda, 0}$ — спектральная интенсивность солнечной радиации на длине волны λ , на верхней границе атмосферы; $I_{\lambda, m}$ — спектральная интенсивность солнечной радиации после прохождения ею расстояния m в условной однородной атмосфере; p_{λ} — коэффициент спектральной прозрачности атмосферы; a_{λ} — спектральный коэффициент ослабления солнечной радиации; B_{λ} — десятичный спектральный коэффициент ослабления солнечной радиации.

Из соотношений (1) — (3) легко выражается зависимость коэффициента прозрачности p_{λ} от коэффициентов ослабления a_{λ} и B_{λ} :

$$p_{\lambda} = e^{-a_{\lambda}}, \quad (4)$$

$$p_{\lambda} = 10^{-B_{\lambda}}, \quad (5)$$

$$p_{\lambda} = e^{-2,303 B_{\lambda}}. \quad (6)$$

Коэффициенты p_{λ} , a_{λ} , B_{λ} обобщают влияние многих факторов, ослабляющих интенсивность прямой солнечной радиации. Так, коэффициент B_{λ} может быть представлен как сумма частных коэффициентов, определяющих ослабление радиации за счет эффектов поглощения ее молекулами кислорода $B_{\lambda}(\text{O}_2)$, углекислого газа $B_{\lambda}(\text{CO}_2)$, озона $B_{\lambda}(\text{O}_3)$, водяного пара $B_{\lambda}(\text{H}_2\text{O})$, рассеяния молекулами газов воздуха $B_{\lambda}(\text{B})$ и аэрозольными частицами $B_{\lambda}(\text{A})$:

$$B_{\lambda} = B_{\lambda}(\text{O}_2) + B_{\lambda}(\text{CO}_2) + B_{\lambda}(\text{O}_3) + B_{\lambda}(\text{H}_2\text{O}) + B_{\lambda}(\text{B}) + B_{\lambda}(\text{A}). \quad (7)$$

Аналогично коэффициент прозрачности представляется произведением частных коэффициентов прозрачности:

$$p_{\lambda} = p_{\lambda}(\text{O}_2) \cdot p_{\lambda}(\text{CO}_2) \cdot p_{\lambda}(\text{O}_3) \cdot p_{\lambda}(\text{H}_2\text{O}) \cdot p_{\lambda}(\text{B}) \cdot p_{\lambda}(\text{A}), \quad (8)$$

причем каждый частный коэффициент прозрачности связан с соответствующими частными коэффициентами ослабления соотношениями типа (6).

Степень проявления тех или иных факторов и эффектов ослабления солнечной радиации в различных участках спектра существенно различна. Что касается видимого спектра, то ослабление в нем определяется лишь молекулярным и аэрозольным рассеянием [8]. Поэтому относительно видимого спектра формулы (7) (8) могут быть представлены в виде

$$B_{\lambda} = B_{\lambda}(B) + B_{\lambda}(A), \quad (9)$$

$$p_{\lambda} = p_{\lambda}(B) p_{\lambda}(A). \quad (10)$$

Таким образом, расчет спектральных коэффициентов прозрачности реальной атмосферы в видимом участке спектра может быть осуществлен путем оценивания ослабления радиации реально за счет молекулярного рассеяния чистой и сухой атмосферы (идеальной атмосферы) $B_{\lambda}(B)$ и за счет аэрозольного рассеяния $B_{\lambda}(A)$. Этот подход представляется весьма целесообразным для решения задачи интерпретации данных измерений фоновых станций коэффициентами спектральной прозрачности. Целесообразность аргументируется следующим.

Во-первых, ослабление радиации видимого участка спектра за счет молекулярного рассеяния описывается законом Релея [8]. В строгом соответствии с этим законом С. И. Сивковым в работе [3] произведена детальная оценка спектральной интенсивности солнечной радиации для идеальной атмосферы. На основе этих данных по соотношению, аналогичному (1), легко могут быть определены значения частных коэффициентов прозрачности идеальной атмосферы, обусловленные молекулярным рассеянием (B).

Во-вторых, спектральные коэффициенты аэрозольного рассеяния (A) и соответствующие им частные коэффициенты прозрачности (A) достаточно корректно выражаются, как будет показано ниже, через показатели загрязнения атмосферы, значения которых определяют фоновые станции на основе специальных актиметрических измерений.

Ослабление прямой солнечной радиации за счет рассеяния ее в аэрозолях описывается формулой Ангстрема [8]:

$$B_{\lambda}(A) = 0,434 \beta \lambda^{-\alpha}, \quad (11)$$

где α — обобщенный показатель распределения аэрозолей по размерам; β — мера общего количества аэрозолей, содержащихся в вертикальном столбе атмосферы сечением 1 см^2 .

Соотношение (11) справедливо при условии, что аэрозольные частицы имеют радиусы в пределах от 0,08 до 10,00 мкм, а распределение их по размерам соответствует формуле Юнга [9]:

$$\frac{dN}{dr} = cr^{-n}, \quad (12)$$

где N — общее число аэрозолей с радиусом, менее r , в вертикальном столбе атмосферы сечением 1 см²; n и c — параметры Юнга зависящие от вещества, структуры и общей массы аэрозолей.

Модель аэрозольного ослабления солнечной радиации в атмосфере, задаваемая соотношениями (11) и (12) в настоящее время является общепризнанной и широко применяется для практических расчетов [6, 9].

Что касается условий относительно дисперсности аэрозолей и распределения их по размерам, то по данным многочисленных экспериментов при естественных состояниях атмосферы они выполняются во всех климатических зонах [10].

Двумя основными величинами, значения которых определяются по данным актинометрических измерений фоновых станций, являются так называемые коэффициент мутности Шюппа $B_{0,5}(A)$ и параметр Ангстрема α , фигурирующий в формуле (11). Коэффициент мутности Шюппа в сущности представляет собой десятичный коэффициент аэрозольного ослабления на длине волны $\lambda = 0,5$ мкм. Поскольку через величины $B_{0,5}(A)$ и α на основе формулы (11) для длины волны $\lambda = 0,5$ мкм элементарно определяется параметр β , то далее столь же элементарно выражаются коэффициенты $B_\lambda(A)$ и $p_\lambda(A)$ через известные параметры:

$$B_\lambda(A) = B_{0,5}(A) (2\lambda)^{-\alpha}, \quad (13)$$

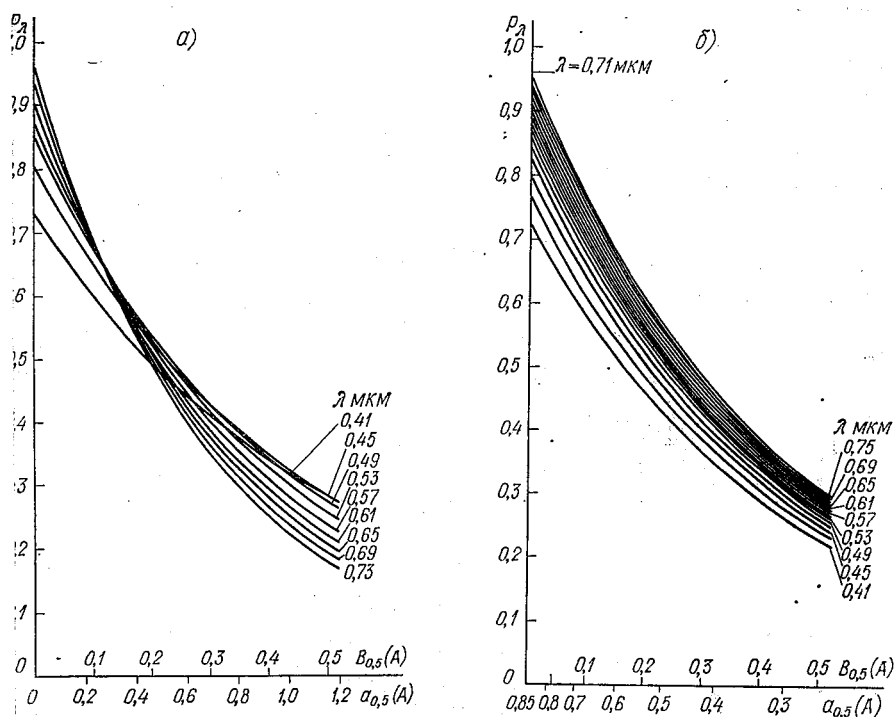
$$p_\lambda(A) = e^{-2,303 B_{0,5}(A) (2\lambda)^{-\alpha}}. \quad (14)$$

Так в принципе решается задача интерпретации данных измерений фоновых станций показателями спектральной прозрачности атмосферы в видимом участке спектра.

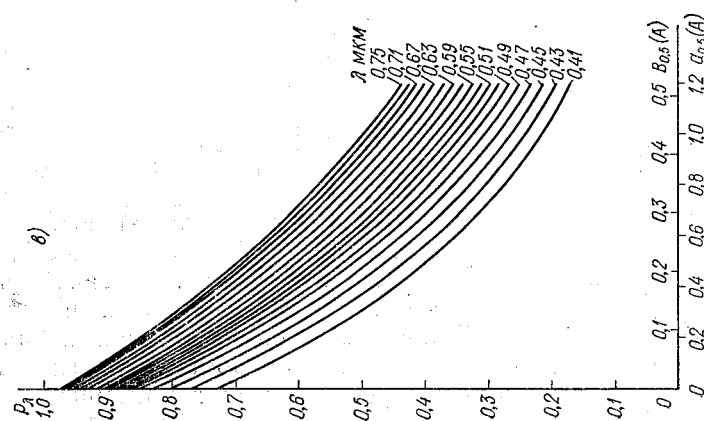
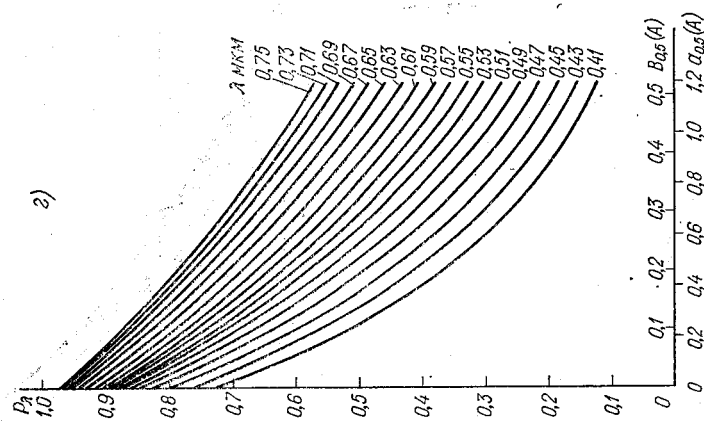
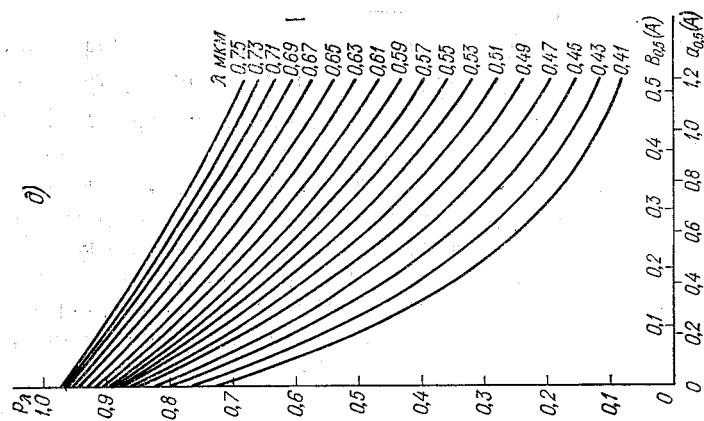
На основе соотношений (10) и (14) и рассчитанных на материалах [8] значений коэффициентов спектральной прозрачности $p_\lambda(B)$ идеальной атмосферы получены графики, отражающие функциональную зависимость коэффициентов прозрачности реальной атмосферы в видимом участке спектра от коэффициентов мутности Шюппа $B_{0,5}(A)$ и параметров Ангстрема α .

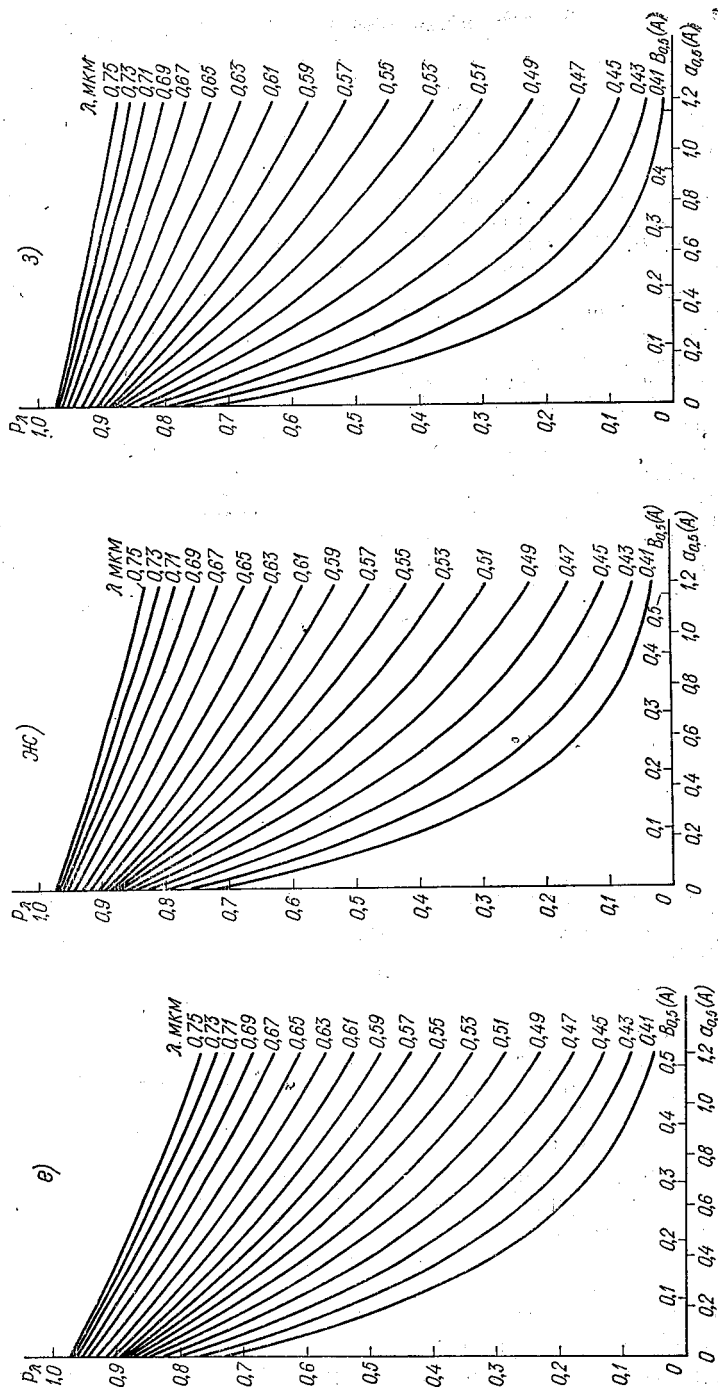
Расчетам графиков предшествовала детальная оценка погрешностей, возникающих при определении коэффициентов прозрачности по формулам (10) и (14), то есть без учета всех прочих факторов ослабления радиации (8). Оказалось, что для ряд

спектральных интервалов обеспечить определение коэффициентов p_λ с точностью, не ниже 95%, можно лишь при условии учета (дополнительно к (10) ослабления радиации за счет поглощения озоном. Такой учет был произведен на основе данных [8] об интенсивности радиации $I_{\lambda, m}$ в идеальной атмосфере с учетом озонного ослабления. Приведенная толщина слоя озона (ω) принята равной 3 мм, что соответствует среднему ее значению над умеренными широтами Северного полушария [11]. Возможные вариации значений ω относительно среднего значения [11] к существенным погрешностям при вычислении коэффициентов p_λ не приводят.



Графики построены для всего интервала изменчивости значений коэффициента $B_{0,5}(A)$, т. е. от 0,0 до 0,5 (ось абсцисс), а относительно параметра α дискретно: $\alpha = -1(1)6$. Такой способ представления графиков оказался достаточно практичным, о чем можно судить по примерам, представленным на рисунке. Графики обеспечивают высокую оперативность обработки данных наблюдений фоновых станций с целью получения характеристик спектральной прозрачности атмосферы в видимом участке спектра. Расчеты могут быть выполнены также и с помощью ЭВМ.





Графики зависимости p_λ от $B_{0,5}(A)$: а, б, в, г, д, е, ж, з — при $\omega=3$ мм и $\alpha=0$; при $\omega=3$ мм и $\alpha=1$; при $\omega=3$ мм и $\alpha=2$; при $\omega=3$ мм и $\alpha=3$; при $\omega=3$ мм и $\alpha=4$; при $\omega=3$ мм и $\alpha=5$; при $\omega=3$ мм и $\alpha=6$ соответственно.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кондратьев К. Я., Тимофеев Ю. М. Метеорологическое зондирование атмосферы из космоса. — Л.: Гидрометеиздат, 1978. — 280 с.
2. Галахов В. Л. Дистанционные методы зондирования океана. — Тр. ЛГМИ, изд. ЛГМИ, 1980, с. 24—30.
3. Берлянд Т. Г. Современное состояние мировой актинометрической сети. — В сб.: Использование данных о солнечной радиации в народном хозяйстве. Л., Гидрометеиздат, с. 106—113.
4. Гуцин Г. П. Методика и прибор для измерения спектральной прозрачности атмосферы и характеристик атмосферных аэрозолей. — Тр. ГГО, 1977, вып. 324, с. 77—100.
5. Operations Manual for Sampling and Analysis Techniques for Chemical Constituents in Air and Precipitation. WMO, № 299, 1971, p. 1—2, 7—14.
6. Временные методические указания по наблюдениям за загрязнение атмосферы на фоновых станциях ВМО. Ч. 2. — Л., изд. ГГО, 1976. — 18 с.
7. Atmospheric Tyrbidity and Precipitation Chemistry Data for World. 1972—1978, WMO NOAA.
8. Сивков С. И. Методы расчета характеристик солнечной радиации. — Л.: Гидрометеиздат, 1968. — 232 с.
9. Методические указания по производству и обработке наблюдений о спектральной прозрачности атмосферы и характеристиками атмосферных аэрозолей. ГУГМС, ГГО. — Л.: Гидрометеиздат, 1972, с. 5—6.
10. Селезнева Е. С. Атмосферные аэрозоли. — Л.: Гидрометеиздат, 1966, с. 189—221.
11. Хргиан А. Х. Физика атмосферного озона. — Л.: Гидрометеиздат, 1977, с. 189—221.

УДК 551(513.2+593.5)

А. В. СМЕРНОВ, Ю. Н. ГУЛЯЕВ (ЛГМИ)

ВЛИЯНИЕ ВОЗДУШНЫХ МАСС РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ НА ОПТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АТМОСФЕРЫ НАД МОРЕМ

Изучение спектральной прозрачности атмосферы над океаном весьма важно в связи с проблемами дистанционного зондирования океана из космоса, радиационными и климатологическими задачами.

Спектральная мутность атмосферы в видимой и близкой И областях спектра изменяется в основном из-за вариаций аэрозольной составляющей. В ряде работ [1—4] проводится анализ экспериментального материала о спектральной прозрачности связанной с ней аэрозольной оптической толщины $\tau_a(\lambda)$ в различных физико-географических условиях.

В настоящей работе мы проанализировали небольшой объем массива $\tau_a(\lambda)$ и попытались связать изменчивость аэрозольных оптических свойств атмосферы над морем с синоптич

ской ситуацией во время измерений. Правда, подобные попытки для измерений прозрачности над континентом уже проводились (см., например, [5—7]).

В рассматриваемый массив $\tau_a(\lambda)$ мы включили 13 серий измерений $\tau_a(\lambda)$, полученных К. С. Ламденом и А. В. Смирновым в Атлантическом океане (в районе $36^\circ\text{--}40^\circ$ с. ш. и $6^\circ\text{--}19^\circ$ з. д., март 1985 г.), и 17 серий измерений на побережье Черного моря, полученных О. А. Ершовым и А. В. Смирновым [3]. Аппаратура и методика измерений изложены в [1].

Спектральный ход $\tau_a(\lambda)$ в диапазоне 440—1030 нм будем характеризовать значением $\tau_a(550 \text{ нм}) \equiv \tau_{a0}$ и параметром Ангстрема α :

$$\tau_a(\lambda) \sim \lambda^{-\alpha}.$$

Значение τ_{a0} характеризует замутненность атмосферы, значение α — селективность спектральной зависимости $\tau_a(\lambda)$.

Измерения в Атлантическом океане и на побережье Черного моря дали средние значения $\tau_{a0} = 0,18$ и $0,23$ соответственно, величины α оказались равными $0,56$ и $0,98$. Результаты береговых измерений хорошо совпадают со стандартной радиационной моделью [8], океанские же измерения обнаруживают более нейтральный спектральный ход $\tau_a(\lambda)$. Диапазон реальной изменчивости τ_{a0} был весьма значителен: в океанских условиях $\tau_{a0}^{min} = 0,07$, а $\tau_{a0}^{max} = 0,35$, во время прибрежных измерений — $0,10$ и $0,57$. Селективность спектрального хода, характеризуемая параметром α , изменялась от значений $\alpha \sim 0,03$ до $1,09$ в Атлантике и от $0,29$ до $2,20$ на побережье Черного моря.

Анализ синоптической ситуации был проведен по следующей схеме (см. табл. 1).

Таблица 1

Оптические параметры в различных воздушных массах

№ измерения	Дата	τ_{a0}	α	Тип воздушной массы	Характер барического поля	Трансформация воздушной массы	Характер высотного барического поля

В табл. 1 приведены значения оптических параметров атмосферы и характер возникновения, эволюции и вертикальной структуры синоптических объектов. Таким образом, мы стараемся учесть генезис воздушной массы, ее трансформацию по пути район измерений, влияние приземного и высотного барического полей.

Результаты расчетов статистических характеристик (средних стандартных отклонений, коэффициентов вариации) τ_{a0} и α для океанских и прибрежных измерений приведены в табл. 2. В колонке со значком Σ приведены данные для всей рассматриваемой выборки, далее следуют результаты для морской умеренной (МУ), морской тропической (МТ), всех морских масс, континентальной умеренной (КУ) и континентальной тропической (КТ) воздушной массы, всех континентальных масс.

Таблица

Статистические характеристики λ_{a0} и α

Район	Параметры	Тип воздушной массы						
		Σ	МУ	МТ	Всего	КУ	КТ	Всего
Атлантический океан	N	13	2	2	4	3	6	9
	τ_{a0}	0,18	0,13	0,25	0,19	0,14	0,20	0,18
	σ	0,09	—	—	0,12	0,09	0,07	0,08
	V	0,48	—	—	0,64	0,67	0,34	0,43
	α	0,56	0,20	0,50	0,35	0,92	0,52	0,66
	σ	0,32	—	—	0,31	0,15	0,24	0,29
	V_{α}	0,57	—	—	0,90	0,16	0,47	0,44
Побережье Черного моря	N	17	—	—	—	10	7	17
	τ_{a0}	0,23	—	—	—	0,28	0,16	0,23
	σ	0,14	—	—	—	0,16	0,05	0,14
	V	0,61	—	—	—	0,57	0,31	0,61
	α	0,98	—	—	—	0,86	1,16	0,98
	σ	0,55	—	—	—	0,46	0,66	0,55
	V_{α}	0,56	—	—	—	0,53	0,57	0,56

Из табл. 2 видно, что из 13 океанских измерений только серии проведены в условиях морских воздушных масс, а прибрежные измерения вообще проводились лишь при господстве континентальных масс воздуха.

Малость рассматриваемой выборки не позволяет, конечно, делать какие-либо надежные выводы. Тем не менее, из рассмотрения табл. 2 видно, что в континентальных массах параметр α в 2—3 раза больше, чем в морских. Это свидетельствует о значительно большем вкладе крупнодисперсной фракции аэрозо-

в ослабление солнечного излучения в морских воздушных массах и согласуется с [1, 3, 4].

Рассмотрение океанских измерений показало, что 17.03.1985 г. в условиях прозрачной и чисто морской воздушной массы мы имели практически нейтральный спектральный ход $\tau_a(\lambda)$ ($\tau_{a0} = 0,07$, $\alpha = 0,03$). В случае же КУ воздушной массы с тем же значением τ_{a0} (20.02.1985 г.), параметр Ангстрема $\alpha = 0,87$. Это хорошо согласуется с выводами [9] о разном спектральном поведении $\tau_a(\lambda)$ при высокой прозрачности в условиях континента и океана, что связано с разной природой аэрозоля.

На побережье Черного моря 22.05.1984 г. и 7.05.1985 г. наблюдалась оптическая ситуация, сходная с рассмотренной: при одинаковых значениях τ_{a0} в эти дни, равных 0,10, наблюдались существенно различные α — 0,29 и 2,22 соответственно. В первом случае измерения проводились в условиях КУ воздушной массы, во втором — в КТ воздушной массы, поэтому предыдущее объяснение здесь не годится.

Рассмотрим особенности синоптической ситуации в указанные дни. 20.02.1985 г. в районе проведения измерений наблюдалось влияние северо-западной периферии малоподвижного циклона с центром в районе Гибралтарского пролива. Циклон образовался в ложбине на холодном фронте 19.02.1985 г. Ось циклона, центр которого прослеживался до 200 гПа, почти вертикальна, в тылу циклона над районом наблюдений сформировался мощный очаг холода. Наблюдения проводились в условиях континентальной воздушной массы, сформировавшейся над Пиренейским п-вом и с восточным потоком переместившейся с материка в район измерений (воздушная масса сформировалась под воздействием интенсивного залива холода по западной периферии высотной ложбины). 17.03.1985 г. измерения проводились в условиях типичной морской умеренной воздушной массы, сформировавшейся над центральными районами северной Атлантики и сместившейся на район проведения наблюдений с юго-запада по западной, северной и северо-восточной перифериям антициклона в период с 12 по 17 марта. Центр антициклона медленно смещался из района Ирландского моря на юг. При этом в нижнем пятикилометровом слое наблюдалась интенсивная адвекция холода на район наблюдений по западной периферии высотной ложбины.

В рассматриваемые дни при равенстве значений τ_{a0} величины параметра α существенно различаются. Эти различия можно объяснить условиями формирования воздушных масс, т. е. их генезисом и характером присутствующего в них аэрозоля. Так, если до 20.02.1985 г. условия трансформации воздушной массы способствовали переносу с материка мелкодисперсного аэрозоля в нижнем пятикилометровом слое атмосферы, то 17.03.1985 г. наблюдались условия, благоприятные для формирования крупнодисперсного аэрозоля, причем достаточно однородного по составу и сконцентрированного под инверсией оседания.

22.05.1984 г. район измерений находился под воздействием юго-западной периферии низкого антициклона, что способствовало формированию воздушных потоков в нижнем полуторакилометровом слое с восточного и северо-восточного направлений. Переваливая через горы Кавказа, воздух в таком потоке очищался от примесей на наветренных склонах и выходил в район измерений практически без примесей.

07.05.1985 г. синоптическая ситуация у поверхности земли напоминает ситуацию 22.05.1984 г., но если 22 мая на термобарической карте наблюдалась адвекция тепла, то 7 мая — адвекция холода. Кроме того, приближение 7 мая фронта окклюзии и связанный с ним вынос влаги на фоне адвекции холода должен был способствовать формированию сложных дисперсных структур на высотах 1,5—3,0 км.

Рассмотрим теперь самые мутные дни в океанской (07.03.1985 г.) и береговой сериях (18.04.1985 г.) В эти дни τ_{a0} достигали значений 0,35 и 0,57, а величины α были 0,22 и 0,37 соответственно. Антициклон, сформировавшийся на западной периферии ложбины холода над Пиренейским п-вом, в течение 6 и 7 марта смещался в юго-западном направлении, что способствовало выносу в район наблюдений континентального аэрозоля с широким диапазоном дисперсности. Антициклон сформировался 17 апреля на западной периферии ложбины холода над территорией Средней Азии. У земной поверхности наблюдались юго — юго-восточные воздушные потоки из района Аравийских пустынь и Иракского нагорья, которые осуществляли мощный вынос аэрозоля.

В дальнейшем предполагается рассмотреть накопленный материал об аэрозольной оптической толщине атмосферы над морем [1, 3—4] с учетом генезиса воздушных масс.

Авторы выражают глубокую благодарность проф. В. И. Воробьеву и проф. К. С. Шифрину за обсуждение настоящей работы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Оптическая толщина аэрозоля атмосферы над морем. / К. С. Шифрин, В. М. Волгин, Б. Н. Волков, О. А. Ершов, А. В. Смирнов. — Исследование Земли из космоса, 1985, № 4, с. 21—30.
2. Смирнов А. В., Шифрин К. С. Статистика спектральной прозрачности атмосферы над морем. — В сб.: Физика пограничного слоя атмосферы и ее прикладные аспекты. Л., изд. ЛГМИ, 1984, вып. 85, с. 121—127.
3. Ершов О. А., Смирнов А. В. Спектральная прозрачность прибрежной атмосферы. — Исследование Земли из космоса, 1986, № 5, с. 3—8.
4. Оптическая толщина аэрозоля в характерных морских регионах. / В. М. Волгин, О. А. Ершов, А. В. Смирнов, К. С. Шифрин. — Изв. АН СССР. ФАО. 1988, № 10, с. 1059—1065.
5. Калитин Н. Н. Актинометрия. Л., изд. ГИМИЗ. 1938. — 190 с.
6. Полякова М. Н., Сивков С. И., Терновская К. В. Актинометрические характеристики воздушных масс по наблюдениям в Слуцке и Курске. — Журнал геофизики. 1935, т. 5, вып. 1, с. 115—120.

7. Никитинская Н. И., Цветкова В. Н. О связи фоновой мутности атмосферы с синоптической ситуацией. — Тр. ГГО, 1978, вып. 406, с. 115—124.
8. Шифрин К. С., Минин И. Н. К теории негоризонтальной видимости. — Тр. ГГО, 1957, вып. 68, с. 5—58.
9. Смирнов А. В., Шифрин К. С. Связь оптической толщины и влажности воздуха над океаном. — Изв. АН СССР, ФАО, 1989, № 5, с. 508—515.

УДК 551.5.003

Л. А. ХАНДОЖКО (ЛГМИ)

ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ДВУХФАЗОВОЙ МАТРИЦЫ ПОТЕРЬ В ТРЕХФАЗОВУЮ

В работе [1] рассматривался один из возможных подходов к решению задачи выбора градаций влияющей метеорологической величины. С учетом приведенного в [1] анализа обратимся к преобразованию двухфазовой матрицы потерь, по крайней мере, в трехфазовую, использование которой в хозяйственной практике экономически предпочтительнее альтернативной. Даже при хозяйственных решениях относительно ожидаемой погоды, не говоря уже о матрицах потерь более высокого порядка, позволяют потребителю извлечь заметно большую выгоду, чем это возможно при наличии в его регламенте только двух решений того вида. Предварительно заметим следующее. Выбор матрицы потерь обусловлен заданием некоторого разделяющего условия «порога», предписанного или расчетного правила), в соответствии с которым устанавливается граница двух фаз Φ_i (градаций) элемента погоды и эквивалентных им двух хозяйственных решений d_j . В оперативной гидрометеорологической практике используются пороговые значения метеорологических величин, рекомендованные потребителем. Это относится к штормовым и другим опасным уровням скорости ветра, минимумам погоды, критическим значениям гололедно-ветровых нагрузок и иным пороговым значениям метеорологических величин. Фазы явлений погоды устанавливаются по бесспорному условию: «наличие» или «отсутствие». Здесь мы рассмотрим иной подход в определении границ фаз погоды.

В целях предметного обсуждения поставленного вопроса будем в дальнейшем рассматривать потребителей, ориентирующихся на ожидаемую скорость ветра, в соответствии с которой принимаются решения d_j , и фактическую $\Phi_i(V)$, позволяющую сделать заключение о результативности решения. Это, как правило, многочисленные морские и строительные организации, линии электропередач, ТЭЦ, сельскохозяйственные, лесные и другие организации.

Эквивалентным выражением матрицы потерь порядка 2×2 , имеющей вид

	$d_0(V_0)$	$d_1(V_1)$
$\Phi_0(V_0)$	0	3_1
$\Phi_1(V_1)$	L_{10}	L_{11}

(1)

может быть функция потерь, представленная, применительно к выбранной метеорологической величине, в виде одночлена, со держащего квадратичную зависимость потерь от скорости ветра

$$S_{ij} = \tau c_{ij} V^2, \quad (2)$$

где c_{ij} — весовые (эмпирические) коэффициенты ($i=0,1$; $j=0,1$), τ — средняя продолжительность усиления ветра; V — скорость ветра, заданная двумя интервалами (градациями) с границами V_0 и V_1 (при $V \geq V_1$ принимаются защитные меры).

На основании матрицы (1) в случае $V_i > V_0$ справедливы выражения, определяющие потери по метеорологическим причинам

$$S_{10} = S(d_0, V) = \tau c_{10} V^2, \quad (3)$$

$$S_{11} = S(d_1, V) = \tau c_{11} V^2. \quad (4)$$

Для определения коэффициентов c_{10} и c_{11} используем следующие два уравнения:

$$L_{10} = c_{10} \tau \int_{V_1}^{V_{\max}} V^2 \varphi(V) dV, \quad (5)$$

$$L_{11} = c_{11} (\tau) \int_{V_1}^{V_{\max}} V^2 \varphi(V) dV. \quad (6)$$

Если L_{11} имеет смысл средних общих потерь [1], то уравнение (6) можно записать так:

$$L_{11} - 3_1 = c_{11} \tau \int_{V_1}^{V_{\max}} V^2 \varphi(V) dV. \quad (7)$$

В уравнениях (5)–(7) V_1 — граничное значение скорости ветра между фазами Φ_0 и Φ_1 ; $V_{\max}$ — максимально возможное в данном пункте значение скорости ветра; $\varphi(V)$ — плотность вероятности значений скорости ветра.

Используя логнормальный закон распределения V , запишем

$$\begin{aligned}
 I(V_1, V_{\max}) &= \int_{V_1}^{V_{\max}} V^2 \varphi(V) dV = \\
 &= \int_{V_1}^{V_{\max}} V^2 \frac{1}{V \sigma \sqrt{2\pi}} \exp \left\{ -\frac{(\ln V - m)^2}{2\sigma^2} \right\} dV = \\
 &= \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} \int_{V_1}^{V_{\max}} V \exp \left\{ -\frac{(\ln V - \ln a)^2}{2\sigma^2} \right\} d \left(\ln \frac{V}{a} \right). \quad (8)
 \end{aligned}$$

С учетом обозначений $a = e^m$, $\ln \frac{V}{a} = x$, $V = ae^x$ выражение (8) запишем следующим образом:

$$\begin{aligned}
 &\frac{a^2}{\sigma \sqrt{2\pi}} \int_{\ln \frac{V_1}{a}}^{\ln \frac{V_{\max}}{a}} e^{2x} \exp \left\{ -\frac{\left(\ln \frac{V}{a} \right)^2}{2\sigma^2} \right\} dx = \\
 &= \frac{a^2}{\sigma \sqrt{2\pi}} \int_{\ln \frac{V_1}{a}}^{\ln \frac{V_{\max}}{a}} e^{2x} \exp \left\{ -\frac{x^2}{2\sigma^2} \right\} dx. \quad (9)
 \end{aligned}$$

согласно [2] выражение (9) можно переписать:

$$\frac{a^2}{\sigma \sqrt{2\pi}} \int_{\ln \frac{V_1}{a}}^{\ln \frac{V_{\max}}{a}} \exp \left\{ -\left[\frac{x^2}{2\sigma^2} - 2x \right] \right\} dx.$$

итого

$$\begin{aligned}
 I(V_1, V_{\max}) &= \frac{a^2 e^{2\sigma^2}}{2} \left[\operatorname{erf} \left(\frac{\ln V_{\max}/a - 2\sigma^2}{\sigma \sqrt{2}} \right) - \right. \\
 &\quad \left. - \operatorname{erf} \left(\frac{\ln V_1/a - 2\sigma^2}{\sigma \sqrt{2}} \right) \right], \quad (10)
 \end{aligned}$$

где σ — среднее квадратическое отклонение скорости ветра V в данном пункте; m — параметр логарифмического распределения скорости ветра, $\operatorname{erf}(z)$ — специальная функция параметра z .

Итак, коэффициенты c_{10} и c_{11} в формулах (3) — (4) или (5) — (7) с учетом выражения (10) определяются соотношениями вида

$$c_{10} = \frac{L_{10}}{\tau I(V_1, V_{\max})}, \quad (11)$$

$$c_{11} = \frac{L_{11}}{\tau I(V_1, V_{\max})} \quad (12)$$

и в случае (7)

$$c_{11} = \frac{L_{11} - Z_1}{\tau I(V_1, V_{\max})}. \quad (13)$$

В уравнении (4), как и в уравнениях (5) — (7), граница фазы Φ_1 , то есть V_1 , была задана как приближенное пороговое условие согласно требованиям потребителя. Теперь представляется возможным уточнить границу V_1^* между фазами Φ_0 и Φ_1 , используя для этого уравнение вида [1]:

$$Z_1 + u(d_1, V_1^*) = u(d_0, V_1^*) \quad (14)$$

или

$$Z_1 + (V_1^*)^2 \frac{L_{11}}{\tau I(V_1, V_{\max})} = (V_1^*)^2 \frac{L_{10}}{\tau I(V_1, V_{\max})}. \quad (15)$$

Из уравнения (15) следует

$$V_1^* = \sqrt{\frac{Z_1 \tau I(V_1, V_{\max})}{L_{10} - L_{11}}}. \quad (16)$$

Отсюда следуют уточненные значения элементов матрицы потерь

$$L_{10}^* = c_{10} \tau \int_{V_1^*}^{V_{\max}} V^2 \varphi(V) dV = \frac{L_{10}}{I(V_1, V_{\max})} \cdot I(V_1^*, V_{\max}), \quad (17)$$

$$L_{11}^* = c_{11} \tau \int_{V_1^*}^{V_{\max}} V^2 \varphi(V) dV = \frac{L_{11}}{I(V_1, V_{\max})} \cdot I(V_1^*, V_{\max}). \quad (18)$$

Величины L_{10}^* и L_{11}^* имеют смысл среднего значения прямых потерь. Теперь матрица потерь (1) преобразуется к виду

	$d_0(V_0) \quad d_1(V_1)$	
$\Phi_0(V_0)$	0	Z_1
$\Phi_1(V_1)$	L_{10}^*	L_{11}^*

(19)

В двухфазовой матрице потерь имеется достаточно информации, чтобы получить выражение (1). Представление функции потерь в виде многочлена требует дополнительных сведений, о чем отмечалось в работе [1]. При известной уже матрице потерь порядка 2×2 установить матрицу следующего порядка (3×3) представляется возможным, если известны стоимости защитных мер при ожидаемой фазе скорости ветра $V \geq V_2$, а также при известных прямых потерях в интервалах скоростей ветра от V_1 до V_2 , от V_2 до $V_{\max}$ или от V_1 до $V_{\max}$.

Пусть дополнительно известны Z_2 — затраты на предупредительные меры при принятии решения d_2 и величины потерь S_{12} или S_{22} или $S_{12} + S_{22}$.

Если задано S_{12} , то имеем

$$S_{10} = L_{10} \frac{I(V_1, V_2)}{I(V_1, V_{\max})}, \quad (20)$$

$$S_{11} = L_{11} \frac{I(V_1, V_2)}{I(V_1, V_{\max})}, \quad (21)$$

$$S_{20} = L_{10} \frac{I(V_2, V_{\max})}{I(V_1, V_{\max})}, \quad (22)$$

$$S_{21} = L_{11} \frac{I(V_2, V_{\max})}{I(V_1, V_{\max})}, \quad (23)$$

$$S_{22} = S_{12} \frac{I(V_2, V_{\max})}{I(V_1, V_2)}. \quad (24)$$

В формулах (20) — (24) L_{10} и L_{11} — элементы альтернативной матрицы потерь: V_1 — граница фаз Φ_0 и Φ_1 ; V_2 — граница фаз Φ_1 и Φ_2 .

Если задана S_{22} , то находим

$$S_{12} = S_{22} \frac{I(V_1, V_2)}{I(V_2, V_{\max})}. \quad (25)$$

Остальные элементы матрицы $|S_{ij}|$ определяются по формулам (20) — (23).

Если задана сумма $S_{12} + S_{22}$, то ее составляющие находятся следующим образом:

$$S_{12} = (S_{12} + S_{22}) \frac{I(V_1, V_2)}{I(V_1, V_{\max})}, \quad (26)$$

$$S_{22} = (S_{12} + S_{22}) \frac{I(V_2, V_{\max})}{I(V_1, V_{\max})}. \quad (27)$$

В заключение отметим, что практическая реализация изложенного подхода дискретизации потребует выбора статистически приемлемых параметров в формуле (10) и данных потребителя о прямых потерях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Хандожко Л. А., Вдовин В. Б. О выборе градаций влияющей метеорологической величины при построении функций потерь. — Тр. ЛГМИ, 1988, вып. 97, с. 37—41.
2. Бричков Ю. А., Марицев О. И., Прудников А. П. Таблица неопределенных интегралов. Справочник. — М.: Наука, 1986. — 192 с.

УДК 551.509

Ю. Н. ВОЛКОНСКИЙ, Ю. Б. ОНАНАШВИЛИ (ВИКИ)

РАЗРАБОТКА РЕКОМЕНДАЦИЙ НА ВЫПОЛНЕНИЕ ЗАДАЧ ПОТРЕБИТЕЛЯМ ПРОГНОСТИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

Полезность метеорологических прогнозов для экономики и других практических нужд общества определяется тем вкладом, который дает учет прогностической информации ее потребителями при реализации своих экономических и других целей. В связи с этим представляется актуальной задача создания по возможности наиболее полезных и удобных в использовании прогнозов. Очевидно, что наиболее удобными для потребителя являются прогнозы в форме рекомендаций по выбору плана деятельности, рассчитанного на ожидаемую погоду. Наибольшей полезностью при этом будут обладать рекомендации, оптимальные в смысле конечных результатов его деятельности.

Для разработки таких рекомендаций требуется иметь вероятностные прогнозы влияющих на деятельность потребителя метеорологических величин и оптимальную стратегию использования этих прогнозов [1].

Широкий класс в народном хозяйстве и Вооруженных Силах образуют потребители, располагающие возможностью выбора одного решения a_i из ограниченного числа заранее известных альтернатив $a_1, \dots, a_n$, ориентированных на осуществление погодных условий $B_1, \dots, B_n$ соответственно. Наглядной и имеющей практическое значение является интерпретация $B_1, \dots, B_n$ в виде некоторых подмножеств состояний атмосферы, определяющих метеорологические условия выполнимости задач потребителя: $L_1, \dots, L_n$. Решение a_i в этом случае есть решение потребителя на выполнение задачи L_i .

Пусть известны матрица затрат потребителя $[\sigma_{ij}]$, где σ_{ij} — затраты при принятии решения a_i и осуществлении прогноза B_j и критерий эффективности деятельности потребителя — минимум математического ожидания затрат. Тогда оптимальная стратегия использования вероятностного прогноза $P(B_j)$, $j=1, \dots, n$ представляет собой правило выбора решения в соответствии названным критерием:

$$S = \{ a_k : R(a_k) = \min_i R_i \}, \quad (1)$$

$$\text{где } R_i = \sum_{j=1}^n \sigma_{ij} P(B_j) \quad (2)$$

— математическое ожидание затрат при решении a_i .

Стратегия (1) может быть определена заранее, а оперативная разработка рекомендации на выполнение задач заключается в нахождении оптимального решения по имеющемуся вероятностному прогнозу и сообщении его потребителю в виде однозначного утверждения о целесообразности выполнения той или иной задачи. Рассмотренная схема без труда обобщается на потребителей с другим множеством решений, критерием эффективности прочими особенностями функционирования. Следует заметить, что почти каждая работа, посвященная вопросам оптимального использования метеорологической информации, по существу решает задачу выработки оптимальных рекомендаций, хотя в прямой постановке ее не формулирует [2].

Несмотря на всю привлекательность описанного подхода, внедрение его в практику происходит медленно. Одной из причин является то, что метеорологические условия выполнимости задач потребителей определяются значениями, как правило, не одной, а нескольких характеристик состояния атмосферы. Построение методов вероятностного прогноза таких векторов предикторов требует создания новых физико-статистических моделей привлечением большого числа предикторов и весьма значительных архивов выборочных наблюдений. Получить вектор-предиктор небольшой размерности удастся при использовании формулировок специализированных категорических прогнозов, составленных подразделениями гидрометслужбы в оперативном режиме. Однако и в этом случае, как показала проверка на выборках реальных прогнозов, число различных формулировок оказывается слишком большим для применения прямых методов вероятностного прогнозирования [3]. Не удастся применить также известные методы регрессионного, дискриминантного и т. п. прогнозов, поскольку в общем случае мера близости между формулировками может быть задана.

Воспользуемся тем обстоятельством, что исходя из особенностей функционирования каждого конкретного потребителя, можно ограничиться информацией только о некоторых характеристиках

распределения $\bar{P}(\bar{B}_j)$, достаточных для определения оптимальной стратегии. Так, для потребителей рассмотренного класса с двумя возможными решениями: a_1 — выполнить задачу L_1 , a_2 — не выполнять задачу, оптимальная стратегия записывается в виде

$$S = \begin{cases} a_1, P(B_1) \geq P^*, \\ a_2, P(B_2) < P^*; \end{cases} \quad (3)$$

$$P^* = \frac{\sigma_{12} - \sigma_{22}}{\sigma_{12} + \sigma_{21} - \sigma_{11} - \sigma_{22}},$$

где P^* — пороговая вероятность потребителя.

Поскольку для нахождения оптимального решения такого потребителя достаточно определить знак разности $P(B_1) - P^*$, задача построения оптимальной стратегии сводится к разбиению множества Π формулировок прогнозов на два непересекающихся подмножества оптимальных решений:

$$\begin{aligned} \Pi_1 &= \{ \Phi \in \Pi : P(B_1/\Phi) \geq P^* \}, \\ \Pi_2 &= \{ \Phi \in \Pi : P(B_1/\Phi) < P^* \}. \end{aligned} \quad (4)$$

Так как расчет $P(B_1/\Phi)$ по полным формулировкам Φ практически не осуществим, построим алгоритм разбиения Π на основе последовательного включения предикторов. На первом шаге множество формулировок каждого элемента E_l ($l=1, \dots, m$) прогноза разделим на подмножества $\Pi_1(E_l)$ и $\Pi_2(E_l)$ согласно правилу (4), определим значение показателя (2) для каждого элемента E_l , и по его минимуму выберем лучший элемент E . В результате первого шага получим оптимальную стратегию с использованием только одного (лучшего) элемента. На втором шаге каждое из подмножеств элемента E_1 снова разобьем на подмножества оптимальных решений с использованием по очереди каждого из оставшихся элементов. Снова выберем лучшие элементы, которые в совокупности с первым снижают величину R . Далее следует третий, четвертый и т. д. шаг. Процесс построения алгоритма завершается, когда по результатам проверки на независимой выборке включение очередного элемента не приводит к снижению R . В итоге получаем оптимальный алгоритм, который можно представить в виде графа, в вершинах которого находятся элементы прогноза, а каждому ребру соответствует перечень формулировок прогноза и оптимальная рекомендация (рис. 1).

Данный алгоритм был апробирован применительно к авиационному потребителю, выполняющему задачу «Полеты в простых метеословиях» при следующих метеорологических ограничениях: при количестве облаков более 6 баллов высота их нижней границы должна составлять не менее 600 м (при меньшем количестве облаков высота не ограничена); горизонтальная видимость — не менее 6 км; боковая к ВПП составляющая скорость

етра — не более 12 м/с; опасные явления (гроза, туман, гололед и др.) отсутствуют.

Исходная выборка включала 712 специализированных авиационных прогнозов на день за октябрь — декабрь месяцы восьмилетнего периода. Выполнимость задач потребителя оценивалась по соответствию фактической погоды метеорологическим ограничениям в заданный шестичасовой промежуток времени.

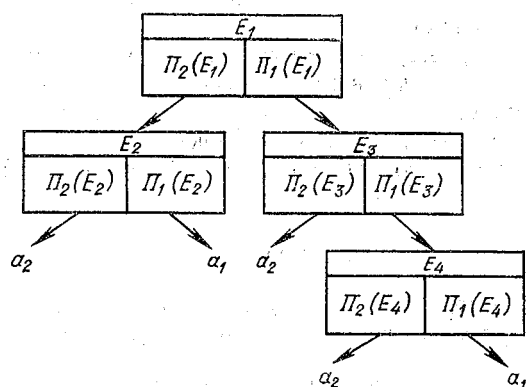


Рис. 1. Общий вид графа для выработки рекомендаций

На рис. 2 приведен общий вид графов, построенных для значений пороговой вероятности 0,5, 0,7 и 0,9. Привести в данной работе списки формулировок по ветвям графа не представляется возможным, так как каждый такой список включает от 20 до 100 формулировок.

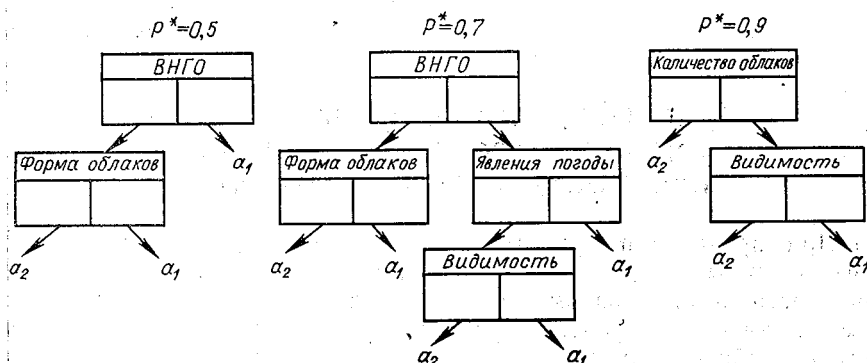


Рис. 2. Графы для выработки рекомендаций на выполнение задачи «Полеты в простых метеоусловиях»

Качество разрабатываемых с помощью графов рекомендаций потребителю оценивалось на независимой выборке, включающей

300 случаев за те же месяцы. Сравнивались средние затраты потребителя при использовании оптимальных рекомендаций, стратегии полного доверия категорическим прогнозам и климатической оптимальной стратегии. В результате приведенного оценивания оказалось, что в зависимости от величины пороговой вероятности применение оптимальных рекомендаций снижает средние затраты потребителя на 19,8—52,2% по сравнению со стратегией полного доверия и на 15,2—40,5% по сравнению с климатической оптимальной стратегией.

Приведенный пример служит доказательством целесообразности использования для выработки оптимальных рекомендаций формулировок категорических прогнозов. Преимуществами такого подхода являются достигаемый эффект и универсальность для гидрометеорологического обеспечения широкого класса потребителей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волконский Н. Ю., Волконский Ю. Н. Оптимальная организация специализированного обеспечения прогнозами. — Метеорология и гидрология, 1980, № 12, с. 12—19.
2. Жуковский Е. Е. Метеорологическая информация и экономические решения. — Л.: Гидрометеониздат, 1981. — 303 с.
3. Груза Г. В., Ранькова Э. Я. Вероятностные метеорологические прогнозы. — Л.: Гидрометеониздат, 1983. — 272 с.

УДК 551.5.003

В. Б. ВДОВИН (СевУГМ)

РАЗРАБОТКА МАТРИЦЫ ПОЛЕЗНОСТИ ПРИ ИСПОЛЬЗОВАНИИ КОМПЛЕКСА ПРОГНОСТИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

При проведении крупных хозяйственных мероприятий — производственных кампаний, потребителю необходим целый комплекс прогностической информации, освещающей гидрометеорологические условия в определенный период. Производственная кампания потребителя представляет собой комплекс заранее спланированных взаимосвязанных работ, нацеленных на достижение заданного конечного результата. Предполагается, что производственная кампания управляема, т. е. имеется возможность изменять в ходе кампании некоторые из запланированных работ в зависимости от ожидаемых или сложившихся гидрометусловий.

читывая при этом различные производственные факторы (технические возможности, материальные и трудовые ресурсы и т. д.). Экономическая полезность отдельного прогноза и принятого на его основе решения о проведении той или иной работы в ходе кампании не оценивается немедленно по завершению работы, определяется по результатам всей кампании, по тому, насколько данная работа способствовала достижению поставленных целей.

Первоначальным этапом разработки матрицы полезности является формализованное описание возможных гидрометеорологических условий и решений, принимаемых потребителем на основе прогнозов. Пусть в период производственной кампании гидрометеорологические условия S характеризуются рядом гидрометеорологических факторов, способных оказать влияние на ход и результаты кампании: $S: \{x_1, x_2, \dots, x_v, \dots, x_n\}$. В качестве гидрометеорологических факторов $x_1, \dots, x_n$ могут рассматриваться как измеряемые гидрометеорологические величины, так и гидрометеорологические явления: гололед, гроза и т. д. Каждый из рассматриваемых гидрометеорологических факторов может благоприятствовать ходу кампании или, наоборот, затруднять и неблагоприятно сказываться на ее результатах. При неблагоприятном состоянии одного или нескольких гидрометеорологических факторов требуется дополнительная затрата средств и времени, иногда при этом возникают прямые потери, или неблагоприятные гидрометеорологические условия не позволяют достичь заданных целей производственной кампании.

Обозначим $x_v = 0$ ($v = \overline{1, \dots, n}$) — благоприятное состояние гидрометеорологического фактора, $x_v = 1$ — неблагоприятное состояние. Благоприятные для проведения кампании гидрометеорологические условия характеризуются нулевыми значениями всех факторов $S: \{0, 0, \dots, 0\}$, а самые неблагоприятные гидрометеорологические условия будут записаны в виде $S: \{1, 1, \dots, 1\}$. Максимально возможное число различных гидрометеорологических условий $N_{\max}$ равно числу всех возможных сочетаний благоприятных и неблагоприятных значений n факторов, наблюдающихся в период кампании. Предполагаем, что имеющийся ряд наблюдений позволяет выявить невозможные и маловероятные сочетания гидрометеорологических факторов. Исключив эти сочетания, получим множество возможных гидрометеорологических условий периода кампании $\Omega_s: \{S_1, S_2, \dots, S_i, \dots, S_N\}$. Нумерация элементов этого множества является произвольной.

Формализованное описание возможных решений потребителя, принимаемых с учетом прогнозов состояния гидрометеорологических факторов, производится на основе данных предыдущих производственных кампаний. Путем анализа данных выявляются наиболее типичные решения, принимаемые потребителем при прогнозе благоприятного $x_{vп} = 0$ и неблагоприятного $x_{vп} = 1$ состоя-

ния каждого из гидрометеорологических факторов. Решения, принимаемые потребителем, безусловно, могут определяться не только текстом прогноза, но и сложившейся производственной ситуацией. В связи с этим допускаем, что потребитель при одной и той же текст прогноза может принять различные решения. В процессе анализа предыдущих производственных кампаний выявляются производственные факторы b_v , состояние которых влияет на принимаемое потребителем решение при получении прогноза $x_{vп}$. Совокупность всех состояний факторов b , образуя множество Ω_b .

Введем обозначение $d(x_{vп}, b_v)$ — решение потребителя при тексте прогноза $x_{vп}$ и состоянии производственного фактора $b_v \in \Omega_b$. В период кампании потребитель использует n прогнозов, с учетом которых принимает n решений. Совокупность этих решений будем называть комплексом решений потребителя в ходе кампании:

$$D(S_\gamma, B_\mu) : \{ d(x_{1\gamma}, b_1), d(x_{2\gamma}, b_2), \dots, d(x_{v\gamma}, b_v), \dots, d(x_{x\gamma}, b_x) \}, \quad (1)$$

где x — число прогнозируемых гидрометеорологических факторов; S_γ — прогнозируемые гидрометеорологические условия в ходе кампании, определяемые совокупностью прогнозов $x_{1п} = x_1, x_{2п} = x_2, \dots, x_{vп} = x_v, \dots, x_{xп} = x_x, \gamma = 1, \dots, R$; B_μ — производственные условия, учитываемые потребителем при принятии решений по прогнозам $B_\mu : \{ b_1, b_2, \dots, b_v, \dots, b_x \}, \mu = 1, \dots, M$.

Совокупность всех возможных прогнозов гидрометеорологических условий S_γ образует множество $\Omega_{сп}$ объемом R . В случае, когда все гидрометеорологические факторы являются прогнозируемыми, т. е. когда $x=n$, множество $\Omega_{сп}$ совпадает со множеством Ω_s и $R=M$. Если некоторые гидрометеорологические факторы, влияющие на ход и результаты производственной кампании, не прогнозируются (из-за отсутствия методической базы), тогда множество $\Omega_{сп}$ содержит меньшее число элементов, чем Ω_s , т. е. $R < M$. Множество возможных в ходе кампании комплексов решений Ω_d будет включать в себя все логически возможные сочетания n решений потребителя $\Omega_d : \{ D_1, D_2, \dots, D_i, \dots, D_M \}$. Нумерация комплексов решений в множестве Ω_d является произвольной. В силу неоднозначного соответствия принимаемого потребителем решения тексту прогноза гидрометеорологического фактора не исключено, что разные комплексы решений, входящие в множество Ω_d , могут быть приняты потребителем на основе одинаковых прогнозов S_γ и, наоборот, различным прогнозам гидрометеорологических условий соответствует единственный комплекс решений D .

Произведя вышеизложенное формализованное описание множества возможных гидрометеорологических условий Ω_s и комплексов действий Ω_d , матрицу полезности запишем в виде табл. 1.

Таблица 1

Матрица полезности потребителя

Ω_s	Ω_d					
	D_1	D_2	...	D_j	...	D_M
S_1	$\vec{W}_{11}$	$\vec{W}_{12}$	...	$\vec{W}_{1j}$	...	$\vec{W}_{1M}$
S_2	$\vec{W}_{21}$	$\vec{W}_{22}$	...	$\vec{W}_{2j}$	...	$\vec{W}_{2M}$
...	...	...	...	...	...	...
S_i	$\vec{W}_{i1}$	$\vec{W}_{i2}$	...	$\vec{W}_{ij}$	...	$\vec{W}_{iM}$
...	...	...	...	...	...	...
S_N	$\vec{W}_{N1}$	$\vec{W}_{N2}$	...	$\vec{W}_{Nj}$	...	$\vec{W}_{NM}$

В качестве элементов этой матрицы рассматриваются результаты производственной кампании при S_i гидрометеорологических условиях и $D_j(S_i, B_p)$ комплексе решений. Результаты кампании представляются в виде вектора $\vec{W}_{ij}$, координатами которого являются показатели результата производственной кампании $W_{ij}^{(1)}, W_{ij}^{(2)}, \dots, W_{ij}^{(e)}, \dots, W_{ij}^{(L)}$, $l = 1, \dots, L$.

По существу зависимость показателей результатов производственной кампании от гидрометеорологических условий, представленная матрицей полезности, является одной из производственной функции потребителя. Обычно при моделировании экономических процессов [5, 7] под производственной функцией предприятия понимается экономико-математическое выражение зависимости результатов производственной деятельности от обуславливающих результаты показателей — аргументов. В данном случае в качестве аргументов выступают гидрометеорологические условия, материальные, трудовые ресурсы и др., т. е. производственные факторы не входят явным образом в математическую зависимость и учитываются только при описании производственных условий в которых происходит принятие решений.

На результаты производственной кампании оказывает влияние большое число разнообразных производственных факторов, действие которых обуславливает статистический характер

зависимости показателей результатов кампании от гидрометеорологических условий. Будем считать, что имеется случайно образованная бесповторная выборка результатов производственной кампании Ω_w объемом N_0 , состоящая из NM групп с числом элементов K_{ij} в i, j -й группе. Каждый из элементов этой выборки будет обозначаться тремя индексами $\vec{W}_{ijk}$, где $i=\overline{1 \dots M}$, $j=\overline{1 \dots M}$, $k=\overline{1 \dots K_{ij}}$. В зависимости от объема N_0 и состава K_{ij} выборки для определения $\vec{W}_{ij}$ могут быть использованы следующие способы: метод оценки среднего значения; метод наименьших квадратов (МНК); метод моделирования производственной кампании (метод сетевых моделей).

Метод оценки среднего значения для определения элемента матрицы полезности $\vec{W}_{ij}$ используется, если число элементов в i, j -й группе является достаточным для статистически значимой оценки среднего значения $\vec{W}_{ij}$, определяемого по формуле

$$\vec{W}_{ij} = \frac{1}{K_{ij}} \sum_{k=1}^{K_{ij}} \vec{W}_{ijk}. \quad (1)$$

Будем считать, что координаты случайного вектора $\vec{W}_{ijk}$, т. е. значения показателей результатов кампании, распределены нормальному закону. Минимально необходимое количество результатов кампании $K_{ij}^{\min}$ при S_i и D_j для получения статистически значимых оценок определяется как наибольшее значение среди $K_e^{\min}$, получаемых из уравнений (3) — (6) для доверительного интервала каждого из L показателей результатов кампании (индексы i, j в этих уравнениях упущены):

$$\begin{aligned} P \left(\left| 1 - \frac{W_{10}}{W_1} \right| < \alpha \frac{\sigma_1}{W_1 \sqrt{K_1^{\min}}} \right) &\leq \theta (K_1^{\min} - 1, \alpha) \\ P \left(\left| 1 - \frac{W_{20}}{W_2} \right| < \alpha \frac{\sigma_2}{W_2 \sqrt{K_2^{\min}}} \right) &\leq \theta (K_2^{\min} - 1, \alpha) \\ &\dots \dots \dots \\ P \left(\left| 1 - \frac{W_{e0}}{W_e} \right| < \alpha \frac{\sigma_e}{W_e \sqrt{K_e^{\min}}} \right) &\leq \theta (K_e^{\min} - 1, \alpha) \\ &\dots \dots \dots \\ P \left(\left| 1 - \frac{W_{L0}}{W_L} \right| < \alpha \frac{\sigma_L}{W_L \sqrt{K_L^{\min}}} \right) &\leq \theta (K_L^{\min} - 1, \alpha) \end{aligned}$$

де $\bar{W}_1 \dots \bar{W}_L$ — средние значения показателей кампании, полученные по формуле (2); $\bar{W}_{10} \dots \bar{W}_{L0}$ — средние значения показателей кампании, полученные на основании генеральной совокупности; $\sigma_1 \dots \sigma_L$ — среднеквадратичные отклонения показателей $\bar{W}_1 \dots \bar{W}_L$

$$\sigma_e = \sqrt{\frac{\sum_{k=1}^{K_e^{\min}} (\bar{W}_{ek} - \bar{W}_e)^2}{K_e^{\min} - 1}}; \quad (7)$$

$K_1^{\min} \dots K_L^{\min}$ — минимальное число значений каждого из показателей результатов кампании при S_i и D_j ;

$\left(\left| 1 - \frac{\bar{W}_{e0}}{\bar{W}_e} \right| < \alpha \frac{\sigma_e}{\bar{W}_e \sqrt{K_e^{\min}}} \right)$ — доверительная вероятность;

$(K_e^{\min} - 1, \alpha)$ — распределение Стьюдента при параметрах $K_e^{\min} - 1$ и α .

В табл. 2 приведены значения $K_e^{\min}$ при доверительной вероятности $P \geq 90\%$, $\left| 1 - \frac{\bar{W}_{e0}}{\bar{W}_e} \right| = 10\%$ и различных значениях коэффициента вариации $v_e = \sigma_e / \bar{W}_e$.

Таблица 2

Минимально необходимое число результатов производственной кампании для обеспечения статистической значимости $\bar{W}_{ij}^{(e)}$

$v_e \%$	6	8	10	20
$K_e^{\min}$	3	4	5	13

Минимальной оценкой N_0^{cp} объема выборки Ω_W при методе средних значений является сумма $K_{ij}^{\min}$ при всех S_i и D_j :

$$N_0^{\text{cp}} \geq \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M K_{ij}^{\min}. \quad (8)$$

Метод наименьших квадратов для определения элементов матрицы полезности $\vec{W}_{ij}$ целесообразно использовать, когда не обеспечивается статистическая значимость среднего значения по крайней мере некоторых элементов, т. е. при условии $K_{ij} < K_{ij}^{\min}$,

но $N_j > N_{j0}^{\text{МНК}}$, где $N_j = \sum_{i=1}^N K_{ij}$ — объем выборки Ω_{Wj} ; $N_{j0}^{\text{МНК}}$ — минимальный объем выборки Ω_{Wj} для определения элементов матрицы полезности по МНК.

При фиксированном комплексе решений D_j результаты производственной кампании $\vec{W}_{ij}$ будут зависеть только от гидрометеорологических факторов $x_1, \dots, x_n$. По выборке Ω_{Wj} методом наименьших квадратов [6, 8] находим уравнение линейной множественной регрессии для каждого из показателей результатов производственной кампании. Опуская ниже при рассмотрении МНК индексы i и j , уравнение регрессии можно записать в виде полинома первой степени:

$$W_i = a_0 + \sum_{v=1}^n a_v x_{vi}. \quad (9)$$

Коэффициенты $a_0, \dots, a_n$ определяются из условия минимизации выражения

$$U = \sum_{i=1}^N \sum_{k=1}^{K_i} \left[W_{ik} - \left(a_0 + \sum_{v=1}^n a_v x_{vi} \right) \right]^2. \quad (10)$$

Здесь набор x_{vi} , $v = \overline{1, \dots, n}$ определяет гидрометеорологические условия $S_i \in \Omega_s$. Для отыскания минимума выражения (10) необходимо найти частные производные по всем неизвестным $a_0, \dots, a_n$ и приравнять их нулю. Полученные уравнения образуют систему нормальных уравнений, которые запишем в матричной форме:

$$(X^* X) A = X^* V, \quad (11)$$

где A — вектор-столбец искомых коэффициентов линейного полинома уравнения регрессии

$$A = \begin{pmatrix} a_0 \\ a_1 \\ \vdots \\ a_v \\ \vdots \\ a_n \end{pmatrix}$$

— матрица фактических значений гидрометеорологических факторов в прошедших кампаниях:

$$X = \begin{pmatrix} k_1 & k_1 x_{11} & k_1 x_{21} & k_1 x_{v1} & \dots & k_1 x_{n1} \\ k_2 & k_2 x_{12} & k_2 x_{22} & k_2 x_{v2} & \dots & k_2 x_{n2} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ k_i & k_i x_{1i} & k_i x_{2i} & k_i x_{vi} & \dots & k_i x_{ni} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ k_N & k_N x_{1N} & k_N x_{2N} & k_N x_{vN} & \dots & k_N x_{nN} \end{pmatrix}$$

— вектор-столбец суммарных в i -й группе значений показателя результата кампании:

$$V = \begin{pmatrix} \sum_{k=1}^{K_1} W_{1k} \\ \sum_{k=1}^{K_2} W_{2k} \\ \dots \\ \sum_{k=1}^{K_l} W_{lk} \\ \dots \\ \sum_{k=1}^{K_N} W_{Nk} \end{pmatrix}$$

— матрица, транспонированная к матрице X .

Решение системы нормальных уравнений в матричной форме ищется следующим образом:

$$A = (X^* X)^{-1} (X^* V). \quad (12)$$

Коэффициенты уравнения регрессии можно найти по формуле

$$a_v = \sum_{\varepsilon=1}^{n+1} c_{v\varepsilon} \sum_{i=1}^N x_{\varepsilon i} \sum_{k=1}^{K_i} W_{ik}, \quad (13)$$

$c_{v\varepsilon}$ — элементы обратной матрицы $(X^* X)^{-1}$, $\varepsilon = \overline{1, \dots, n+1}$.
 В формуле v принимает целочисленные значения от 0 до n .
 В результате проведения всех этих операций получим полипервой степени с известными коэффициентами $a_0, \dots, a_n$, аппроксимирующий значения одного показателя результатов родственной кампании при определенном комплексе решений

D_j . Аналогичным образом определяются аппроксимирующие линейные полиномы для оставшихся показателей. При $n > 3$, $N_j > 20$ расчеты коэффициентов вручную или с применением настольных ЭВМ весьма затруднительны. Подобные расчеты при необходимости проводятся и для других комплексов решений потребителя, поэтому процедура определения элементов матриц полезности методом наименьших квадратов ориентирована на применение больших ЭВМ.

Коэффициенты $a_0, \dots, a_n$ в уравнении регрессии допускают наглядную интерпретацию. Учитывая, что гидрометеорологические факторы имеют только два состояния ($x_v = 0$ или $x_v = 1$), величина показателя результатов кампании при данном комплексе решений является алгебраической суммой коэффициентов a_v при $x_v = 1$, т. е. при неблагоприятном значении факторов. Каждый из этих коэффициентов отражает средний вклад соответствующего фактора при его неблагоприятном состоянии. При условии $x_1 = x_2 = \dots = x_n = 0$ единственным слагаемым оказывается коэффициент a_0 , поэтому этот коэффициент равен среднему значению показателя $W_{ij}^{(1)}$ при благоприятных (нормальных) гидрометеорологических условиях.

Анализ нормальной системы уравнений показывает, что для получения определенного значения коэффициента a_v необходимо чтобы каждый из гидрометеорологических факторов x_v имел в системе нормальных уравнений по крайней мере один раз значение $x_v = 1$. Следовательно, для определения коэффициентов $a_0, \dots, a_n$ требуется, как минимум, рассматривать результаты $N_j = n + 1$ кампаний, причем гидрометеорологические условия проведения данных кампаний должны иметь достаточное разнообразие. При $N_j = n + 1$ коэффициенты могут быть определены только однозначно, их статистическая значимость не оценивается. При $N_j > n + 1$ статистическая значимость коэффициентов заданных доверительной вероятности и доверительном интервале проверяется по критерию Стьюдента $\theta(N_j - n - 1, \alpha)$ при параметрах $N_j - n - 1$ и α :

$$P \left(\left| 1 - \frac{a_0^*}{a_0} \right| \leq \alpha \frac{\sigma_{a_0}}{a_0} \right) \geq \theta(N_j - n - 1, \alpha), \quad (1)$$

$$P \left(\left| -1 \frac{a_1^*}{a_1} \right| \leq \alpha \frac{\sigma_{a_1}}{a_1} \right) \geq \theta(N_j - n - 1, \alpha), \quad (2)$$

$$\dots \dots \dots$$

$$P \left(\left| 1 - \frac{a_v^*}{a_v} \right| \leq \alpha \frac{\sigma_{a_v}}{a_v} \right) \geq \theta(N_j - n - 1, \alpha), \quad (3)$$

$$\dots \dots \dots$$

$$P \left(\left| 1 - \frac{a_n^*}{a_n} \right| \leq \alpha \frac{\sigma_{an}}{a_n} \right) \geq \theta(N_j - n - 1, \alpha), \quad (17)$$

где $a_0^*, \dots, a_n^*$ — значения коэффициентов, определяемые по генеральной совокупности; $\sigma_{a0}, \dots, \sigma_{an}$ — среднеквадратичные отклонения коэффициентов уравнения регрессии, определяемые по формуле:

$$\sigma_{av} = \sqrt{\sigma_{\text{ост}}^2 c_{vv}}, \quad (18)$$

ост — остаточная дисперсия,

$$\sigma_{\text{ост}} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N \sum_{k=1}^{K_{ij}} (W_i - W_{ik})^2}{N_j - n - 1}}, \quad (19)$$

— диагональный элемент обратной матрицы $(X^* X)^{-1}$.

Из уравнений (14)–(17) определяется минимальная оценка объема $N_{j0}^{\text{МНК}}$ выборки Ω_{Wj} , необходимого для определения статистически значимых величин $a_0, \dots, a_n$: $N_{j0}^{\text{МНК}} = \max_{v, l} N_j$.

В табл. 3 приведены $N_{j0}^{\text{МНК}}$ при доверительной вероятности $\geq 90\%$, $\left| 1 - \frac{a_v^*}{a_v} \right| = 10\%$ и различных значениях коэффициента вариации $v_v = \sigma_{av} / a_v$.

Таблица 3

Минимальная оценка объема выборки по МНК

$v_v, \%$	1,7	3,3	4,1	5,0	5,1
N_j	$n + 2$	$n + 3$	$n + 4$	$n + 7$	$n + 8$

В случае, когда рассмотренные методы оценки среднего значения и наименьших квадратов не могут быть применимы, для определения значений $\vec{W}_{ij}$ следует рассмотреть возможность применения метода моделирования производственной кампании. Модель производственной кампании может быть построена различными методами, применяемыми в теории исследования операций [1, 3]: с использованием теории массового обслуживания, линейного и динамического программирования и др. Одним из

таких методов является метод сетевого моделирования (планирования) [2, 3, 4]. Последовательность выполнения всех работ в ходе производственной кампании в этой модели представляется в виде сетевого графика. Сетевые графики производственной кампании строятся для определенного комплекса решений потребителя D_i и различных гидрометеорологических условий S_i . В качестве показателей результатов производственной кампании при построении сетевой модели рассматриваются продолжительность всей кампании, затраты материальных и трудовых ресурсов, степень достижения поставленной цели. Вид сетевого графика полностью определяется характером моделируемой производственной кампании, поэтому возможно заранее указать только на самые общие особенности построения модели.

Во-первых, для определения элементов матрицы полезности нет необходимости строить очень подробный сетевой график производственной кампании. Для его упрощения работы, выполнения которых не зависит от гидрометеорологических факторов, по возможности, следует максимально объединить и в соответствии с правилами построения сетевых графиков заменить составными работами [4].

Во-вторых, упрощенный сетевой график производственной кампании следует подвергнуть анализу с целью сокращения перечня работ, для которых необходимо иметь численные значения затрачиваемых средств и времени для их выполнения.

В-третьих, для получения статистически обеспеченных результатов производственной кампании в сетевой график следует включать статистически обеспеченные значения продолжительности и затрачиваемых средств на выполнение каждой из работ.

Рассмотренные методы — метод средних значений, метод наименьших квадратов и метод моделирования производственной кампании — представляют собой основу для анализа имеющихся данных производственных кампаний и, используемые в совокупности, позволяют получить матрицу полезности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вентцель Е. С. Исследование операций (задачи, принципы, методология). — М.: Наука, 1980.
2. Глазман И. М., Новиков В. Г. Основы сетевого планирования и управления. Харьков, изд-во Харьковского ун-та, 1966. — 96 с.
3. Дегтярев Ю. И. Исследование операций. Учебное пособие. — М.: Высшая школа, 1986. — 320 с.
4. Кравцов А. М., Шеховцев В. В. Сетевое планирование и управление. Изд. 2-е, доп. и перераб. — М.: Экономика, 1978. — 191 с.
5. Лобов А. В. Введение в экономико-математическое моделирование. — М.: Наука, 1984. — 392 с.
6. Львовский Е. Н. Статистические методы построения эмпирических формул. Учебное пособие. — М.: Высшая школа, 1982. — 224 с.
7. Терехов Л. П. Производственные функции. — М.: Статистика, 1974.
8. Справочник по теории вероятностей и математической статистике. — М.: Наука, 1985. — 640 с.

К ВОПРОСУ О ПОСТРОЕНИИ МОДЕЛИ ДИНАМИКИ САМОЛЕТА, СОВЕРШАЮЩЕГО ПОЛЕТ В СВОБОДНОЙ АТМОСФЕРЕ В УСЛОВИЯХ БОЛТАНКИ

Для оценки влияния некоторой совокупности внешних метеорологических факторов, сведенной для краткости в обобщенное понятие «ветер», на опорное движение самолета искомую систему уравнений, описывающих его возмущенное движение, необходимо записать в кинематической системе координат (КСК). Основное направление (ось OX_k) здесь совпадает с направлением вектора средней скорости воздушного судна (ВС), определяемое выражением:

$$\vec{V}_s = \vec{V}_v + \vec{W}, \quad (1)$$

где $\vec{V}_v$ — вектор воздушной скорости ВС; $\vec{W}$ — вектор скорости ветра;

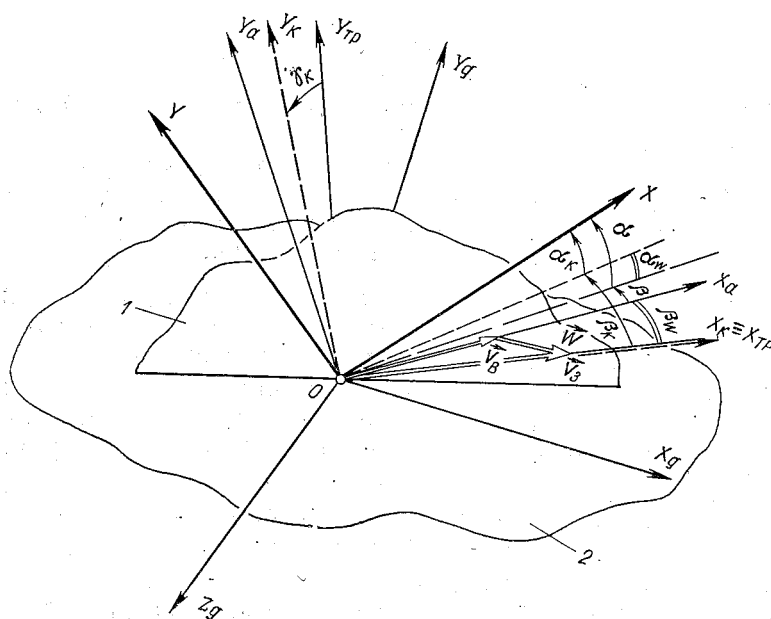
Ось OY_k помещена в плоскости симметрии самолета (ПСС), а ось OZ_k образует правую систему координат. На рисунке показано взаимное расположение кинематической и других систем координат, используемых для описания движения ВС. Положение вектора $\vec{W}$, очевидно, произвольно и определяет знак кинематических углов атаки (α_k) и скольжения (β_k). Как следует из рисунка, указанные углы α_k и β_k по определению подобны углам α и β и могут быть получены как алгебраическая сумма исходных заданных углов атаки (α) и скольжения (β) и дополнительных их возмущений (α_w) и (β_w), вызванных действием ветра:

$$\begin{aligned} \alpha_k &= \alpha \pm \alpha_w; \\ \beta_k &= \beta \pm \beta_w. \end{aligned} \quad (2)$$

Возможность определения количественных параметров внешних (силовых) атмосферных факторов, воздействию которых ВС подвергается при полете в свободной атмосфере, может быть реализована путем математического моделирования этого взаимодействия (1). Для этого необходимо отклонения от опорного движения ВС, вызываемые исключительно внешними факторами, связать с параметрами некоторого класса силовых функций, описывающих внешние воздействия. С этой целью указанные силы должны быть включены в общую схему сил и моментов, действующих на самолет при полете в неспокойной атмосфере. Полученная таким образом зависимость, объективно связывающая

состояние ВС в условиях болтанки с конкретными параметрами атмосферы, очевидным образом должна существенно облегчить задачи диагноза и прогноза этого опасного для авиации явления.

Как известно [2, 3], полет ВС в общем случае можно описать совокупностью динамических и кинематических уравнений поступательного движения центра масс и вращательного движения относительно центра масс. В рамках указанной задачи (1) модель динамики самолета, построение которой является целью данной работы, допускает ряд упрощений. В рассматриваемом диапазоне скоростей и высот полетов ВС гражданской авиации можно пренебречь вращением и сферичностью Земли. Считаем далее, что самолет представляет собой абсолютно жесткое тело. Масса и моменты инерции ВС на рассматриваемых интервалах времени постоянны, соответствуют исходному состоянию опорного полета и распределены симметрично по отношению к плоскости симметрии ВС [4].



Ориентация кинематической системы осей $OXYZ$ относительно других систем, используемых для описания движения самолета:
 1 — плоскость симметрии самолета; 2 — местная горизонтальная плоскость; $OX_gY_gZ_g$ — нормальная система координат;
 $OX_{tr}Y_{tr}Z_{tr}$ — траекторная система координат

Возникающая при выводе уравнений в КСК необходимость пересчета проекций векторов из одной системы координат в другую удовлетворяется соотношениями, приведенными в таблице.

В общем виде векторные уравнения движения самолета в произвольной системе координат, вращающейся с абсолютной угловой скоростью $\vec{\Omega}$, могут быть записаны следующим образом [5]:

$$\begin{aligned} m\vec{V}_3 + m\vec{\Omega} \times \vec{V}_3 &= \vec{F}, \\ \vec{K} + \vec{\Omega} \times \vec{K} &= \vec{M}_A, \end{aligned} \quad (3)$$

где m — масса самолета на рассматриваемом интервале времени; $\vec{F}$ — главный вектор сил, действующих на ВС в полете; $\vec{K}$ — вектор момента количества движения; $\vec{M}_A$ — главный вектор моментов сил, действующих на ВС в полете.

матрицы направляющих косинусов перехода от кинематических к связанным, нормальным и скоростным осям соответственно

СВЯЗАННАЯ СИСТЕМА КООРДИНАТ				
КСК	OX		OY	OZ
	OX_k	$\cos \alpha_k \cos \beta_k$	$-\sin \alpha_k \cos \beta_k$	$\sin \beta_k$
	OY_k	$\sin \alpha_k$	$\cos \alpha_k$	0
	OZ_k	$-\cos \alpha_k \sin \beta_k$	$\sin \alpha_k \sin \beta_k$	$\cos \beta_k$
НОРМАЛЬНАЯ СИСТЕМА КООРДИНАТ				
КСК	OX_g		OY_g	OZ_g
	OX_k	$\cos \psi \cos \theta$	$\sin \theta$	$-\sin \psi \cos \theta$
	OY_k	$\sin \gamma_k \sin \psi - \cos \gamma_k \sin \theta \cos \psi$	$\cos \gamma_k \cos \theta$	$\sin \gamma_k \cos \psi + \cos \gamma_k \sin \theta \sin \psi$
	OZ_k	$\cos \gamma_k \sin \psi + \sin \gamma_k \sin \theta \cos \psi$	$-\sin \gamma_k \cos \theta$	$\cos \gamma_k \cos \psi - \sin \gamma_k \sin \theta \sin \psi$
СКОРОСТНАЯ СИСТЕМА КООРДИНАТ				
СК	OX_a		OY_a	OZ_a
	OX_k	$\cos \beta \cos \beta_k \cos \alpha - \alpha_k + \sin \beta \sin \beta_k$	$\cos \beta_k \sin (\alpha - \alpha_k)$	$\cos \beta \cdot \sin \beta_k - \sin \beta \times \cos \beta_k \cdot \cos (\alpha - \alpha_k)$
	OY_k	$-\cos \beta \sin (\alpha - \alpha_k)$	$\cos (\alpha - \alpha_k)$	$\sin \beta \sin (\alpha - \alpha_k)$
	OZ_k	$\sin \beta \cos \beta_k - \cos \beta - \sin \beta_k \cos (\alpha - \alpha_k)$	$-\sin \beta_k \sin (\alpha - \alpha_k)$	$\sin \beta_k \sin \beta_k \cos (\alpha - \alpha_k) + \cos \beta \cdot \cos \beta_k$

Раскрывая последовательно силы и моменты, входящие в левые и правые части выражений (3), определим искомую систему уравнений. Для этого распишем проекции векторов сил скоростей и моментов на кинематические оси координат, используя матрицу переходов (таблица). В КСК проекции земной скорости имеют вид

$$V_{xk} = V_s; \quad V_{yk} = V_{zk} = 0. \quad (4)$$

Проектируя на КСК главный вектор аэродинамических сил обычно задаваемый в скоростной системе координат соотношениями (6), получим

$$\begin{aligned} R_{Ax_k} &= -X_a [\cos \beta \cos \beta_k \cos (\alpha - \alpha_k) + \sin \beta \sin \beta_k] + \\ &+ Y_a \cos \beta_k \sin (\alpha - \alpha_k) + Z_a [\cos \beta \sin \beta_k - \sin \beta \cos \beta_k \cos (\alpha - \alpha_k)] \\ R_{Ay_k} &= X_a \cos \beta \sin (\alpha - \alpha_k) + Y_a \cos (\alpha - \alpha_k) + Z_a \sin \beta \sin (\alpha - \alpha_k), \end{aligned} \quad (5)$$

$$\begin{aligned} R_{Az_k} &= X_a [\cos \beta \cos (\alpha - \alpha_k) \sin \beta_k - \sin \beta \cos \beta_k] - \\ &- Y_a \sin \beta_k \sin (\alpha - \alpha_k) + Z_a [\cos \beta \cos \beta_k + \sin \beta \sin \beta_k \cos (\alpha - \alpha_k)] \end{aligned}$$

$$\text{где } X_a = C_{xa} qS; \quad Y_a = C_{ya} qS; \quad Z_a = C_{za} qS; \quad (6)$$

C_{xa}, C_{ya}, C_{za} — безразмерные коэффициенты лобового сопротивления подъемной и боковой сил соответственно; $q = \rho V_s^2 / 2$ — скоростной напор; ρ — плотность воздуха на высоте полета; S — площадь крыла ВС.

Проекция силы тяжести G и тяги ВС P соответственно в КСК примут следующий вид:

$$\begin{aligned} G_{xk} &= -mg \sin \theta, \\ G_{yk} &= -mg \cos \theta \cos \gamma_k, \\ G_{zk} &= -mg \cos \theta \sin \gamma_k, \end{aligned} \quad (7)$$

где θ — угол наклона траектории; γ_k — кинематический угол крен

$$\begin{aligned} P_{xk} &= P \cos (\alpha_k + \varphi_p) \cos \beta_k, \\ P_{yk} &= P \sin (\alpha_k + \varphi_p), \\ P_{zk} &= -P \cos (\alpha_k + \varphi_p) \sin \beta_k. \end{aligned} \quad (8)$$

Форма кинематических уравнений движения центра масс самолета сохраняется при введении в рассмотрение КСК:

$$\begin{aligned}\dot{S} &= V_3 \cos \theta \cos \psi, \\ \dot{H} &= V_3 \sin \theta; \\ \dot{Z} &= -V_3 \cos \theta \sin \psi.\end{aligned}\quad (9)$$

где S , H , Z — координаты самолета (S — пройденный путь; H — высота полета).

В силу громоздкости промежуточных выражений проекции главного момента сил $\vec{M}$ приведем к конечной форме искомую систему уравнений:

$$\begin{aligned}m \dot{V}_3 &= F_{x_k}; \\ \dot{m} (\dot{\theta} \cos \gamma_k - \dot{\psi} \cos \theta \sin \gamma_k) V_3 &= F_{y_k}; \\ -m (\dot{\psi} \cos \theta \cos \gamma_k + \dot{\theta} \sin \gamma_k) V_3 &= F_{z_k};\end{aligned}\quad (10)$$

$$\begin{aligned}& (I_x \cos \alpha_k \cos \beta_k + I_{xy} \sin \alpha_k \cos \beta_k) \dot{\omega}_x - (I_{xy} \cos \alpha_k \cos \beta_k + \\ & + I_y \sin \alpha_k \cos \beta_k) \dot{\omega}_y + I_z \sin \beta_k \dot{\omega}_z + I_{xy} [\omega_x \omega_z \cos \alpha_k \cos \beta_k + \\ & + \omega_y \omega_z \sin \alpha_k \cos \beta_k - (\omega_x^2 - \omega_y^2) \sin \beta_k] + (I_z - I_y) \omega_y \omega_z \cos \alpha_k \cos \beta_k - \\ & - (I_x - I_z) \omega_x \omega_z \sin \alpha_k \cos \beta_k + (I_y - I_x) \omega_x \omega_y \sin \beta_k = M_{A_{x_k}} = \\ & = M_{A_x} \cos \alpha_k \cos \beta_k - M_{A_y} \sin \alpha_k \cos \beta_k + M_{A_z} \sin \beta_k \pm M_{x_B};\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}& I_x \sin \alpha_k - I_{xy} \cos \alpha_k) \dot{\omega}_x + (I_{xy} \sin \alpha_k - I_y \cos \alpha_k) \dot{\omega}_y + I_x \omega_z (\omega_x \sin \alpha_k - \\ & - \omega_y \cos \alpha_k) + (I_z - I_y) \omega_y \omega_z \sin \alpha_k + (I_x - I_z) \omega_x \omega_z \cos \alpha_k = M_{A_{y_k}} = \\ & = M_{A_x} \sin \alpha_k + M_{A_y} \cos \alpha_k \pm M_{y_B};\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}& - (I_x \cos \alpha_k \sin \beta_k + I_{xy} \sin \alpha_k \cos \beta_k) \dot{\omega}_x + (I_{xy} \cos \alpha_k \sin \beta_k + \\ & + I_y \sin \alpha_k \sin \beta_k) \dot{\omega}_y + I_z \cos \beta_k \dot{\omega}_z - I_{xy} [\omega_x \omega_z \cos \alpha_k \sin \beta_k + \\ & + \omega_y \omega_z \sin \alpha_k \sin \beta_k + (\omega_x^2 - \omega_y^2) \cos \beta_k] - (I_z - I_y) \omega_y \omega_z \times \\ & \times \cos \alpha_k \sin \beta_k + (I_x - I_z) \omega_x \omega_z \sin \alpha_k \sin \beta_k + (I_y - I_x) \omega_x \omega_y \cos \beta_k = \\ & = M_{A_{z_k}} = -M_{A_x} \cos \alpha_k \sin \beta_k + M_{A_y} \sin \alpha_k \sin \beta_k + \\ & + M_{A_z} \cos \beta_k \pm M_{z_B};\end{aligned}$$

$$\dot{S} = V_3 \cos \theta \cos \psi;$$

$$\dot{H} = V_3 \sin \theta;$$

$$\dot{Z} = -V_3 \cos \theta \sin \psi;$$

$$\dot{\gamma}_k = \omega_{x_k} - \operatorname{tg} \theta (\omega_{y_k} \cos \gamma_k - \omega_{z_k} \sin \gamma_k);$$

$$\dot{\psi} = \frac{1}{\cos \theta} (\omega_{y_k} \cos \gamma_k - \omega_{z_k} \sin \gamma_k);$$

$$\dot{\theta} = \omega_{y_k} \sin \gamma_k + \omega_{z_k} \cos \gamma_k;$$

Здесь $F_{x_k} = P \cos (\alpha_k + \varphi_p) \cos \beta_k - X_a [\cos \beta \cos \beta_k \cos (\alpha - \alpha_k) + \sin \beta \sin \beta_k] + Y_a \cos \beta_k \sin (\alpha - \alpha_k) + Z_a [\cos \beta \sin \beta_k - \sin \beta \cos \beta_k \cos (\alpha - \alpha_k)] - mg \sin \theta \pm F_{x_B};$

$$F_{y_k} = P \sin (\alpha_k + \varphi_p) + X_a \cos \beta \sin (\alpha - \alpha_k) + Y_a \cos (\alpha - \alpha_k) + Z_a \sin \beta \sin (\alpha - \alpha_k) - mg \cos \gamma_k \cos \theta \pm F_{y_B};$$

$$F_{z_k} = P \cos (\alpha_k + \varphi_p) \sin \beta_k + X_a [\cos \beta \sin \beta_k \cos (\alpha - \alpha_k) - \sin \beta \sin \beta_k] + Y_a \sin \beta_k \sin (\alpha - \alpha_k) + Z_a [\cos \beta \cos \beta_k + \sin \beta \sin \beta_k \cos (\alpha - \alpha_k)] - mg \sin \gamma_k \cos \theta \pm F_{z_B};$$

$$\omega_{x_k} = \omega_x \cos \alpha_k \cos \beta_k - \omega_y \sin \alpha_k \cos \beta_k + \omega_z \sin \beta_k;$$

$$\omega_{y_k} = \omega_x \sin \alpha_k + \omega_y \cos \alpha_k;$$

$$\omega_{z_k} = -\omega_x \cos \alpha_k \sin \beta_k + \omega_y \sin \alpha_k \sin \beta_k + \omega_z \cos \beta_k.$$

Подстрочный индекс определяет принадлежность к соответствующей системе координат: k — кинематической, a — скоростной. Отсутствие его — к связанной.

Полученную систему дифференциальных уравнений (10) дополним геометрическими соотношениями между углами, определяющими положение ВС относительно воздушного потока при наличии ветра, пространственное положение самолета и направление скорости его центра масс:

$$\sin \alpha_k = \frac{1}{\cos \beta_k} \{ \cos \theta [\sin \nu \cos \gamma \cos (\Psi - \psi) + \sin \gamma \sin (\Psi - \psi)] - \sin \theta \cos \nu \cos \gamma \},$$

$$\sin \beta_k = \cos \theta [\sin \nu \sin \gamma \cos (\Psi - \psi) - \cos \gamma \sin (\Psi - \psi)] - \sin \theta \cos \nu \sin \gamma, \quad (11)$$

$$\sin \gamma_k = \frac{1}{\cos \theta} [\cos \beta_k \cos \nu \sin \gamma - \sin \beta_k (\sin \alpha_k \cos \nu \cos \gamma - \cos \alpha_k \sin \nu)],$$

где ν — угол тангажа; ψ — угол рыскания; Ψ — угол пути.

Совокупность уравнений (10) и (11) представляет собой систему уравнений, описывающую пространственное возмущенное движение самолета при влиянии на его полет в свободной атмосфере внешних метеорологических факторов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Львов Ю. В. Некоторые особенности теории болтанки воздушных судов в свободной атмосфере. — Тр. ЛГМИ, 1989, № 91.
2. Остославский И. В. Аэродинамика самолета. — М.: Оборонгиз, 1957. — 554 с.
3. Аэромеханика самолета / Под ред. А. Ф. Бочкарева, В. В. Андреевского. — М.: Машиностроение, 1985. — 350 с.
4. Бюшгенс Г. С., Студнев Р. В. Динамика самолета. Пространственное движение. — М.: Машиностроение, 1983. — 315 с.

УДК 629.735.33 : 551.6

Г. А. ГОРСКАЯ, Ю. В. ЛЬВОВ (ЛГМИ)

АНАЛИЗ ИНФОРМАЦИОННОЙ МОДЕЛИ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ АЭРОПОРТА

Перспективы использования средств автоматизации в работе различных служб аэропорта, в той или иной мере использующих метеорологическую информацию, определяются не столько наличием и возможностями вычислительной техники, но более всего динамикой роста функционирования авиапредприятия в целом. Увеличение масштабов производственной деятельности способствует существенному возрастанию объемов перерабатываемых метеорологических данных, усложнению алгоритмов управления. Это требует качественно иного подхода к существующим в настоящее время методам приема, анализа и обработки входного информационного потока на АМСГ, а также организации его циркуляции в системе обеспечения полетов воздушных судов (ВС) гражданской авиации (ГА). Очевидно, что подобный подход реализуется путем введения некоторой новой организационной структуры на имеющий место процесс получения и перераспределения информации, что обуславливает повышение ценности метеоданных в принимаемых производственных решениях и конкретизирование их вклада в конечный результат того или иного производственного акта предприятия. Непосредственное осуществление указанной реализации заключается в построении базы оперативной метеорологической информации, в сферу применения которой включаются различные функциональные задачи, форму-

лированные в процессе анализа интегративных свойств изучаемой развивающейся производственной системы. Агрегатирование существующих функций конкретного подразделения (службы) в целевую задачу с точки зрения новых форм организации сбора, обработки и распределения данных, подразумевает необходимость изучения информационных требований, включающих в себя различного рода ограничения, способы представления и обработки данных, их форматирования и т. д.

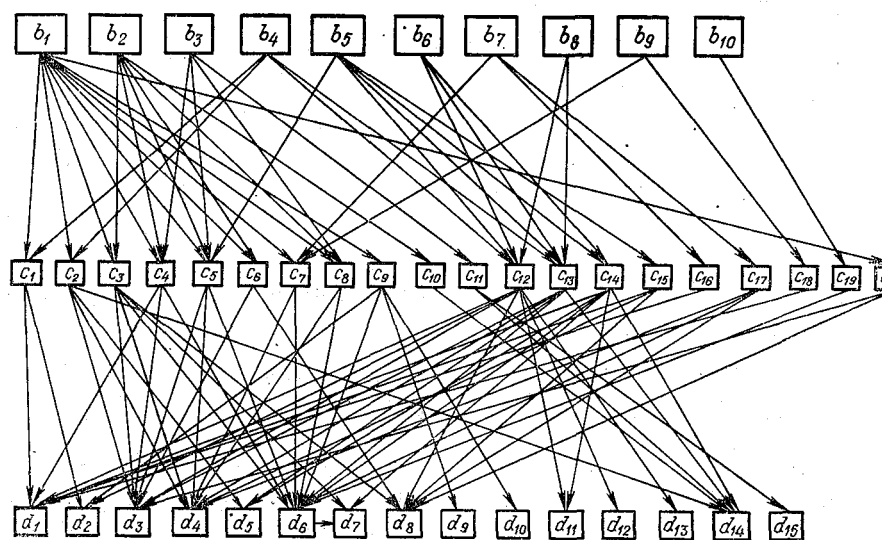


Рис. 1. Общий вид информационного метеорологического графа авиапредприятия (G)

Архитектура новой системы обработки данных, реализующая представление различных пользователей о конкретной предметной области, может быть определена исходя из анализа информационной модели авиапредприятия в целом. Выделим три функциональных уровня в существующей информационной структуре аэропорта, которую опишем орграфом $G(X, Y)$ (рис. 1), где X — непустое множество элементов функциональных уровней (вершин графа) и Y — множество дуг (упорядоченных пар элементов из X , $Y = \{ (a, b) \} \subset X \times X$). Определим каждый из указанных уровней соответственно как:

— информационный метеорологический базис авиапредприятия, формирующийся из внутренних и внешних потоков метеоданных и документов, поступающих на вход АМСГ с различных каналов связи (табл. 1);

Таблица 1

Исходный метеорологический базис АМСГ

Номер узла	Содержание
b_1	Факсимильные карты
b_2	Аэрологическая информация, поступающая на АМСГ
b_3	Аэрологическая информация, производимая на АМСГ
b_4	Бортовая погода
b_5	Данные МРЛ
b_6	Наблюдения на АМСГ: учащенные, стандартные, специальные
b_7	Телеграммы АПП, поступающие на АМСГ
b_8	Данные ИСЗ
b_9	Телеграммы ФАП, поступающие на АМСГ
b_{10}	Штормовые оповещения, поступающие на АМСГ

— результатный, содержащий итоги (документы) утилизации исходного информационного базиса (табл. 2), формируемые в соответствии с перечнем функциональных задач, решаемых различными службами аэропорта с использованием метеоинформации;

— потребители оперативной метеорологической информации в ходе производственного процесса (табл. 3).

Исходя из рис. 1, построим матрицу смежности M графа G (рис. 2) и будем образовывать последовательность ее степеней:

$M^2, M^3, \dots, M^N$; $M^\Sigma = \sum_{a=1}^N M^a$ до тех пор, пока не получится ну-

левая матрица, т. е. $M^a = 0$. Как следует из рис. 2, 3, 4, нулевая матрица получается при $N=4$ и, следовательно, порядок схемы потока информации P , характеризующий максимальное число шагов продвижения информации до получения конечного результата согласно предлагаемой схеме, определяемый по показателю матрицы $M^N = 0$ как $P=N-1$, равен 3. Оценим порядок каждой из компонент потока, последовательно просматривая матрицы M^2, M^3, M^4 и выделяя те вершины, для которых справедливо равенство $\sum m^i = 0$. В матрице M^2 $P_i = 1$ для $i=10-30$, т. е. данные компоненты потока организуются на первом шаге продвижения информации. Всего же число реализуемых путей длины в 1 такт, как следует из рис. 2, равно 99. В рамках построения рассматриваемой модели информационной системы этому

процессу соответствует преобразование инфологического описания предметной области в концептуальное [1]. В чисто технологическом плане на данном этапе создается программная среда автоматизированной системы.

Таблица 1

Результатная информация, получаемая с использованием метеорологического базиса АМСГ

Номер узла	Содержание
c ₁	Формирование справки по тексту телеграмм АПП, производимых АМСГ в декодированном виде
c ₂	Формирование текста телеграмм АПП, производимых АМСГ, в кодированном виде
c ₃	Формирование бланка АВ-4 (штормовое предупреждение по 1-ым трассам)
c ₄	Формирование справки по текстам штормовых предупреждений, производимых своим АМСГ
c ₅	Формирование справки по текстам штормовых предупреждений по району полетов
c ₆	Формирование справки о прогнозе ветра и температуры по эшелону полета 1-го маршрута
c ₇	Формирование справки о прогнозе погоды по 1-му маршруту
c ₈	Формирование справки о прогнозе погоды по району
c ₉	Формирование справки по суточному прогнозу погоды
c ₁₀	Формирование макета аэрологической информации, поступающей в АМСГ
c ₁₁	Формирование макета аэрологической информации, производимой АМСГ
c ₁₂	Формирование справки по текстам телеграмм ФАП, производимых АМСГ, в декодированном виде
c ₁₃	Формирование текста телеграмм АП, производимых на АМСГ, в кодированном виде
c ₁₄	Формирование справки по текстам штормовых оповещений, производимых на АМСГ
c ₁₅	Формирование справки о радиолокационной обстановке в режиме «ШТОРМ»
c ₁₆	Формирование справки по текстам телеграмм АПП, поступающих АМСГ, в декодированном виде
c ₁₇	Формирование бланков АВ-11;
c ₁₈	Формирование справки по текстам телеграмм ФАП, поступающих АМСГ, в декодированном виде
c ₁₉	Формирование справки по текстам штормовых оповещений, поступающих на АМСГ
c ₂₀	Формирование справки по АКП.

Таблица 3

Потребители оперативной метеорологической информации аэропорта

Номер узла	Содержание
d_1	Диспетчер подхода
d_2	Диспетчер ПДСО
d_3	Дежурный штурман
d_4	Экипажи ВС (предполетная подготовка)
d_5	АМЦ (АМСГ) страны
d_6	Диспетчер АДП
d_7	Руководитель полетов
d_8	Диспетчеры ЭЦ и РЦ
d_9	Аэродромная служба
d_{10}	Руководство авиапредприятия
d_{11}	Диспетчер посадки и круга
d_{12}	Экипажи ВС (в воздухе)
d_{13}	Диспетчер руления
d_{14}	Диспетчер старта (СДП)
d_{15}	АМЦ (АМСГ) местное

В матрице M^3 $P_j=2$ для компонент потока $j=30-36$ и $38-$, что отвечает уровню взаимодействия пользователя с базой данных посредством определенным образом спроектированного языка запросов. При этом, как видно из рис. 3, необходимо программно обеспечить до 145 связей длиной в 2 дуги.

Наконец, из рассмотрения матрицы M^4 следует $P_j=3$ для $j=37$.

Обращение к рис. 1 и табл. 1 позволяет сделать вывод о том, что дополнительный такт движения информации является дублирующим, а анализ матрицы M^3 показывает, что число путей длиной в 3 дуги из-за наличия этой связи достигает 24, что существенно усложняет структуру потока. Таким образом, сохранение этой связи не является необходимым в новой информационной схеме.

Итоговая матрица M^5 (рис. 5) определяет совокупность возможных путей формирования конкретных задач пользователя и обращений к ним. Например, для обеспечения функциональной задачи c_5 (табл. 2) следует использовать данные b_1, b_2, b_3, b_5 (табл. 1), а удовлетворение запроса a_6 (табл. 3) обеспечивается совокупностью документов $b_1-b_{10}, c_3-c_5, c_7-c_9, c_{12}, c_{14}, c_{17}, c_{19}$.

Рис. 2. Матрица смежности (M) орграфа G

	1	...	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	Σ
1				2	2	6	5	1	6	1	3	1	1	0	0	0	0	0	28
2				1	0	4	3	0	4	1	2	0	0	0	0	0	1	0	16
3				1	0	2	2	0	3	0	0	0	0	0	0	0	1	1	10
4				2	2	3	2	2	1	0	1	0	0	1	1	1	1	0	12
5				3	1	3	3	2	3	1	2	0	0	2	1	1	2	0	24
6				2	1	2	1	2	2	1	1	0	0	2	1	1	2	0	18
7				1	0	0	2	0	2	0	1	0	0	0	0	0	0	0	6
8				1	1	2	1	1	1	0	1	0	0	1	1	1	1	0	12
9				1	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3
10				0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
11				0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
12				0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
13				0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1
14				0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1
15				0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1
16				0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
17				0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1
18				0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1
19				0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1
20				0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
21				0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
22				0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
23				0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1
24				0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1
25				0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
26				0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
27				0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1
28				0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
29				0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1
30				0															0
...																			
45				0															0
Σ				0															148
				14	7	22	20	8	24	14	11	1	1	6	4	4	8	1	

Рис. 3. Матрица M^2 информационного орграфа G

	1	...	36	37	38	...	45	Σ
1				6				6
2				4				4
3				3				3
4				1				1
5				3				3
6				2				2
7				2				2
8				1				1
9				1				1
10				1				1
11								
...								
45				0	0	0		0
Σ				24	0			24

Рис. 4. Матрица M^3 информационного орграфа G

СПЕЦИАЛИЗИРОВАННЫЙ ПРОГНОЗ ТЕРМИЧЕСКОГО ПАРЕНИЯ

В нашей стране в последние годы большое развитие получили полеты на летательных аппаратах без моторов (планерах и дельтапланерах), использующих конвективные потоки в качестве основного источника энергии. В практической подготовке спортсменов-планеристов при проведении соревнований требуется всегоронняя информация руководящего состава, спортсменов фактических и прогнозируемых метеорологических условиях целях обеспечения безопасности полетов и повышения их эффективности [3].

Повседневная практика обслуживания полетов нуждается в разработке методики метеорологического обслуживания парящих полетов. Авиационные прогнозы погоды, составляемые в соответствии с НМО ГА-82 [2], не удовлетворяют запросы планеристов, дельтапланеристов в связи с неполным учетом особенностей парящих полетов.

В разработанной автором методике прогноза термического парения учитываются как синоптические, так и термодинамические условия развития термической конвекции на Европейской части СССР.

Исходными материалами для составления специализированного прогноза термического парения являются стандартные синоптические и высотные кадры Гидрометцентра СССР и региональных метеорологических центров: приземная карта погоды, альцевые карты погоды, карты барической топографии 925, 850, 700, 500 гПа, OT_{1000}^{500} , данные температурно-ветрового зондирования, прогноз зон конвекции и конденсации, радиолокационные карты, спутниковая информация, прогноз приземный 24 и 36 ч, прогноз АТ-850, 700, 500 на 24 и 36 ч, прогноз приземный и 0 гПа на 5—7 дней (схема).

Схема специализированного прогноза парения определяет последовательность анализа аэросиноптических и метеорологических условий в целях выявления степени благоприятности производства парящих полетов.

Порядок составления прогноза:

1. Анализ текущего и прогноз ожидаемого синоптического положения. Если ожидаемое синоптическое положение в районе маршрута или на участках маршрутов полетов будет благоприятным для развития термической конвекции на срок действия прогноза, то переходят к расчету метеорологических величин и явлений погоды.

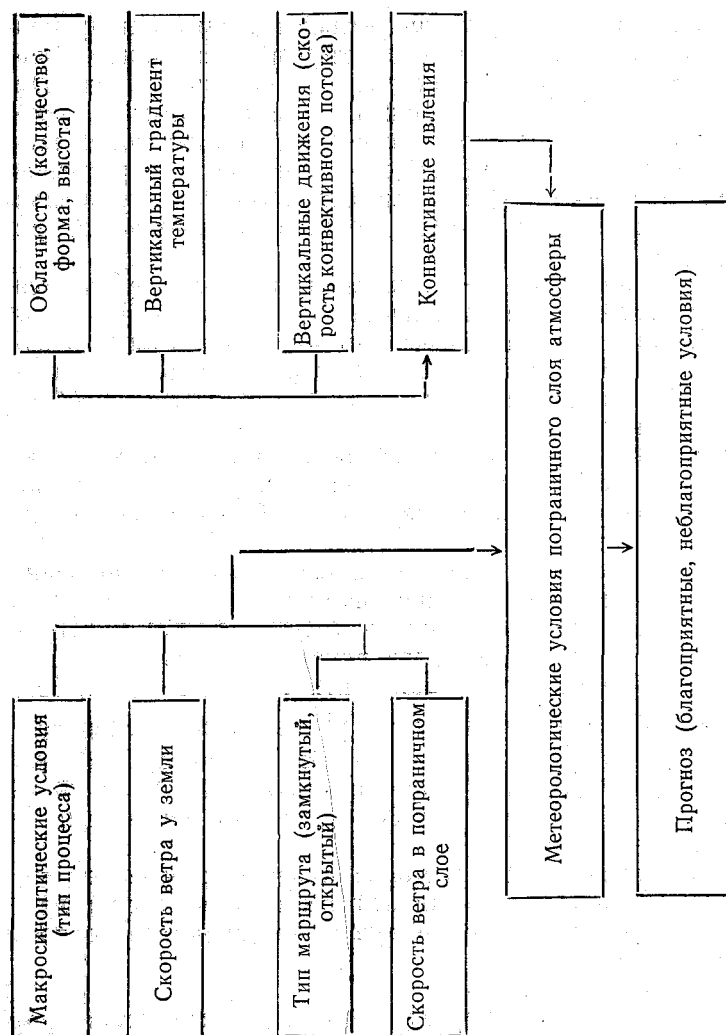


Схема прогноза погоды термического парения.

2. Прогноз метеорологических величин и явлений погоды: ветра у поверхности земли; ветра в слое трения; максимальной температуры воздуха у поверхности земли; количества, формы облаков; высоты нижней и верхней границы облаков; расчет стратификации температуры и параметров конвекции; опасных явлений погоды.

Прогноз метеовеличин и явлений погоды осуществляется в соответствии с методами, применяемыми в практике прогноза погоды.

3. Прогноз термического парения для производства полетов по замкнутому или открытому маршруту.

Условия для полета считаются благоприятными, если прогноз ожидаемого синоптического положения и прогноз метеорологических величин и явлений погоды удовлетворяют критериям, обеспечивающим безопасность полетов летательных аппаратов без моторов [1].

При производстве полетов по замкнутому маршруту составляется прогноз погоды по району полетов (по площади).

Текст прогноза содержит следующие метеорологические величины и явления погоды:

- ветер у земли и на высотах (направление, скорость);
- видимость у земли;
- явления погоды;
- облачность (количество, форма, высота нижней границы);
- температура воздуха у земли (максимальная);
- обледенение, турбулентность (толщина, интенсивность);
- высота изотермы 0°C ;
- вертикальный градиент температуры;
- вертикальный сдвиг ветра;
- вертикальная скорость конвекции;
- условия благоприятности (неблагоприятности) полета.

При выполнении полетов на дальность составляется прогноз погоды по маршруту. Текст прогноза содержит все вышеперечисленные значения метеорологических величин и явлений погоды.

Для планирования полетов составляются полусуточный 8.00—6.00, 6.00—18.00) прогноз погоды.

Прогнозы погоды на период парящих полетов составляются 6 ч через каждые 3 ч в течение всего периода полетов.

При выполнении полетов на дальность составляется прогноз погоды по маршруту на день с последующим уточнением при прогнозе основных аэродромов, прогнозы погоды по аэродромам полки и запасным.

В начале текста прогноза дается краткая характеристика синоптической обстановки (типа процесса).

При оперативном испытании предлагаемой методики на АСГ Казань-2 в мае—августе 1988 г. успешность прогнозов погоды термического парения проверялась альтернативно.

Оправдываемость прогнозов погоды термического парения за 1988 г. (май — август) при обслуживании планерных полетов Казанского авиационно-спортивного клуба Татарского обкома ДОСААФ составила: общая — 87%, наличия благоприятных условий — 93%, отсутствия — 81%.

В целях оперативного обеспечения парящих полетов на Европейской части СССР автором разработана методика, алгоритм программа специализированного прогноза термического парения на языках Бейсик, Фортран и реализована на мини-ЭВМ ДЗ-28 ЭВМ ЕС-1033.

Время расчета условий парящих полетов на ЭВМ для 25 пунктов ЕЧС по предлагаемой методике составляет 3—5 минут.

ЛИТЕРАТУРА

1. Курс учебно-лётной подготовки планерных авиационно-спортивных организаций ДОСААФ СССР (КУЛП-ПАСО — 86). — М.: ДОСААФ СССР, 1986. — 270 с.
2. Наставление по метеорологическому обеспечению гражданской авиации СССР (НМО ГА — 82). — Л.: Гидрометеониздат, 1982. — 183 с.
3. Хабутдинов Ю. Г. Исследование аэросиноптических условий на восток ЕТ СССР для метеорологического обеспечения полетов безмоторной авиации. — Тр. Западно-Сибирского НИИ, 1984, вып. 64, с. 105—110.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Э. Л. Подольская, Л. О. Неёлова, Т. И. Васильева. Радиационно-конвективная модель с учетом влагообмена	5
А. А. Макоско, Н. И. Солопов. О влиянии точности представления гравитационного поля земли на прогноз высоты поверхности 500 гПа	21
С. А. Солдатенко, С. С. Суворов. О спектре нормальных мод двух-эрной бароклинной атмосферы	26
В. М. Радикович. Влияние пространственно-временной дискретности наблюдений при описании частот и волновых чисел гидрометеорологических процессов	33
А. В. Дикинис, Ш. Н. Шайхутдинов. К статистическому прогнозу минимальной температуры воздуха на двое суток	40
А. Н. Аникин, В. А. Ременсон, А. В. Скороход. Применение методов классификации для восстановления вертикальных профилей температуры воздуха в средней стратосфере	45
Д. Ф. Самосюк, С. В. Солдатова. Осадкообразующие типы элементарных циркуляционных механизмов в Верхнеленском районе в летнее время года	49
Р. П. Репинская. Дискретизация метеорологических наблюдений тропиков на основе спектрального анализа и теоремы отсчетов	57
А. Мбангогинан, Р. П. Репинская. Анализ спектров главных компонент приземного поля давления в тропиках	68
К. П. Бухвалов, В. А. Ременсон, М. Д. Финогеев. Статистические характеристики ансамблей конвективных облаков	77
А. П. Доронин, А. Ф. Титов, В. М. Михеев. Расслоенность облачных масс над северо-западными районами Европейской части СССР	82
И. Н. Русин, Г. Г. Тараканов. Алгоритмизация метода синоптической интерпретации локальных метеорологических наблюдений	87
Ю. Н. Гуляев. Влияние циркуляционных факторов на сроки начала окончания гололедоопасного периода	97
М. Н. Гринь. Методика интерпретации данных наблюдений фоновых концентраций за уровнем загрязнения атмосферы показателями ее спектральной прозрачности	103
А. В. Смирнов, Ю. Н. Гуляев. Влияние воздушных масс различных типов на оптические характеристики атмосферы над морем	110
Л. А. Хандожко. Преобразование двухфазной матрицы потерь в трехфазную	115
Ю. Н. Волконский, Ю. Б. Онанашвили. Разработка рекомендаций на решение задач потребителям прогностической информации	120
В. Б. Вдовин. Разработка матрицы полезности при использовании комплекса прогностической информации	124
Ю. В. Львов. К вопросу о построении модели динамики самолета, совершающего полет в свободной атмосфере в условиях болтанки	135
Г. А. Горская, Ю. В. Львов. Анализ информационной модели метеорологического обеспечения аэропорта	141
Ю. Г. Хабутдинов. Специализированный прогноз термического паритета	149
	153

Сборник научных трудов (межвузовский), вып. 108

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОГНОЗЫ

Редактор *О. С. Крайнова*

Корректор *С. В. Холина*

Сдано в набор 16.04.90.	Подписано в печать 24.12.
Формат бумаги 60×90 ¹ / ₁₆ .	Бум. тип. № 2. Лит. гарн. Печать высок
Печ. л. 9,6.	Уч.-изд. л. 10,0. Тир. 300. Зак. 139. Цена 1 р. 50.
ЛГМИ. 195196. Ленинград, Малоохтинский пр., 98.	

Типография ВСОК ВМФ