

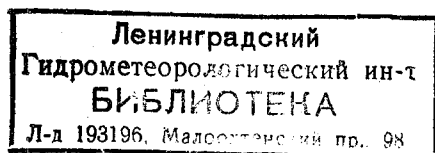
Министерство высшего и среднего специального образования РСФСР

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

МЕЖВУЗОВСКИЙ СБОРНИК

ВЫПУСК 68

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОГНОЗЫ



ЛЕНИНГРАДСКИЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА
ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
имени М. И. КАЛИНИНА

ЛЕНИНГРАД, 1978

*Одобрено Ученым советом
Ленинградского гидрометеорологического института*

В сборнике опубликованы работы по вопросам анализа полей метеорологических величин и прогноза погоды на различные сроки.

Рассматривается структура полей облачности, давления, температуры и ветра в отдельных регионах северного полушария, а также некоторые аспекты теории бризовой циркуляции.

Большая часть статей содержит изложение результатов исследований, посвященных разработке и усовершенствованию методов прогноза полей метеорологических величин и погодных характеристик. В двух работах изложены способы прогноза влагозапасов почвы и влагопотребности сельскохозяйственных культур в нечерноземной зоне РСФСР.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Проф. П. И. СМЕРНОВ (ответственный редактор), проф. В. Л. АРХАНГЕЛЬСКИЙ, проф. Е. П. БОРИСЕНКОВ, проф. В. И. ВОРОБЬЕВ, проф. А. А. ГИРС
доц. К. В. КОНДРАТОВИЧ, докт. техн. наук Б. Д. ПАНИН.

В. И. ВОРОБЬЕВ, С. В. ИВАНОВ (ЛГМИ), В. С. ФАДЕЕВ (ВИКИ)

ОПЫТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ ДЛЯ ОЦЕНКИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОБЛАКОВ РАЗЛИЧНЫХ ФОРМ

Появление метеорологических ИСЗ открыло новые возможности для исследований облачного покрова в глобальном масштабе. Основным исходным материалом для выполнения таких исследований являются ТВ и ИК снимки облачности и, построенные на их основе, орбитальные и мировые карты нефанализа.

Все эти материалы могут быть использованы для получения климатических (режимных) характеристик облачного покрова над большими территориями. Заметим, однако, что для этих целей карты нефанализа, по сравнению со спутниковыми фотографиями, имеют определенные преимущества. Такие карты строятся на основе спутниковых ТВ и ИК снимков облачности и подстилающей поверхности опытными дешифровщиками, которые в своей работе опираются не только на формализованные признаки идентификации облачных образований, но учитывают особенности развития синоптических процессов, предшествующую структуру облачных полей, данные наблюдений наземных станций и т. д. Это, в частности, позволяет более надежно отличать изображения облачности от изображения подстилающей поверхности, покрытой снегом или льдом. Карты нефанализа дают возможность получать статистические характеристики для различных форм облаков, т. е., по существу, для различных физических состояний свободной атмосферы. Такие данные могут оказаться полезными при оценке радиационного и теплового баланса поверхности Земли, условий взлета, посадки и полета летательных аппаратов, а также условий наблюдения наземных объектов из верхней атмосферы и космоса.

Результаты нефанализа весьма просто могут быть представлены в цифровой форме и затем подвергнуты обработке с целью получения статистических характеристик. Это можно сделать путем снятия и осреднения данных по равным площадям. Размеры такой площади должны быть определены на основе учета пространственной изменчивости облачности. Однако до сих пор нет единой точки зрения относительно ее размеров, что приводит к затруднениям при анализе и сравнении результатов, получаемых

разными авторами. Наиболее целесообразным, на наш взгляд, является использование предложенной в работе [5] схемы деления северного полушария на равновеликие площади. Такие площади (квадраты) представляют собой сферические трапеции, ограниченные параллелями, кратными 5° , и меридианами. Их размеры в значительной степени удовлетворяют требованиям оптимальности, сформулированным в работах [3, 4]. Каждый квадрат примерно равновелик площади сферической трапеции у экватора, ограниченной меридианами и параллелями, проведенными через 5° . Северное полушарие (от экватора до 70° с. ш.) разбито на 776 равновеликих квадратов со средней площадью 0,3095 млн. км².

Методика снятия данных с карт нефанализа, их кодирования и обработки сводится к выполнению следующих операций.

В пределах каждого квадрата определяется количество десятых его долей, занятых одной из четырех градаций плотности облачного покрова:

— $S_{\text{спл}}$ — сплошная облачность, когда покрыто облаками более 80% площади;

— $S_{\text{звч}}$ — значительная облачность, когда покрыто облаками от 50 до 80% площади;

— $S_{\text{нбл}}$ — небольшая облачность, когда покрыто облаками от 20 до 50% площади;

— S_0 — малооблачно, когда облаками покрыто менее 20% площади.

Кроме того, для каждой части квадрата с определенной плотностью облачного покрова определяется форма облаков или сочетание форм облаков, принятые в практике нефанализа (см. таблицу).

Формы облаков и их сочетания, принятые в практике нефанализа, и их условные цифровые обозначения

№ п/п	Формы облаков и их сочетаний	Цифровые обозначения
1	Кучевообразные	11
2	Слоистообразные	12
3	Перистообразные	13
4	Кучево-дождевые	14
5	Слоисто-кучевые	15
6	Перистообразные в сочетании с кучевыми	16
7	Слоистообразные в сочетании с кучевыми	17
8	Кучеводождевые в сочетании с другими формами	18
9	Перистообразные в сочетании со слоистообразными	19
10	Перистообразные в сочетании со слоистообразными и кучевыми	20
11	Многослойная (фронтальная)	21

Все эти данные кодируются по следующей схеме:

nn xxuu xхuu xхuu xхuu,

где *nn* — номер квадрата; *xx* — количество десятых долей площади квадрата, занятых одной из четырех градаций плотности облачного покрова; *uu* — форма облаков или сочетания форм облаков (кодируется по таблице).

Так могут быть в табличном виде представлены данные об облачности, снятые с карт нефанализа.

Заметим, что эти данные, так как они осреднены по равным площадям, сравнимы между собой, чего нельзя сказать о результатах наземных наблюдений, при которых радиус обозреваемой с земной поверхности части небесного свода, в зависимости от высоты нижней границы облачности, может меняться от 0,4 до 45,0 км [3].

Среднее для квадрата количество облаков (в %) рассчитывается по формуле

$$S = 90S_{\text{спл}} + 65S_{\text{зпч}} + 35S_{\text{нбл}} + 10S_0.$$

Рассчитанное по этой формуле количество облаков является дискретной величиной, так как границами областей с различным количеством облаков являются границы квадратов. Поэтому поле облачности можно считать непрерывным только в том случае, если условно среднее для квадрата количество облаков отнести к его центру, а затем путем интерполяции находить количество облаков в любой другой точке.

В практике нефанализа принято выделять 11 форм облаков и их сочетаний (см. таблицу). Однако рассчитывать статистические характеристики для каждой формы облаков вряд ли целесообразно, тем более, что объем исходной выработки обычно будет не так велик, чтобы его можно было бы без ущерба для надежности статистических оценок распределения разбивать на 11 частей. В то же время имеются возможности группировки облаков по некоторым общим признакам. В основу такой группировки в данной работе положены представления о процессах формирования облаков различных форм и, в первую очередь, их связи с характером и интенсивностью вертикальных движений в свободной атмосфере.

В первую группу включены облака, возникающие при сильно развитой конвекции, то есть кучево-дождевые, наблюдаемые как отдельные образования (14), так и в сочетании с другими формами (18).

Во вторую группу входят кучевообразные облака (11), возникающие при умеренно развитой конвекции, как правило, в однородных воздушных массах.

В третью группу включены случаи, когда кучевые облака наблюдаются вместе с перистыми и слоистообразными (16, 17, 20).

В четвертую группу входят облака, возникающие чаще всего при наличии в атмосфере слоев инверсии, а именно: слоистообразные (12), слоисто-кучевообразные (15), перистообразные, в том числе в сочетании со слоистообразными (13, 19).

Пятая группа включает в себя случаи с многослойной (фронтальной) облачностью (21).

Каждый случай фиксирования одной из форм или сочетания форм облаков в данном квадрате рассматривался как единичное наблюдение, которое включалось в дальнейшую обработку. Таким образом, если в квадрате одновременно наблюдалось, например, три формы (сочетания форм) облаков, то сведения о них (плотность облачности, процент покрытия площади квадрата) использовались для расчета статистических характеристик для соответствующей формы (сочетания форм) облаков. При этом, учитывая плотность облачного покрова (сплошной, значительный, небольшой) и степень покрытия облаками данной формы территории квадрата, производилось осреднение количества облаков этой формы по всей площади квадрата. Таким образом рассчитывалось среднее количество облаков для каждой формы (сочетания форм). Кроме того, определялась относительная повторяемость форм или сочетания форм облаков, которая рассчитывалась как отношение числа случаев наблюдений данной формы (сочетания форм) облаков к сумме случаев наблюдений, в которых было зафиксировано наличие облачности. Эти данные позволяют, в частности, определить вклад каждой формы (сочетания форм) облаков в распределение общей облачности на изучаемой территории.

Исходным материалом для апробации изложенной выше методики получения статистических характеристик облачного покрова по данным спутниковых наблюдений послужили ежедневные карты нефанализа за июль 1965—1971 гг., построенные для момента, близкого к местному полдню. По этим материалам для Восточной Европы и значительной части Азии были рассчитаны:

- среднее количество общей облачности;
- среднее количество облаков при каждом из пяти сочетаний их форм;
- относительная повторяемость каждого сочетания форм облаков.

На рис. 1 представлено распределение среднего количества общей облачности. Для западной части района (к западу от 80° в.д.) характерно возрастание среднего количества облаков с юга на север. Над северной и центральной частями Европейской территории Советского Союза и севером Западной Сибири среднее количество общей облачности превышает 50%. Этот максимум среднего количества облаков связан с областью относительно высокой повторяемости фронтальных циклонов в данном районе [2] и хорошо совпадает с положением северной высотной фронтальной зоны умеренных широт [1].

К востоку от 80° в. д. распределение среднего количества общей облачности более сложное. В центральной части этого района среднее количество облаков возрастает с запада на восток, а в южной — с севера на юг. Зона максимального среднего количества общей облачности над югом Восточной Сибири, северо-восточной частью Китая и Кореей довольно близко совпадает с частным максимумом на карте повторяемости подвижных циклонов в июле [2]. Другой максимум среднего количества общей облачности над центральной частью Китая находится на границе района исследования и поэтому невозможно установить, как далеко эта зона распространяется на юг. Однако можно полагать, что она возникает в результате воздействия муссонной циркуляции. Сравнительно холодный влажный морской воздух, поступая на теплую подстилающую поверхность континента, нагревается, в результате чего образуется конвективная облачность. На развитие конвективных движений в этом районе также оказывает влияние орография.

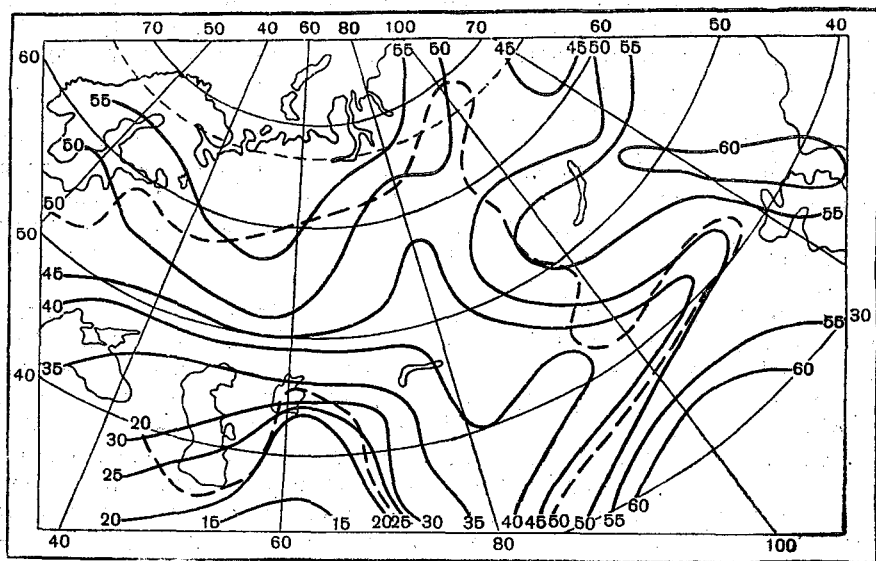


Рис. 1. Распределение среднего количества общей облачности. Пунктиром показано положение изолиний 20 и 50% на карте распределения среднего количества общей облачности в июле 1965 г. [5]

Представляет интерес сопоставление полученного по семилетнему ряду распределения среднего количества общей облачности с рассчитанными по той же сетке равновеликих квадратов данными для июля 1965 г. [5]. Сразу же бросается в глаза хорошее

совпадение не только общего характера распределения, но и количественных оценок. На карте, приведенной в работе [5], выделены зоны со средним количеством облаков <20 , $20-50$, $50-80$ и $>80\%$, границами между которыми являются изолинии 20, 50 и 80% .

Две таких изолинии проведены пунктиром на рис. 1. Если перемещаться вдоль них, определяя при этом среднее многолетнее количество облаков, отличия, как правило, не будут превышать $\pm 5\%$. Это обстоятельство может указывать на то, что или циркуляционный режим в июле 1965 г. был близок к среднему в июлях 1965—1971 гг., или межгодовая изменчивость среднего месячного количества облаков в июле невелика.

На рис. 2 показано распределение среднего количества облаков различных форм (сочетаний форм) в трех широтных зонах: $60-70$, $50-60$ и $40-50^\circ$ с. ш. Несмотря на то, что осреднение проводится по довольно большой площади, а размеры облачных полей, связанных с фронтальными разделами, в июле сравнительно невелики, все же во всех широтных зонах изучаемой территории среднее количество многослойной (фронтальной) облачности, по сравнению с другими формами облаков, наибольшее. При этом один максимум облачности отмечается в западной, а другой — в восточной части района, т. е. там, где летом наиболее интенсивна циклоническая деятельность.

В среднем по району наименьшее среднее количество имеет кучевообразная облачность (около 35%). В то же время, когда она наблюдается в сочетании с перистыми и слоистообразными облаками, которые «заполняют» промежутки между кучевыми облаками, то ее среднее количество увеличивается примерно до 45% .

Среднее количество кучеводождевых облаков, в том числе и в сочетании с другими формами, около 45% . В восточной части широтной зоны $40-60^\circ$ с. ш., где эти облака возникают во влажном морском воздухе, их среднее количество повышается до 50% .

Наиболее неравномерно, особенно в широтной зоне $40-60^\circ$ с. ш., распределено среднее количество слоистообразных, слоисто-кучевых, перистообразных облаков и сочетаний этих форм. Следует иметь в виду, что летом в околополуденные часы эти формы облаков, возникновение которых чаще всего связано с наличием инверсий температуры, в результате активизации конвекции и усиления турбулентного обмена, рассеиваются. Поэтому в западной части района среднее количество этих облаков уменьшается с севера на юг в связи с возрастанием в этом направлении интенсивности конвективных движений и амплитуды суточного хода скорости ветра. Для восточной части района характерно возрастание среднего количества этой облачности с запада на восток. Хотя вблизи побережья Тихого океана, так же как и в других частях всей территории, в момент, близкий к полудню, такая облачность наблюдается крайне редко, но здесь она имеет довольно большую вертикальную

мощность, так как возникает при высокой абсолютной влажности воздуха и поэтому сравнительно долго не рассеивается, занимая в полуденные часы большие площади.

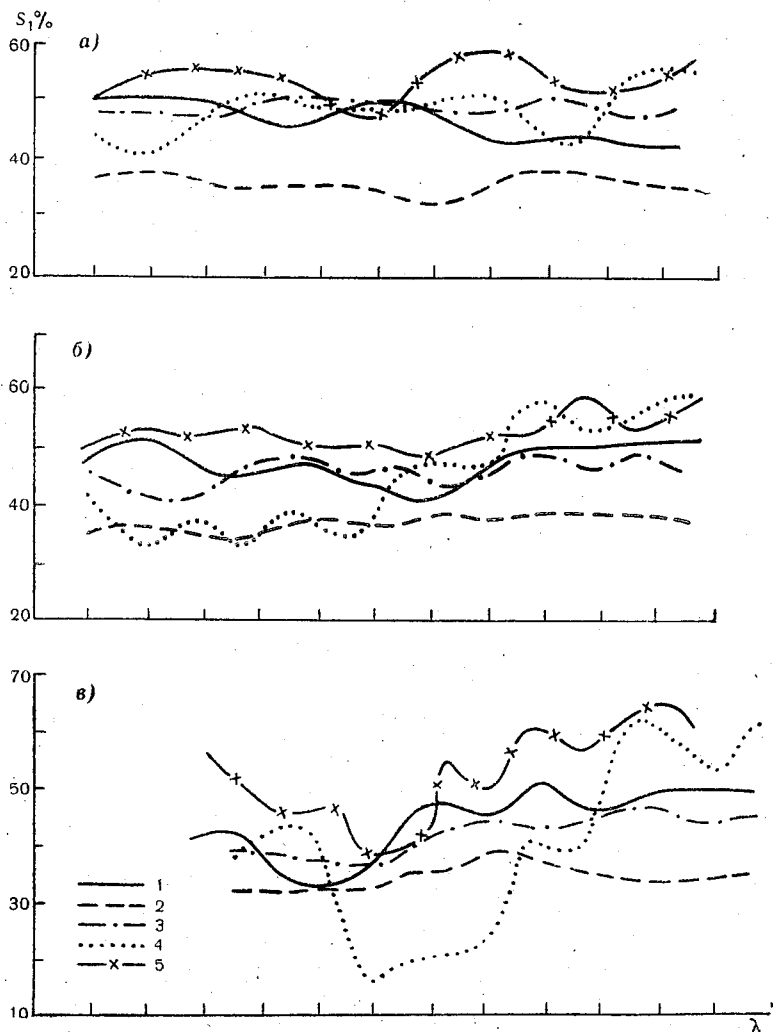


Рис. 2. Распределение среднего количества облаков в широтных зонах 60–70° (а), 50–60° (б) и 40–50° с. ш. (в):

1 – кучево-дождевых в сочетании с другими формами; 2 – кучевообразных; 3 – кучевых в сочетании с перистообразными и слоистообразными; 4 – перистообразных, слоистообразных, слоисто-кучевых и перистообразных в сочетании со слоистообразными; 5 – многослойных (фронтальных)

Анализ данных, приведенных на рис. 2, показывает, что среднее количество облаков в зависимости от формы в среднем по всей

территории колеблется в ограниченных пределах, т. е. примерно от 35 до 50%. Это обстоятельство позволяет, рассматривая карты повторяемости различных форм (сочетаний форм) облаков (рис. 3—7), в первом приближении оценивать по ним вклад каждой формы облаков в формирование поля среднего количества общей облачности.

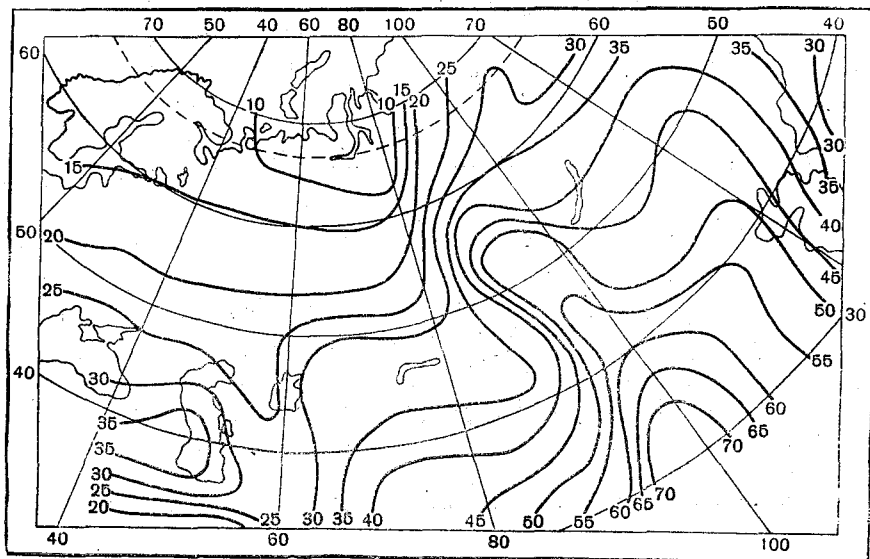


Рис. 3. Повторяемость кучево-дождевых облаков, наблюдаемых как отдельные образования, так и в сочетании с другими формами облаков

Данные, приведенные на рис. 3—7, показывают, что в июле в момент, близкий к местному полдню, наибольшую повторяемость имеют облака, образование которых связано с развитием конвективных движений (рис. 3—5). Нетрудно заметить, что практически над всей обозреваемой территорией суммарная повторяемость кучево-дождевых и кучевообразных облаков, а также этих облаков в сочетании с другими формами, превышает 80—85%. Эти особенности в распределении форм облаков объясняются, с одной стороны, тем, что в летний период над континентами, особенно над их центральными частями, циклоническая деятельность ослаблена и в связи с этим мала относительная повторяемость фронтальной облачности (рис. 7). С другой стороны, оказывает существенное влияние то обстоятельство, что рассматривается распределение форм облаков в полуденные часы, т. е. в часы интенсивного развития конвекции, когда подинверсионная облачность, образовавшаяся в ночные часы, уже исчезла и относительная повторяемость ее, естественно, весьма мала (рис. 6).

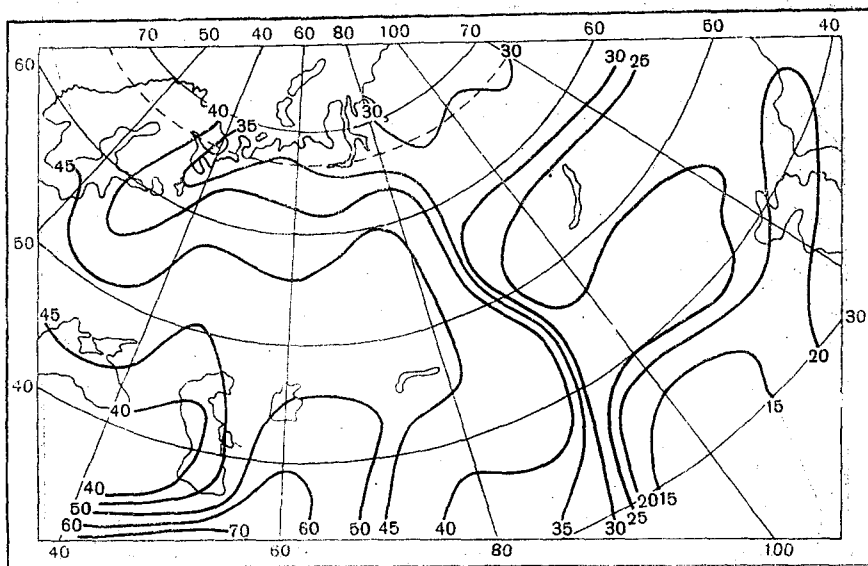


Рис. 4. Повторяемость кучевообразных облаков

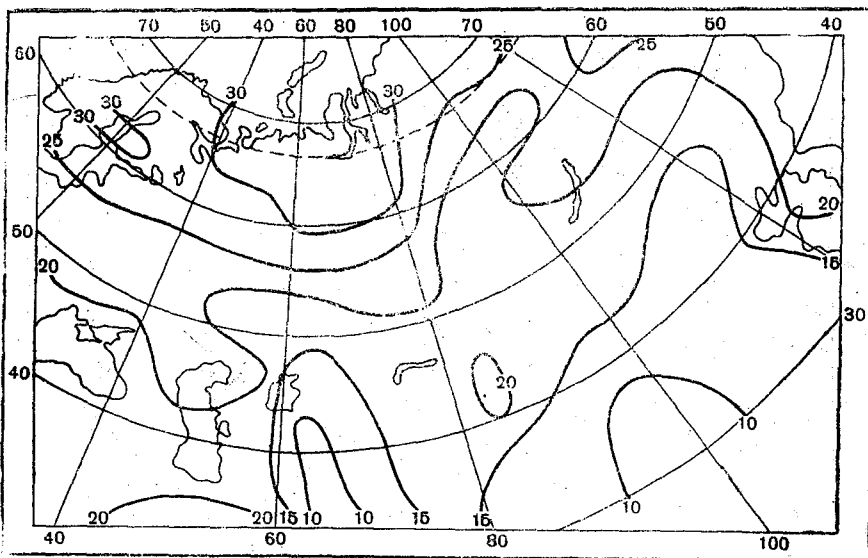


Рис. 5. Повторяемость кучевых облаков в сочетании с перистыми и слоистообразными облаками

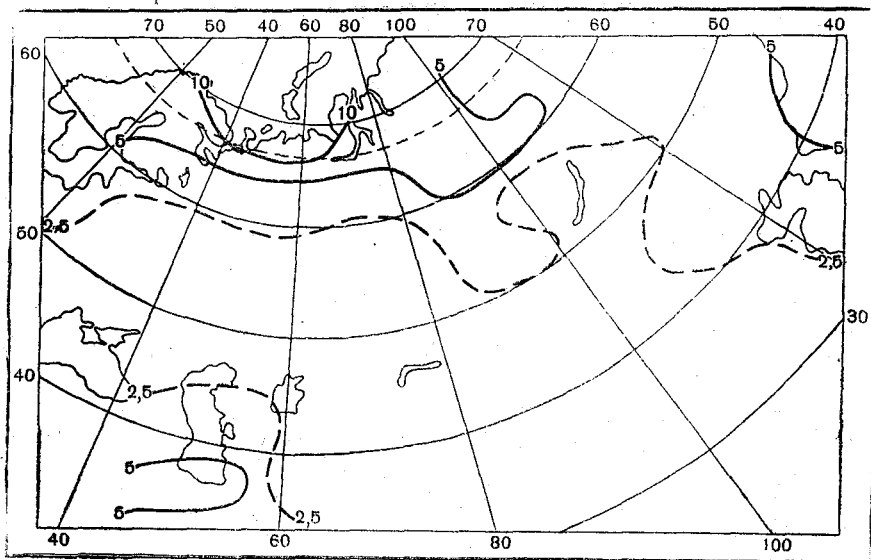


Рис. 6. Повторяемость перистообразных, слоистообразных, слоисто-кучевых и перистообразных облаков в сочетании со слоистообразными

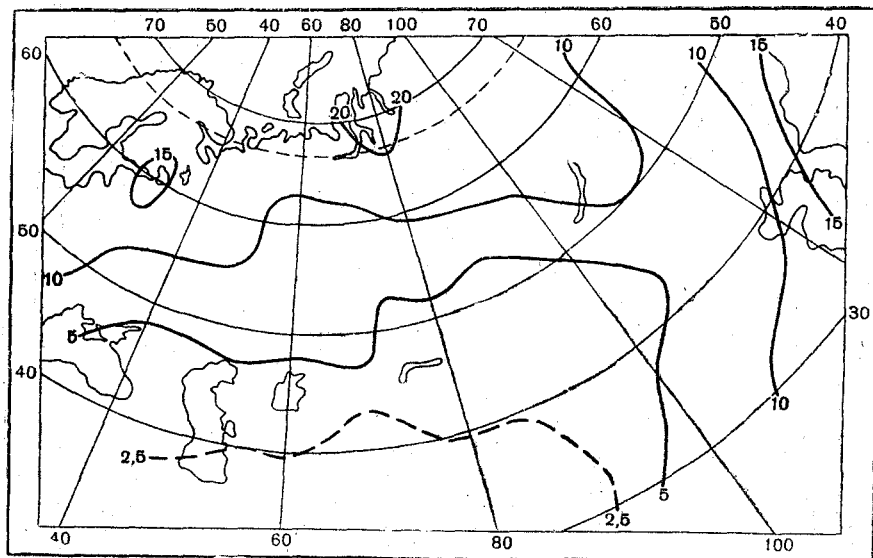


Рис. 7. Повторяемость многослойной (фронтальной) облачности

Однако, подинверсионная и фронтальная облачность (рис. 6, 7) вносит немалый вклад в формирование общего облачного покрова над теми районами, где наиболее интенсивна циклоническая деятельность (по сравнению с другими районами). В самом деле, над северо-западной частью ЕТС, Японским морем, прибрежными районами советского Дальнего Востока и Кореей суммарная повторяемость облаков этих форм достигает 20—25 %.

В формирование облачного покрова над северо-западной частью ЕТС наибольший вклад вносит кучевообразная облачность (рис. 4), а также кучевообразная облачность в сочетании с перистообразной и слоистообразной (рис. 5), т. е. облачность, образование которой определяется умеренной и слабо развитой конвекцией. Повторяемость кучево-дождевой облачности в этом районе относительно мала (менее 20 %).

В формирование максимума среднего количества облачности над югом Восточной Сибири, северо-восточной частью Китая, Кореей, Японским и Желтым морями наибольший вклад, особенно над континентальную часть этой области, вносит кучево-дождевая и кучевообразная облачность, причем вклад уменьшается с северо-запада на юго-восток. Соответственно в этом направлении возрастает вклад облаков слоистых форм, в том числе и в сочетании с кучевообразными, а также фронтальной облачности.

Максимум среднего количества общей облачности над центральной частью Китая формируется в основном за счет высокой (80—85 %) суммарной повторяемости кучево-дождевых и кучевообразных облаков, возникающих при развитой конвекции во влажном морском воздухе, поступающем в систему муссонной циркуляции на теплую континентальную поверхность со сложным горным рельефом (рис. 3, 4). Причем наибольший вклад вносит кучево-дождевая облачность, повторяемость которой несколько уменьшается во всех направлениях от максимума среднего количества общей облачности при одновременном увеличении повторяемости кучевообразной облачности.

Таким образом, данные о повторяемости облаков различных форм позволяют более детально и обоснованно выяснить причины формирования поля среднего количества облачности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воробьев В. И. Высотные фронтальные зоны северного полушария. Л., Гидрометеониздат, 1968. 231 с.
2. Погосян Х. П. Общая циркуляция атмосферы. Л., Гидрометеониздат, 1972. 394 с.
3. Сонечкин Д. О. О сравнимости данных спутниковых и наземных наблюдений количества облачности. — «Труды ГМЦ», 1967, вып. 11, с. 47—55.
4. Спиридонова Ю. В. Анализ пространственной изменчивости облачных полей с целью уплотнения информации. — «Труды НИИАК», 1968, вып. 27, с. 38—44.
5. Характеристики облачности над северным полушарием летом 1965 г. по данным метеорологического спутника. — «Труды ГМЦ», 1967, вып. 11, с. 84—102. Авт.: Т. П. Попова, А. В. Леонтьева, Р. А. Трегубенко и др.

Р. П. РЕПИНСКАЯ, К. В. КОНДРАТОВИЧ, О. В. БУРЕНИНА (ЛГМИ)

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА ПОЛЯ ДАВЛЕНИЯ НАД СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКОЙ В ФЕВРАЛЕ—МАЕ

На кафедре метеорологических прогнозов ЛГМИ ведутся работы по исследованию макрометеорологических процессов и созданию эффективных схем долгосрочного прогноза погоды по району Северной Атлантики. Наряду с работами синоптико-статистического направления [3, 4] получили развитие и расчетные физико-статистические методы прогноза [1, 5, 7]. В ходе проведения исследования, нацеленного на разработку методики прогноза поля давления на несколько дней, было произведено разложение поля давления над акваторией Северной Атлантики по эмпирическим (естественным) ортогональным функциям (ЭОФ) или главным компонентам.

Методика разложения случайного поля по ЭОФ неоднократно освещалась в научной литературе [2, 5], что позволяет нам ограничиться весьма кратким изложением ее сущности.

Случайное поле, заданное в $i=1, 2, 3, \dots, n$ пунктах для некоторого числа моментов времени t_k ($k=1, 2, 3, \dots, N$), представляется в каждой точке в виде ряда

$$P(x_i, y_i, t_k) = \sum_{j=1}^n T_j(t_k) X_j(x_i, y_i), \quad (1)$$

где P_{ik} — аномалия метеоэлемента в точке i в момент времени k ; $j=1, 2, 3, \dots, n$ — порядковый номер членов аппроксимирующего ряда; X_{ji} — ЭОФ, зависящие только от пространственных координат станций и статистических свойств поля рассматриваемого метеоэлемента, являются собственными векторами корреляционной матрицы, построенной по всей совокупности исходных ситуаций с использованием корреляционных моментов μ_{is} для каждой пары станций i и s ; T_{jk} — коэффициенты разложения, описывающие амплитуду естественных колебаний во времени, представляющие

собой ортогональные случайные функции, вычисляемые по аналогии с коэффициентами Фурье по формуле

$$T_j(t_k) = \sum_{i=1}^n P(x_i, y_i, t_k) X_j(x_i, y_i). \quad (2)$$

Область исследования и исходная информация ограничиваются в данной работе сетью из 66 точек, равномерно освещающих акваторию Северной Атлантики и в большинстве совпадающих с метеостанциями или кораблями погоды.

В каждом узле сетки из синоптических сводок, а в случае их отсутствия — по полю приземных карт погоды выбирались значения атмосферного давления на уровне моря. Значения давления были взяты в виде аномалий (в отклонениях от месячных норм) за 15 часов московского времени через каждые три дня в феврале, марте, апреле и мае 1961—1969 гг. Такой подход к выбору исходных наблюдений определялся требованиями прогностической схемы и в какой-то мере позволял исключить связанность атмосферных процессов в соседние дни. В результате на каждую точку сетки приходилось около 100—110 наблюдений. Как отмечалось в [5], вопрос о достаточности данного объема выборки вряд ли может быть решен на пути использования какой-либо теоретической модели ковариационной матрицы. Специфика метеорологической информации лучше учитывается при проведении статистического эксперимента. Ограничимся здесь лишь приведением общих соображений.

Поскольку число степеней свободы для распределения ковариационной матрицы равно $N - n - 2$, то для корректного разложения случайного поля по ЭОФ минимально допустимая длина выборки будет $n + 3$ [5]. В нашем случае этот критерий удовлетворен: объем выборки N равен 100÷110 наблюдениям, порядок матрицы $n = 66$. Следовательно, значения ЭОФ определены достаточно надежно. В работах [2, 5] было показано, что ЭОФ поля давления сравнительно мало меняются при переходе от выборки к выборке. Чрезмерное увеличение исходной выборки таит в себе опасность включения отрезков ряда, находящихся в сфере влияния предшествующих климатических трендов или циркуляционных эпох, и поэтому нецелесообразно при прогностической постановке задачи. Понятно, что наиболее просто было бы выполнить разложение барического поля по всей исследуемой области. Однако сравнительно большое число станций и ограниченные возможности оперативной памяти ЭВМ, на которых проводились расчеты, не позволили реализовать этот вариант. Поэтому был использован вычислительный прием, предложенный Р. М. Уайтом и впоследствии примененный в [5]. Суть этого приема состоит в том, что число переменных, определяющих порядок ковариационной матрицы, разбивается на части. Затем для каждой части переменных проводится расчет собственных значений ковариационной матрицы

и коэффициентов разложения. От каждой группы берется m_k коэффициентов разложения $T_{jk}=1, 2, 3, \dots, m_k$ и на втором этапе производится расчет новой последовательности ЭОФ J_{gj} и коэффициентов разложения S_{gk} . Расчет коэффициентов разложения S_{gk} производится по формуле, совпадающей с формулой (2), но с использованием новых ЭОФ

$$S_{gk} = \sum_{j=1}^{m_k} J_{gj} T_{jk}. \quad (3)$$

Здесь коэффициенты T_{jk} выступают в виде сжатой информации о поле давления по всей области.

Приняв единую нумерацию по индексу i от 1 до l , можно записать

$$S_{gk} = \sum_{j=1}^{m_k} J_{gj} \sum_{i=1}^l X_{ji} P_{ik} = \sum_{i=1}^l P_{ik} \sum_{j=1}^{m_k} J_{gj} X_{ji}. \quad (4)$$

Введя обозначение

$$M_{gi} = \sum_{j=1}^{m_k} J_{gj} X_{ji}, \quad (5)$$

получим

$$S_{gk} = \sum_{i=1}^l P_{ik} M_{gi}, \quad (6)$$

где M_{gi} — «объединенные» эмпирические ортогональные функции поля давления, заданного в 66 точках.

В уравнении (6) коэффициенты разложения S_{gk} выражены через исходные данные P_{ik} и ЭОФ M_{gi} . Последние легко рассчитываются для любой точки поля по соотношению (5). В целом описанный прием позволяет выполнять разложение по ЭОФ по любым территориям: районам, регионам и по всему полушарию. В нашей работе изучаемая область разбивалась на две зоны — северную и южную — по 33 станции в каждой. На рис. 1 показана сеть расчетных точек. Линия раздела проходит примерно по 55-й параллели. При объединении зон использовалось по 10 параметров разложения от каждой зоны. При оценке точности разложения поля давления по ЭОФ, проведенного на первом и втором этапах, рассматривались такие характеристики, как собственные числа ковариационных матриц λ_j , общая (суммарная) дисперсия D , вклад j -й составляющей в общую дисперсию $a_j = (\lambda_j/D) \%$, вклад h составляющих в общую дисперсию $b_h = \left(\sum_{j=1}^h \lambda_j / D \right) \%$, остаточная дисперсия c при объединении, полная дисперсия D' — сум-

ма дисперсий двух секторов, отношение $e = (D/D') \%$. Основные из названных характеристик точности разложения представлены в табл. 1 для каждого из месяцев, входящих в наше исследование. Как видно из указанной таблицы, точность разложения по северной зоне во всех месяцах выше, чем по южной. Это объясняется относительно более частой повторяемостью сравнительно небольших циклов в южной зоне. В нашем распоряжении имеются сборные карты и таблицы барических образований для всех месяцев 1901—1970 гг., полученные в ходе разработки синоптико-статистических схем прогноза для района Северной Атлантики [3, 4]. Этот материал позволяет считать данное объяснение вполне обоснованным. Кроме того, в каждой из зон точность аппроксимации поля давления становится хуже по мере смещения от февраля к маю.

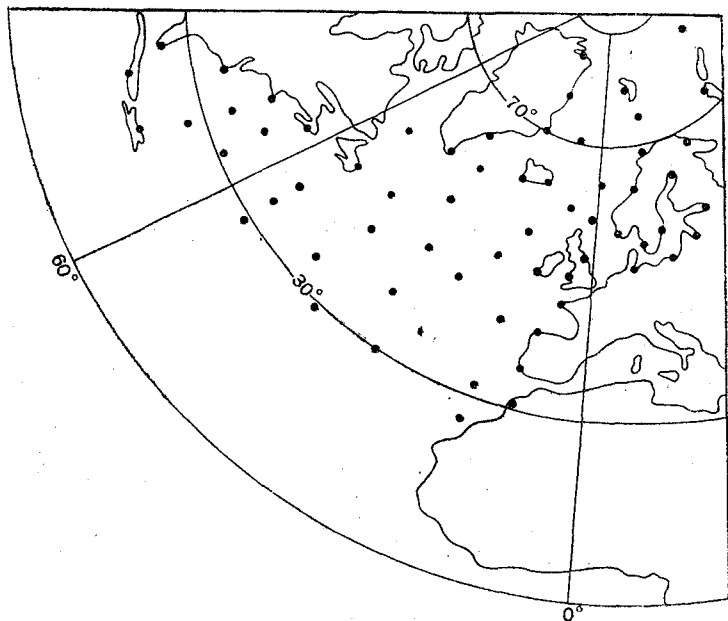


Рис. 1. Пункты для сбора исходных данных о предиктанте

И этот результат не представляется неожиданным и находит объяснение в разукрупнении форм барического рельефа при переходе от месяцев холодного полугодия к месяцам теплого полугодия.

Поскольку наибольшей информативностью обладают первые члены разложения, то представляет интерес обсуждение возможных причин формирования и других особенностей их физико-географической природы. Такое обсуждение более оправдано, когда

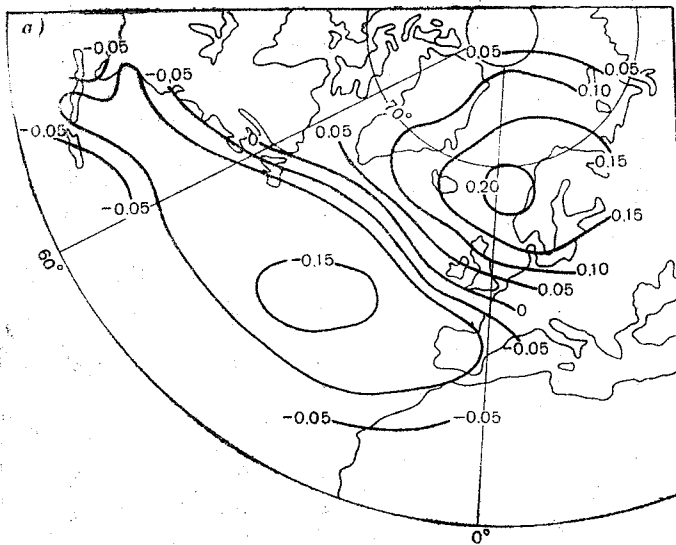
Оценка точности разложения поля давлений

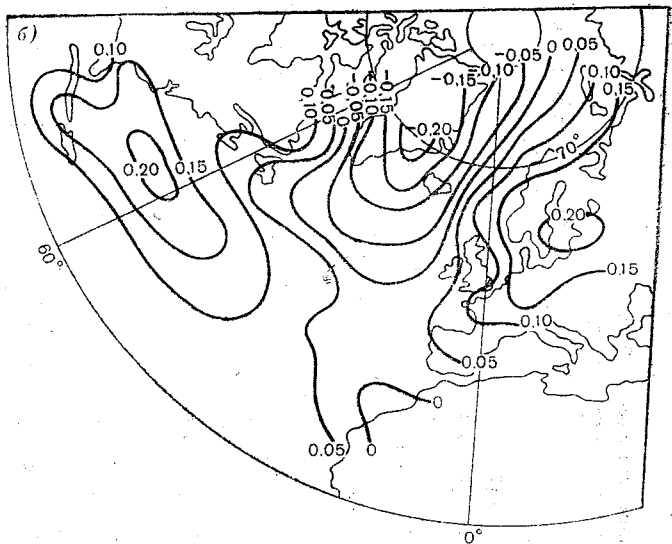
J	Северная зона								Южная			
	февраль		март		апрель		май		февраль		март	
	a_j	b_h	a_j	b_h	a_j	b_h	a_j	b_h	a_j	b_h	a_j	b_h
1	29,7	29,7	34,6	34,6	28,4	28,4	29,6	29,6	28,8	28,8	27,4	27,4
2	21,6	51,3	18,9	53,5	22,7	51,1	18,3	47,9	17,5	43,6	14,0	41,4
3	15,2	66,5	12,2	65,7	11,2	62,3	11,4	59,3	11,2	57,5	11,6	53,6
4	8,5	75,0	6,7	72,4	8,0	70,3	6,7	66,0	8,0	65,5	8,4	61,4
5	5,2	80,0	3,9	76,3	5,8	71,8	5,8	71,8	7,0	72,5	6,2	67,4
6	4,3	84,5	3,5	79,8	4,1	80,2	4,8	76,6	5,5	78,0	5,8	73,4
7	3,0	87,5	3,0	82,8	3,5	83,7	3,9	80,5	4,4	82,4	3,5	76,4
8	2,1	89,6	2,4	85,2	2,8	86,5	3,0	83,5	2,5	84,9	3,3	80,4
9	1,9	91,5	1,8	87,0	2,1	88,6	2,5	86,0	2,2	87,1	2,6	82,4
10	1,2	92,7	1,5	88,5	1,7	90,2	2,3	88,3	1,9	89,0	2,1	84,4
Д, Д'	32,94		33,00		33,00		33,00		33,5		32,99	

Таблица 1

ид Атлантическим сектором по ЭОФ

о н а				О б ъ е д и н е н и е							
апрель		май		февраль		март		апрель		май	
a_j	b_h	a_j	b_h	a_j	b_h	a_j	b_h	a_j	b_h	a_j	b_h
9,6	29,6	23,8	23,8	19,7	19,7	22,2	22,2	17,1	17,1	15,6	15,6
4,1	43,7	12,5	36,3	16,4	36,1	12,7	34,9	14,6	31,7	12,9	28,5
0,7	54,4	10,9	47,2	10,6	46,7	10,7	45,7	11,2	42,9	9,0	37,6
0,9	61,3	8,6	55,8	8,9	55,6	8,1	53,8	7,7	50,6	7,2	44,7
0,2	66,5	6,7	62,5	5,7	61,3	5,7	59,5	6,0	56,6	5,9	50,0
0,0	71,5	5,4	67,9	5,0	66,3	4,5	64,0	4,7	61,3	4,9	55,5
1	75,6	4,1	72,0	3,8	70,1	3,6	67,6	4,0	65,3	4,5	60,0
5	79,1	3,3	75,3	3,0	73,1	3,0	70,6	3,0	68,3	3,8	63,8
8	81,9	3,0	78,3	2,8	75,9	2,5	73,1	2,7	71,0	3,1	66,9
5	84,5	2,8	81,1	2,4	78,3	2,1	75,2	2,4	73,4	2,6	69,5
,99		33,01		65,99		65,99		66,00		66,01	





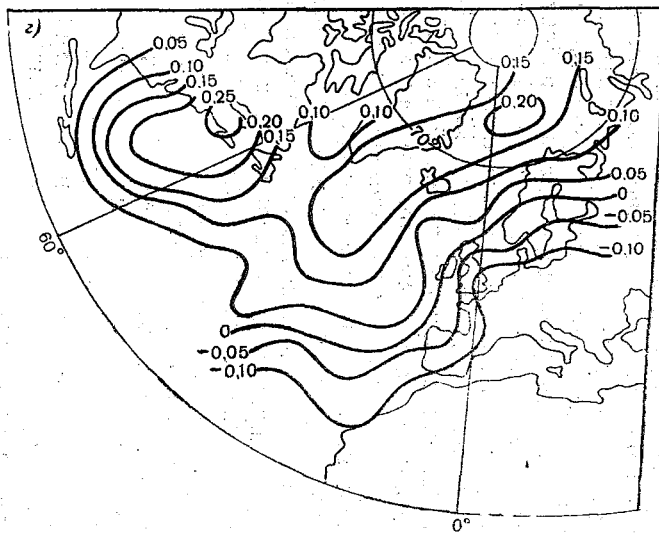
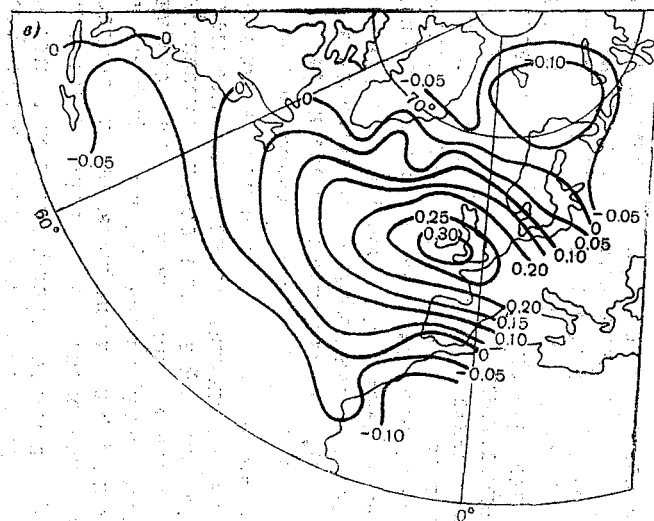


Рис. 2. Поля ЭОФ над акваторией Северной Атлантики:
 а — поле ЭОФ M_1 ; б — поле ЭОФ M_2 ; в — поле ЭОФ M_3 ; г — поле ЭОФ M_4

рассматриваются особенности барического поля, связанного с определенными влияниями подстилающей поверхности, с функционированием крупномасштабных циркуляционных систем, являющихся своего рода «блоками» общей циркуляции атмосферы. По нашему мнению, атмосферная циркуляция в районе Северной Атлантики представляет собой такой «блок». Напомним в этой связи о выявленном Д. Уокером Северо-Атлантическом колебании, нашедшем подтверждение в работах М. И. Юдина [8] и в ряде других работ о выделении макросиноптической школой долгосрочных прогнозов погоды Ф. Баура самостоятельного Атлантического сектора [4, 6]. В работах последнего времени, опирающихся на макросиноптический анализ процессов в северном полушарии [6], получены новые доводы в пользу выделения Атлантического сектора в качестве района с существенными региональными особенностями атмосферной циркуляции. Сказанное не исключает, а подразумевает использование и других подходов к районированию атмосферной циркуляции. Метод разложения по ЭОФ, как уже указывалось, открывает хорошие перспективы такого поэтапного, последовательного анализа пространственно-временной структуры метеорологических полей и общей циркуляции атмосферы. Нам представляется, что разложение барического поля по ЭОФ в других секторах полушария с их последующим укрупнением поможет правильно решить сложную проблему районирования и объективной классификации макросиноптических процессов.

Рассмотрим теперь сходимость рядов полученных разложений. Из табл. 1 видно, что 10 первых членов разложения не позволили учесть всего 10—12% фактической суммарной дисперсии в северной зоне, около 19% — в южной зоне и 15% — при объединении зон. Понятно, что в плане решения прогностической задачи наибольший интерес представляют именно первые члены разложения ЭОФ, описывающие менее 5% суммарной дисперсии, по-видимому могут рассматриваться как своего рода «метеорологический шум» по крайней мере на первом этапе построения методики прогноза.

Для анализа естественных колебаний в поле давления в районе Северной Атлантики целесообразно представить в картографической форме ЭОФ M_{gi} . В качестве примера на рис. 2 приведен поля ЭОФ M_{gi} ($g = 1, 2, 3, 4$) по всей акватории Северной Атлантики. Из рисунка видно, что с ростом порядкового номера ЭОФ замкнутые области (пучности) становятся более мелкомасштабными и вносят все меньший вклад в общую дисперсию. Заметим также, что с увеличением порядкового номера устойчивость ЭОФ во времени заметно уменьшается. Таким образом, и пространственный, и временной масштабы выявленных естественных колебаний в поле давления определяются порядковым номером ЭОФ.

В поле ЭОФ M_{1i} в марте хорошо прослеживается «оппозиция» в изменениях давления в северной и южной зонах. Это и есть Северо-Атлантическое колебание Уокера. Исландская депресс

и Азорский антициклон усиливаются и ослабевают одновременно, вследствие чего вся атмосферная циркуляция в Атлантическом секторе то усиливается, то ослабевает. Более изменчиво поле давления в северной зоне. Общая дисперсия достигает 200 мбар^2 , в то время как в южной зоне она не превышает $30\text{--}50 \text{ мбар}^2$. Линия раздела противоположных тенденций (рост—падение) между зонами проходит в зональном направлении примерно на широте 55° в западном районе и на широте 50° в восточном районе Северной Атлантики. Интересно, что ранее полученная типизация средних месячных барических полей для всех месяцев с 1901 по 1970 г. [3, 4] предусматривает выделение типов Π_1 и Π_2 , отличающихся противоположными аномалиями барических полей к северу и к югу от указанной линии раздела. Эти типы барических полей встречаются наиболее часто.

Характер географической локализации и интенсивности ЭОФ M_{2i} поля давления в марте в основном совпадает с особенностями месячных аномалий давления типов барического поля I_1 и I_2 [3, 4]. При типе I_1 отрицательные аномалии давления охватывают Гренландию, Исландию и Британские острова, положительные аномалии отмечаются на западе Северной Атлантики и в Баренцевом море. Противоположная локализация аномалий свойственна типу I_2 . Таким образом, устойчивость естественного колебания M_{2i} подтверждается повторяемостью типов барического поля I_1 и I_2 по данным каталога для всех месяцев за семидесятилетний период.

Поля ЭОФ M_{3i} и M_{4i} в совокупности напоминают расположение аномалий среднего месячного давления при типах Γ_1 и Γ_2 [3, 4]. В какой-то мере они объясняют отклонения от средних типовых условий в ряде месяцев.

Итак, в совокупности результаты разложения по ЭОФ полей давления в феврале—мае 1960—1969 годов подтверждают объективность ранее полученной синоптической типизации месячных барических полей по материалам 1901—1970 годов. Типизация как раз отражает наличие колебаний, входящих в первые четыре наиболее значимые ЭОФ поля давления. В свою очередь, указанное совпадение свидетельствует о большой устойчивости этих компонент во времени и о их существенном вкладе в изменение поля давления в Северной Атлантике. По-видимому, первые ЭОФ M_{gi} должны иметь сходные в основных чертах характеристики географической локализации и во всех других месяцах года, а также за пределами сравнительно короткого ряда исходных материалов, заключенных в выборки.

Полученные параметры разложения поля атмосферного давления над Северной Атлантикой по ЭОФ авторы предполагают использовать в дальнейшем для составления прогноза барического поля на средние сроки. Анализ результатов разложения, выполненный в данной работе, и предварительные численные экспери-

менты, проведенные в рамках комплексного физико-статистического метода [9], показали перспективность такого прогноза.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алехин Ю. М., Кондратович К. В., Гвоздева В. Г. Динамико-статистический метод прогнозирования гидрометеорологических процессов и его практическое применение. — «Труды ПИНРО», 1968, вып. XII, с. 123—138.
2. Багров Н. А. Аналитическое представление последовательности метеорологических полей посредством естественных ортогональных составляющих. — «Труды ЦИП», 1959, вып. 74, с. 3—24.
3. Кондратович К. В. Возможности долгосрочного предсказания поля атмосферного давления в районе Северной Атлантики. — В кн.: Метеорологические исследования, № 9, М., «Наука», 1964, с. 174—179.
4. Кондратович К. В. О прогнозе среднемесячного барического поля в районе Северной Атлантики для месяцев холодного полугодия. — «Труды ЛГМИ», 1971, вып. 43, с. 111—115.
5. Естественные составляющие метеорологических полей. Л., Гидрометеониздат, 1970. 198 с. Авт.: А. В. Мещерская, Л. В. Руховец, М. И. Юдин, Н. И. Яковлева.
6. Рафаилова Х. Х. Использование характеристик стратосферы, тропосферы и подстилающей поверхности в долгосрочных прогнозах погоды. Л., Гидрометеониздат, 1973. 317 с.
7. Прогноз поля давления экстраполированием параметров разложения по естественным ортогональным функциям. — «Труды ЛГМИ», 1975, вып. 53, с. 124—133. Авт.: Р. П. Репинская, В. Н. Складенко, В. Л. Складенко, Н. П. Смирнов.
8. Юдин М. И. Об изучении факторов, обуславливающих нестационарность общей циркуляции атмосферы. — В кн.: Динамика атмосферных крупномасштабных процессов. М., «Наука», 1967, с. 213—220.
9. Юдин М. И. Физико-статистический метод долгосрочных прогнозов погоды. Л., Гидрометеониздат, 1968. 28 с.

В. Н. ЯКОВЛЕВ (АтлантНИРО)

ИЗМЕНЧИВОСТЬ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ВЕЛИЧИН В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ

В качестве исходных данных использовались среднемесячные значения атмосферного давления, температуры воздуха, меридиональных и зональных составляющих результирующего ветра, скорости среднего ветра по пятиградусным квадратам в Северной Атлантике от 0 до 40° с. ш. за 1957—1971 годы.

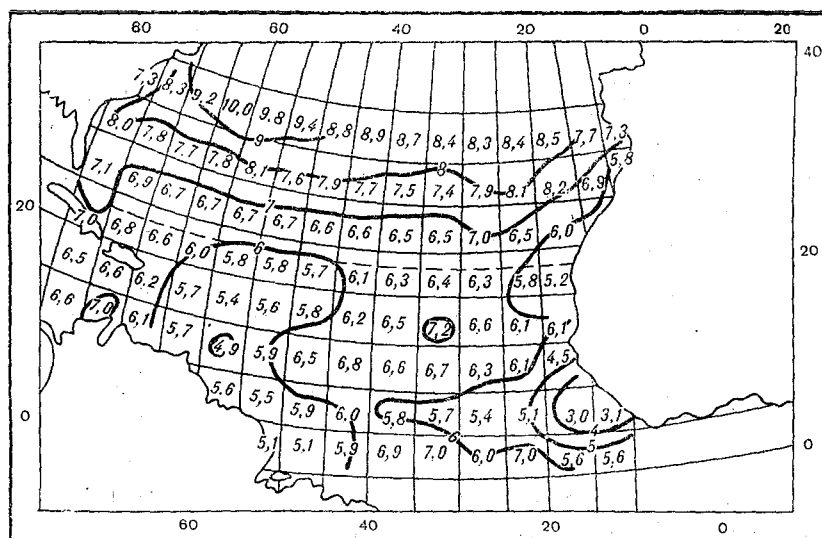


Рис. 1. Среднегодовая скорость ветра в ноябре

Для представления о гидрометеорологическом режиме построены среднегодовые карты распределения каждой из величин за каждый месяц (рис. 1), а также вычислены среднемесячные аномалии величин.

Определенное представление об изменчивости метеорологических параметров дают графики изменения во времени аномалий (рис. 2) и интегральные графики аномалий (рис. 3).

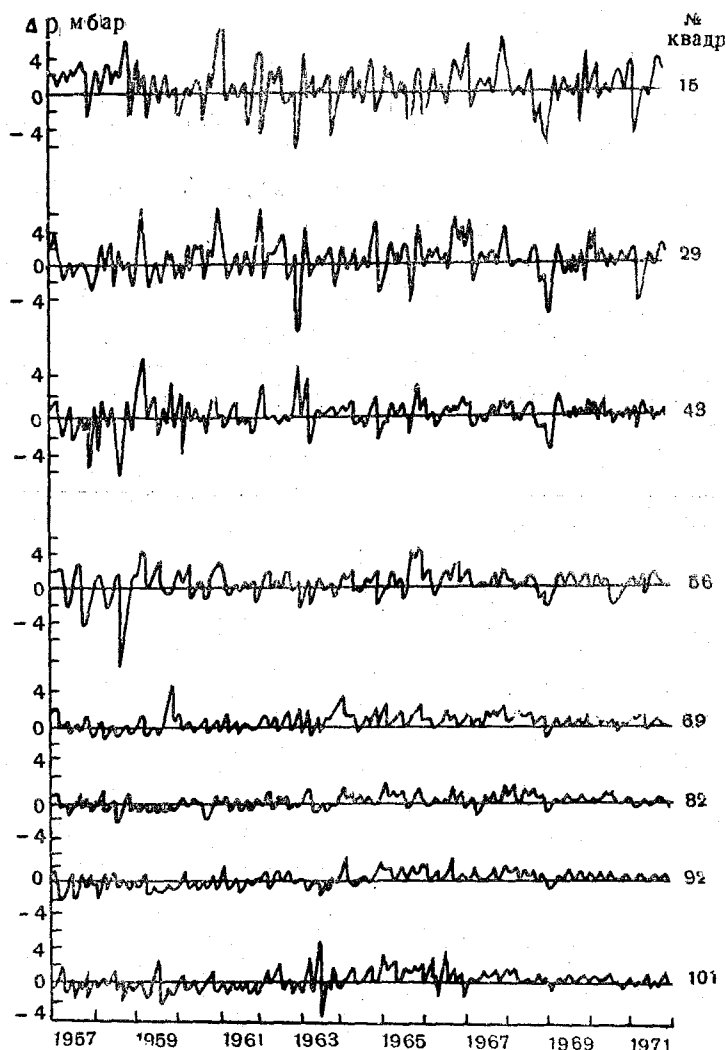


Рис. 2. Изменение во времени среднесесячных аномалий давления воздуха в восточной части Северной Атлантики

Проведен корреляционный анализ полей каждой величины между смежными месяцами, а также между январем—апрелем, январем—августом, январем—октябрем. Кроме среднегоголет-

него варианта при расчете использованы данные за два экстремальных года (1962 и 1969). Во всех случаях коэффициенты корреляции положительные, что отражает квазипостоянное распре-

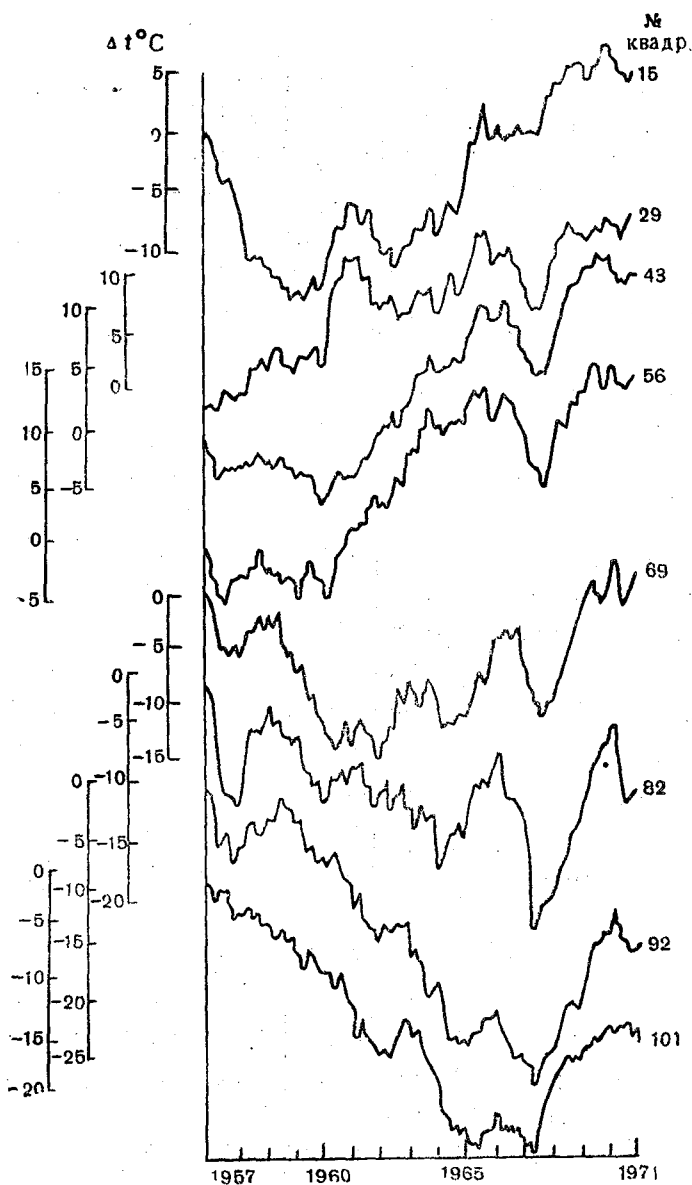


Рис. 3. Интегральные графики аномалий температуры воздуха в восточной части Северной Атлантики

Результаты корреляционного анализа среднемесячных полей метеорологических величин (в среднемноголетнем варианте)

Переменные		Уравнение регрессии
x	y	
Коэффициент корреляции		
Ошибка коэффициента корреляции		
Соответствие критерию Фишера		
Обеспеченность, %		

1. Поля температуры воздуха

январь	февраль	0,977	0,004	да	99,0	$y = 1,00 x + 0,20$
февраль	март	0,998	0,0003	да	100,0	$y = 1,01 x - 0,39$
март	апрель	0,991	0,002	да	100	$y = 1,08 x - 2,47$
апрель	май	0,971	0,005	да	99,0	$y = 1,21 x - 5,86$
май	июнь	0,985	0,01	да	97,0	$y = 1,18 x - 5,57$
июнь	июль	0,942	0,01	да	98,0	$y = 1,27 x - 7,98$
июль	август	0,974	0,005	да	100,0	$y = 1,13 x - 3,82$
август	сентябрь	0,942	0,01	да	99,0	$y = 0,84 x + 4,14$
сентябрь	октябрь	0,936	0,01	да	99,0	$y = 0,70 x + 8,27$
октябрь	ноябрь	0,979	0,004	да	100,0	$y = 0,71 x + 8,91$
ноябрь	декабрь	0,980	0,002	да	100,0	$y = 0,84 x + 4,84$
декабрь	январь	0,975	0,005	да	99,0	$y = 0,85 x + 4,26$
январь	апрель	0,967	0,006	да	99,0	$y = 1,09 x - 2,71$
январь	август	0,584	0,06	нет	78,2	$y = 1,61 x - 20,4$
январь	октябрь	0,924	0,01	да	98,0	$y = 1,72 x - 21,61$

II. Поля давления воздуха

январь	февраль	0,913	0,016	да	96,2	$y = 0,98 x + 0,78$
февраль	март	0,968	0,006	да	98,1	$y = 0,97 x + 0,40$
март	апрель	0,927	0,013	да	93,3	$y = 0,79 x + 3,00$
апрель	май	0,938	0,01	да	96,2	$y = 0,80 x + 2,61$
май	июнь	0,983	0,003	да	99,0	$y = 0,93 x + 0,48$
июнь	июль	0,967	0,006	да	100	$y = 0,95 x + 0,62$
июль	август	0,990	0,002	да	100	$y = 1,13 x - 0,97$

январь	февраль	0,877	0,02	да	99,0	$y=0,90\ x+0,93$
февраль	март	0,887	0,02	да	99,0	$y=0,98\ x+0,29$
март	апрель	0,906	0,02	да	99,0	$y=1,08\ x-0,12$
апрель	май	0,789	0,04	да	90,1	$y=1,04\ x+0,06$
май	июнь	0,750	0,04	да	89,1	$y=0,65\ x+2,43$
июнь	июль	0,700	0,05	нет	84,2	$y=0,66\ x+2,17$
июль	август	0,872	0,02	да	92,0	$y=1,05\ x-0,19$
август	сентябрь	0,530	0,07	нет	50,5	$y=0,66\ x+2,09$
сентябрь	октябрь	0,669	0,05	нет	82,2	$y=0,48\ x+2,95$
октябрь	ноябрь	0,872	0,02	да	100,0	$y=0,75\ x+1,10$
ноябрь	декабрь	0,878	0,02	да	97,0	$y=0,83\ x+0,77$
декабрь	январь	0,910	0,02	да	99,0	$y=0,73\ x+1,71$
январь	апрель	0,834	0,050	да	95,0	$y=1,12\ x-0,08$
январь	октябрь	0,733	0,05	да	89,1	$y=1,14\ x+0,54$

Продолжение

Переменные		Коэффициент корреляции	Ошибка коэффициента корреляции	Соответствие критерию Фишера	Обеспеченность, %	Уравнение регрессии
x	y					
август	сентябрь	0,949	0,009	да	100	$y=1,08x-0,26$
сентябрь	октябрь	0,971	0,005	да	100	$y=1,12x-1,11$
октябрь	ноябрь	0,918	0,015	да	94,3	$y=0,89x+1,77$
ноябрь	декабрь	0,928	0,014	да	92,4	$y=0,79x+2,43$
декабрь	январь	0,856	0,026	да	92,4	$y=0,96x+0,48$
январь	апрель	0,829	0,03	да	84,8	$y=0,75x+3,88$
январь	август	0,551	0,06	нет	61,9	$y=0,49x+7,81$
январь	октябрь	0,713	0,04	да	70,5	$y=0,77x+4,47$

ление гидрометеорологических элементов. Иначе очаги тепла и холода, низкого и высокого давления, зоны пониженной и повышенной интенсивности воздушных переносов сравнительно жестко закреплены в пространстве. Однако разброс абсолютных значений коэффициентов корреляции, особенно для скорости ветра для всех вариантов и по остальным величинам для 1962 и 1969 гг., довольно заметен.

Имеет место определенная временная изменчивость интенсивности и местоположения указанных очагов и зон для конкретных месяцев и лет.

Поскольку в среднемноголетнем варианте почти все значения всех коэффициентов корреляции превышают 0,5, в табл. 1 приведены соответствующие уравнения регрессии для инерционных прогнозов. Максимальная инерция (минимальная изменчивость) наблюдается у температуры воздуха с минимумом летом. Минимальная инерция (максимальная изменчивость) отмечена у скорости ветра.

Для выявления пространственной сопряженности метеорологических величин проведен выборочный корреляционный анализ по всему временному ряду между среднемесячными аномалиями каждой величины в разных квадратах. В данном варианте расчетов прогностические возможности весьма ограниченные: лишь в единичных случаях и в первую очередь для температуры воздуха коэффициенты корреляции достигали или превышали 0,5 (табл. 2). Установлена неоднородность изменения во времени метеорологических характеристик в различных квадратах.

Таблица 2

Результаты корреляционного анализа среднемесячных аномалий метеорологических величин в различных квадратах Северной Атлантики

№ квадратов		Метеорологическая величина	Коэффициент корреляции	Ошибка коэффициента корреляции	Соответствие критерию Фишера	Обеспеченность, %	Уравнение регрессии
y	x						
48	46	температура воздуха	0,70	0,04	да	90	$y=0,64 x+0,02$
78	76	„	0,60	0,05	да	81	$y=0,65 x+0,09$
74	72	„	0,80	0,12	да	97	$y=0,74 x+0,03$
76	74	„	0,60	0,05	да	79	$y=0,46 x+0,01$
48	46	давление	0,61	0,05	да	80	$y=0,71 x+0,28$

Поля всех метеорологических величин разложены по естественным составляющим, получены первые десять собственных векторов и коэффициентов разложения. Возможна следующая физическая интерпретация схем (геометрических шаблонов) первых собственных векторов.

Поле первого вектора температуры воздуха представляет собой в основном зональный перенос воздуха с востока на запад с характерным изгибом изолиний у Африки. Поле первого вектора давления воздуха имеет более сложный характер: перенос в западном направлении в северной половине ($20-40^\circ$ с.ш.), южнее — зона «безразличного состояния», у экватора (особенно в юго-восточной части) перенос в восточном направлении. Поле первого вектора скорости ветра похоже на рассмотренное поле давления, хотя картина несколько усложняется. Наилучшее совпадение полей векторов для давления и скорости в северной части района, где расположена зона положительных значений векторов, удостоверяемая нами с антициклонической циркуляцией.

Поле первых векторов зональной составляющей результирующего ветра представляет зону положительных значений (антициклонической циркуляции) в северной половине и в юго-восточной части. Южная часть района — зона отрицательных значений (циклонической циркуляции). Поле первых векторов меридиональной составляющей результирующего ветра отражает преобладание антициклонической циркуляции; лишь в северо-восточной части зафиксирована циклоническая циркуляция.

Поля вторых векторов температуры воздуха, давления и скорости ветра весьма похожи между собой: на севере и в юго-восточной части расположены циклонические круговороты, а центральная часть (особенно у африканского побережья) занята антициклоническим круговоротом.

Поля вторых векторов меридиональной и зональной составляющих результирующего ветра характеризуются циклонической циркуляцией в северо-западной части и антициклонической циркуляцией в юго-восточном районе.

Картина полей собственных векторов более высоких порядков существенно усложняется.

Абсолютные значения коэффициентов разложения заметно убывают с возрастанием их порядка, особенно для температуры воздуха. В изменении первого коэффициента температуры воздуха отчетливо прослеживается полугодовая периодичность.

Проведена автокорреляция с 24 сдвигами при временном шаге один месяц коэффициентов разложения всех величин. В смене знака максимальных значений коэффициентов корреляции для всех величин видна полугодовая периодичность. В табл. 3 приведены результаты автокорреляции со значениями коэффициентов корреляции не менее 0,5. Наиболее вероятен автопрогноз первого коэффициента разложения поля меридиональной составляющей ветра и поля скорости ветра.

Результаты автокорреляции коэффициентов разложения по естественным составляющим полей метеорологических величин в умеренной и тропической зонах Северной Атлантики (значения коэффициентов корреляции не менее 0,50)

$B_1(W_M^p)$																
Сдвиг в месяцах	1	5	6	7	11	12	13	17	18	19	23	24				
Коэффициент корреляции	0,80	-0,78	-0,90	-0,78	0,79	0,92	0,79	-0,80	-0,90	-0,77	0,81	0,92				
$B_2(W_M^p)$										$B_1(W_n^p)$		$B_4(W_n^p)$				
Сдвиг в месяцах	1	5	6	12	13	17	18	23	24	23	24					
Коэффициент корреляции	0,53	-0,54	-0,55	0,59	0,54	-0,58	-0,61	0,58	0,55	0,53	0,50					
$B_1(W)$												$B_2(p)$				
Сдвиг в месяцах	1	5	6	7	11	12	13	17	18	19	23	24	1	12	23	24
Коэффициент корреляции	0,77	-0,77	-0,89	-0,76	0,77	0,90	0,76	-0,77	-0,89	0,76	0,79	0,90	0,58	0,58	0,53	0,66

Примечание. B — коэффициент разложения, индекс внизу справа — порядок коэффициента разложения.

W^p — меридиональная составляющая ветра, W^p — зональная составляющая ветра, W — скорость ветра.

Полученные результаты целесообразно использовать при гидрометеорологическом обеспечении океанического рыболовства в открытых районах Северной Атлантики.

ВЛИЯНИЕ ИЗРЕЗАННОСТИ БЕРЕГОВОЙ ЛИНИИ И ВНЕШНЕГО ВОЗДУШНОГО ПОТОКА НА БРИЗ

В работе [1] предложена трехмерная нестационарная нелинейная модель мезомасштабного пограничного слоя, имеющего характерные горизонтальные масштабы порядка 100 км. В отличие от [1], в данной работе уточняется описание турбулентности и учитывается адвекция тепла фоновым потоком. Внешний ветер задается известной функцией высоты и времени. Результаты численных экспериментов сравниваются с материалами наблюдений.

В соответствии с перечисленными обобщениями уравнения модели над орографически однородной подстилающей поверхностью имеют следующий вид:

$$\frac{du}{dt} = \lambda \frac{\partial}{\partial x} \int_z^h \vartheta' dz + lv' + \frac{\partial}{\partial z} v \frac{\partial u'}{\partial z} + \mu \Delta u' - \frac{\partial \Pi}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial t};$$

$$\frac{dv}{dt} = \lambda \frac{\partial}{\partial y} \int_z^h \vartheta' dz - lu' + \frac{\partial}{\partial z} u \frac{\partial v'}{\partial z} + \mu \Delta v' - \frac{\partial \Pi}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial t};$$

$$\frac{\partial \vartheta'}{\partial t} + Sw' + u' \frac{\partial \Theta}{\partial x} + v' \frac{\partial \Theta}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial z} v \frac{\partial v'}{\partial z} + \mu \Delta \vartheta';$$

$$w' = \int_z^h \left(\frac{\partial u'}{\partial x} + \frac{\partial v'}{\partial y} \right) dz;$$

$$\frac{\partial^2 \Pi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Pi}{\partial y^2} = \frac{1}{h} \int_0^h \left(\frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} \right) dz,$$

$$\text{где } M = \lambda \frac{\partial}{\partial x} \int_z^h \vartheta' dz + lv' + \frac{\partial}{\partial z} v \frac{\partial u'}{\partial z} - \frac{\partial uu}{\partial z} - \frac{\partial vu}{\partial y};$$

$$N = \lambda \frac{\partial}{\partial y} \int_z^h \vartheta' dz - lu' + \frac{\partial}{\partial z} u \frac{\partial v'}{\partial z} - \frac{\partial uv}{\partial x} - \frac{\partial vv}{\partial y};$$

$$u = U(z, t) + u', \quad v = V(z, t) + v', \quad \vartheta = \Theta_0(x, y, t) - \gamma z + \vartheta$$

В качестве краевых и начальных условий примем

$$u = v = w = 0, \quad \vartheta' = f(x, y, t) \quad \text{при } z = 0;$$

$$u' = v' = \vartheta' = 0 \quad \text{при } z = h;$$

$$\frac{\partial u'}{\partial x} = \frac{\partial v'}{\partial x} = \frac{\partial \vartheta'}{\partial x} = \frac{\partial \Pi}{\partial x} = 0 \quad \text{при } x = \pm X;$$

$$\frac{\partial u'}{\partial y} = \frac{\partial v'}{\partial y} = \frac{\partial \vartheta'}{\partial y} = \frac{\partial \Pi}{\partial y} = 0 \quad \text{при } y = \pm Y;$$

$$u' = v' = \vartheta' = 0 \quad \text{при } t = t_0.$$

Обозначения такие же, как и в [1]. Вертикальный коэффициент турбулентности ν предполагается заданной функцией высоты z . Фоновые компоненты скорости U и V линейно зависят от высоты. Метод решения описан в [1].

Численные решения сравнивались с данными наблюдений [2], проводившихся на побережье Техаса у залива Галвестон.

Численные эксперименты проводились для высот 10, 50, 100, 200, 300, 500, 800, 1100, 1400, 1700 метров с горизонтальным разрешением 28×21 точек при следующих значениях параметров: верхняя граница области интегрирования $h = 2000$ м; вертикальный градиент фоновой температуры $\gamma = 0,007$ град/м; горизонтальный коэффициент турбулентности $\mu = 50\,000$ м²/с; параметр Кориолиса $l = 0,000072$ с⁻¹; параметр конвекции $\lambda = 1/30$ м/с²·град; шаг по времени $\Delta t = 900$ с; шаг по горизонтали равен 6 км; вертикальный коэффициент турбулентности

$$\nu = \begin{cases} \nu_1 z/z_1 & \text{при } z \leq H, \\ \nu_1 H/z_1 - \nu_h z/10H & \text{при } z > H, \end{cases}$$

где $z_1 = 1$ м; $\nu_1 = 0,3$ м²/с; $H = 100$ м; $\nu_h = 10$ м²/с.

Отклонение температуры подстилающей поверхности от фоновой задавалось периодически изменяющимся во времени

$$f(t, x, y) = F(x, y) \sin \omega t,$$

где ω — угловая скорость вращения Земли. Функция F задавалась сглаженной со следующими значениями: -10° на поверхности суши, -5° на береговой линии, 0° на поверхности моря. В качестве начальных условий принималось состояние покоя.

Эксперимент I. Было положено $U=V=0$. С помощью этого эксперимента изучалось влияние изрезанности береговой линии на морской бриз при отсутствии внешнего ветра. На рис. 1 приведены некоторые результаты расчета, характеризующие горизонтальную структуру морского бриза в момент максимального развития.

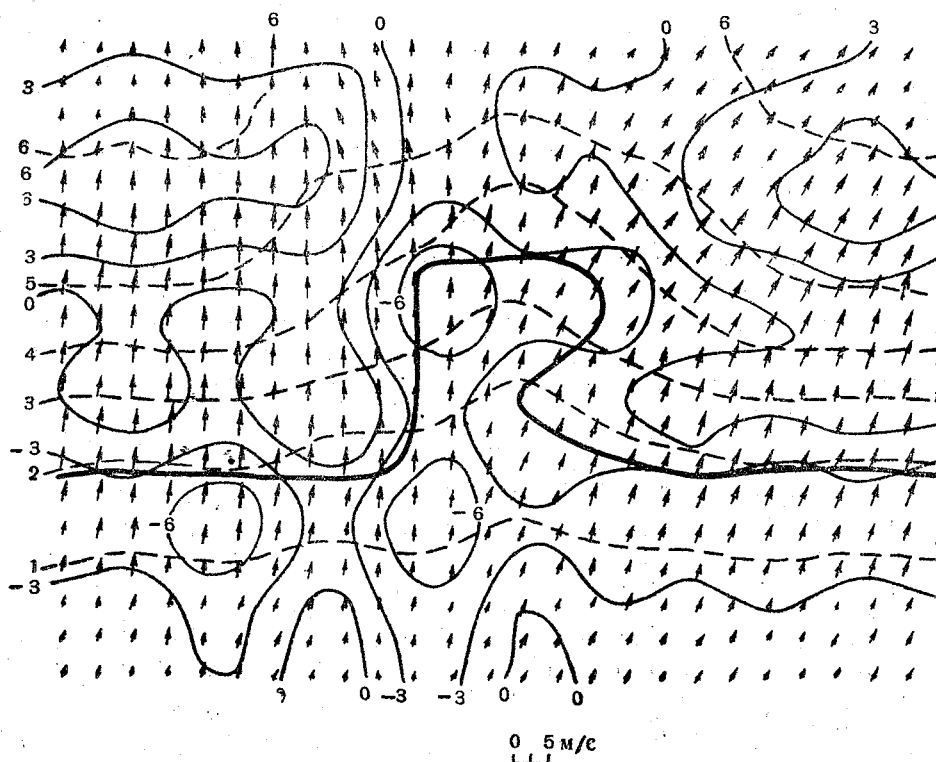


Рис. 1. Горизонтальная структура морского бриза без внешнего ветра

Стрелками нанесены векторы скорости ветра на высоте 300 м. Оси x соответствует направление слева направо, контур береговой линии проведен жирной линией. Тонкими сплошными линиями нанесены изолинии вертикальных токов для высоты 650 м, а пунктиром — изолинии отклонений температуры от фоновой для высоты 300 м. Здесь и в дальнейшем вертикальные токи выражены в см/с, температура в градусах. Масштаб величины скорости ветра указан на рисунках. Наибольшая горизонтальная скорость ветра равна 5 м/с на высоте 300 м. Под влиянием силы Кориолиса в течение цикла бризовой циркуляции ветер меняет направление по часовой стрелке. Наличие залива приводит к искривлению изолиний температуры и вертикальных токов. К северу и западу от залива об-

разуются области с восходящими движениями с максимальными величинами порядка 10 см/с. Над самим заливом образуется область нисходящих движений с наибольшей вертикальной скоростью 10 см/с.

Эксперимент II. В отличие от эксперимента I здесь введен фоновый поток. Для численного решения использовались данные наблюдений 14—15 июня 1966 г., приведенные в работе [2]. На трех основных станциях проводились ежечасные шаропилотные наблюдения и каждые три часа выпускались радиозонды. В течение всего периода исследования над сушей располагался центр высокого давления. В таблице приведены значения U и V в м/с, высота z — в метрах и время t — в часах. Из-за недостатка экспериментальных данных при численных расчетах не учитывалось изменение компоненты скорости U от высоты. Составляющая горизонтального градиента фоновой температуры $\partial\theta/\partial x$ определялась по величине термического ветра. При проведении расчетов в качестве начального был принят момент 00 ч 14 июня 1966 года.

Изменение фонового ветра во времени

Составляющие скорости ветра	Время, t									
	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13
$U_{z=1500}$	2,3	-0,7	-1	-2	-2,2	-2,5	-2,8	-3	-3,5	-4
$V_{z=1500}$	-3	-2,3	-2,8	-3	-4	-3,5	-3	-2,7	-2	-1
$V_{z=2000}$	-2	-6	-6,4	-5	-6,4	-3,4	-3	-4,3	-2,9	-3

Продолжение

Составляющие скорости ветра	Время, t									
	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
$U_{z=1500}$	-5,5	-4	-5	-5,7	-5,3	-5	-6,7	-6,7	-6,8	-6,2
$V_{z=1500}$	-1,3	-3,5	-3,5	-3,5	-3	-2,7	-3,8	-3	-0,7	0,3
$V_{z=2000}$	-3	-2,9	-1,7	-2,3	-3,4	-2,1	-1,3	-1,6	1,2	1,3

На рис. 2 приведены результаты численного эксперимента, характеризующие взаимодействие внешнего ветра с морским бризом в 19 ч. В это время морской бриз находился в стадии максимального развития. Обозначения на рис. 2 такие же, как и на рис. 1.

Черными кружками показаны основные пункты наблюдений. Заметим, что севернее залива образуется зона конвергенции с наибольшими вертикальными токами 10 см/с. Это подтверждается данными наблюдений за облачностью, полученными в других пунктах. Сравнение между собой результатов численных экспери-

ментов I и II показывает, что наличие внешнего ветра может существенно повлиять на горизонтальную структуру бризовой циркуляции. На рис. 3 приведены вертикальные профили нормальной к линии берега компоненты скорости ветра в 8 ч (левая половина рисунка) и в 18 ч (правая половина рисунка). Сплошными линиями показаны данные наблюдений, полученные в трех пунктах:

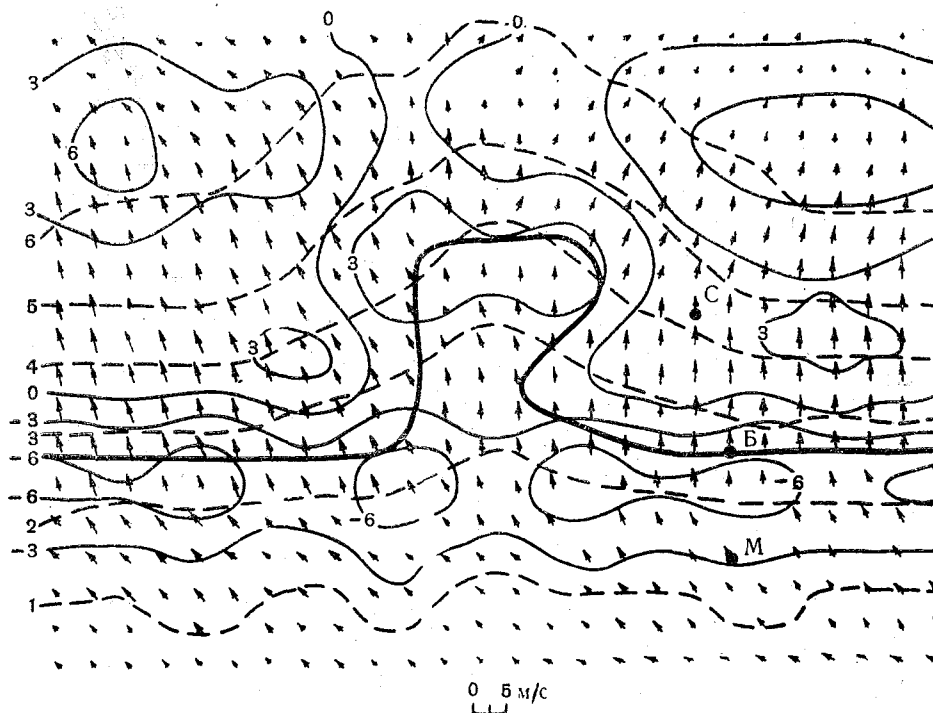


Рис. 2. Горизонтальная структура морского бриза с внешним ветром

на суше (С), на береговой линии (В) и на море (М). Пунктирными линиями показаны результаты численного решения. Оказалось неожиданным вполне удовлетворительное совпадение в 8 ч наблюдаемой и рассчитываемой составляющих скорости ветра, так как расчет начинался из состояния покоя и должно было сказаться грубое задание начальных полей. На рис. 3 представлен также момент максимального развития морского бриза в 18 ч. Этот рисунок показывает, что численное решение правильно характеризует распространение бриза на сушу. Несколько хуже получились результаты сравнения скоростей над морем, особенно в нижней части пограничного слоя.

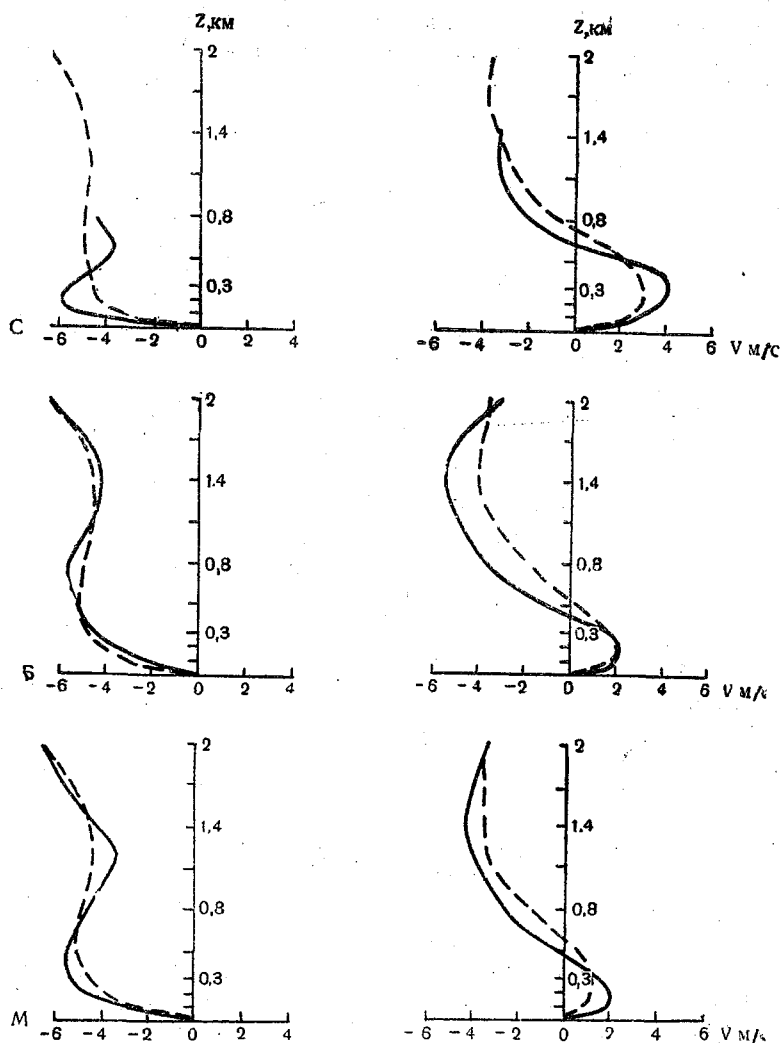


Рис. 3. Вертикальные профили нормальной к береговой линии компоненты скорости ветра в 8 ч (левая половина рисунка) и в 18 ч. (правая половина рисунка)

На рис. 4 приведены векторы скорости ветра на высоте 250 м над пунктом *Б* в течение срока интегрирования. Сплошными стрелками показаны данные наблюдений, а пунктирными — результаты численных экспериментов. Радиус окружности равен 4 м/с. Наибольшие отличия между экспериментальными данными и наблюдаемыми получились в первые часы. Это объясняется, по-видимому, тем, что адаптация мезометеорологических полей, связанная

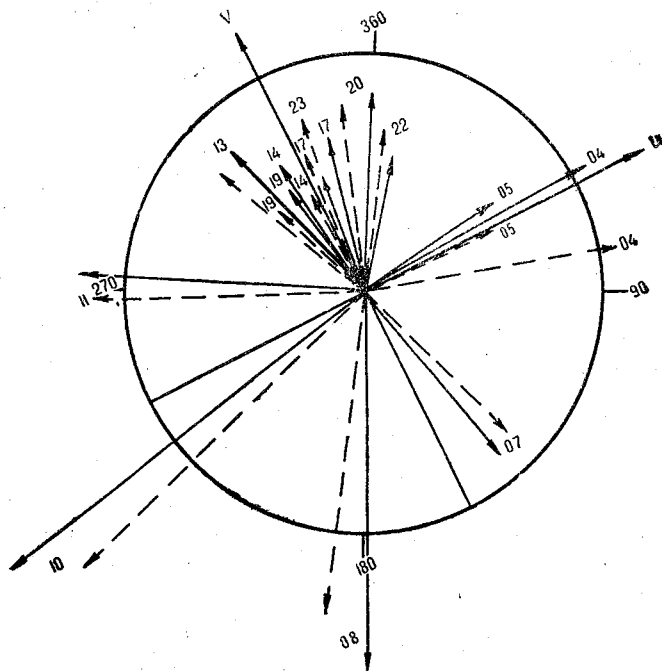


Рис. 4. Сравнение скоростей ветра на высоте 250 м над береговой линией

с неточным заданием начальных данных, не закончилась. С течением времени зависимость решения от начальных данных ослабевает и результаты расчетов становятся точнее. Приведенные рисунки показывают, что в целом получилось хорошее соответствие между расчетным и реальным ветром не только по величине и направлению, но и по времени появления максимума скорости. Из результатов численных экспериментов следует, что антибриз может оказаться заметным лишь при отсутствии внешнего ветра.

Следует сказать, что расчеты, проведенные с постоянным вертикальным коэффициентом турбулентности, дают гораздо худшие результаты.

Численные решения и данные измерений в основном согласуются. Сравнение результатов решения задачи с материалами наблюдений показывает, что модель воспроизводит характерные черты мезометеорологического пограничного слоя.

ЛИТЕРАТУРА

1. Пространственная модель мезометеорологического пограничного слоя. — Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана», 1975, 11, № 4, с. 331—339. Авт.: Аргучинцев В. К., Гутман Л. Н., Пененко В. В., Сохов Т. З.
2. Hsu Shih — Ang. Coastal air-circulation system: observations and empirical model. «Mon Weather Rev.», 1970, 98, № 7, pp. 487—509.

ОБ УЧЕТЕ ОРОГРАФИИ В ЧИСЛЕННЫХ СХЕМАХ ПРОГНОЗА ГЕОПОТЕНЦИАЛА И ВЕТРА

Как известно, в численных схемах прогноза метеорологических элементов эффекты неровности земли и трения учитываются различными способами. Однако, как правило, в квазигеострофических и квазисоленоидальных схемах учет влияния этих факторов осуществляется через нижнее граничное условие, а в схемах по полным уравнениям рельеф включается путем записи уравнений в видоизмененной системе координат. В то же время часто отбрасываются члены, содержащие вертикальные скорости в уравнениях движений из-за их малости, что в отдельных случаях, очевидно, целесообразно. Но в некоторых ситуациях, например во фронтальных зонах, в горных районах, над сильно пересеченной местностью, где вынужденные вертикальные движения играют существенную роль в формировании и развитии явлений погоды, подобный подход неприемлем с теоретической и с практической точек зрения.

Рассмотрим один из возможных способов включения вышеупомянутых факторов в численную схему прогноза путем сохранения членов в уравнениях движений, содержащих вертикальные скорости. При этом имеется в виду, что указанные члены становятся соизмеримыми по величине с другими членами уравнения благодаря именно влиянию неровностей и трения.

Для решения этой задачи воспользуемся уравнениями движения и уравнением неразрывности в системе координат x, y, ζ, t , причем

$$\zeta = \frac{p - p_*}{p_r - p_*},$$

где p_* — давление на тропопаузе (считается постоянным); p_r — давление у земли. Принимается, что p_r совпадает с давлением на одной из стандартных изобарических поверхностей.

Систему этих уравнений запишем в виде:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \omega \frac{\partial u}{\partial \zeta} = -g \frac{\partial H}{\partial x} + l v,$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \omega \frac{\partial v}{\partial \zeta} = -g \frac{\partial H}{\partial y} - l\bar{u},$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial \zeta} = 0,$$

где $\omega = \frac{d\zeta}{dt} = \frac{1}{p_r - p_*} \cdot \frac{dp}{dt}$ — аналог вертикальной скорости.

Остальные обозначения общепринятые.

Проинтегрируем уравнения движения по ζ от 0 до 1, учитывая, что

$$\left. \begin{aligned} a &= f_a(\zeta) \cdot \bar{a}, \\ \bar{a} &= \int_0^1 a d\zeta, \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

где $\bar{a} = \bar{a}(x, y, t)$; $f_a(\zeta)$ — стандартная функция, определяемая эмпирическим путем (или задаваемая априорно), причем

$$\int_0^1 f_a(\zeta) d\zeta = 1.$$

В результате интегрирования получим:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + \int_0^1 \omega \frac{\partial u}{\partial \zeta} d\zeta = -g \frac{\partial \bar{H}}{\partial x} + l\bar{v}; \quad (2)$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + \int_0^1 \omega \frac{\partial v}{\partial \zeta} d\zeta = -g \frac{\partial \bar{H}}{\partial y} - l\bar{u}. \quad (3)$$

Предположим, что ω на уровне земли (при $\zeta = 1$) имеет значение ω_1 , а с высотой меняется по заранее известному закону и на верхней границе (при $\zeta = 0$) обращается в нуль. Причем вклад ω в значения ω на вышележащих уровнях также меняется определенным образом, например,

$$\omega = \omega_1 \cdot \zeta^k + \bar{\omega} \cdot f_\omega(\zeta). \quad (4)$$

Продифференцировав (4) по ζ , получим

$$\frac{\partial \omega}{\partial \zeta} = \omega_1 \cdot k\zeta^{k-1} + \bar{\omega} \cdot \frac{\partial}{\partial \zeta} f_\omega(\zeta). \quad (4')$$

Аналогично представим и выражение для горизонтальной дивергенции скорости

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right) \cdot f_D(\zeta). \quad (5)$$

Записывая уравнение неразрывности в виде

$$\frac{\partial \omega}{\partial \zeta} = - \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right),$$

с учетом соотношения (5), проинтегрируем его по высоте от ζ до 1

$$\int_{\zeta}^1 \frac{\partial \omega}{\partial \zeta} d\zeta = - \int_{\zeta}^1 \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) d\zeta \equiv - \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right) \cdot \int_{\zeta}^1 f_D(\zeta) d\zeta.$$

Согласно выражению (4'),

$$\int_{\zeta}^1 \frac{\partial \omega}{\partial \zeta} d\zeta = \omega_1 \cdot k \int_{\zeta}^1 \zeta^{k-1} d\zeta + \bar{\omega} \int_{\zeta}^1 \frac{\partial}{\partial \zeta} f_{\omega}(\zeta) d\zeta.$$

Отсюда

$$\omega_1 - \omega_{\zeta} = \omega_1 (1 - \zeta^k) - \bar{\omega} \cdot f_{\omega}(\zeta),$$

или

$$\omega_{\zeta} = \omega_1 \cdot \zeta^k + \bar{\omega} \cdot f_{\omega}(\zeta), \quad (6)$$

так как

$$\int_{\zeta}^1 \frac{\partial}{\partial \zeta} f_{\omega}(\zeta) d\zeta = -f_{\omega}(\zeta).$$

Положим, что

$$\omega_1 = \omega_{\text{вер}} + \omega_{\text{тр}}, \quad (7)$$

где $\omega_{\text{вер}}$, $\omega_{\text{тр}}$ — вертикальные скорости, обусловленные соответственно неровностями и трением.

В действительности, разумеется, эти факторы не являются независимыми, но недостаточная степень изученности данного вопроса вынуждает принять подобное приближение.

Как известно, для определения $\omega_{\text{вер}}$ обычно предполагают, что воздух обтекает неровности без торможения, следовательно,

$$\omega_{\text{вер}} = c \cdot \left(u \cdot \frac{\partial z}{\partial x} + v \cdot \frac{\partial z}{\partial y} \right), \quad (8)$$

где $z = z(x, y)$ — уравнение поверхности земли; $c = - \frac{g}{RT} \times \frac{(p_r - p_*) \zeta + p_*}{p_r - p_*}$ — постоянный (для конкретного уровня) множитель перехода от вертикальной скорости к ее изобарическому аналогу.

Что касается $\omega_{\text{тр}}$, будем считать, что она определяется как функция вихря скорости у земли (точнее, на уровне, где $p=p_g$) [7]:

$$\omega_{\text{тр}} = c \cdot (\mu \cdot \Omega) = c \cdot \mu \cdot \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right). \quad (9)$$

Коэффициент μ можно определить по заданным характеристикам пограничного слоя, как, например, в работе [7], или в случае необходимости можно подобрать значения для него в соответствии с поведением конечно-разностных аналогов уравнений при их численном интегрировании.

Воспользовавшись выражениями (1), подставим соотношения (8) и (9) в (7)

$$\begin{aligned} \omega_1 = \omega|_{z=1} = c \cdot f_D(1) \cdot \left[\left(\bar{u} \cdot \frac{\partial z}{\partial x} + \bar{v} \cdot \frac{\partial z}{\partial y} \right) + \right. \\ \left. + \mu \cdot \left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial x} - \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \right) \right]. \end{aligned} \quad (10)$$

Принимая во внимание соотношения (4') и (5), из уравнения неразрывности получим

$$\omega_1 \cdot k \cdot \zeta^{k-1} + \bar{\omega} \cdot \frac{\partial}{\partial \zeta} f_{\omega}(\zeta) = - \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right) \cdot f_D(\zeta).$$

Откуда

$$\bar{\omega} = - \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right) \cdot \frac{f_D(\zeta)}{\frac{\partial}{\partial \zeta} f_{\omega}(\zeta)} - \omega_1 \cdot \frac{k \cdot \zeta^{k-1}}{\frac{\partial}{\partial \zeta} f_{\omega}(\zeta)}. \quad (11)$$

Подставив формулу (11) в выражение (6), получим

$$\omega_{\zeta} = \omega_1 \cdot \zeta^k (1 - F_1) - \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right) \cdot F_2,$$

где

$$F_1 = \frac{k \cdot \zeta^{-1}}{\frac{\partial}{\partial \zeta} \ln f_{\omega}(\zeta)};$$

$$F_2 = \frac{f_D(\zeta)}{\frac{\partial}{\partial \zeta} \ln f_{\omega}(\zeta)},$$

или, согласно (10),

$$\begin{aligned} \omega_{\zeta} = c \cdot f_D(1) \cdot \left[\left(\bar{u} \cdot \frac{\partial z}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial z}{\partial y} \right) + \mu \cdot \left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial x} - \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \right) \right] \times \\ \times \zeta^{\kappa} (1 - F_1) - \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right) \cdot F_2. \end{aligned} \quad (12)$$

Очевидно, что функцией $f_D(\zeta)$ можно воспользоваться для u и v :

$$\left. \begin{aligned} u &= \bar{u} \cdot f_D(\zeta), \\ v &= \bar{v} \cdot f_D(\zeta), \end{aligned} \right\} \quad (13)$$

так что

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial \zeta} &= \bar{u} \cdot \frac{\partial}{\partial \zeta} f_D(\zeta), \\ \frac{\partial v}{\partial \zeta} &= \bar{v} \cdot \frac{\partial}{\partial \zeta} f_D(\zeta). \end{aligned} \right\} \quad (14)$$

Тогда

$$\begin{aligned} \int_0^1 \omega \frac{\partial u}{\partial \zeta} d\zeta &= c \cdot f_D(1) \cdot \bar{u} \left[\left(\bar{u} \cdot \frac{\partial z}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial z}{\partial y} \right) + \right. \\ &+ \mu \cdot \left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial x} - \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \right) \left. \right] \cdot \int_0^1 \zeta^{\kappa} (1 - F_1) \cdot \frac{\partial}{\partial \zeta} f_D(\zeta) d\zeta - \\ &- \bar{u} \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right) \cdot \int_0^1 F_2 \cdot \frac{\partial}{\partial \zeta} f_D(\zeta) d\zeta. \end{aligned}$$

Введя обозначения

$$\left. \begin{aligned} A &= \int_0^1 \zeta^{\kappa} (1 - F_1) \cdot \frac{\partial}{\partial \zeta} f_D(\zeta) d\zeta, \\ B &= \int_0^1 F_2 \cdot \frac{\partial}{\partial \zeta} f_D(\zeta) d\zeta, \end{aligned} \right\} \quad (15)$$

предыдущее выражение перепишем в виде

$$\begin{aligned} \int_0^1 \omega \frac{\partial u}{\partial \zeta} d\zeta &= c \cdot f_D(1) \cdot \bar{u} \cdot \left[\left(\bar{u} \cdot \frac{\partial z}{\partial x} + \bar{v} \cdot \frac{\partial z}{\partial y} \right) + \right. \\ &+ \mu \cdot \left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial x} - \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \right) \left. \right] \cdot A - \bar{u} \cdot \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right) \cdot B. \end{aligned} \quad (16)$$

Аналогично

$$\int_0^1 \omega \frac{\partial v}{\partial z} dz = c \cdot f_D(1) \cdot \bar{v} \left[\left(\bar{u} \frac{\partial z}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial z}{\partial y} \right) + \right. \\ \left. + \mu \left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial x} - \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \right) \right] \cdot A - \bar{v} \cdot \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right) \cdot B. \quad (17)$$

Подставляя выражения (16) и (17) соответственно в уравнения (2) и (3), получим:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + c \cdot f_D(1) \cdot \bar{u} \left[\left(\bar{u} \cdot \frac{\partial z}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial z}{\partial y} \right) + \right. \\ \left. + \mu \left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial x} - \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \right) \right] \cdot A - \bar{u} \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right) \cdot B = -g \frac{\partial \bar{H}}{\partial x} + l\bar{v}; \quad (18)$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + c \cdot f_D(1) \cdot \bar{v} \left[\left(\bar{u} \frac{\partial z}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial z}{\partial y} \right) + \right. \\ \left. + \mu \left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial x} - \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \right) \right] \cdot A - \bar{v} \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right) \cdot B = -g \frac{\partial \bar{H}}{\partial y} - l\bar{u}. \quad (19)$$

Итак, имеем два уравнения (18) и (19) с тремя неизвестными функциями $\bar{u}$, $\bar{v}$ и $\bar{H}$. Чтобы замкнуть систему можно привлечь так называемое «уравнение мелкой воды» для $\bar{H}$

$$\frac{\partial \bar{H}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{H}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{H}}{\partial y} + \bar{H} \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right) = 0. \quad (20)$$

Уравнения (18), (19) и (20) являются основой для схемы прогноза, обеспечивающей учет орографии и трения.

Перепишем систему уравнений (18—20) с учетом переменной масштаба карты в виде:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} = -m \left\{ \bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + c \cdot f_D(1) \cdot \bar{u} \left[\left(\bar{u} \frac{\partial z}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial z}{\partial y} \right) + \right. \right. \\ \left. \left. + \mu \left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial x} - \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \right) \right] \cdot A - \bar{u} \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right) \cdot B - g \frac{\partial \bar{H}}{\partial x} + l\bar{v} \right\} \equiv F_{\bar{u}}; \quad (21)$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} = -m \left\{ \bar{u} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + c \cdot f_D(1) \cdot \bar{v} \left[\left(\bar{u} \frac{\partial z}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial z}{\partial y} \right) + \right. \right. \\ \left. \left. + \mu \left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial x} - \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \right) \right] \cdot A - \bar{v} \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right) \cdot B - g \frac{\partial \bar{H}}{\partial y} - l\bar{u} \right\} \equiv F_{\bar{v}}; \quad (22)$$

$$\frac{\partial \bar{H}}{\partial t} = -m \left[\bar{u} \frac{\partial \bar{H}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{H}}{\partial y} + \bar{H} \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right) \right] \equiv F_{\bar{H}}. \quad (23)$$

Имея данные высот изобарической поверхности и ветра при $\bar{\zeta} = \zeta$ в какой-либо момент времени, можно рассчитать значения $F_{\bar{u}}$, $F_{\bar{v}}$ и $F_{\bar{H}}$, а следовательно, и производные по времени. Таким образом, схема позволяет вычислить прогностические значения u , v и H при $\bar{\zeta} = \zeta$ на определенный срок. С помощью заданных функций профилей на основании соотношений (13) и (5) можно также получить прогностические значения составляющих скорости ветра и горизонтальной дивергенции на любом уровне.

Для численного интегрирования дифференциальные операторы в уравнениях (21)–(23) должны быть заменены их конечно-разностными аналогами. В частности, для аппроксимации производных по времени и правых частей уравнений целесообразно использовать методы Адамса и Шумана, а интегрирование по времени осуществить с помощью полунявной схемы [8, 5].

Теперь переходим к вопросу задания функции $f_{\omega}(\zeta)$ и $f_D(\zeta)$. Принимая во внимание условие (4), функцию $f_{\omega}(\zeta)$ предлагается задать в виде

$$f_{\omega}(\zeta) = 1 - (1 - 2\zeta)^2 = 4\zeta(1 - \zeta), \quad (24)$$

что соответствует параболическому профилю, симметричному относительно некоторого «среднего» уровня ($\zeta = \bar{\zeta}$). Однако это не значит, что сама вертикальная скорость ω имеет такой же профиль, так как, согласно соотношению (6), профиль $\omega(\zeta)$ зависит также от величины вынужденной вертикальной скорости у земли (ω_1) и от характера изменения ее по высоте (от множителя ζ^k). На основании эмпирических данных в зависимости от времени года или особенностей рассматриваемого района можно подбирать соответствующие значения k . Из соотношения (6) следует, что при $k=2$ вклад ω_1 в ω выше «среднего» уровня становится на порядок меньше, чем у земли (при $\zeta \approx 0,3$), а при $k=3$ — почти на «среднем» уровне.

Предполагая, что профиль скорости ветра есть линейная функция высоты (ζ), примем, что

$$f_D(\zeta) = 1,5 - \zeta. \quad (25)$$

Имея заданные функции профилей, уравнениям (18)–(20) или (21)–(23) можно придать конкретный вид. Так, вычисляя интегралы формул (15) с учетом (24) и (25), находим:

$$A = \frac{1}{8} \left[\frac{4(k-2)}{k+1} - \frac{k}{k-1} - 2 \right],$$

$$B = -\frac{1}{12} = -0,083.$$

При выборе вертикальной координаты было принято, что атмосфера сверху ограничена поверхностью постоянного давления p_* , которая отождествляется с тропопаузой. Поэтому можно положить $p_* = 250$ мбар, так как средняя многолетняя высота нижней границы тропопаузы находится в пределах 9—11 км (за исключением полярных и тропических районов). К тому же на этих высотах наблюдается наибольшая повторяемость максимума скорости ветра [1]. Согласно соотношениям (13), если на «среднем» уровне скорость ветра, например, 10—15 м/с (что близко к реальному ветру), то у земли (на уровне флюгера) и на верхней границе (нижняя граница тропопаузы) ему соответствуют скорости 5—7 м/с и 15—22 м/с, что согласуется с климатическими данными.

В качестве p_r можно принять стандартное давление на уровне моря, т. е. 1000 мбар. Но, как правило, горные массивы, способные оказать сколько-нибудь существенное влияние на процессы синоптического масштаба, занимают огромную площадь. Если судить по карте сглаженного рельефа [9], то, например, можно сказать, что большая часть азиатского материка представляет собой высокогорное плато с отдельными возвышенностями. Поэтому для значительной части Азии, включающей Центрально-Азиатские горные системы, Восточно-Сибирские горные массивы, Среднесибирское и Иранское нагорье, средняя высота которых превышает 1000 м над уровнем моря, в качестве p_r можно взять 850 мбар (для отдельных районов 700 мбар). Отметим, что такая картина имеет место также в Северной Америке (район Скалистых гор), в южной Африке (вплоть до Эфиопского нагорья) и во всей континентальной Антарктиде.

Итак, принимаем, что $p_r = 850$ мбар, а следовательно, давление на «среднем» уровне $\bar{p} = 0,5(p_r + p_*) = 550$ мбар, и соответственно $\bar{p} = (p - p_*) / (p_r - p_*) = 0,5$.

Если иметь в виду, что в стратосфере также существует уровень, для которого справедливы предположения, принятые здесь, о рассмотренную схему можно приспособить и для прогноза в стратосфере. В этом случае уравнения (21)—(23) упростятся за счет уменьшения эффектов, связанных с влиянием поверхности земли, так как можно положить $A = 0$. Как известно, в стратосфере имеется уровень, на котором наблюдаются минимумы скорости ветра (уровень обращения) и минимальное значение меридианального градиента температуры.

Пусть $\zeta' = (p' - p_*) / (p_r' - p_*)$ — вертикальная координата для стратосферы. Примем, что $p_r' = 250$ мбар, $p_*' = 50$ мбар, $\bar{p}' = 150$ мбар, $\bar{\zeta}' = 0,5$. Тогда функции профилей могут быть представлены в виде

$$f_{\omega}(\zeta') = 4\zeta'(\zeta' - 1); \quad (26)$$

$$f_D(\zeta') = \zeta' + 0,5, \quad (27)$$

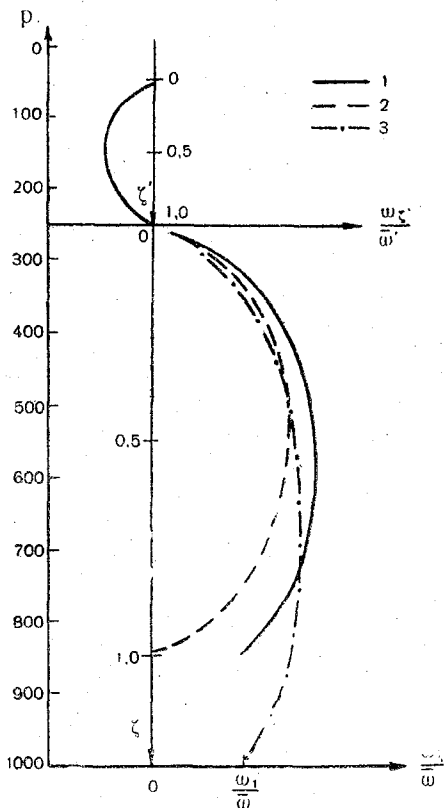
а соотношения (6), (13) примут следующий вид:

$$\omega_{\zeta'} = \bar{\omega}' \cdot f_{\omega}(\zeta'),$$

$$u' = \bar{u}' \cdot f_D(\zeta'),$$

$$v' = \bar{v}' \cdot f_D(\zeta').$$

На рисунке показаны возможные виды профилей ω при различной стилизации атмосферы.



Теоретические профили вертикальной скорости (нормированной на $\bar{\omega}$) над высокогорным районом, полученные с учетом общей поднятости, неровностей и трения (1), с учетом только общей поднятости (2), с учетом только неровностей и трения (3)

О необходимости учета общей поднятости рельефа, как постоянно действующего фактора, указывал Ду син-юань [6], который построил двухуровненную квазиогеострофическую схему про

ноза геопотенциала для высокогорных районов. Но он сильно упростил схему, чтобы реализовать ее графоаналитическим методом.

В работе автора [3] исследовалась возможность учета этого фактора в трехуровневой схеме прогноза. Нетрудно убедиться в том, что из уравнений гидротермодинамики атмосферы, записанных в системе x, y, ζ, t при условии квазигеострофичности движения и малости членов $\omega \frac{\partial u}{\partial \zeta}, \omega \frac{\partial v}{\partial \zeta}$, а также отсутствия потоков через нижнюю и верхнюю границы рассматриваемого слоя, можно получить уравнение

$$\left(\tilde{m}^2 \cdot \Delta + \frac{\partial}{\partial \zeta} \zeta^2 \frac{\partial}{\partial \zeta} \right) \frac{\partial H}{\partial t} = - \tilde{m}^2 \left[\frac{g}{l} (H, \Delta H) + \beta \cdot \frac{\partial H}{\partial x} \right] - \frac{\partial}{\partial \zeta} \zeta^2 \cdot \frac{g}{l} \left(H, \frac{\partial H}{\partial \zeta} \right) \quad (28)$$

и граничные условия:

$$\zeta \cdot \frac{\partial}{\partial \zeta} \left(\frac{\partial H}{\partial t} \right) \text{ ограничено при } \zeta = 0 \ (p = p_*); \quad (29)$$

$$\frac{\partial}{\partial \zeta} \left(\frac{\partial H}{\partial t} \right) + \alpha \left(\frac{\partial H}{\partial t} \right) = - \frac{g}{l} \left(H, \frac{\partial H}{\partial \zeta} \right) \text{ при } \zeta = 1 \ (p = p_r), \quad (30)$$

где

$$\tilde{m}^2 = \frac{R^2 T (\gamma_a - \gamma)}{g l^2};$$

$$\alpha = \frac{R}{g} (\gamma_a - \gamma);$$

$$\beta = \frac{\partial l}{\partial y} \text{ — параметр Россби.}$$

Как известно, уравнение вида (28) имеет аналитическое решение, содержащее функции Грина [7].

Неточность, которая допускается при замене граничного условия для поверхности земли (при $p = p_z$) условием (30), несущественна, так как если считать, что ошибка такой замены определяется отношением $\frac{p_z - p_r}{p_r}$ [7], то для рассматриваемых нами высокогорных районов, где $p_r = 850$ мбар, она не превышает 5—6%. Если принять $p_r = 1000$ мбар или вместо условия (30) записать условие для уровня моря, то ошибка замены достигает 20% и больше.

Чтобы учесть эффекты неровностей и трения высокоподнятого рельефа, можно воспользоваться также известным приемом [7, 4],

когда уравнение (28) решается как однородное, но при неоднородном нижнем граничном условии, например типа (10). Найденное решение складывается с решением, отвечающим уравнению (28) при граничных условиях (29) и (30).

Задача в такой постановке обладает определенным преимуществом (разумеется, в рамках принятых предположений), так как в ней не только более корректно ставится нижнее граничное условие, но и представляется возможность улучшить вертикальное разделение модели.

Нами также проводились оценки влияния общей поднятости рельефа на результаты численных прогнозов с помощью бароклинной схемы Белоусова [4], в которой использовано решение уравнения (28) в виде

$$\begin{aligned} \frac{\partial H}{\partial t} \Big|_{r=0} = & \frac{1}{2\pi} \int_0^1 \int_0^{2\pi} \int_0^R \left\{ \tilde{m}^2 \left[\frac{g}{l} (H, \Delta H) + \beta \frac{\partial H}{\partial x} \right] \cdot M_1(\zeta, \eta, r) + \right. \\ & + \zeta \cdot \frac{g}{l} \left(H, \frac{\partial H}{\partial \zeta} \right) \cdot M_2(\zeta, \eta, r) r dr d\varphi d\eta + \\ & \left. + \frac{1}{2\pi} \int_0^1 \int_0^{2\pi} \frac{\partial H}{\partial t} (R) \cdot M_3(\zeta, \eta, R) d\varphi d\eta, \right. \end{aligned} \quad (3.1)$$

где M_1 , M_2 и M_3 — функции влияния; R — радиус области влияния; r , φ — полярные координаты. Здесь вертикальная координата определена как $\zeta = \frac{p}{p_r}$.

Разница между функциями влияния с учетом общей поднятости рельефа и без учета ее существенна, что можно видеть из таблицы, на которой представлены значения весовых коэффициентов адвекции вихря при $\zeta = \eta$:

	$\zeta = \eta$	1,000	0,588	0,353
Общая поднятость рельефа	учтена	$0,467 \cdot 10^{-5}$	$0,409 \cdot 10^{-5}$	$0,568 \cdot 10^{-5}$
	не учтена	$0,306 \cdot 10^{-5}$	$0,390 \cdot 10^{-5}$	$0,565 \cdot 10^{-5}$
Разность		$0,151 \cdot 10^{-5}$	$0,019 \cdot 10^{-5}$	$0,003 \cdot 10^{-5}$

Сравнение прогностических полей H_{850} , H_{500} и H_{300} , рассчитанных с учетом и без учета общей поднятости рельефа, показало, что учет общей поднятости рельефа улучшает прогноз геопотенциала

Заметное и равномерное улучшение прогноза наблюдается в горных районах на уровнях, близких к поверхности земли. На вышележащих уровнях улучшение незначительно, зато расширяется область улучшения прогнозов с небольшим смещением ее границы по направлению общего потока. На уровне 850 мбар величина абсолютной ошибки уменьшается на 1—8 дкм, а на остальных уровнях на 1—3 дкм.

Вносилось также некоторое уточнение при замене конечными разностями производных по вертикали в выражении для адвекции температуры, чтобы уменьшить влияние ошибки аппроксимации при описании термических факторов на уровнях 850 и 500 мбар. Это привело к улучшению прогноза H_{850} , а на остальных уровнях не повлияло существенно на результаты прогноза геопотенциала, за исключением некоторого ухудшения прогноза H_{300} , хотя для этого уровня способ аппроксимации оставался неизменным. Последнее, по-видимому, связано с различием значимости и формы влияния термических факторов на поле давления в разных слоях атмосферы.

Мы рассмотрели, таким образом, одноуровненную негеострофическую и трехуровненную квазигеострофическую схему прогноза, в которых эффект общей поднятости поверхности земли, ее неровности и фрикционный эффект учитываются соответственно через вертикальную координату и вынужденную вертикальную скорость.

Следует отметить, что поскольку принятая здесь вертикальная координата ξ является изобарической, следовательно, не требуются дополнительные процедуры переинтерполяции при подготовке исходных данных и при получении прогностических полей, без которых невозможно обойтись, например, в случае использования σ -координаты [10, 11]. Кроме этого, в прогностических уравнениях, записанных в системе x, y, σ, t , появляются дополнительные члены, содержащие горизонтальные градиенты наклона σ -поверхности, что, при прочих равных условиях, приводит к увеличению вычислительной ошибки, а также возникают некоторые трудности при вычислении горизонтальной дивергенции в уравнении неразрывности, в частности, в районе сильных перепадов высоты рельефа [12].

Поэтому вышеприведенный подход имеет определенное преимущество при построении сравнительно простых схем прогноза для использования их в региональных прогностических центрах, а также при подготовке исходных данных и при усвоении асиноптической информации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авиационно-климатический атлас — справочник СССР. Вып. 5. Климатические характеристики тропопавзы, уровня максимума скорости ветра и отклонений температуры от температуры стандартной атмосферы. Под ред. Махова З. М. М., 1969. 269 с. (ГУТМС НИИАК).

2. Баранов Л. М., Солонин С. В. *Авиационная метеорология*. Л., Гидрометеониздат, 1975. 390 с.
3. Батжаргал З. Некоторые результаты испытания численной схемы прогноза применительно к условиям Центральной Азии. — «Тезисы докладов на научной дискуссии IV (XII) конференции директоров МС/ГМС социалистических стран в Улан-Баторе», сентябрь, 1972.
4. Белоусов С. Л. Многоуровневные квазигеострофические модели. — В кн.: *Лекции по численным методам краткосрочного прогноза погоды*. Л., Гидрометеониздат, 1969, с. 294—316.
5. Васильев В. А. О трансформации ошибок начальных данных в процессе численного прогноза. — «Труды Гидрометцентра СССР», 1976, вып. 180, с. 73—82.
6. Дусин-юань. Пространственная задача численного прогноза барического поля с учетом влияния высокогорных плато. — «Труды ГГО», 1959, вып. 99, с. 93—104.
7. Кибель И. А. *Введение в гидродинамические методы краткосрочного прогноза погоды*. Л., Гостехиздат, 1957. 375 с.
8. Фукс-Рабинович М. С. Об оценке влияния точности исходной информации на прогноз геопотенциала и скорости ветра с использованием примитивной баротропной модели атмосферы. — «Труды Гидрометцентра СССР», 1970, вып. 71, с. 98—108.
9. Berkofsky L., Bertoni E. A. Mean topographic charts for the entire earth. — «Bull. Amer. Meteorol. Soc.», 1955, vol. 36, No. 7, pp. 350—354.
10. Phillips N. A. A coordinate system having some special advantages for numerical forecasting. — «J. Meteorol.», 1957, 14, No. 2, pp. 184—185.
11. Shuman F. G. and Hovermale J. B. An operational six layer primitive equation model. — «J. Appl. Meteorol.», 1968, vol. 7, No. 4, pp. 525—547.
12. Okamura Y. Numerical experiments of orographic effect on the large scale motion of the atmosphere. — «Papers in Meteorology and Geophysics», 1976, vol. 27, No. 1, pp. 1—20.

Ю. Н. ВОЛКОНСКИЙ, А. С. ДЕГТЯРЕВ (ВИКИ)

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РЕГРЕССИОННЫХ МЕТОДОВ ПРИ РАЗРАБОТКЕ ВЕРОЯТНОСТНЫХ АВИАЦИОННЫХ ПРОГНОЗОВ ПОГОДЫ

При разработке вероятностных прогнозов состояния атмосферы в синоптической практике широко используются регрессионные методы, при реализации которых вероятность осуществления i -й фазы прогнозируемого явления оценивается с помощью уравнения множественной регрессии вида

$$\hat{p}_j = \sum_{(i)} a_i f_i(x), \quad (1)$$

где $f_i(x)$ — некоторые известные функции исходного состояния атмосферы.

Коэффициенты уравнения регрессии (1), как правило, находятся по материалам архивной выборки из условия минимума среднего (по этой выборке) квадрата невязки регрессии:

$$(p_j - \hat{p}_j)^2 = \min. \quad (2)$$

Однако применительно к специализированным (и, в частности, авиационным) прогнозам условие (2) не обеспечивает максимальную возможную эффективность оперативного использования уравнения (1).

Действительно, полученная по (1) оценка вероятности $\hat{p}_j$ учитывается потребителем прогностической информации (например, авиационным командованием) для выбора одного из нескольких возможных планов его деятельности (например, производство полетов или закрытие аэродрома и т. п.). В простейшем случае, когда прогнозируется осуществление или неосуществление какого-либо явления (y или $\bar{y}$) и потребитель располагает набором из двух планов S_1 и S_2 , очевидно должно существовать некоторое пороговое значение p_y^* , переход через которое соответствует изменению оптимального плана. Пусть, для определенности, план S_1 является оптимальным при условии

$$p_y \geq p_y^*, \quad (3)$$

а план $\hat{S}_2$ — при условии

$$p_y < p_y^* \quad (3')$$

Предположим, что «цены» ошибочного выбора плана — S_2 вместо S_1 и S_1 вместо S_2 — одинаковы. Тогда эффективность прогнозов можно охарактеризовать суммарной вероятностью таких ошибок Q , связанных с использованием оценок $\hat{p}_y$.¹

Поскольку далее указанные ошибки возникают только при

$$\frac{p_y - p_y^*}{\hat{p}_y - p_y^*} < 0, \quad (4)$$

естественно потребовать такого выбора коэффициентов в уравнении (1), чтобы минимизировалось число ошибок для значений p_y , близких к p_y^* . Иначе говоря, вместо условия (2) целесообразно принять

$$\overline{(p_y - \hat{p}_y)^2 \varphi(p_y)} = \min, \quad (5)$$

где весовая функция φ может быть задана, например, в виде

$$\varphi = \frac{1}{|p_y - p_y^*|}. \quad (6)$$

Выполнение условия (5) обеспечивается решением системы нормальных уравнений

$$\varphi_y \sum_i f_i \hat{p}_y + \varphi_{\bar{y}} \sum_i f_i \hat{p}_y = \varphi_y \sum_i f_i p_y + \varphi_{\bar{y}} \sum_i f_i p_y, \quad i = 1, 2, \dots,$$

где φ_y и $\varphi_{\bar{y}}$ — значения весовой функции при осуществлении и неосуществлении явления, а символами $\sum_y$ и $\sum_{\bar{y}}$ обозначено суммирование соответственно по случаям осуществления и неосуществления явления в архивной выборке.

Приняв для осуществления явления $p_y = 1$ и для неосуществления явления $p_y = 0$ и введя $k = \frac{\varphi_y}{\varphi_{\bar{y}}}$, окончательно получим

$$k \sum_y f_i \hat{p}_y + \sum_{\bar{y}} f_i \hat{p}_y = k \sum_y f_i, \quad (7)$$

где $i = 1, 2, \dots$

¹ Величина p_y^* при известной платежной матрице легко находится из условия равенства вероятных затрат, соответствующих планам S_1 и S_2 . При отсутствии платежной матрицы величина p_y^* может быть определена методом экспертных оценок.

Нахождение значения k , минимизирующего число ошибочных прогнозов при заданном p_y^* , может быть осуществлено путем проб. В этом случае не учитываются «веса» ошибок «пропуска» и ошибок «ложной тревоги», хотя очевидно, что для разных пороговых значений p_y^* эти веса должны быть различными. Учтем их с помощью функции риска, которую можно определить как суммарные затраты потребителя.

$$F' = bn + ct, \quad (8)$$

где b и c — затраты потребителя при ошибках пропуска и ошибках ложной тревоги соответственно; l — число ошибок пропуска; m — число ошибок ложной тревоги.

Нормируем функцию риска, поделив обе части (8) на b . Тогда $\frac{c}{b}$ можно определить через p_y^*

$$\frac{c}{b} = \frac{p_y^*}{1 - p_y^*} \quad (9)$$

и оптимальные значения коэффициентов k при заданном p_y^* найти из условия минимума функции

$$F = l + \frac{p_y^*}{1 - p_y^*} m. \quad (10)$$

Целесообразность применения описанного выше алгоритма покажем на примере статистического прогноза туманов в одном из пунктов Ленинградской области. Предикторы — значения температуры (T), относительной влажности воздуха (R), скорости (f) и направления (d) ветра в пункте прогноза в 03 часа¹.

Для исключения влияния интенсивной адвекции рассматривались только случаи с $f < 8$ м/с.

Расчеты проводились для p_y^* , равных 0,35, 0,45, 0,65, 0,85, 0,95. В результате расчетов получены зависимости числа ошибок $n = l + m$ и функции риска от величины k и p_y^* . Эти зависимости приведены на рис. 1 и 2.

Из анализа рис. 1 следует, что, во-первых, для каждого p_y^* существует оптимальное значение k , которому соответствует минимальное количество ошибок; во-вторых, при увеличении p_y^* происходит смещение оптимального $k_{\text{опт}}$ в область больших значений. Это означает, что при расчетах по уравнению регрессии нужно обязательно знать оптимальное значение $k_{\text{опт}}$, так как, например, для $p_y^* = 0,45$ $k_{\text{опт}} = 0,6$ (рис. 1) и ему соответствует минимум ошибок, равный 37, а если взять $k = 2$, то количество ошибок будет равно 55, т. е. возрастет на 49%.

¹ Выбор предикторов в рассматриваемом примере определялся возможностью построения автоматической системы разработки вероятностных прогнозов.

, нормированной на общее число прогнозов,

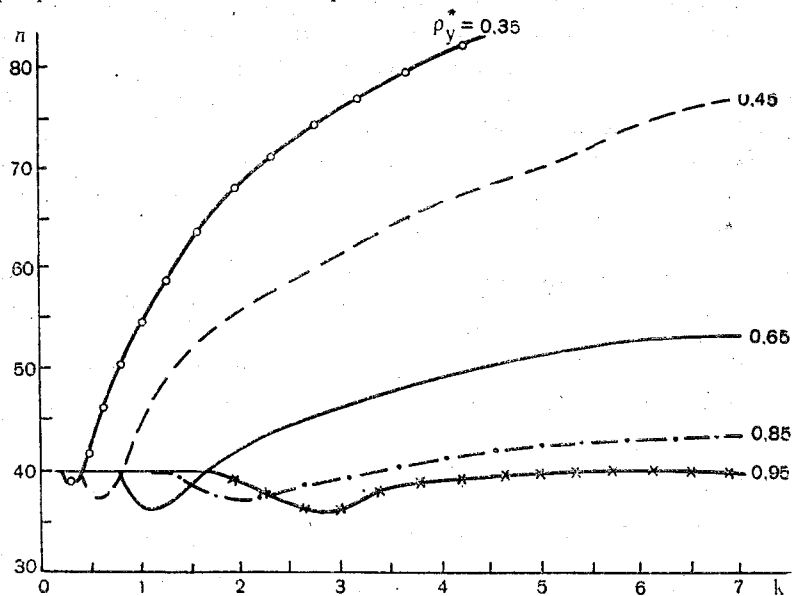


Рис. 1. График зависимости числа ошибочных решений n от k и порогового значения вероятности p_y^* .

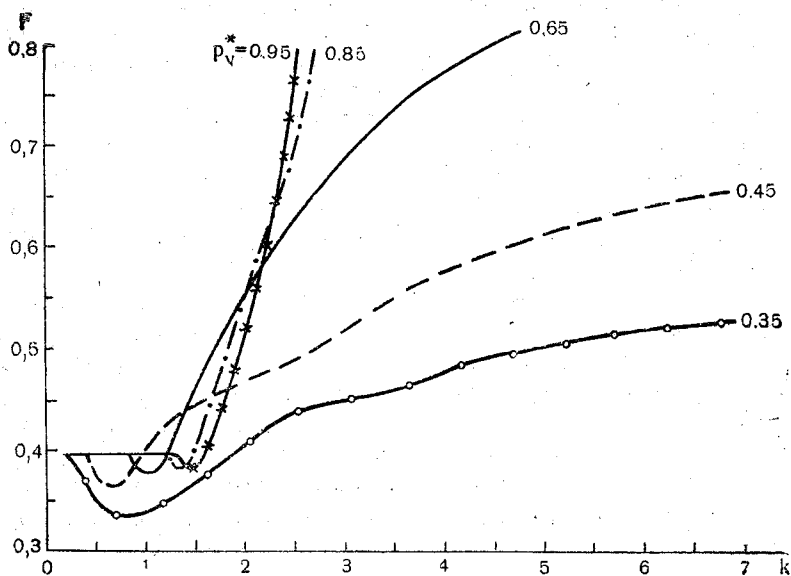


Рис. 2. График зависимости функции риска от k и порогового значения вероятности p_y^* .

Для функции риска минимумы ошибок для различных p_y^* сосредоточены в более узкой области k . На рис. 1 значения $k_{\text{опт}}$ лежат в интервале 0,3—2,8, а на рис. 2 — в интервале 0,2—1,5.

В некоторых авиационных подразделениях установлены пороговые значения влажности R^* , при достижении которых рекомендуется прекращать полеты ввиду угрозы возникновения тумана. На основе климатической обработки материала каждому R^* можно сопоставить пороговую вероятность p_y^* . Так, для данного пункта прогноза $R^*=95\%$, чему соответствует $p_y^*=0,45$.

Для проверки эффективности предлагаемой методики регрессионного прогноза были составлены прогнозы по заданной величине R^* . Результаты проверки приведены в таблице.

Осуществилось	Принятый план		Сумма
	летать	не летать	
Туман	26	14	40
Без тумана	70	42	112
Сумма	96	56	152

Из анализа таблицы следует, что, руководствуясь заданным значением влажности, потребитель принял бы 68 неправильных решений. По регрессионному прогнозу (рис. 1) для $p_y^*=0,45$ и при $k_{\text{опт}}=0,6$ таких ошибок было бы только 37, т. е. на 45% меньше.

Функция риска, определенная по таблице, равна 60,4, а по регрессионному прогнозу она равна 36,2, т. е. уменьшается на 40%.

Таким образом, предлагаемая методика регрессионного прогноза позволяет значительно сократить число ошибочных решений потребителя.

О ПРИМЕНЕНИИ МЕТОДА ЭКСПОНЕНЦИАЛЬНОГО СГЛАЖИВАНИЯ ДЛЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ВЫСОТЫ НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ ОБЛАКОВ ПО ДАННЫМ УЧАЩЕННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ В ОДНОМ ПУНКТЕ

Вопросам краткосрочного прогнозирования погоды для нужд авиации, как отметил Седьмой Всемирный Метеорологический Конгресс ВМО [3], должен быть обеспечен в ближайшие годы наивысший приоритет наряду с вопросами долгосрочного прогнозирования и активных воздействий на погоду. Особенно это относится к прогнозу высоты нижней границы облаков и дальности видимости на аэродроме для обеспечения безопасности взлета и посадки самолетов и вертолетов.

Анализ существующих физико-статистических и гидродинамических методов прогнозов высоты нижней границы облаков и дальности видимости [1, 4, 6] показывает, что эта проблема не может считаться удовлетворительно решенной даже относительно фоновых прогнозов погоды, не говоря уже о детальных специальных прогнозах, к каким относятся авиационные прогнозы для обеспечения безопасности взлета и посадки летательных аппаратов.

Подавляющее большинство физико-статистических методов прогнозов высоты облаков и дальности видимости разработано на сроки от 2 до 24 часов. Используемые в них способы и различные эмпирические приемы не могут быть положены в основу прогнозирования на сроки от нескольких минут до 1—2 часов включительно, так как существующая сеть синоптических станций и временная дискретность наблюдений на этой сети не обеспечивают необходимой исходной информации для разработки такого прогноза. Решение этой проблемы гидродинамическими методами вряд ли осуществимо по экономическим соображениям: потребуется создание вокруг каждого аэропорта автоматизированной сети наблюдений с расстоянием между станциями около 1,5 км и дискретностью измерений метеорологических элементов не более 1 минуты. По-видимому, наиболее реальным направлением решения данной задачи является использование различных экстраполяционных методов по данным учащенных наблюдений на аэродроме.

В настоящей работе предлагается экстраполяционный метод прогноза высоты нижней границы низких облаков (до 300 м включительно) на сроки от нескольких минут до 1 часа по данным учащенных наблюдений в одном пункте с учетом характера атмосферных процессов и статистической структуры соответствующей формы облаков. Для использования этого метода необходимо иметь непродолжительный ряд измерений высоты облаков в данном пункте в течение интервала времени, предшествующего исходному для разработки прогноза моменту t_0 . Общая постановка задачи в этом случае сводится к следующему.

Пусть временным рядом, т. е. упорядоченной во времени последовательностью измерений, является высота нижней границы облаков (ВНГО) $h_0, h_1, h_2, \dots, h_T$. Будем понимать эту запись так: имеется $(T+1)$ чисел, представляющих собой измерения высоты нижней границы облаков в $(T+1)$ равноотстоящих моментов времени. Эти моменты для удобства перенумеруем целыми числами: $0, 1, 2, \dots, t, \dots, T$.

Использование экстраполяции в прогнозировании ВНГО осуществляется, исходя из предположения, что рассматриваемый процесс изменения переменной $h(t)$ представляет собой сочетание двух составляющих — детерминированной (регулярной) и случайной. В этом случае достаточно общей математической моделью служит модель вида

$$h(t) = f(\bar{a}, t) + \eta(t), \quad t = 0, 1, \dots, T, \quad (1)$$

где $f(\bar{a}, t)$ — детерминированная составляющая рассматриваемого процесса ВНГО (его тенденция, тренд, уровень); $\eta(t)$ — случайная последовательность, подчиняющаяся вероятностному закону.

Предполагается, что детерминированная составляющая $f(\bar{a}, t)$ представляет собой гладкую функцию от аргумента времени t , описываемую конечномерным вектором параметров $\bar{a}$, которые сохраняют свои значения на интервале времени прогнозирования временного ряда.

Соотношение (1) можно использовать в том случае, если возможно, по крайней мере с допустимой для практических целей точностью, разделить физический процесс на детерминированную и случайную составляющие. Детерминированная составляющая или тренд отражает закономерности развития процесса и в данном случае определяется перемещением и эволюцией барических образований и атмосферных фронтов с соответствующими облачными системами относительно пункта прогноза, а также суточным ходом метеозлементов. Случайная составляющая $\eta(t)$ обычно считается некоррелируемым случайным процессом с нулевым математическим ожиданием и применительно к ВНГО определяется турбулентным характером атмосферы. Таким образом, единый физический процесс рассматривается как монотонное изменение ВНГО, на которое накладываются флуктуационные, короткопериодные

колебания. На возможность такого деления процесса изменения ВНГО со временем указано в работах [5, 8].

Можно рассматривать различные варианты математической модели (1), в которых влияние времени сказывается либо на детерминированной составляющей $f(\bar{a}, t)$, либо на случайной составляющей, либо, наконец, на обеих составляющих вместе [2].

В данной разработке будем рассматривать первый вариант при котором функцией времени является детерминированная составляющая $f(\bar{a}, t)$, а оценка случайной составляющей $\eta(t)$ необходима только для определения точностных характеристик прогноза.

Сущность экстраполяционных методов прогнозирования заключается в получении наилучшего в некотором смысле описания тренда ВНГО в предсказанный период, включающий и исходный для прогнозирования момент времени t_0 (вместе они носят название ретроспективного периода), и в определении его прогностических значений путем экстраполяции на будущее.

Использование любых методов экстраполяции требует предварительной обработки исходного для прогноза числового ряда, которая преследует две цели: во-первых, снизить влияние случайной составляющей в исходном числовом ряду для приближения его к тренду и, во-вторых, представить информацию, содержащуюся в исходном числовом ряду, в виде, удобном для его математического описания.

Основным методом решения первой задачи является процедура сглаживания, которая направлена на минимизацию случайных отклонений точек временного ряда от некоторой гладкой кривой описывающей предполагаемый тренд рассматриваемого изменения ВНГО.

Анализ временных рядов ВНГО показал, что в большинстве случаев даже простое линейное сглаживание по некоторой совокупности окружающих точек является достаточно эффективным средством выявления тренда при наложении на него мелкомасштабных случайных колебаний и ошибок измерений ВНГО.

Достоверность и точность экстраполяционных прогнозов определяется правильным выбором вида функции и периода времени ретроспекции, на котором определяются параметры закона изменения переменной. В то же время способы подбора вида функции и периода времени ретроспекции в большинстве случаев являются неформализованными, существенным образом зависящими от интуиции прогнозиста.

Из всего многообразия методов экстраполяции, использующих для описания тренда простые функции (линейную, параболическую, степенную, экспоненциальную, гиперболическую, логистическую, Гомпертца и т. д.), мы остановили свой выбор на методе экспоненциального сглаживания, разработанном Р. Г. Брауном [9]. Этот метод является дальнейшим развитием сглаживания вре

менных рядов с помощью взвешенной скользящей средней, в которой веса подчиняются экспоненциальному закону. Достоинство этого метода заключается в том, что информативность каждого члена ретроспективного ряда искусственно повышается по мере приближения измерений к моменту разработки прогноза, а также имеется возможность «подправлять» тренд по мере поступления новых данных измерений.

Формула экспоненциального сглаживания в общем виде записывается следующим образом. [11]:

$$S(t_0) = \alpha h(t_0) + (1 - \alpha) S(t_0 - 1), \quad (2)$$

где $S(t_0)$ — текущая оценка сглаживающей функции в момент t_0 ;
 α — постоянная сглаживания.

Применяя операцию сглаживания повторно к уже сглаженным значениям функции $h(t)$, получаем функции сглаживания 2-го, 3-го и т. д. порядков:

$$\left. \begin{aligned} S^{(2)}(t_0) &= \alpha S^{(1)}(t_0) + (1 - \alpha) S^{(2)}(t_0 - 1), \\ S^{(3)}(t_0) &= \alpha S^{(2)}(t_0) + (1 - \alpha) S^{(3)}(t_0 - 1), \\ &\dots \\ S^{(n)}(t_0) &= \alpha S^{(n-1)}(t_0) + (1 - \alpha) S^{(n)}(t_0 - 1). \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

С другой стороны, путем подстановки в соотношение (2) выражений для оценок сглаживающей функции в предыдущих точках временного ряда получаем

$$\begin{aligned} S(t_0) &= \alpha h(t_0) + (1-\alpha)[\alpha h(t_0-1) + \alpha(1-\alpha)h(t_0-2)] + \dots = \\ &= \alpha \sum_{k=0}^{t_0-1} (1-\alpha)^k h(t_0-k) + (1-\alpha)^{t_0} h_0. \end{aligned} \quad (4)$$

Для всех случаев экспоненциального сглаживания $0 \leq \alpha \leq 1$, следовательно, текущая оценка сглаживающей функции в момент t_0 равна линейной комбинации значений $h(t)$ во всех точках заданного ретроспективного ряда от 0 до t_0 с экспоненциально убывающими весами к начальным точкам ряда.

Для использования экспоненциального сглаживания в целях прогнозирования зададимся описанием тренда в форме степенного полинома

$$f(\bar{a}, t) = a_0 + a_1 t + \frac{1}{2} a_2 t^2 + \dots + \frac{1}{n!} a_n t^n. \quad (5)$$

Согласно теореме Брауна и Майера [12] коэффициенты a_i этого полинома могут быть выражены через функции сглаживания различного порядка исходного числового ряда $h(t)$, и задача сводится к вычислению значений функций сглаживания $S^{(i)} (i = 1, 2, \dots, n+1)$, а затем через их линейные комбинации определяются коэффициенты полинома.

Анализ временных рядов ВНГО показывает, что для практических целей нецелесообразно использовать полиномы со степенями разложения выше второй.

Воспользуемся выражениями для оценки коэффициентов разложения, приведенными в работе [11].

Для полинома нулевого порядка $f(\bar{a}, T) = a_0(t)$:

$$\hat{a}_0(t) = S^{(1)}(t). \quad (6)$$

Для полинома первого порядка $f(\bar{a}, T) = \bar{a}_1(t)T$:

$$\left. \begin{aligned} \hat{a}_0(t) &= 2S^{(1)}(t) - S^{(2)}(t), \\ \hat{a}_1(t) &= \frac{\alpha}{1-\alpha} [S^{(1)}(t) - S^{(1)}(t)]. \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

для полинома второго порядка $f(a, T) = \bar{a}_0(t) + a_1(t)T + \frac{1}{2}a_2(t)T^2$:

$$\left. \begin{aligned} \hat{a}_0(t) &= 3S^{(1)}(t) - 3S^{(2)}(t) + S^{(3)}(t), \\ \hat{a}_1(t) &= \frac{\alpha}{2(1-\alpha)^2} [(6-5\alpha)S^{(1)}(t) - 2(5-4\alpha)S^{(2)}(t) + \\ &\quad + (4-3\alpha)S^{(3)}(t)], \\ \hat{a}_2(t) &= \frac{\alpha^2}{(1-\alpha)^2} [S^{(1)}(t) - 2S^{(2)}(t) + S^{(3)}(t)]. \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

Значения сглаживающей функции определяются с помощью рекуррентной формулы (2).

В качестве начальных условий можно принять, что

$$S^{(1)}(0) = S^{(2)}(0) = S^{(3)}(0) = h(0), \quad (9)$$

или определить их через значения функции сглаживания по формулам Брауна [11].

Средняя квадратическая ошибка прогноза оценивается по соотношению [11]:

$$\sigma_{h_{t_0+t}} = \sigma_{h_t} \sqrt{2\alpha + 3\alpha^2 t + 4\alpha^3 t^2}, \quad (10)$$

где σ_{h_t} — среднее квадратическое отклонение случайной компоненты от тренда, полученное на основе обработки большого статистического материала.

Оценка прогностических возможностей метода экспоненциального сглаживания осуществлялась нами на примере прогнозирования временных рядов высоты нижней границы облаков на сроки от 15 минут до 1 часа при первоначальном периоде ретроспек-

ции, равном 1 часу. В качестве исходных данных для расчетов использовались результаты измерений высоты нижней границы слоистодождевых облаков в аэропорту Внуково при прохождении через аэропорт холодных атмосферных фронтов в зимний период. Временная дискретность рядов наблюдений составляла 15 минут. При расчетах было использовано 14 реализаций общей продолжительностью, равной 603 измерениям.

Для расчетов была составлена программа на алгоритмическом языке Фортран, которая реализована на ЭВМ.

Предварительные расчеты показали, что для прогнозирования высоты нижней границы облаков оптимальный коэффициент сглаживания колеблется в пределах $0,6 \div 0,9$ в зависимости от ВНГО и интервала прогнозирования.

Оценка успешности прогнозов, составленных методом экспоненциального сглаживания для рассмотренных реализаций, проводилась в сравнении с инерционными прогнозами, которыми в настоящее время пользуются в авиационных метеорологических подразделениях, на указанные интервалы времени. Для этой оценки использовалась формула

$$\rho_t = \frac{1}{L} \sum_{j=1}^L \frac{1}{N_j} \left(\frac{m_{M,j}^{(t)} - m_{n,j}^{(t)}}{m_{n,j}^{(t)}} \right), \quad (11)$$

где L — число реализаций временных рядов; N_j — число членов в j -м ряду; $m_{M,j}^{(t)}$ и $m_{n,j}^{(t)}$ — число случаев оправдавшихся прогнозов, составленных на период времени t с использованием метода экспоненциального сглаживания (методический прогноз) и инерционного метода.

Для оценки прогноза использовались следующие два критерия:

- 1) прогноз считается оправдавшимся, если рассчитанная высота отличается от фактической менее чем на 10 м (жесткий критерий);
- 2) прогноз считается оправдавшимся, если рассчитанная высота отличается от фактической менее чем на 30 м (критерий ВМО для метеорологического обеспечения авиации [10]).

В таблице представлены оценки успешности прогнозов ВНГО на сроки от 15 минут до 1 часа для линейной и квадратичной моделей экспоненциального сглаживания по каждому из выбранных критериев для градаций высот 0—100 м и 100—200 м.

Анализ таблицы показывает, что использование метода экспоненциального сглаживания для прогноза временных рядов ВНГО обеспечивает существенно большую по сравнению с инерционным прогнозом оправдываемость во всем диапазоне рассматриваемых высот. Особенно заметно это проявляется при более жестких ограничениях, накладываемых на интервал отклонений рассчитанных

значений от фактически наблюдавшихся. На более короткие сроки прогнозирования (до 15 минут) лучше пользоваться сравнительно простой линейной моделью, а на сроки от 30 минут до 1 часа заметное преимущество дает квадратичная модель.

Оценка успешности прогнозов высоты нижней границы слоистодождевых облаков на холодных атмосферных фронтах (ρ_f в процентах), составленных методом экспоненциального сглаживания для аэропорта Внуково

Градации ВНО, м	Модель прогноза	Абсолютная величина отклонения прогностических значений от измеренных, м	Интервал времени прогноза, мин				Коэффициент сглаживания, α
			15	30	45	60	
0—100	Линейная	$ \Delta h < 10$	76,1	76,5	51,5	70,3	0,6
		$ \Delta h < 30$	7,8	8,3	6,5	8,4	
	Квадратичная	$ \Delta h < 10$	67,4	82,4	60,6	108,0	0,8
		$ \Delta h < 30$	6,7	4,7	7,9	9,8	
100—200	Линейная	$ \Delta h < 10$	49,4	48,2	36,4	40,6	0,7
		$ \Delta h < 30$	8,7	11,7	11,9	3,7	
	Квадратичная	$ \Delta h < 10$	36,5	44,6	50,0	90,6	0,9
		$ \Delta h < 30$	8,7	10,2	14,4	17,6	

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамович К. Г. Условия образования и прогноз низких облаков. — «Труды ГМЦ», 1973, вып. 78, с. 54—58.
2. Андерсон Т. Статистический анализ временных рядов. Перев. с англ. М «Мир», 1976, с. 13—19.
3. Бюллетень ВМО, 1975, т. XXIV, № 4, с. 269—280.
4. Зверев А. С. Синоптическая метеорология. Л., Гидрометеиздат, 1971, с. 504—523.
5. Кожарин В. С. Метеорологические условия посадки самолетов при наличии низких облаков слоистых форм. — Труды конференции по проблем авиационной метеорологии. Л., Гидрометеиздат, 1969, с. 176—178.
6. Лутфулин И. З. Расчетный метод прогноза низкой облачности и наклонной видимости на 2—3 часа для взлета и посадки самолетов. — Материалы научно-исследовательских работ по авиационной метеорологии, вып. 8. М., Воениздат, 1967, с. 3—43.
7. Методические указания по проведению оперативных испытаний новых методов гидрометеорологических прогнозов. Л., Гидрометеиздат, 1971, с. 43—45.

8. Минервин В. Е. Колебания высоты нижней границы облаков во времени — «Труды ЦАО», 1974, вып. 106, с. 64—65.
9. Теория прогнозирования и принятия решений. М., «Высшая школа», 1977, с. 116—120, с. 76—102. Авт.: С. А. Саркисян, В. И. Каспин, В. А. Лисичкин и др.
10. Технический регламент ВМО, т. 2. Метеорологическое обслуживание авиации. ВМО, № 49 ОД. 3. 1970.
11. Brown R. G. Smoothing, forecasting and prediction of discrete time series. Engewood Cliffs, (N. J.), Prentice—Hall, 1963, pp. 97—106, pp. 218—227.
12. Brown R. G. and Meyer R. F. The fundamental Theorem of Exponential Smoothing. Operational Research, vol. 9, No. 5, 1961, pp. 673—687.

ПРИМЕНЕНИЕ ДИСКРИМИНАНТНОГО АНАЛИЗА ДЛЯ ПРОГНОЗА ОБЛАЧНОСТИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ КАРТ НЕФАНАЛИЗА

В последние годы появился ряд работ [4, 7, 9, 10], в которых для альтернативных прогнозов различных опасных явлений применяется дискриминантный анализ.

В настоящей статье делается попытка осуществить прогноз количества облаков трех классов (0—3, 4—6, 7—10 баллов) по данным нефанализа с использованием непараметрического дискриминантного анализа.

Задача заключается в том, чтобы при выбранном числе классов (предиктантов)

$$y = \{y_1, y_2, \dots, y_n\}$$

и указанных признаках x , в пространстве которых следует отличать эти классы друг от друга, найти такое решающее (прогностическое) правило D , которое при максимальной простоте и дешевизне его реализации в виде машинного алгоритма обеспечивало бы дискриминацию классов.

Заметим, что применительно к задаче прогноза полей облачности x есть ни что иное, как t — компонентный вектор-предиктор

$$x = \begin{Bmatrix} x_1 \\ x_2 \\ \vdots \\ x_t \end{Bmatrix},$$

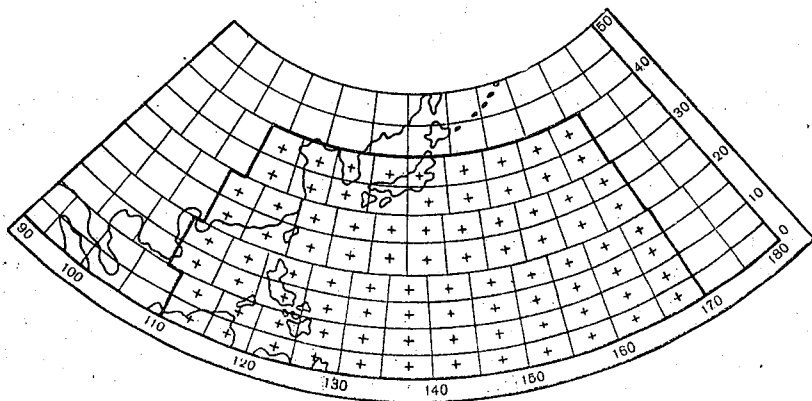
а $x_1, x_2, \dots, x_t$ — значения предикторов в фиксированный момент времени.

В качестве предиктантов при решении данной задачи были выбраны три класса облаков (0—3, 4—6, 7—10 баллов). Для построения прогностического правила D необходимо было сформировать исходную выборку. Исходная выборка формировалась на основе карт нефанализа для района акватории Тихого океана, ограниченного координатами 110—170 в. д. и 0—40 с. ш. Вся территория указанного района была поделена на 84 равновеликих площади «элементарных» района размером 0,3025 млн. км². Дан

ые снимались с использованием специальной прозрачной палетки. Общее количество облаков для каждого «элементарного» района за соответствующий срок находилось из соотношения

$$B = 9,0S_{\text{спл}} + 6,5S_{\text{знч}} + 3,5S_{\text{нбл}}, \quad (1)$$

использовавшегося в работе [11], где $S_{\text{спл}}$, $S_{\text{знч}}$, $S_{\text{нбл}}$ — количество десятых долей площади каждого равновеликого района, занятого соответствующей градацией количества облаков по нефанализу.



Сетка равновеликих «элементарных» районов

Значения общего количества облаков относились к центрам «элементарных» районов, что дало возможность получить данные об облачности в узлах некоторой сетки (см. рисунок). Данные об общем количестве облаков, а также значения направления и скорости ветра, снятые в узлах сетки по картам нефанализа, и составили исходную матрицу векторов-предикторов для 84 «элементарных» районов за летний сезон 1965—1971 гг.

Таким образом, исходная матрица для каждого узла сетки содержит 644 случая трех классов облаков и соответствующих им сочетаний предикторов.

Исходная выборка векторов-предикторов путем сопоставления с выбранными предиктантами с заблаговременностью в сутки делилась на d векторов, принадлежащих к классу ω_1 , c векторов, принадлежащих к классу ω_2 , и k векторов, принадлежащих к классу ω_3 . В результате деления оказалось, что для узлов сетки, находящихся в зоне 10—30° с.ш., $d=386$, $c=129$ и $k=129$, т. е. в исходной выборке для узлов указанной зоны имели место 386 случаев с облачностью 0—3 балла, 129 случаев с облачностью 4—6 баллов и 129 случаев с облачностью 7—10 баллов. Для узлов зоны 0—10°, 30—40° с.ш. соответственно $d=64$, $c=193$ и $k=387$.

В свою очередь, исходная выборка с помощью таблицы случайных чисел была разделена на обучающую последовательность, включающую в себя для зоны 10—30° с. ш. 253 случая с облачностью 0—3 балла, 85 случаев с облачностью 4—6 баллов и 86 случаев с облачностью 7—10 баллов, и на экзаменационную, состоящую из 133 случаев с облачностью 0—3 балла, 44 случаев с облачностью 4—6 баллов и 43 случаев с облачностью 7—10 баллов. Для зоны 0—10°, 30—40° с. ш. обучающая последовательность составила 44 случая с облачностью 0—3 балла, 113 случаев с облачностью 4—6 баллов и 267 случаев с облачностью 7—10 баллов, экзаменационная же составила 20 случаев с облачностью 0—3 балла, 80 случаев с облачностью 4—6 баллов и 120 случаев с облачностью 7—10 баллов.

По обучающей последовательности для каждого множества векторов-предикторов, соответствующих классам $\omega_1, \omega_2, \omega_3$, были найдены опорные векторы (эталоны). В качестве эталонов использовались математическое ожидание, мода и медиана.

В связи с тем, что при реализации метода прогноза используются предикторы различной природы и измеренные в различных системах единиц, необходимо было перейти к безразмерным величинам, а также представить все предикторы в одном масштабе. Для перехода к безразмерным величинам и для представления предикторов в одном масштабе использовался процесс нормирования и центрирования исходной матрицы с помощью выражения

$$\tilde{x}_{ij} = \frac{x_{ij} - \bar{x}_j}{\sigma_j} . \quad (2)$$

Здесь $\tilde{x}_{ij}$ — центрированная и нормированная j -я компонента i -го вектора; $\bar{x}_j$ — средняя из m j -х компонент,

$$\bar{x}_j = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m x_{ij} p_{ij} ,$$

где p_{ij} — вероятность появления x_{ij} ; σ_j — среднее квадратическое отклонение j -й компоненты,

$$\sigma_j^2 = \frac{1}{m-1} \sum_{i=1}^m (x_{ij} - \bar{x}_j)^2 .$$

На обучающей последовательности необходимо было построить для каждого «элементарного» района такое прогностическое правило D , которое наилучшим образом осуществляло бы классификацию объектов.

Исследования показали, что среди большого многообразия непараметрических методов успешнее и проще других для прогнозов оказались методы, основанные на определении близости [1, 5, 6, 8, 9, 10] между классифицируемым объектом и объектом из обучающей выборки. В качестве меры близости между классифи-

цируемым объектом и объектом из обучающей выборки может быть принята любая функция их компонент, удовлетворяющая аксиомам метрики (тождественности, симметричности и треугольника). Наиболее универсальной из них является обобщенная метрика Минковского [3]

$$D(x_{ia}, x_{ib}) = \left[\sum_{i=1}^N q_i^a |x_{ia} - x_{ib}|^b \right]^{1/b},$$

Очевидно, что частным случаем этой метрики при $a=1$, $b=2$ будет евклидова метрика

$$D(x_{ia}, x_{ib}) = \sqrt{\sum_{i=1}^N q_i (x_{ia} - x_{ib})^2}, \quad (3)$$

где q_i — весовые коэффициенты векторов-предикторов (признаков); x_{ia} — значения признаков классифицируемого объекта; x_{ib} — значения признаков объекта из обучающей выборки (опорный вектор).

Используя выражение (3), вычислялись расстояния от классифицируемого объекта до опорных векторов (эталонов) классов решения ω_1 , ω_2 , ω_3 .

Исследуемые объекты относились к тому классу (предиктанту), к эталону которого они расположены ближе.

Каждый раз, сопоставляя результат классификации и сочетание признаков из областей ω , определялось число ошибок классификации.

Подбором числа предикторов, весовых коэффициентов и наилучшего эталона можно добиться минимального числа ошибок. Проверка прогностического правила показала, что наилучшим эталоном для прогноза количества облаков является математическое ожидание признаков классов ω_1 , ω_2 , ω_3 . Варьирование весовых коэффициентов q_i осуществлялось с шагом 0,15.

Очень важным моментом в построении прогностического правила является выбор оптимального числа наиболее информативных предикторов. Наиболее информативными [2, 3] являются те из предикторов, которые позволяют наилучшим образом отличать векторы, соответствующие выбранным классам (предиктантам). Число районов, данные которых привлекаются в качестве предикторов, выбираются путем анализа направления и скорости потока над районом прогноза. Оценка направления и скорости потока осуществляется осреднением векторов ветра над районом прогноза и ближайшими соседними «элементарными» районами.

В качестве прогностических привлекаются те районы, откуда ожидается смещение полей облачности по потоку. Процесс подбора числа предикторов заключается в отборе лучшего одного, лучшей пары, лучшей тройки и т. д. предикторов. В результате исследования влияния весовых коэффициентов, числа предикторов

и опорных векторов на качество классификации было получено прогностическое правило, которое соответствует минимуму числа ошибок классификации

$$D(x) = \sqrt{0,50(x_0 - \bar{x}_0)^2 + 0,65(x_1 - \bar{x}_1)^2 + 0,60(x_2 - \bar{x}_2)^2 + 0,60(x_3 - \bar{x}_3)^2 + (dd - \bar{dd})^2 + (ff - \bar{ff})^2}, \quad (4)$$

где x_0, x_1, x_2, x_3 — количество облачности в районе прогноза и в районах, откуда ожидается смещение поля облачности; dd, ff — направление и скорость потока на уровне облачных полей; $\bar{x}_0, \bar{x}_1, \bar{x}_2, \bar{x}_3, \bar{dd}, \bar{ff}$ — математическое ожидание признаков, соответствующих классам решения.

Для определения эффективности метод проверялся на независимом материале, т. е. на экзаменационной последовательности.

Успешность прогнозов (табл. 1, 2), разработанных на материале экзаменационной последовательности, оценивалась такими критериями, как повторяемость оправдавшихся прогнозов u , количество прогностической информации I , коэффициент корреляции между предсказанными и осуществившимися классами r , значения которых оказались равными: $I=0,18$; $u=0,72$; $r=0,70$.

Таблица 1

Распределение сочетаний предсказанной и осуществившейся фаз для прогноза количества облачности

Предсказано	Осуществилось			Σ
	0—3	4—6	7—10	
0—3	96	22	15	133
4—6	5	31	8	44
7—10	6	7	30	43
Σ	107	60	53	220

Применение метода эталонов к задаче прогноза количества облаков обеспечивает при небольшом числе предикторов достаточно удовлетворительные результаты. Включение в прогностическую схему других более информативных предикторов приведет к повышению успешности прогнозов.

Таблица 2

Распределение повторяемости различных сочетаний предсказанной и осуществившейся фаз при прогнозе количества облачности

Предсказано	Осуществилось			Σ
	0—3	4—6	7—10	
0—3	0,72	0,16	0,12	0,60
4—6	0,11	0,70	0,18	0,20
7—10	0,13	0,16	0,69	0,20
Σ	0,48	0,27	0,25	1

ЛИТЕРАТУРА

1. Аркадьев А. Г., Браверман Э. М. Обучение машины распознаванию образцов. М., «Наука», 1971. 250 с.
2. Андерсон Г. Введение в многомерный статистический анализ. М., Физматгиз, 1963. 500 с.
3. Айвазян С. А., Бежаева З. И., Староверов О. В. Классификация многомерных наблюдений. М., «Статистика», 1974. 237 с.
4. Багров Н. А. Предсказание месячного количества осадков. — «Метеорология и гидрология», 1966, № 7, с. 3—12.
5. Васильев В. И. Распознающие системы. Киев. «Наукова думка». 1969. 292 с.
6. Дуда Р., Харт П. Распознавание образов и анализ сцен. М., «Мир», 1976. 312 с.
7. Мешерская А. В., Попова Н. Д., Николаев Ю. В. Опыт применения дискриминантного анализа для долгосрочного прогноза осадков, — «Труды ГГО», 1972, вып. 273, с. 29—39.
8. Нильсон Н. Обучающиеся машины. М., «Мир», 1967. 180 с.
9. Тер-Мкртчян М. Г., Снитковский А. И., Лукиянова Л. Е. Использование дискриминантного анализа для прогноза гололеда, — «Труды ГМЦ», 1971, вып. 90, с. 3—39.
10. Шамова В. С. Построение дискриминантных функций для трехдневного прогноза минимальной температуры. — «Труды САНИГМИ», 1969, вып. 40, с. 107—111.

МЕТОД ПРОГНОЗА ВНУТРИМАССОВОЙ КОНВЕКТИВНОЙ ОБЛАЧНОСТИ

Надежный метод прогноза конвективной облачности может быть получен лишь в том случае, если будут выяснены причины, под влиянием которых происходит перераспределение водяного пара и тепла с высотой. Математическое решение этой проблемы связано с большими трудностями, так как необходимо учитывать не только физические свойства атмосферы, но и целый ряд факторов, связанных с неоднородностью подстилающей поверхности.

Процесс возникновения и эволюции конвективной облачности исследовался во многих работах. Наиболее значительные результаты получены Л. Н. Гутманом [4], Е. С. Селезневой [6, 7] П. А. Воронцовым [3] и другими авторами.

Важнейшими элементами, влияющими на перераспределение водяного пара по высоте, а следовательно, и на облакообразование, являются вертикальные движения и турбулентное перемешивание.

Для оценки степени турбулентности можно воспользоваться числом Ричардсона, коэффициентом турбулентности и другими параметрами, характеризующими интенсивность турбулентного перемешивания атмосферы.

Е. С. Селезнева [6], сравнив значения числа Ричардсона, рассчитанные до высоты $2 \div 2,5$ км, в безоблачные дни и в дни с кучевой облачностью, пришла к выводу, что имеющиеся незначительные и нехарактерные различия в значениях Ri в эти дни нельзя рассматривать в качестве закономерных связей между величинами Ri и количеством облачности.

Следовательно, в процессах образования внутримассовой конвективной облачности важнейшим фактором является термическая конвекция, относящаяся к типу неупорядоченных вихревых движений.

Анализ условий, благоприятных для развития термической конвекции [1, 4, 5, 6, 7], позволяет сделать вывод о том, что в однородной воздушной массе развитие конвективной облачности и ее количество определяются совокупностью факторов. Главные из них следующие:

— интенсивность прогрева подстилающей поверхности и прилегающих к ней слоев воздуха;

— особенности температурной стратификации пограничного слоя атмосферы;

— относительное и удельное влагосодержание приземного воздуха;

— относительное и удельное влагосодержание той части подоблачного слоя атмосферы, частицы которого при данной интенсивности прогрева не могут достигнуть уровня конденсации.

Необходимым условием возникновения кучевых облаков является выполнение соотношения $T_{эф} < T_{max}$, где $T_{эф}$ — значение температуры воздуха у земли в момент появления первых кучевых облаков, T_{max} — максимальная температура воздуха. Успех прогноза конвективной облачности зависит от способности синоптика правильно оценить, достигает ли максимальная температура воздуха величины $T_{эф}$ или превзойдет ее.

В оперативной работе метеорологических подразделений для прогноза T_{max} широко используется метод Н. Н. Бельского [2]. В основу его положена зависимость дневной температуры воздуха от притока солнечной радиации к пограничному слою атмосферы, имеющему различную термическую стратификацию. Существенным недостатком этого метода является то, что его можно использовать только при облачности не более 4—6 баллов и небольших скоростях ветра у земли.

Так как от точности прогноза T_{max} зависят результаты расчета многих параметров конвекции, была предпринята попытка разработать сравнительно простой способ прогноза максимальной температуры воздуха, использование которого давало бы удовлетворительные результаты.

Исследования показали, что существует тесная корреляционная связь между температурой воздуха на высоте 500 м ($T_{0,5}$) над поверхностью земли в 03 ч местного времени и T_{max} .

Значения коэффициентов корреляции между $T_{0,5}$ и T_{max} , рассчитанные для каждого месяца с апреля по сентябрь, варьировали в пределах от 0,89 до 0,93. Эмпирическая связь между $T_{0,5}$ и T_{max} может быть выражена следующим соотношением:

$$T_{max} = T_{0,5} + \Delta T, \quad (1)$$

где ΔT — поправка в °С, величина которой зависит от погодных условий и времени года.

Значения ΔT находятся с помощью графика (рис. 1), на котором верхняя кривая используется при погодных условиях типа А, а нижняя — при погодных условиях типа В. К типу А относятся случаи, когда ожидаемое количество облачности нижнего и среднего ярусов не превышает 8 баллов или наблюдается десятибалльная облачность верхнего яруса. В дни с облачностью 9—10 баллов нижнего и среднего ярусов, с ветром у земли 12 м/с и более, а также с ливневыми осадками, которые будут повторяться несколько

раз в течение дня, при определении ΔT следует использовать кривую В.

Если в период времени с 03 ч до 15 ч ожидается прохождение фронтального раздела, то в рассчитанное значение $T_{\max}$ необходимо ввести адвективную поправку.

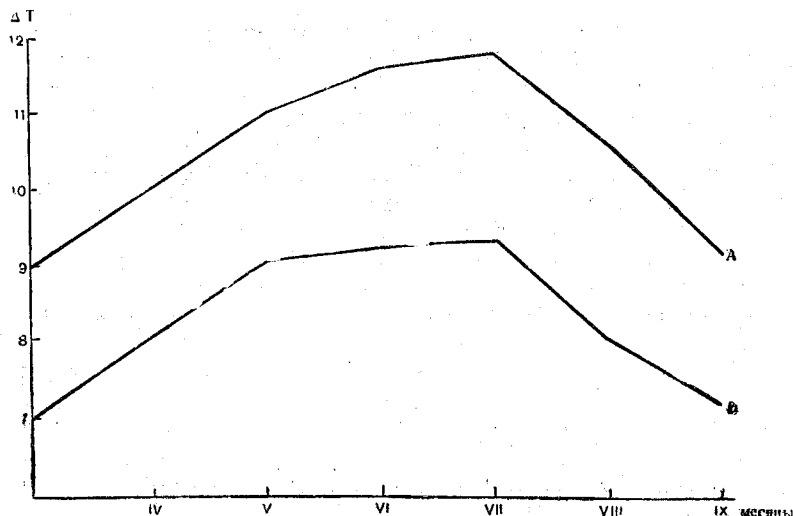


Рис. 1. Зависимость ΔT от времени года

В таблице приведены ошибки прогноза максимальной температуры воздуха по результатам испытания способа в оперативной работе метеослужбы Волгограда в апреле—сентябре 1976 г., которые свидетельствуют о целесообразности использования полученного соотношения (1) в прогностических целях. Аналогичные результаты были получены при испытании метода в районе Москвы.

Ошибки прогноза максимальной температуры воздуха у земли

Абсолютная величина погрешности, °C	Количество случаев	Повторяемость, %
0—1	87	47
1,1—2	69	38
2,1—3	20	11
3,1—4	7	4

Анализ полученных результатов испытания показал, что наибольшие значения абсолютной погрешности прогноза $T_{\max}$ имели

место в тех случаях, когда по данным температурно-ветрового зондирования в 03 ч в приземном слое наблюдалась инверсия или изотермия температуры, вертикальная мощность которой превышала 60—70 мбар.

Для прогноза внутримассовой конвективной облачности необходимо знать не только соотношения между $T_{эф}$ и T_{max} , но и ряд других параметров конвекции, влияющих на процесс образования облаков вертикального развития. К их числу относятся термодинамические характеристики пограничного слоя атмосферы, без учета которых невозможно решить такую сложную задачу, как прогноз количества внутримассовой конвективной облачности N .

Если промежуток времени Δt от времени появления первых кучевых облаков до момента максимального развития конвекции разбить на интервалы, то каждому из них будет соответствовать определенная высота нижней границы облачности H_i , а каждому значению H_i будет соответствовать определенная величина удельной влажности насыщения S_i^* . Таким образом, за промежуток времени Δt S_i^* изменится на величину ΔS^* . При этом

$$\Delta S^* = S_0^* - S_1^*, \quad (2)$$

где S_0^* — значение удельной влажности насыщения, соответствующее H в момент появления первых кучевых облаков, т. е. на нижней границе слоя облакообразования; S_1^* — значение удельной влажности насыщения, соответствующее H в часы максимального прогноза, т. е. на верхней границе слоя облакообразования.

Логично предположить, что ΔS^* и есть, в первом приближении, та влага, которая была израсходована на облакообразование. В сочетании с другими факторами величина ΔS^* должна иметь непосредственную связь с количеством конвективной облачности.

В слое с вертикальным градиентом температуры $\gamma \approx \gamma_a$ в течение всего периода развития конвекции сохраняются наиболее благоприятные условия для переноса тепла и влаги по вертикали. Но вклад частей этого слоя в процессе облакообразования неодинаков. Поэтому слой с вертикальным градиентом температуры, близким к сухадиабатическому, целесообразно разделить на две части: ΔH_1 и ΔH_2 (рис. 2). Частицы воздуха, находящиеся в слое ΔH_1 , при данной интенсивности прогрева могут достигнуть уровня конденсации, а частицы воздуха, находящиеся в слое ΔH_2 , при этих же условиях не смогут достигнуть уровня конденсации. С уменьшением влагосодержания в слое ΔH_2 уменьшается число конвективных элементов, зарождающихся в слое ΔH_1 , которые смогут достигнуть уровня конденсации. Это происходит вследствие турбулентного перемешивания конвективных элементов с окружающим воздухом. Поэтому количество внутримассовой конвективной облачности, которая образуется при данном распределении температуры и влажности с высотой, должно иметь тесную связь с влагосодержанием подоблачного слоя воздуха ΔH_2 , частицы которого не достигают уровня конденсации.

Рассмотренные выше характеристики влагосодержания были объединены таким образом, чтобы в полученной формуле нашли отражение основные облакообразующие факторы:

$$N = 10 \frac{S_0^* - S_1^*}{S_0^* - \bar{S}}, \quad (3)$$

где S_0^* , S_1^* — значения удельной влажности насыщения на нижней и верхней границах слоя облакообразования; $\bar{S} = 0,5(S_1 + S_2)$ — среднее значение удельной влажности в той части подоблачного слоя, частицы которого при данной интенсивности прогрева приземного воздуха не могут достигнуть уровня конденсации (рис. 2)

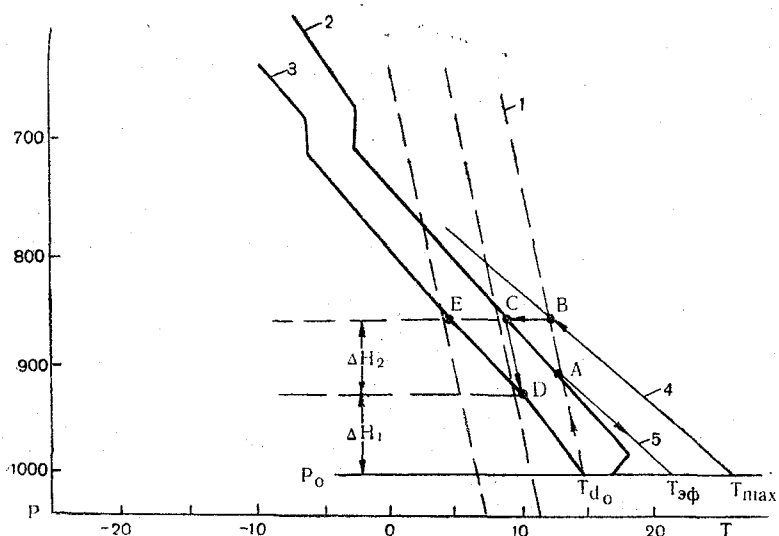


Рис. 2. Пример определения параметров конвекции, необходимых для прогноза внутримассовой конвективной облачности:
1 — изограммы; 2 — кривая стратификации; 3 — кривая точек росы; 4, 5 — сухие адибаты

Числитель формулы (3) в первом приближении пропорционален количеству водяного пара, затраченному на образование конвективной облачности при условии адиабатичности процесса. $S_0^* - S_1^*$ будет тем больше, чем интенсивней прогрев подстилающей поверхности, чем больше величина вертикального градиента температуры в слое облакообразования и чем влажнее приземной воздух.

Знаменатель формулы (3) косвенно учитывает влияние неадиабатических факторов на процесс облакообразования, в частности влияние турбулентного перемешивания, которое всегда имеет место при вертикальном перемещении конвективных элементов.

Для оценки возможности использования формулы (3) в целях прогноза количества внутримассовой конвективной облачности рассчитанные значения N сопоставлялись с фактическими. В качестве исходного материала использовались данные радиозондирования за 03 ч, наблюдения за фактической погодой, кольцевые карты и карты барической топографии Волгограда за апрель—сентябрь 1966—1970 гг.

В исходную выборку вошли все случаи с внутримассовыми условиями погоды. По таблице случайных чисел было отобрано 150 дней, для каждого из которых рассчитывалось значение N . При расчете использовались данные радиозондирования за 03 ч, фактические значения точки росы за 09 ч и значения максимальной температуры воздуха.

Сопоставление фактических значений количества внутримассовой конвективной облачности с рассчитанными показало, что предлагаемая формула (3) правильно отражает физические особенности процесса облакообразования и может быть использована в прогностических целях. Максимальное отклонение фактических значений N от расчетных не превысило двух баллов.

В дальнейшем метод прогноза количества внутримассовой конвективной облачности был проверен на независимом материале в районах Москвы и Волгограда. При допустимом отклонении N расчетного от фактического не более двух баллов оправдываемость была равна: для района Волгограда—91%, для района Москвы—87%. При расчетах использовались данные радиозондирования за 03 ч, а максимальная температура воздуха прогнозировалась по методу, который рассмотрен выше.

Для прогноза количества внутримассовой конвективной облачности по предлагаемой методике необходимо проделать следующие операции (см. рис. 2).

1. Спрогнозировать максимальную температуру воздуха у земли.

2. Найти температуру эффективной конвекции $T_{эф}$, т. е. значение температуры воздуха у земли, при которой появляются первые кучевые облака. Для определения $T_{эф}$ необходимо по изограмме, соответствующей ожидаемому значению точки росы (или ее фактическому значению за 03 ч), подняться до пересечения с кривой стратификации (т. А). От точки А по сухой адиабате опуститься до уровня p_0 и отсчитать значение $T_{эф}$. При наличии приземной инверсии влажности значение точки росы берется на верхней границе инверсии.

3. Определить, есть ли условия для образования конвективной облачности:

если $T_{эф} < T_{max}$, то $N > 0$;

если $T_{эф} \geq T_{max}$, то $N \approx 0$.

4. На кривой стратификации найти границы слоя облакообразования.

Нижней границей слоя облакообразования является точка A . Для определения верхней границы слоя от точки A необходимо подняться по изограмме до пересечения с сухой адиабатой, проведенной от $T_{\max}$ (т. B), а затем по изобаре сместиться влево до фактической кривой стратификации (т. C). В точках A и C отсчитаны значения S_0^* , S_1^* .

5. Найти слой, частицы которого при данной величине прогрева не могут достигнуть уровня конденсации (ΔH_2). Нижней границей этого слоя будет точка пересечения изограммы S_0^* с кривой влажности (т. D), а верхней — точка E . На границах этого слоя определить значения S_1 и S_2 . На рис. 2 видно, что $S_1 = S_1^*$, поэтому формула (3) может быть записана для количества баллов в виде

$$N = 10 \frac{S_0^* - S_1^*}{S_0^* - 0,5(S_1^* + S_2)} \quad (4)$$

Так как в прогнозах количество облачности дается градациями с интервалом 2—3 балла, то при расчетах N округляется до целого числа баллов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Амиров А. Д. О развитии термиков и кучевых облаков в стратифицированной атмосфере. — «Изв. АН СССР, сер. физика атмосферы и океана» 1966, т. 2, № 5, с. 449—463.
2. Бельский Н. И. Определение максимума дневной температуры при не большой облачности по данным вертикального зондирования атмосферы. — «Метеорология и гидрология», 1951, № 9, с. 27—31.
3. Воронцов П. А. Турбулентность и вертикальные токи в пограничном слое атмосферы. Л., Гидрометеониздат, 1966, с. 296.
4. Гутман Л. Н. К теории кучевой облачности. — «Изв. АН СССР сер. геофиз.», 1967, № 7, с. 44—51.
5. Приходько М. Г. К вопросу о прогнозе количества внутримассовой конвективной облачности. Материалы НИР по авиационной метеорологии М., Воениздат, 1956, с. 157—159.
6. Селезнева Е. С., Чуринова М. П. Некоторые характеристики состояния атмосферы при развитии кучевых и кучево-дождевых облаков. — «Труды ГГО», 1960, вып. 102, с. 3—20.
7. Селезнева Е. С. Опыт прогноза количества внутримассовых кучевых облаков. — В кн.: Исследование облаков, осадков и грозового электричества. Л., Гидрометеониздат, 1957, с. 7—12, 53—55.

Ю. Н. ВОЛКОНСКИЙ (ВИКИ)

ОБ ОЦЕНКЕ ЭФФЕКТИВНОСТИ КОМПЛЕКСАЦИИ АЛЬТЕРНАТИВНЫХ ПРОГНОЗОВ ПОГОДЫ

В работах [1, 2] предложены алгоритмы комплексации — совместного использования для выработки окончательного прогноза какого-либо погодного явления результатов, полученных несколькими различными прогностическими методами.

При оценке эффективности комплексации желательно сопоставить успешность оперативных прогнозов, составленных с использованием оптимального комплекса и одного «лучшего» из комплексируемых методов.

Сложность такого сопоставления состоит в том, что прогнозы, полученные с помощью комплекса, имеют вероятностные формулировки, а прогнозы комплексируемыми методами — категорические формулировки. Поэтому задачу приходится решать в два этапа: вначале на материале исходной выборки оценивается вероятность осуществления прогнозируемого явления при различных формулировках прогноза «лучшим» методом p_i^* (и таким образом категорические формулировки заменяются вероятностными), после чего, уже на материале независимой выборки, значения p_i^* и p_k^* (вероятность, полученная с использованием комплекса) сравниваются с повторяемостью случаев осуществления явления p_n^*).

В основу алгоритма сравнения значений p_i^* и p_k^* с p_n^* могут быть положены следующие соображения.

Пусть потребитель прогностической информации располагает набором из n возможных планов деятельности: $S^{(1)}, S^{(2)}, \dots, S^{(n)}$, связанных с вероятностью осуществления данного явления p , причем план $S^{(i)}$ является оптимальным, если вероятность p находится в интервале $\Delta^{(i)}$. Примем, что для независимой выборки достаточно большого объема выполняется условие $p = p_n$. Тогда потребитель, руководствующийся указанной в прогнозе оценкой вероятности p^* , выберет неверную стратегию (будет «дезинформирован»).

*) Разумеется, в принципе возможен и другой подход, при котором вероятностные формулировки прогнозов, полученные с использованием комплекса, «преобразуются» в категорические. Однако обязательное при этом требование сохранения правила преобразования, принятого при разработке «лучшего» метода, практически невыполнимо.

рован» прогнозом), если значения p^* и p_n окажутся лежащими в неперекрывающихся интервалах $\Delta^{(k)}$ и $\Delta^{(l)}$.

При неизвестной платежной матрице потребителя и больших n естественно предположить, что количество «дезинформирующих» прогнозов будет пропорционально разности $|p - p_n| = \delta$, где осреднение проводится по всем случаям независимой выборки *)

С учетом сказанного, в качестве критерия эффективности комплексации можно использовать относительную величину уменьшения повторяемости «дезинформирующих» прогнозов η , определяемую по формуле

$$\eta = \frac{|p_1^* - p_n| - |p_k^* - p_n|}{|p_1^* - p_n|}.$$

Комплексация признается эффективной при $\eta > 0$.

Критерий η был использован для оценки эффективности приведенных в [1] рекомендаций по последовательной комплексации альтернативных прогнозов дневных гроз в районе Киева. Значения p^* для оптимальных комплексов и «лучшего» метода рассчитывались по исходной выборке, а повторяемости p_n — по независимой выборке (соответственно 275 и 148 случаев).

В результате расчетов получено:

$$\delta_1 = |p_1^* - p_n| = 11,8\%,$$

$$\delta_k = |p_k^* - p_n| = 8,1\%,$$

$$\eta = 31,4\%.$$

Таким образом, применение предложенных в [1] рекомендаций уменьшает повторяемость «дезинформирующих» прогнозов более чем на 30% по сравнению с применением одного «лучшего» метода.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волконский Ю. Н. Комплексация альтернативных прогнозов. — «Межвузовский сборник», изд. ЛПИ, 1976, вып. 61, с. 18—27. (ЛГМИ).
2. Репинская Р. П. Воротницкая А. В. О комплексации универсальных альтернативных прогнозов. — «Метеорология и гидрология», 1976 № 1.
3. Пановский Г. А., Брайер Г. В. Статистические методы в метеорологии. Л., Гидрометеиздат, 1967.

*) Величина δ , как мера успешности вероятностных прогнозов, впервые использована, по-видимому, Г. В. Брайером [3].

К. В. КОНДРАТОВИЧ, Н. А. ЛАВРОВ, Л. А. СМАГИНА (ЛГМИ)

О ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПОТОКОВ МОМЕНТА КОЛИЧЕСТВА ДВИЖЕНИЯ В КАЧЕСТВЕ ПРЕДИКТОРОВ В СТАТИСТИЧЕСКИХ СХЕМАХ ПРОГНОЗА

Абсолютный момент количества движения μ единицы массы воздуха относительно оси вращения Земли как известно равен

$$\mu = (u + \Omega R \cos \varphi) R \cos \varphi, \quad (1)$$

где u — зональная составляющая скорости ветра; Ω — угловая скорость вращения земли; R — радиус земли; φ — широта места.

Первое слагаемое в (1) представляет собой относительный, второе — переносной момент количества движения. В соответствии с законом об изменении момента количества движения

$$\frac{d\mu}{dt} = J,$$

где J — суммарный момент сил, действующий на единицу массы, относительно той же оси.

Силами, действующими на частицу воздуха, момент которых относительно оси вращения Земли не равен нулю, являются зональная составляющая силы барического градиента $-\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial x}$ (ось x касательна к кругу широты и направлена с запада на восток) и зональная составляющая силы трения F_x . Поэтому

$$\frac{d\mu}{dt} = \left(-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + F_x \right) r, \quad (2)$$

где $r = R \cos \varphi$ — расстояние частицы воздуха до оси вращения Земли.

Умножая соотношение (2) на плотность ρ , интегрируя его по некоторому объему V и произведя несложные преобразования, получим следующее соотношение, характеризующее локальное изменение момента количества движения в объеме V :

$$\int_V \frac{\partial \rho \mu}{\partial t} dV = - \oint_S \rho \mu V_n dS - \int_V \frac{\partial p}{\partial x} r dV + \int_V F_x r \rho dV. \quad (3)$$

Два последних интеграла в правой части (3) описывают генерацию момента количества движения в данном объеме. Первый член в правой части (3) представляет собой поток момента количества движения через замкнутую поверхность S , ограничивающую объем V .

Оценка порядка величин в правой части уравнения (3), сделанная, например, в работах [1, 4], приводит к выводу, что в умеренных и высоких широтах в пределах небольших интервалов времени двумя последними интегралами в первом приближении можно пренебречь и уравнение (3) записать в приближенном виде

$$\int_V \frac{\partial \rho \mu}{\partial t} dV = - \oint_S \mu \rho V_n dS, \quad (4)$$

или, принимая теперь, что $\rho(t) = \text{const}$, в виде

$$\frac{\partial}{\partial t} \overline{\mu} = - \frac{S}{V} \overline{\mu V_n}, \quad (5)$$

где черта сверху означает соответственно осреднение по объему и по поверхности S . Таким образом, локальное изменение осредненного по некоторому объему момента количества движения определяется потоком последнего через некоторую замкнутую поверхность S .

По современным представлениям потоки момента количества движения играют важную роль в процессе формирования крупномасштабных особенностей циркуляции атмосферы. В умеренных широтах, например, западно-восточный перенос может существовать достаточно длительное время только благодаря притоку момента количества движения из зоны тропических широт, где наблюдается генерация момента [1, 2, 3].

При изучении общей циркуляции атмосферы оценки потока момента количества движения используются достаточно широко. В области метеорологических прогнозов, однако, эта характеристика практически не применяется. Есть все основания предполагать, что роль притока момента количества движения в возникновении и эволюции таких важнейших погодообразующих циркуляционных систем, как циклоны и антициклоны, весьма велика. С одной стороны, особенности циркуляционных процессов (в первую очередь цикло-антициклогенез) над определенным географическим районом определяют величину и знак притока момента количества движения. С другой стороны, приток момента количества движения обуславливает изменения в характере циркуляции, вызывая возникновение или, наоборот, затухание циркуляционных систем.

Пренебрегая вертикальными составляющими потока, нетрудно помощью соотношений (1), (4), (5) поток момента количества движения представить в виде:

$$\left. \begin{aligned} \overline{M_u^a} &= \overline{u\psi} = \overline{u^2 R \cos \varphi} + \overline{u \cos^2 \varphi} \cdot \Omega R^2, \\ \overline{M_v^a} &= \overline{v\psi} = \overline{uv R \cos \varphi} + \overline{v \cos^2 \varphi} \cdot \Omega R^2, \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

где $\overline{M_u^a}$ и $\overline{M_v^a}$ означают соответственно пространственно осредненные зональную и меридиональную составляющие абсолютного момента количества движения. Масштаб осреднения зависит от тех елей, для которых производится расчет составляющих. При изучении вопросов общей циркуляции атмосферы осреднения производится в глобальном масштабе. При изучении циркуляционных особенностей конкретного района, связанных с цикло-антицикло-незом, масштаб осреднения должен быть существенно меньшим. В данной работе предлагается осреднение осуществлять в пределах двадцатиградусных пространственных интервалов широтно-долготной сетки.

В соотношениях (6) наибольший интерес представляет поток относительного момента количества движения (первое слагаемое правой части), так как поток переносного момента для данного географического района есть величина постоянная.

Потоки момента количества движения могут быть вычислены геострофическом приближении [1, 5, 6]. Зональная и меридиональная составляющие потока момента в большой степени определяются процессами крупномасштабной турбулентности, поэтому величину пространственного шага при вычислении составляющих геострофического ветра удобно принять равной десятиградусному пространственному интервалу и записать выражения для составляющих геострофического ветра в виде:

$$u_g = - \frac{0,61}{\sin \varphi} \Delta H_\varphi, \quad v_g = \frac{0,61}{\sin \varphi \cos \varphi} \Delta H_\lambda,$$

где ΔH_φ и ΔH_λ есть соответственно зональная и меридиональная составляющие градиента геопотенциала, измеренные в даМ на 1 градус широты или долготы.

Теперь формулы для вычисления составляющих относительного момента количества движения примут вид:

$$\left. \begin{aligned} \overline{M_u} &= 0,372 R \overline{\left(\frac{\Delta H_\varphi}{\sin \varphi} \right)^2 \cos \varphi}, \\ \overline{M_v} &= - 0,372 R \overline{\frac{\Delta H_\varphi \Delta H_\lambda}{\sin^2 \varphi} \cos \varphi}. \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

Получим из системы (7) рабочие формулы, удобные для вычисления потоков момента количества движения с помощью ЭВМ. Разобьем для этой цели исследуемый район земного шара на ряд «больших» четырехугольников, каждая из сторон которых равна двадцатиградусному пространственному интервалу широтно-долготной сетки. Поставим задачу рассчитать зональную $\bar{M}_u$ и меридиональную $\bar{M}_v$ составляющие потока момента количества движения на любой изобарической поверхности через стороны каждого из этих четырехугольников, точнее — через боковые грани единичной высоты прямоугольных призм, построенных на этих четырехугольниках и ограничивающих столб воздуха, у основания которого лежит такой четырехугольник.

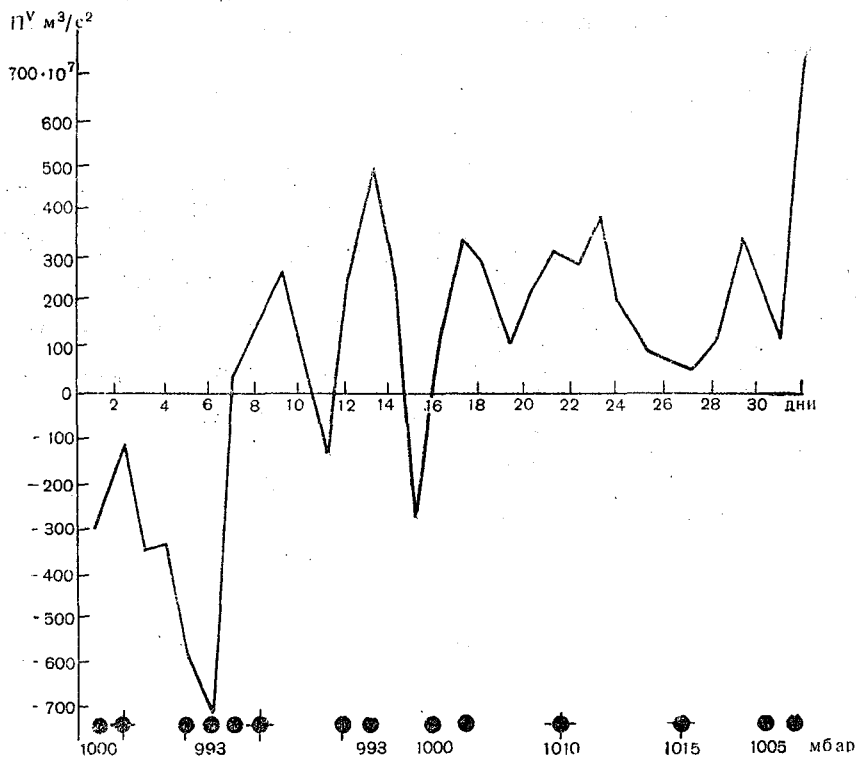
Разобьем, в свою очередь, каждый «большой» четырехугольник с помощью широтно-долготной сетки с пятиградусными интервалами на 16 «малых» четырехугольников. В результате получим систему регулярных точек i, j , являющихся вершинами «малых» четырехугольников. Значения геопотенциалов в регулярных точках будем помечать системой индексов i, j, t, h . Индексы i, j означают условный номер соответственно меридиана и круга широты, в пересечении которых лежит рассматриваемая точка; индекс t означает номер ситуации (карты); индекс h — условный номер стандартной изобарической поверхности, на которой производится расчет. Дополнительно введем индексы k и l , означающие серединные значения индексов i и соответственно j для каждого большого четырехугольника. Заменяя теперь в соотношениях (7) операции осреднения суммированием и используя принятую индексацию получим следующие рабочие формулы для расчета потоков $\bar{M}$ и $\bar{M}_v$ через любую из сторон выделенных четырехугольников на любой изобарической поверхности:

$$\left. \begin{aligned} \bar{M}_{k, l-2, t, h}^u &= 0,0744R \sum_{j=l-2}^{l+2} \frac{(H_{k-2, j+1, t, h} - H_{k-2, j-1, t, h})^2}{\sin^2 \varphi_j} \cos \varphi_j, \\ \bar{M}_{k, l-2, t, h}^v &= -0,0744R \sum_{l=k-2}^{k+2} \frac{(H_{l+1, l-2, t, h} + H_{l-1, l-2, t, h}) \times}{\sin^2 \varphi_{l-2}} \times (H_{l, l-1, t, h} - H_{l, l-3, t, h}). \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

Составляющие притока момента количества движения Π_u и Π_v в пределах одного «большого» четырехугольника найдутся из соотношений:

$$\left. \begin{aligned} \Pi_{k, l, t, h}^u &= \bar{M}_{k+2, l, t, h}^u - \bar{M}_{k-2, l, t, h}^u, \\ \Pi_{k, l, t, h}^v &= \bar{M}_{k, l+2, t, h}^v - \bar{M}_{k, l-2, t, h}^v. \end{aligned} \right\} \quad (9)$$

Рассчитанные по формулам (8) и (9) значения потоков и пригоков момента количества движения можно использовать для отыскания прогностических динамических или статистических связей между характеристиками атмосферной циркуляции и потоками (притоками) момента количества движения в смежных районах. Современные архивы метеоданных на магнитных лентах и использование ЭВМ обеспечивают возможность реализации указанного предложения.



Внутримесячный (январь 1970 г.) временной ход притока момента количества движения и циклогенез над западными районами Средиземного моря

В качестве иллюстрации связи потоков момента количества движения с циклогенезом на рисунке представлены результаты расчетов внутримесячного временного хода притока меридиональной составляющей момента количества движения на уровне изобарической поверхности 500 мбар над западными районами Средиземного моря и сведения о возникновении и эволюции циклонов над этими районами в январе 1970 г. Из рисунка следует, что возникновению циклонов предшествует спад кривой, отображаю-

щей временной ход притока момента количества движения. Наиболее глубоким циклонам, возникшим и существовавшим в периоды 4—7, 11—12, 15—16 января, соответствуют отрицательные значения меридиональной составляющей притока момента количества движения.

Потоки момента количества движения, методика вычисления которых предложена в данной статье, рекомендуется использовать в качестве предикторов в физико-статистических схемах прогноза. Полезными они могут оказаться и в долгосрочных прогнозах погоды малой заблаговременности, составляемых синоптическими методами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Е. Ду-чжен, Ч жу Ба-чжень. Некоторые важнейшие вопросы общей циркуляции атмосферы. Л., Гидрометеиздат, 1961, с. 140—167.
2. Гутерман И. Г. Средняя циркуляция атмосферы и горизонтальный межширотный обмен. — «Труды ВНИИГМИ-МЦД», 1976, вып. 29, с. 3—37.
3. Пальмен Э., Ньютон Ч. Циркуляционные системы атмосферы. Л., Гидрометеиздат, 1973, с. 20—28.
4. Халтинер Дж. Мартин Ф. Динамическая и физическая метеорология. М., ИЛ, 1960, с. 404—412.
5. Leight W. Possible applikation of the theory of momentum-transport. Journ. Meteorology, VII, № 1, 1954.
6. Minz Y. The observed zonal Circulation of the Atmosphere. — Bull. Amer. Meteorol. Soc., 1954, 35, № 5.

В. А. РЕМЕНСОН, С. И. ТИТОВ (ВИКИ)

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ДЛЯ ПРОГНОЗА ЭВОЛЮЦИИ ЦИКЛОНОВ УМЕРЕННЫХ ШИРОТ

Циклоническая деятельность атмосферы сопровождается значительными изменениями таких важных в термодинамическом отношении видов энергии, как кинетическая и доступная (эффективная) потенциальная энергия.

Для характеристики циклонической деятельности умеренных широт ($40^\circ \leq \varphi \leq 75^\circ$) нами был использован безразмерный параметр D , определяемый отношением запасов доступной потенциальной энергии к кинетической энергии геострофического движения для слоев 1000—500, 500—300 и 1000—300 мбар.

Исходными для расчетов данными послужили синоптические карты и карты барической топографии за февраль 1961 г.

Расчеты доступной (A) и кинетической (K) энергий выполнялись по формулам:

$$A = |L - \bar{L}|; \quad (1)$$

$$K = \frac{1}{2g} \int_p^{p_0} c_g^2 dp, \quad (2)$$

где L — лабильная энергия единичного столба атмосферы; $\bar{L}$ — средняя лабильная энергия некоторого объема атмосферы, отнесенная к единичному столбу; c_g — скорость геострофического ветра.

Величины L , $\bar{L}$, c_g определялись по соотношениям

$$L = \frac{1}{\gamma_a} \int_p^{p_0} T dp + z_0 p_0 - zp; \quad (3)$$

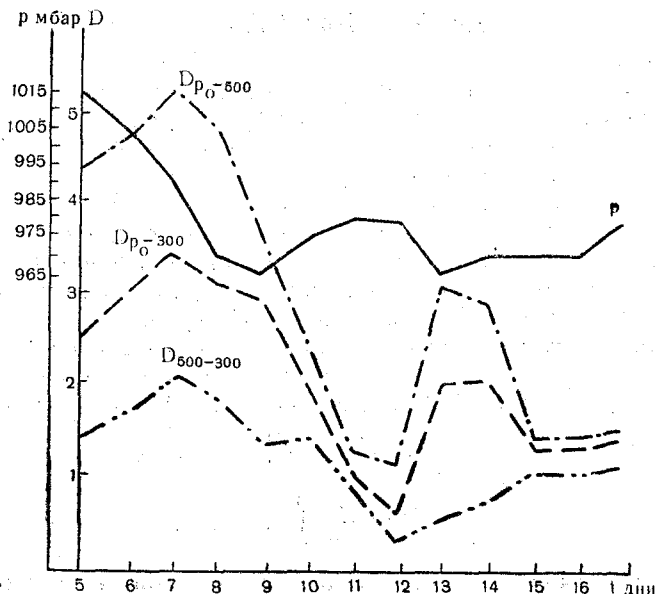
$$\bar{L} = \frac{1}{S} \int_{(S)} L dS; \quad (4)$$

$$c_g = \frac{g}{l} \frac{\partial H}{\partial n}, \quad (5)$$

где γ_a — сухоадиабатический градиент температуры; T — температура воздуха; p_0 и p — давление воздуха на нижней и верхней гра-

ницах рассматриваемого слоя атмосферы; z_0 и z — высоты изобарических поверхностей p_0 и p ; H — геопотенциальная высота; $l = 2\omega \sin \varphi$ — параметр Кориолиса.

На рисунке представлены графики временного хода значений параметра D для трех слоев тропосферы для одного из рассмотренных нами циклонов. Из этого рисунка видно, что в момент возникновения циклона 5/II 1961 г. запасы доступной потенциальной энергии над областью, центр которой совмещался с центром развивающейся волны, более чем в 4 раза превышали запасы кинетической энергии в нижней и средней тропосфере и примерно в 1,5 раза — в верхней тропосфере.



Временной ход давления воздуха p в центре циклона и безразмерного параметра D над областью, занятой циклоном. (Площадь осреднения $S=10^8 \times 10^8$ км²)

По мере углубления циклона безразмерный параметр D в слое 1000—500 мбар сравнительно быстро увеличивается, достигая своего максимума за 1—2 суток до момента максимального развития циклона (давление в центре циклона минимально). В верхней тропосфере параметр D при углублении циклона изменяется медленнее.

В период заполнения циклона наблюдается относительно быстрое уменьшение параметра D .

Регенерация циклона, имевшая место 11—13 февраля, сопровождалась быстрым увеличением D .

Отмеченная асинхронная связь между изменением величины D и изменением давления в стадии углубления циклонов прослеживалась для подавляющего большинства случаев циклогенеза в зоне умеренных широт северного полушария за февраль 1961 г. Примерно такая же асинхронная связь ранее была отмечена в работе [1] между временным ходом доступной потенциальной энергии в слое 1000—500 мбар и изменением давления в центре циклонов.

Наличие асинхронных связей между изменением со временем некоторых энергетических характеристик (параметр D , доступная потенциальная энергия A) и изменением давления в центре циклонов может быть использовано при прогнозе их эволюции.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зверев А. В. Синоптическая метеорология. Л., Гидрометеиздат, 1968. 269 с.

Р. П. РЕПИНСКАЯ (ЛГМИ)

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПРОГНОЗА ПРИЗЕМНОГО БАРИЧЕСКОГО ПОЛЯ НА 3—9 ДНЕЙ

Комплексный физико-статистический метод долгосрочных прогнозов погоды, разработанный в ОДМ ГГО [9, 10], реализован в настоящее время применительно к прогнозу среднемесячных полей осадков, температуры, приземного давления [2, 8, 9, 14], внутримесячного хода давления [7, 17] и других гидрометеорологических элементов и внедряется в оперативную практику [15]. В названном методе атмосфера, океан и подстилающая поверхность рассматриваются как единая физическая система и ставится задача учесть ее основные исходные параметры, необходимые для интегрирования уравнений гидротермодинамики неадиабатической атмосферы. С целью компрессии (ужатия) исходной информации и отбраковки ложных статистических связей поля предикторов и предиктантов подвергаются разложению в ряды по эмпирическим ортогональным функциям — ЭОФ [1]. В архив виртуальных предикторов (тест-предикторов) включаются лишь несколько первых наиболее информативных параметров разложения [13, 16]. Для выделения окончательных предикторов из всей совокупности виртуальных предикторов используются различные приемы многомерного статистического анализа, достаточно подробно описанные в работах [4, 8, 9, 10, 11, 12, 14, 15]. Нестационарность атмосферных процессов учитывается путем динамики предикторов, заключающейся в ежегодном пересчете статистических связей.

В данной работе комплексный физико-статистический метод используется в качестве базового для разработки методики прогноза приземного барического поля на третьи, шестые и девятые сутки на март, апрель и май по акватории Северной Атлантики, включающей в себя часть Гренландской и практически всю Атлантико-Европейскую области Арктики. Исходные данные о предиктанте задавались за 15 часов московского времени каждые три дня с 1960 по 1969 годы в 33 пунктах, совпадающих с метеорологических станциями и кораблями погоды*. Таким образом, массив

* См. северную зону на рис. 1 в статье автора и др. «Пространственно-временная структура поля давления над Северной Атлантикой в феврале—мае», помещенной в данном сборнике.

измерений для каждого месяца был составлен из 100—110 реализаций 33-мерного вектора приземного давления. Для компрессии исходной информации и фильтрации метеорологических шумов исходная совокупность полей предиктанта для каждого месяца была подвергнута разложению в ряды по ЭОФ. Оказалось, что точность сходимости выполненных разложений полей давления не сколько ухудшается при смещении от марта к маю. Однако во всех рассматриваемых месяцах четыре-шесть членов аппроксимирующего ряда описывают около 70—80% общей дисперсии исходной совокупности барических полей. Причем форма нескольких первых наиболее крупных в пространственно-временном и энергетическом отношениях ЭОФ довольно устойчива в течение всего весеннего сезона.

Численный эксперимент по прогнозу приземного давления в районе Северной Атлантики на третьи, шестые и девятые сутки выполнялся в три этапа с учетом точности аппроксимации поля предиктанта: на первом этапе прогнозировались четыре, на втором этапе — пять и на третьем — шесть главных компонент-коэффициентов разложения по ЭОФ. При этом в исходную совокупность предвестников будущей погоды были включены атмосферные и не-атмосферные носители «метеорологической памяти»: приземное давление, геопотенциал Н-700 и Н-500, прогностические поля Н-500, трехчасовые барические тенденции над акваторией Северной Атлантики и температура поверхности воды в океане по данным на девяти кораблях погоды; геопотенциал Н-500 и приземное давление в динамически значимых районах северного полушария. Поля всех названных предикторов задавались за февраль—май 1960—1969 годов.

Минимизация пространства предикторов осуществлялась путем двукратной компрессии информационной системы [4]. Сначала к совокупности полей каждого предиктора применялась процедура измерительной компрессии — разложение в ряд по ЭОФ. Причем массивы исходной информации о векторах-предикторах, превышающих размерность вектора-предиктанта, разбивались на две части, что было обусловлено возможностями оперативной памяти используемых ЭВМ «М-220» и «БЭСМ-4». Предпринимались меры и для ограничения спектрального состава информации. С этой целью на каждом этапе прогностического эксперимента в архивы предиктанта и виртуальных предикторов включалось одинаковое число главных компонент. В определенной мере эта предосторожность также способствовала исключению ложных статистических связей, поскольку при сопоставлении рядов предиктора и предиктанта, имеющих существенно различные пространственно-временные масштабы, вероятность появления ложной корреляции резко возрастает [6, 9].

Заметим, что точность описания полей того или иного предиктора одним и тем же числом эмпирических ортогональных функций неодинакова, так как она определяется, с одной стороны, раз-

мерами территории, по которой собраны исходные данные, и в определенной степени размерностью вектора-предиктора, а с другой стороны, — особенностями статистической структуры полей рассматриваемых метеорологических элементов. Так, четыре первых элементарных колебания описывают от 29,4 до 72,8%, а шесть — от 41,4 до 85,9% общей (суммарной) дисперсии исходной совокупности полей предикторов.

Выделение окончательных предикторов из архива виртуальных предикторов на данном этапе осуществляется в реализованной нами прогностической схеме гораздо проще, чем в базовом методе. Процедура содержательной компрессии информационной системы [4] заключается в оценке регрессии главных компонент векторов-предикторов на главные компоненты вектора-предиктанта методом просеивания [3] и позволяет в соответствии с доверительной вероятностью выбрать из совокупности виртуальных предикторов наиболее информативные.

Прогностические значения главных компонент предиктанта $\tilde{T}_j(t)$ вычисляются по уравнениям регрессии, а прогностические значения приземного давления в некотором узле сетки $\tilde{P}(x_i, y_i, t)$ — с помощью «процедуры восстановления», осуществляемой по элементарной формуле

$$\tilde{P}(x_i, y_i, t) \approx \sum_{j=1}^m \tilde{T}_j(t) X_j(x_i, y_i),$$

где $X_j(x_i, y_i)$ — эмпирические ортогональные функции поля приземного давления по области прогноза, зависящие от географических координат точек расчетной сетки и играющие роль весовых множителей.

Уравнения регрессии для прогноза четырех, пяти и шести параметров разложения поля предиктанта в ряд по ЭОФ для каждого месяца были построены на зависимом материале. В оперативных условиях весной 1975 года были испытаны лишь уравнения регрессии для прогноза четырех главных компонент приземного барического поля. Эти испытания выполнила О. В. Буренина. На оперативный прогноз затрачивалось при этом около двух минут машинного времени на ЭВМ «М-220». Второй и третий этапы прогностического эксперимента являются результатом авторских испытаний, проведенных на ЭВМ «БЭСМ-4».

Наиболее информативными при прогнозе приземного барического поля на три, шесть и девять дней во всех трех экспериментах оказались такие предикторы, как приземное давление, геопотенциал Н-700 и прогностическое поле Н-500 над районом Северной Атлантики, а также Н-500 в динамически значимых точках северного полушария. Существенную информацию о предиктанте содержит также температура поверхности воды в океане. Вопреки ожиданиям, малоинформативным предиктором при прогнозе на трое суток оказалась приземная барическая тенденция.

Таблица 1

Оценка физико-статистических прогнозов приземного барического поля
на несколько дней

Срок прогноза	Месяц	a	δ	r	ρ	N	m
3 суток	Март	9,66	1,15	0,46	0,04	16	4
	Апрель	8,86	0,90	0,56	0,26	27	
	Май	9,24	0,84	0,73	-0,02	11	
	Среднее	9,25	0,96	0,58	0,09	54	
3 суток	Март	11,50	0,95	0,66	-0,09	16	
	Апрель	10,50	0,88	0,65	-0,00	27	
	Май	8,13	0,80	0,70	0,03	11	
	Среднее	10,04	0,88	0,67	-0,02	54	
3 суток	Март	12,80	1,02	0,47	-0,24	16	
	Апрель	8,82	0,96	0,56	0,07	27	
	Май	6,43	0,70	0,75	0,16	10	
	Среднее	9,35	0,89	0,59	-0,00	54	
3 суток	Март	8,99	0,94	0,62	0,13	27	
	Апрель	7,67	0,89	0,69	0,29	24	
	Май	7,51	0,82	0,73	0,24	28	
	Среднее	8,06	0,88	0,68	0,22	77	
3 суток	Март	9,95	0,98	0,51	0,04	27	5
	Апрель	9,43	0,92	0,66	0,17	24	
	Май	8,97	0,89	0,75	0,20	28	
	Среднее	9,45	0,93	0,64	0,14	77	

Срок прогноза	Месяц	a	δ	r	ρ	N	m
9 суток	Март	10,18	0,98	0,53	-0,08	27	5
	Апрель	9,79	0,93	0,55	0,04	24	
	Май	8,36	0,91	0,62	0,07	28	
	Среднее	9,44	0,94	0,57	0,01	77	
3 суток	Март	9,97	1,03	0,55	-0,05	27	6
	Апрель	9,64	0,93	0,59	0,08	24	
	Май	9,39	0,88	0,63	-0,01	26	
	Среднее	9,67	0,96	0,59	0,01	77	
6 суток	Март	10,87	1,13	0,48	-0,02	27	6
	Апрель	10,03	0,97	0,52	-0,03	25	
	Май	9,10	0,89	0,68	0,06	26	
	Среднее	10,00	0,98	0,53	0,00	77	
9 суток	Март	11,51	1,17	0,46	-0,21	27	6
	Апрель	9,90	0,98	0,53	-0,02	24	
	Май	9,47	0,94	0,57	0,08	26	
	Среднее	10,29	1,03	0,52	-0,05	77	

Для оценки качества выполненных прогнозов рассчитывались такие синоптико-статистические характеристики, как средняя абсолютная ошибка a ; средняя относительная ошибка δ , с помощью которой оценивалась эффективность методических прогнозов относительно тестового климатологического прогноза; критерий ρ , характеризующий оправдываемость прогноза знака изменения давления; коэффициент корреляции r между фактическим и прогно

тическим полями и другие. Результаты оценки выполненных прогнозов приведены в табл. 1, где, кроме названных характеристик, указаны число прогнозируемых параметров разложения приземного барического поля по ЭОФ (m) и количество прогнозов, составленных на каждом этапе эксперимента (N). Из анализа этой таблицы можно сделать следующие выводы.

1. Методические прогнозы поля приземного давления на три, шесть и девять дней при использовании четырех-пяти ЭОФ эффективны по сравнению с тестовым прогнозом. Причем при увеличении заблаговременности качество прогнозов почти не ухудшается.

2. Оценки трех-, шести- и девятисуточных прогнозов улучшаются при переходе от марта к маю.

3. Учет пяти главных компонент предиктанта позволяет достичь (в среднем за весенний сезон) наиболее высоких значений всех характеристик оправдаваемости прогнозов поля давления на несколько дней.

4. Использование шестой ЭОФ приводит к ухудшению качества прогнозов на три-шесть и особенно на девять суток по сравнению с прогнозом по четырем и пяти ЭОФ. Следовательно, шестая ЭОФ в данном случае не содержит прогностически ценной информации.

В табл. 2 представлены оценки оперативных численных прогнозов барического поля у земли на 72 часа по современным гидродинамическим моделям, взятые нами из Информационного сборника Гидрометцентра [5]. Сопоставление этих результатов с данными табл. 1 показывает, что физико-статистические прогнозы на 3 суток с использованием пяти ЭОФ по параметрам δ и ρ практически находятся на уровне ошибок прогноза поля давления земли гидродинамическими моделями. Это свидетельствует

Таблица 2

Оценка гидродинамических прогнозов приземного барического поля

Срок прогноза	Модель	α	δ	ρ
3 суток	Берковича	—	0,97	—
	Каленковича-Пененко	3,0	1,10	0,16
	Прессмана	—	1,06	—

том, что они также могут быть использованы в оперативной практике в качестве вспомогательных при оценке будущего синоптического положения над Северной Атлантикой. Представляется также, что качество физико-статистических прогнозов на несколько

ко дней в дальнейшем может быть улучшено путем более широкого использования потенциальных возможностей базового метода. Мы имеем в виду не только возможности более полного описания начального состояния физической системы атмосфера—океан—подстилающая поверхность и использование новых носителей «метеорологической памяти» [7, 16, 17], но, главным образом, совершенствование методики отбора ценных для прогноза предикторов на основе идей многоаспектной статистической оценки информативности прогностических соотношений [10, 11, 12], информационного подхода к задаче распознавания градаций, разработанного в последнее время М. И. Юдиным, и других приемов статистического анализа, апробированных в оперативной прогностической практике.

ЛИТЕРАТУРА

1. Багров Н. А. Аналитическое представление последовательности метеорологических полей посредством естественных ортогональных составляющих. — «Труды ЦИП», 1959, вып. 74, с. 3—24.
2. Блажевич В. Г. Прогноз поля давления физико-статистическим методом. — «Труды ГГО», 1975, вып. 329, с. 100—109.
3. Груза Г. В. Основные вопросы корреляционного прогноза погоды. — «Труды САРНИГМИ», 1968, вып. 38, с. 78—105.
4. Житорчук Ю. В. К проблеме получения предикторов для физико-статистических прогнозов. — «Труды ГГО», 1976, вып. 367, с. 54—60.
5. Информационный сборник Гидрометцентра СССР, 1975, № 4, с. 3—13.
6. Колмогоров А. Н. К вопросу о пригодности найденных статистических путем формул прогноза. «Журнал геофизики», 1939, т. III, вып. с. 78—82.
7. Репинская Р. П. Разложение поля давления в двойные ряды по естественным составляющим горизонтальных координат и времени. — «Метеорология и гидрология», 1969, № 5, с. 28—37.
8. Руководство по месячным прогнозам погоды. Л., Гидрометеиздат, 1975, с. 129—138.
9. Юдин М. И. Физико-статистический метод долгосрочных прогнозов погоды. Л., Гидрометеиздат, 1968, 27 с.
10. Юдин М. И. Задача многоаспектной статистической оценки информативности прогностических соотношений. — «Труды ГГО», 1975, вып. 329, с. 33—40.
11. Юдин М. И., Блажевич В. Г. Оценка значимости предикторов на основе комплексного статистического испытания. — «Труды ГГО», 1975, вып. 329, с. 41—53.
12. Юдин М. И., Блажевич В. Г., Репинская Р. П. Некоторые вопросы отбора значимых предикторов. — «Труды ГГО», 1972, вып. 273, с. 16—24.
13. Юдин М. И., Мещерская А. В. Некоторые оценки естественных составляющих как предикторов и предиктантов. — «Труды ГГО», 1975, вып. 273, с. 3—15.
14. Юдин М. И., Мещерская А. В. Результаты применения физико-статистического метода прогноза осадков и температуры с большой заблаговременностью. — В кн.: Труды V Всесоюзного съезда. Л., Гидрометеиздат, 1972, с. 83—94.
15. Юдин М. И., Мещерская А. В. Комплексный физико-статистический метод прогноза погоды большой заблаговременности. — «Метеорология и гидрология», 1977, № 1, с. 3—12.

6. Юдин М. И., Мещерская А. В., Блажевич В. Г. Характеристика гидрометеорологической информации, используемой при долгосрочном физико-статистическом прогнозе температуры и осадков для районов недостаточного увлажнения. — «Труды ГГО», 1969, вып. 236, с. 45—62.
7. Юдин М. И., Репинская Р. П. Прогноз внутримесячного хода давления физико-статистическим методом. — «Метеорология и гидрология», 1974, № 1, с. 24—34.

Л. П. СЕРЯКОВА (ЛГМИ), Г. А. СЕМОЧКИНА (СЗУГМ)

ЗАПАСЫ ПРОДУКТИВНОЙ ВЛАГИ В ПОЧВЕ, ИХ ИЗМЕНЧИВОСТЬ И ПРОГНОЗ НА СТАНЦИИ БЕЛОГОРКА ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ

Продуктивная влага — важнейший из факторов, влияющих на формирование урожая сельскохозяйственных культур. С. А. Вриго и Л. А. Разумова установили [1], что запасы ее в вегетационный период в зоне обводнения, к которой относится Ленинградская область, достаточно велики и растения здесь чаще страдают от избытка влаги, чем от ее недостатка. Однако вследствие особенностей местных условий на некоторых полях формируются отличия от свойственного данной зоне годовой ход влажности почвы. В данной работе обобщены материалы наблюдений: влажностью корнеобитаемого слоя почвы с 1955 по 1976 гг. и выявлены особенности ее изменения в вегетационный период на станции Белогорка Гатчинского района Ленинградской области.

Таблица

Агрогидрологические свойства почвы в районе станции Белогорка

Тип почвы	Слой почвы, см	Объемный вес, г/см ³	Полевая влагоемкость		Влажность за- выдания (% от веса сухой почвы)	Нижний предел оптимума влаж- ности
			мм	% от веса сухой почвы		
Подзолистая легко- суглинистая	0—100	1,82	170	16	7	76
	0—50		85			38

Местность расположения станции отличается ровным рельефом, грунтовые воды залегают глубже 2 м, на некоторых полях глубже 5 м. Весенними водами поля не затопляются. Измерен

нажности почвы под определенными культурами выполнялись на разных участках, мало отличающихся характером почвы. На пахотных участках преобладают подзолистые легкосуглинистые почвы, изредка встречаются подзолистые супесчаные. табл. 1 приведены сведения об агрогидрологических свойствах преобладающего типа почвы в районе станции Белогорка.

Измерения влажности проводились на полях с озимой рожью Зятка 2», ячменем «Пиркка», овсом «Золотой дождь», картофелем «Гатчинский». Как показал, анализ материалов наблюдений, обеспеченность влагой различных сельскохозяйственных культур одинакова. Средние многолетние запасы продуктивной влаги под озимой рожью в период осенней вегетации и в летний период значительно меньше полевой влагоемкости (рис. 1), но остаются на оптимальном уровне. Только ранней весной в момент возобновления весенней вегетации озимых запас продуктивной влаги превышает полевую влагоемкость.

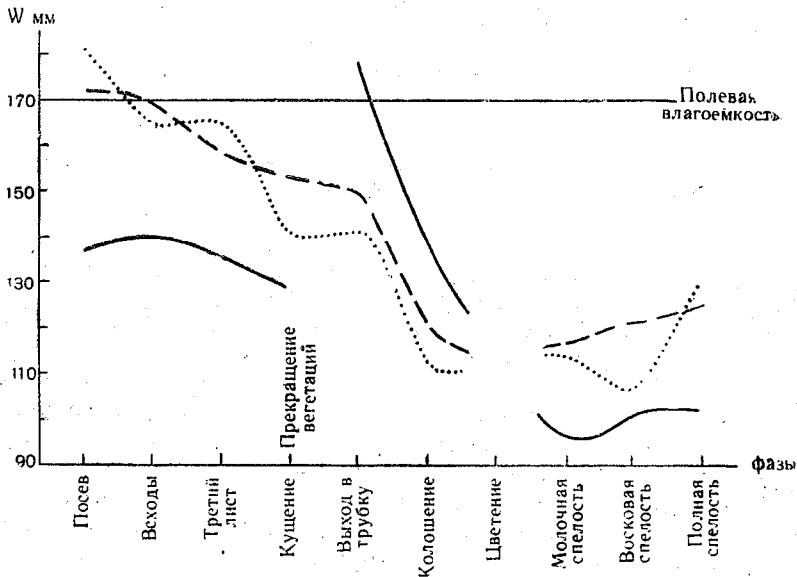


Рис. 1. Средние многолетние запасы продуктивной влаги в почве под зерновыми культурами:

— озимая рожь; - - - ячмень; овес

Запасы продуктивной влаги под яровыми зерновыми культурами (рис. 2) также в течение всего периода вегетации удерживаются на оптимальном уровне. Даже в период минимума запас продуктивной влаги в слое 0—100 см на 15—20 мм выше нижней границы оптимума, которая составляет 76 мм. Однако в отдельные годы они могут быть намного меньше оптимальных значений. Так,

в июле 1964 г. в первой декаде на полях с ячменём продуктивная влажность составляла 62 мм в слое 0—100 см, во второй декаде — 58 мм, в третьей декаде — 53 мм.

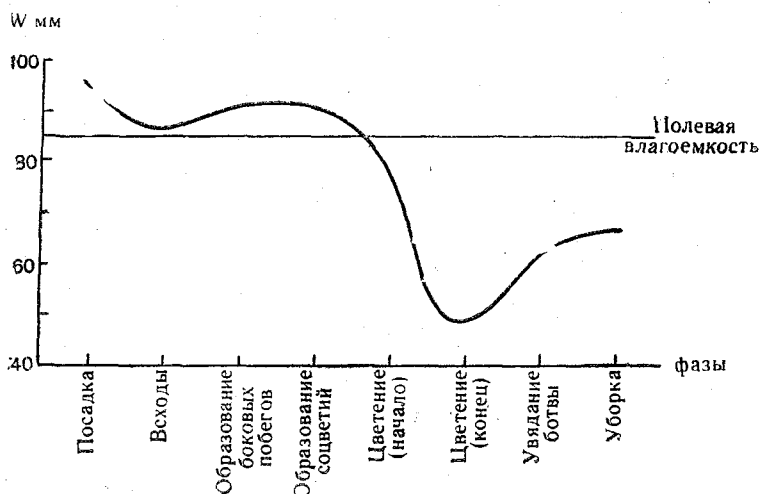


Рис. 2. Средние многолетние запасы продуктивной влаги в почве под картофелем

За рассматриваемый период времени наблюдались случаи, когда запасы продуктивной влаги в почве были ниже оптимума и на полях с озимой рожью. Такое положение имело место во второй декаде августа 1969 г., во второй декаде сентября 1965 г. и в третьей декаде июня 1966 г. и 1968 г., в первой декаде июля 1963—1966 гг. Для характеристики изменчивости запасов продуктивной влаги в корнеобитаемом слое почвы вычислены средние квадратические отклонения и коэффициенты вариации в разные фазы развития зерновых культур, приведенные в табл. 2. Из табл. 2 видно, что наибольший коэффициент вариации у зерновых культур имеет место в период после цветения, когда почвенная засуха менее опасна, чем в другие периоды. В критический период по отношению к влаге коэффициент вариации мал, что характеризует успешное прохождение этого периода даже в аномально сухие годы.

На полях с картофелем измерения влажности почвы проводились только до глубины 50 см. Средние многолетние запасы продуктивной влаги во все фазы развития картофеля высокие, а в период от посадки до цветения они превышают полевую влагоемкость. Однако в период продуктивного развития в ряде лет они были ниже 70% полевой влагоемкости, например в 1959 и 1964 г., что существенно снизило урожай. Характеристика изменчивости

Таблица 2

Среднее квадратическое отклонение (σ) и коэффициент вариации (C_v) запасов влаги в слое почвы 0—100 см под зерновыми культурами

Фазы развития	Культура					
	Озимая рожь «Вятка 2»		Ячмень «Пирка»		Овес «Золотой дождь»	
	σ	C_v	σ	C_v	σ	C_v
Посев	36	0,26	18	0,10	18	0,09
Всходы	37	0,26	17	0,10	14	0,08
Первый лист	34	0,25	18	0,11	16	0,11
Выращивание	37	0,29	15	0,09	37	0,22
Выход в трубку	18	0,10	13	0,08	13	0,09
Полошение	21	0,15	31	0,25	10	0,08
Полочная спелость *	38	0,39	32	0,27	33	0,28
Посевная спелость	42	0,40	45	0,37	23	0,21
Полная спелость	40	0,38	43	0,34	27	0,28

* Измерения влажности почвы в фазу цветения не проводились.

Запасов продуктивной влаги в почве под картофелем приведена табл. 3.

В отличие от зерновых культур картофель больше страдает от недостатка почвенной влаги, так как в период формирования клубней, когда потребность этой культуры во влаге особенно велика,

Таблица 3

Среднее квадратическое отклонение (σ) и коэффициент вариации (C_v) запасов продуктивной влаги в слое почвы 0—50 см под картофелем

Фаза развития	σ	C_v
Посадка	29	0,29
Всходы	18	0,19
Образование боковых побегов	20	0,23
Образование соцветий	26	0,28
Цветение (начало)	30	0,37
Цветение (конец)	37	0,45
Увядание ботвы	30	0,38
Уборка	28	0,42

могут наблюдаться значительные отклонения запасов продуктивной влаги от средних многолетних. Коэффициент вариации в этот период составляет 0,38—0,45.

Из сказанного следует, что для оценки ожидаемого урожая сельскохозяйственных культур необходимо иметь прогноз запасов влаги в почве под ней. С. А. Вериги и Л. А. Разумова установили [1], что изменение запасов продуктивной влаги в вегетационный период определяется рядом факторов, влияющих на водный баланс корнеобитаемого слоя. Основными факторами следует считать температуру воздуха, являющуюся косвенной характеристикой суммарного испарения, осадки, являющиеся основной приходной статьей водного баланса корнеобитаемого слоя почвы, запасы продуктивной влаги в начале периода, определяющие доступность и подвижность почвенной влаги. Запас продуктивной влаги в корнеобитаемом слое можно вычислить по формуле

$$W_k = W_n + \Delta W, \quad (1)$$

где W_k — продуктивная влажность в конце декады; W_n — продуктивная влажность в том же слое в начале декады или конце предыдущей декады; ΔW — изменение запасов продуктивной влаги в течение декады.

Таблица

Уравнения регрессии, общий коэффициент корреляции (R), средняя ошибка уравнения регрессии (E_R) для полей с подзолистой легкосуглинистой почвой в районе станции Белогорка

Период вегетации	Слой почвы, см	Уравнения регрессии	Число случаев	R	E_R
Я ч м е н ь					
Всходы—кущение	0—100	$\Delta W = 0,29r - 1,28t - 0,28W_n + 44,5$	31	0,69	0,0
Кущение—колошение	0—100	$\Delta W = 0,34r - 1,56t - 0,04W_n + 35,2$	32	0,73	0,0
Колошение—восковая спелость	0—100	$\Delta W = 0,27r - 1,07t - 0,06W_n + 30,2$	46	0,74	0,0
К а р т о ф е л ь					
Всходы—образование соцветий	0—50	$\Delta W = 0,45r - 1,37t - 0,06W_n + 17,6$	46	0,71	0,0
Образование соцветий—конец цветения	0—50	$\Delta W = 0,72r - 1,26t - 0,29W_n + 34,9$	55	0,74	0,0
Конец цветения—уборка урожая	0—50	$\Delta W = 0,41r - 1,80t - 0,23W_n + 30,5$	56	0,79	0,0

Для вычисления ΔW в данной работе получены уравнения линейной корреляции четырех переменных величин (ΔW , r , t , W_n). Используя эти уравнения, изменения запасов продуктивной влаги в почве можно вычислить следующим образом:

$$\Delta W = Ar + Bt + CW_n + D, \quad (2)$$

где r — прогнозируемая декадная сумма осадков; t — прогнозируемая среднедекадная температура воздуха; W_n — запас продуктивной влаги в начале декады; A , B , C , D — параметры, зависящие от вида культуры, фазы ее развития, типа почвы.

Весь период вегетации сельскохозяйственных культур был разбит на несколько этапов, в течение которых у растений наблюдается различное отношение к влаге. Расчеты выполнены для двух сельскохозяйственных культур. Уравнения регрессии, полученные на основании известных статистических методов [2], приведены в табл. 4.

Проверка полученных уравнений была выполнена на материалах трех лет. Оказалось, что в среднем ошибка расчета запасов продуктивной влаги для ячменя составляет 2—20%, для картофеля 6—22%. Следует отметить, что при увеличении длины ряда наблюдений уравнения регрессии можно будет уточнить.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вериге С. А., Разумова Л. А. Почвенная влага. Л., Гидрометеиздат, 1973. 327 с.
2. Уланова Е. С., Сиротенко О. Д. Методы статистического анализа в агрометеорологии. Л., Гидрометеиздат, 1968, 198 с.

В. Д. ПЕТРУШЕНКО (ЛГМИ)

О ВОЗМОЖНОСТИ ПРОГНОЗА ВЛАГОПОТРЕБНОСТИ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ КУЛЬТУР В НЕЧЕРНОЗЕМНОЙ ЗОНЕ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

Расход влаги на испарение с поверхности почвы и транспирацию при оптимальной влажности является мерой потребности растений во влаге [1, 9]. Влагопотребность количественно можно выразить через испаряемость, под которой понимают максимально возможное испарение с поверхности почвы, влагозапасы которой неограничены.

Существуют разные способы определения испаряемости. Среди них имеются такие, в которых испаряемость определяется по комплексу метеорологических элементов, входящих в тепловой или водный баланс [7, 13]. Однако наибольшее распространение из-за своей простоты получили способы расчета испаряемости по отдельным элементам. В последнее время наиболее широко используется гидротермический коэффициент Г. Т. Селянинова (ГТК), знаменатель которого дает приближенную оценку величины испаряемости [12]. ГТК записывается в виде следующего отношения:

$$\text{ГТК} = \frac{\Sigma r}{0,1 \Sigma t}, \quad (1)$$

где Σt — сумма температур выше $8-10^\circ$, Σr — сумма осадков за тот же период.

Связь ГТК с урожайностью основных сельскохозяйственных культур, установленная в работах [2, 3, 10, 11], обуславливает возможности использования этого показателя увлажнения для ее прогноза.

Однако, как показано во многих исследованиях, например [7, 8], формула Г. Т. Селянинова дает весьма приближенное представление об испаряемости и не учитывает климатические особенности района.

Попытка оценить испаряемость по суммам температур с учетом региональных условий была предпринята Ф. Ф. Давитая и Ю. С. Мельником [8]. Они нашли эмпирические зависимости между суммами температур и радиационным балансом, который

по мнению М. И. Будыко [7] близко к испаряемости. Это позволило Ф. Ф. Давитая и Ю. С. Мельнику использовать суммы температур выше 10°C для определения радиационного баланса, а далее, используя отношение радиационного баланса к скрытой теплоте испарения, перейти к прогнозу испаряемости за вегетационный период в районах орошаемого земледелия.

В последнее время возрос интерес к нечерноземной зоне Европейской территории Союза как крупному сельскохозяйственному району, потенциальные возможности которого используются еще недостаточно. Поэтому целесообразно иметь для этого района метод расчета испаряемости, исходными материалами для которого могли бы служить данные широкой сети гидрометеорологических станций и постов. С этой целью месячные суммы температур сравнивались с месячными значениями испаряемости, рассчитанными комплексным методом.

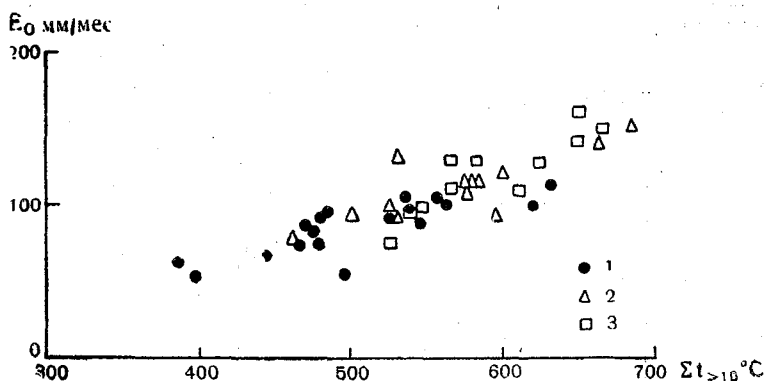


Рис. 1. Связь испаряемости (E_0) с суммами температур выше 10° ($t > 10$) в июле:
1 — Каргополь; 2 — Кострома; 3 — Курск

Комплексный метод, основы которого изложены М. И. Будыко в работе [7], является достаточно физически обоснованным и учитывает влияние на испаряемость основных метеорологических факторов: радиационного баланса, температуры и влажности воздуха. Методика расчета испаряемости изложена в работах [4, 13]. В данном исследовании при расчетах использовался коэффициент турбулентной диффузии, принимаемый постоянным и равным $0,63\text{ см/с}$, как обычно делается в климатологических расчетах.

Рассматриваемая в работе территория нечерноземной зоны ЕТС ограничена с севера 62° с. ш., с юга — черноземной зоной. Расчеты выполнены по данным 18 станций для июня—августа за период 1954—1972 гг.

Графическая зависимость испаряемости (E_0) и сумм температур выше 10° ($\Sigma t > 10$) имеет линейный характер во все месяцы (рис. 1 и 2). Из рис. 1 видно, что на территории нечерноземной

зоны ЕТС зависимость между испаряемостью и суммами температур зависит от широты. Кроме того, чем южнее район, тем больше коэффициент пропорциональности между испаряемостью и суммами температур. Рис. 2 показывает, что параметры зависимости между испаряемостью и суммами температур в различные месяцы вегетационного периода в одном и том же пункте неодинаковы, что связано с сезонным ходом метеорологических элементов. На основании метода линейной корреляции [14] полученные связи были обобщены и представлены в виде следующих уравнений регрессии:

$$E_0 = a \Sigma t_{>10} + b, \quad (2)$$

где a — коэффициент связи между суммами температур выше 10°C и испаряемостью; b — добавочный член, учитывающий вклад в испаряемость других факторов (в основном, дефицита влажности воздуха).

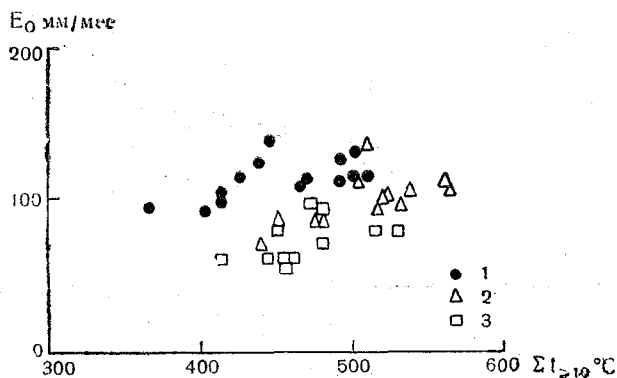


Рис. 2. Связь испаряемости (E_0) с суммами температур выше 10° ($t_{>10}$) в Костроме:

1 — июнь; 2 — июль; 3 — август

Результаты расчетов представлены в таблице. Зависимость между испаряемостью и суммами температур выше 10°C по территории неоднозначна. Коэффициент корреляции в среднем колеблется от 0,70 до 0,90. Наиболее тесные корреляционные связи наблюдаются на большей территории в июне—июле. Заметное ослабление связи наблюдается в северо-западных областях. В июне и августе здесь коэффициент корреляции менее 0,50.

Величина параметра a уравнения (2) изменяется по территории в июне и августе от 0,1 до 0,4. В июле пространственная изменчивость коэффициента связи в среднем составляет 0,2—0,3. Во все месяцы отмечается увеличение коэффициента a с северо-

запада на юго-восток, т. е. с возрастанием температуры воздуха увеличивается степень зависимости испаряемости от сумм температур.

Лишь в июне в северо-западных областях коэффициент связи получился близким к 0,1. Следовательно, только здесь с достаточной точностью расчет испаряемости можно производить по формуле Г. Т. Селянинова. В других областях в июне и повсеместно в июле—августе полученное по этой формуле значение испаряемости по сравнению с фактической величиной будет занижено в 2—3 раза, что может привести к неправильной оценке характера увлажнения.

Коэффициент a меняется от месяца к месяцу в различных районах неодинаково. В зависимости от сезонного хода коэффициента связи можно выделить три группы станций:

1-я группа — коэффициенты связи постепенно уменьшаются от июня к августу;

2-я группа — коэффициенты связи постепенно возрастают от июня к августу;

3-я группа — коэффициенты связи возрастают от июня к июлю, а затем уменьшаются к августу.

К 1-й группе относятся станции, расположенные в юго-западных и центральных областях. Ко 2-й группе относятся станции, расположенные в юго-восточных и южных областях, и к 3-й группе — в северных, северо-западных и восточных областях.

Особо выделяются два пункта: Валдай и Нолинск, где коэффициент связи уменьшается от июня к июлю, а в августе снова возрастает.

Непостоянство внутрисезонного хода коэффициента связи в различных областях нечерноземной зоны ЕТС объясняется физико-географическими и климатическими особенностями рассматриваемых районов.

Существенно различаются полученные уравнения регрессии также добавочными членами b . Неучет влажности воздуха в большинстве случаев приводит к завышению фактических месячных значений испаряемости в среднем на 30—50 мм. В отдельных случаях ошибки могут достигать 100 и даже 226 мм. Однако это отмечается лишь на границе нечерноземной и черноземной областей (Брянск, Елабуга, Курск). Уменьшение испаряемости в результате увеличения дефицита влажности воздуха имеет место в северо-западных и северных областях в июне и августе и, как правило, не превышает 40 мм.

Наибольшие погрешности при расчетах испаряемости только по температуре воздуха наблюдаются для июня в северо-западных и центральных областях, для июля — в центральных и южных областях, для августа — в северо-западных и южных областях.

Средние ошибки уравнений регрессии, при наличии тесной связи между испаряемостью и суммами температур, не превышают 10 мм, а максимальные — 30 мм (см. таблицу).

Коэффициент корреляции (r), коэффициенты уравнения регрессии, средняя (S_y , S_{me})

Пункт	Период лет	Июнь				
		r	a	b	S_y	S_{me}
Белогорка	1960—1972	0,49	0,12	60	10	30
Брянск	1962—1971	0,93	0,42	—96	9	27
Валдай	1962—1972	0,91	0,22	1	5	15
Вологда Молочное	1960—1972	0,85	0,26	—7	9	27
Горький	1962—1972	0,86	0,32	—40	9	27
Елабуга	1962—1972	0,69	0,21	12	7	21
Каргополь	1954—1971	0,48	0,12	39	13	39
Кострома	1960—1972	0,92	0,31	—37	8	24
Курск	1960—1972	0,88	0,28	—29	7	21
им. Небольсина	1960—1972	0,85	0,25	—14	8	24
Николаевское	1960—1971	0,63	0,20	19	11	33
Нолинск	1954—1970	0,87	0,35	—50	11	33
Объячево	1962—1972	0,88	0,25	3	6	18
Павелец	1962—1972	0,69	0,34	—48	17	51
Пермь	1954, 1955, 1961—1972	0,81	0,31	—39	11	33
Савелово	1962—1972	0,92	0,38	—45	9	27
Торопец	1962—1971	0,94	0,21	—14	3	9
Шокино	1960—1971	0,83	0,32	—39	11	33

зи (a , мм/град) и добавочный член (b , мм)
 аксимальная ($S_{\max}$, мм) ошибки уравнения регрессии

Июль					Август				
r	a	b	S_y	$S_{\max}$	r	a	b	S_y	$S_{\max}$
,75	0,22	— 9	10	30	0,68	0,21	—26	9	27
,90	0,37	—96	9	27	0,64	0,23	—34	11	33
,78	0,21	—13	10	30	0,85	0,26	—53	8	24
,86	0,30	—57	10	30	0,79	0,20	—20	8	24
,91	0,34	—81	7	21	0,85	0,25	—34	11	33
,58	0,34	—69	19	57	0,94	0,39	—96	8	24
,82	0,22	—25	10	30	0,15	0,05	36	12	36
,89	0,29	—49	9	27	0,81	0,23	—33	10	30
,92	0,39	—111	9	27	0,87	0,58	—226	17	51
,88	0,26	—39	8	24	0,80	0,30	—69	10	30
,62	0,26	—35	12	36	0,55	0,22	—22	10	30
,52	0,17	—21	17	51	0,64	0,23	—24	13	39
,73	0,24	—23	10	30	0,77	0,21	—17	8	24
,84	0,34	—71	11	33	0,91	0,32	—60	10	30
,75	0,32	—76	14	42	0,51	0,22	—26	14	42
,90	0,31	—35	8	24	0,69	0,16	11	14	42
,63	0,21	—24	11	33	0,60	0,14	2	6	18
,86	0,30	—51	7	21	0,60	0,24	—29	8	24

Высокие коэффициенты корреляции, полученные для большинства пунктов в июне—августе, позволяют определять испаряемость по суммам температур, используя полученные уравнения регрессии.

Полученные результаты позволяют сделать вывод, что при наличии прогноза температуры с большой заблаговременностью (1—3 месяца) возможно прогнозирование ожидаемой испаряемости и, следовательно, влагопотребности растений, что играет важную роль в оценке видов на урожай.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алпатыев А. М. Влагооборот культурных растений. Л., Гидрометеоздат, 1954, 248 с.
2. Алпатыев А. М. О показателе засухи. — «Метеорология и гидрология» 1955, № 4, с. 21—24.
3. Бессонова Е. В. Засуха в различные периоды развития сельскохозяйственных растений и ее влияние на урожайность. — В кн.: Засухи в СССР. Их происхождение, повторяемость и влияние на урожай. Л. Гидрометеоздат, 1958, с. 54—70.
4. Изменение климата в связи с планом преобразования природы. Л., Гидрометеоздат, 1952. 206 с. Авт.: М. И. Будыко, О. А. Дроздов, М. И. Львович и др.
5. Будыко М. И. Климатические условия увлажнения на материках. Сообщение I. — «Известия АН СССР. Серия геогр.», 1955, № 2, с. 5—15.
6. Будыко М. И. О влиянии мелиоративных мероприятий на испаряемость. — «Известия АН СССР. Серия геогр.», 1951, № 1, с. 16—35.
7. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Л., Гидрометеоздат, 1956. 254 с.
8. Давитая Ф. Ф., Мельник Ю. С. Проблема прогноза испаряемости и оросительных норм. Л., Гидрометеоздат, 1970. 72 с.
9. Максимов Н. А. Избранные работы по засухоустойчивости и зимостойкости растений, Т. I. М., АН СССР, 1952. 575 с.
10. Особенности засухи 1972 года на Украине. Под ред. К. Т. Логвинова. Л. Гидрометеоздат, 1973, 32 с.
11. Руденко А. И. Влияние засухи на урожай картофеля. — В кн.: Засухи в СССР. Их происхождение, повторяемость и влияние на урожай. Л. Гидрометеоздат, 1958, с. 71—93.
12. Селянинов Г. Т. Агроклиматическая карта мира. Л., Гидрометеоздат, 1966. 11 с.
13. Серякова Л. П. Метеорологические условия и растения. Л., изд. ЛГМИ, 1971. 77 с.
14. Уланова Е. С. Применение математической статистики в агрометеорологии для нахождения уравнений связей. М., Гидрометеоздат, 1964. 112 с.

Д. И. КАЗАКЕВИЧ, Г. Я. НАРОВЛЯНСКИЙ,
Е. Н. СОКИРЯНСКАЯ (ЛГМИ)

ПРИМЕНЕНИЕ НЕПАРАМЕТРИЧЕСКИХ МЕТОДОВ СТАТИСТИКИ ПРИ ВЫРАВНИВАНИИ ЭМПИРИЧЕСКИХ РАСПРЕДЕЛЕНИЙ ЖИДКИХ ОСАДКОВ

При решении многих народнохозяйственных задач, а также задач анализа и прогноза погоды, требуется информация о различных климатических характеристиках, и, в частности, детальная информация о режиме осадков. Характеристики режима осадков необходимы при расчете и проектировании различных инженерных сооружений.

Постоянное совершенствование и все более широкое использование различных радиотехнических систем и средств связи требует обстоятельного изучения влияния метеорологических условий на устойчивость и надежность их эксплуатации. Известно, что среди метеорологических факторов, влияющих на эффективность использования радиолокационных систем, наибольшее значение имеют атмосферные осадки, причем главную роль играют жидкие атмосферные осадки.

Для изучения законов распределения жидких осадков использовались результаты наблюдений более чем ста станций Европейской территории СССР, что позволило достаточно полно отразить картину географического распределения исследованных характеристик и выявить особенности, присущие отдельным районам.

В качестве исходных данных для изучения временных характеристик жидких осадков различной интенсивности послужили содержащиеся в таблицах ТМ-14 и других источниках результаты обработки записей самописцев дождей (плювиографов) по методу характерных точек за 1965—1969 гг.

Для оценки репрезентативности этих пятилетних наблюдений для двух станций (Москва и Дмитров) была подсчитана повторяемость осадков различной интенсивности за периоды 1960—1964, 1965—1969 и 1960—1969 гг. Результаты расчетов показали, что данные, полученные за первое и второе пятилетия, а также за десятилетие в целом, мало отличаются между собой. Это позволяет сделать вывод, что, по крайней мере, для центральной части

ЕТС на первом этапе исследования можно ограничиться материалами пятилетнего периода.

Исследование интенсивности жидких осадков проведено для теплого времени года. Практически в это понятие включен период работы самописцев от даты их установки до даты снятия. Для большей части территории это апрель—сентябрь, в северных районах — май—август, на юге — март—ноябрь.

При изучении режима атмосферных осадков важно знать, какую долю времени занимают осадки различной интенсивности. С этой целью было изучено статистическое распределение суммарной продолжительности осадков различной интенсивности.

По каждой станции были рассчитаны эмпирические (частотные) распределения продолжительностей осадков различной интенсивности, для чего были использованы материалы первичной обработки плювиограмм по методу характерных точек, проведенной группой сотрудников ЛГМИ под руководством Н. Н. Соловьевой.

Расчеты частотных распределений проводились на ЭВМ по программе, составленной О. Я. Аксаковой.

Интенсивность осадков была разбита на l интервалов ΔI_j ($j=1, 2, \dots, l$), затем подсчитывалась суммарная продолжительность осадков t_j для всех случаев, когда интенсивность осадков

находилась в пределах j -го интервала. Отношение $\frac{t_j}{t} = \hat{p}_j$,

где t — суммарная продолжительность всех зафиксированных на данной станции осадков, и принималось за эмпирическую вероятность (частоту) продолжительности осадков интенсивности ΔI_j .

В качестве примера в табл. 1 приведено частотное распределение суммарной продолжительности осадков различной интенсивности для станции Серпухов.

Из табл. 1 и аналогичных таблиц частотных распределений, полученных для других станций ЕТС, видно, что наибольшую продолжительность имеют слабые осадки, включенные в первый интервал интенсивности. С ростом интенсивности частота, как правило, убывает. При средних и больших интенсивностях вследствие небольшого числа наблюдений частоты носят неустойчивый случайный характер. Естественно, что устойчивость частот можно улучшить путем укрупнения интервалов разбиения и использования неравномерного разбиения, однако и при этом для больших интенсивностей число наблюдений оказывается недостаточным для статистически надежного определения частот.

При использовании полученных эмпирических распределений возникают определенные затруднения. Во-первых, эти затруднения связаны со случайным характером распределения при больших значениях интенсивности осадков, представляющих наибольший интерес, например, при изучении ослабления радиоволн. Во-вторых, с неудобством использования этих распределений при про-

странственном изучении исследуемого явления. Поэтому более удобным, естественно, является другой метод — метод обобщенного представления полученной информации и описания ее малым числом параметров.

Таблица 1

Интенсивность, мм/мин	Частота, $\hat{p}_j$	Интенсивность, мм/мин	Частота, $\hat{p}_j$
0—0,045	0,90469	05,26—0,565	0,00027
0,046—0,085	0,04645	0,566—0,605	0,00057
0,086—0,125	0,02130	0,606—0,645	0,00010
0,126—0,165	0,00896	0,646—0,685	0,00031
0,166—0,205	0,00499	0,686—0,725	0,00028
0,206—0,245	0,00259	0,726—0,765	0,00021
0,246—0,285	0,00249	0,766—0,805	0,00033
0,286—0,325	0,00115	0,806—0,845	0,00004
0,326—0,365	0,00145	0,846—0,885	0,00024
0,366—0,405	0,00204	0,886—0,925	0,00003
0,406—0,445	0,00034	0,926—0,965	0,00003
0,446—0,485	0,00072	0,966—1,005	0,00003
0,486—0,525	0,00033	$\geq 1,005$	0,00006

С этой целью было произведено выравнивание полученных частотных распределений аналитическими зависимостями. Аппроксимация эмпирических распределений теоретическим законом позволяет описать основные стохастические закономерности изучаемого явления, выявить главные, определяющие его черты, отбросив несущественные флуктуации.

Методика подбора теоретических распределений, аппроксимирующих эмпирические распределения суммарной продолжительности жидких осадков различной интенсивности, подробно изложена в [1], где показано, что из рассмотренных теоретических распределений наилучшее согласование с эмпирическими дает кривая Пирсона III типа, уравнение плотности вероятности которой имеет вид

$$f(x) = \frac{\gamma^\gamma}{\Gamma(\gamma)(m-l)} \left(\frac{x-l}{m-l} \right)^{\gamma-1} \cdot l^{-\gamma} \left(\frac{x-l}{m-l} \right), \quad x > l.$$

Значения параметров m , l , γ были рассчитаны для 102 станций Европейской территории СССР.

Встает вопрос о статистической обоснованности принятия кривой Пирсона III типа в качестве аппроксимирующей кривой рассматриваемых частотных распределений. В математической стати-

стике, как известно, разработаны критерии согласия для решения этого вопроса. Однако при применении критериев согласия к изучаемым нами эмпирическим распределениям продолжительности осадков различной интенсивности возникают трудности двух видов.

Во-первых, критерии согласия предполагают, что наблюдения являются независимыми. Следовательно, необходимо произвести оценку степени связи между значениями интенсивностей в критических точках плювиограмм.

Во-вторых, при применении любого критерия согласия нужно знать число независимых наблюдений случайной величины, по которым определялись частотные распределения. В нашем случае число критических точек не является числом таких наблюдений, о чем подробно будет сказано ниже.

Для оценки зависимости между наблюдениями в критических точках плювиограмм был применен следующий метод, предложенный в [2] для оценки зависимости в стационарных временных последовательностях.

Пусть $x_1, x_2, \dots, x_n$ — последовательность событий во времени, в нашем случае — появление осадков разной интенсивности. Нас интересует вопрос, можно ли считать эту последовательность реализацией независимых случайных величин $X_1, X_2, \dots, X_n$, а в случае, если эти величины являются зависимыми, иметь возможность оценить степень такой зависимости.

Если $x_1, x_2, \dots, x_n$ — значения случайных величин с одной и той же непрерывной функцией распределения $F(x)$, то существует удобный критерий, в основе которого лежит преобразование исходного временного ряда с помощью функции Φ :

$$\Phi(x_i) = \begin{cases} 1, & \text{если } x_i > x_{i-1}, \\ 0, & \text{если } x_i < x_{i-1}, \\ \Phi(x_{i-1}), & \text{если } x_i = x_{i-1}. \end{cases}$$

В результате исходный ряд представляется в виде последовательности единиц и нулей. Серию k однотипных знаков — 0 или 1 — будем называть серией порядка k . Информация о степени зависимости случайных величин $X_1, X_2, \dots, X_n$ представляется теперь распределением частот появления серий различных порядков.

Пусть n_1, n_2, n_3 — наблюдаемые в опыте частоты появления серий первого, второго и третьего порядка соответственно. При независимости наблюдений серии выше третьего порядка встречаются редко, так что при построении распределений к сериям третьего порядка будем относить и серии более высокого порядка. В [2] показано, что для последовательности независимых случайных вели-

ин частоты n_1, n_2, n_3 подчиняются нормальному закону распределения с математическими ожиданиями:

$$M(n_1) = m_1 = \frac{5}{8} N, \quad M(n_2) = m_2 = \frac{11}{40} N, \quad M(n_3) = m_3 = \frac{1}{10} N$$

средними квадратическими отклонениями:

$$\sigma_1 = 0,4841 \sqrt{N}, \quad \sigma_2 = 0,4465 \sqrt{N}, \quad \sigma_3 = 0,3000 \sqrt{N},$$

где $N = n_1 + n_2 + n_3$ — общее число серий, наблюдаемых в опыте.

Суждение о зависимости или независимости наблюдений интенсивности осадков в критических точках можно теперь делать по гипотезе согласованности эмпирического и теоретического распределений серий первого, второго и третьего порядка.

В качестве меры расхождения эмпирического и теоретического аспределений серий каждого порядка возьмем вероятность отклонения эмпирического значения n_i от математического ожидания $M(n_i)$. Принимая в качестве допустимой величины расхождения 2,5% вероятности, будем считать гипотезу о независимости аблюдений неприемлемой, если значения n_i не лежат внутри интервала $(m_i - 2\sigma_i, m_i + 2\sigma_i)$. В табл. 2 для ряда пунктов из различных районов ЕТС приведены значения общего количества серий N , теоретические математические ожидания серий первого, второго и третьего порядка (m_1, m_2, m_3) , их средние квадратические отклонения $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$, значения n_1, n_2, n_3 числа серий, олученные при обработке данных плювиограмм для данной станции, и значения $m_i - 2\sigma_i, m_i + 2\sigma_i$.

Анализ данных табл. 2 показывает, что в большинстве случаев аблюденные значения числа серий первого, второго и третьего орядка лежат вне допустимых интервалов $(m_i - 2\sigma_i, m_i + 2\sigma_i)$, е. распределение наблюдаемого числа серий не согласуется с гипотезой о независимости наблюдений в критических точках.

Для оценки правдоподобия выбранной гипотезы о том, что расределение суммарной продолжительности осадков различной интенсивности может быть описано кривой Пирсона III типа, нужно оценить степень согласованности этой кривой с наблюдаемыми истотными распределениями. Для оценки согласованности теоретического и частотных распределений в математической статистике именяются так называемые критерии согласия — критерии Колгорова, Пирсона, Романовского и др. При применении любого из этих критериев нужно знать число независимых наблюдений гучайной величины, по которым определялось частотное распределение. В нашем случае число критических точек, по которым ределялось частотное распределение, не является числом наблюдений, принимаемых в статистике. Не говоря уже о том, что наюдения в критических точках, как показано выше, не являются зависимыми, имеет место и другая весьма важная причина.

математической статистике частоты $\hat{p}_j$ определяются как отно-

Станции	N	n_1	m_1	σ_1	$m_1 \pm 2\sigma_1$
Дмитров	1121	685	701	16,2	668—733
Ставрополь	1062	726	664	15,8	632—696
Лодзий	1180	729	738	16,6	705—771
Черкесск	990	669	619	15,2	589—649
Архангельск	794	509	496	13,6	469—523
Серпухов	1105	713	691	16,1	659—723
Ковров	888	618	555	14,4	526—584
Куйбышев	717	474	448	13,9	420—476
Москва	1511	987	944	18,8	906—982
Полтава	839	562	524	14	496—552
Бобринец	594	359	371	11,8	347—395
Белгород	1081	676	676	15,9	644—708
Ботево	529	340	331	11,1	309—353
Боровое	588	347	368	11,7	345—391
Петрозаводск	761	490	476	13,4	449—503
Краснодар	786	558	491	13,6	463—519
Джубга	1144	775	715	13,4	682—748
Табарла	1531	1108	957	18,9	919—995

Таблица 2

n_2	m_2	σ_2	$m_2 \pm 2\sigma_2$	n_3	m_3	σ_3	$m_3 \pm 2\sigma_3$
300	307	15,0	277—337	136	113	10,0	93—133
230	291	14,6	262—320	106	106	9,8	86—126
317	323	15,3	292—354	134	118	10,3	97—139
219	271	14,0	269—299	102	99	9,4	80—118
171	218	12,6	193—243	114	80	8,5	63—97
242	303	14,8	273—333	150	111	10,0	91—131
144	243	13,3	216—270	126	89	8,9	71—107
183	196	12,8	170—222	60	72	8,6	55—89
353	414	17,4	380—448	171	151	11,7	128—174
194	830	12,9	204—256	83	84	8,7	67—101
159	163	10,9	141—184	76	60	7,3	45—75
269	296	14,7	267—325	135	108	9,9	88—128
134	145	10,3	124—166	55	53	6,9	39—67
163	161	10,8	139—183	78	59	7,3	44—74
168	209	12,3	184—234	103	76	8,3	59—93
159	215	12,5	190—240	75	79	8,4	62—96
265	314	15,5	284—344	104	115	10,2	95—135
283	419	17,5	384—453	140	153	11,7	130—176

ление числа наблюдений, попавших в j -й интервал, к общему числу наблюдений. Мы же определяем эту частоту как отношение продолжительности t_j осадков интенсивности из j -го интервала общей продолжительности всех осадков t . Так как каждому наблюдению соответствует своя продолжительность, то и вклад каждого наблюдения в частоты $\hat{p}_j$ различен. Продолжительность осадков постоянной интенсивности, характеризующаяся их интенсивностью в данной критической точке, существенно различна для различных диапазонов интенсивности. Для всех станций рассматриваемой территории средняя продолжительность одного наблюдения (в одной критической точке) при малых значениях интенсивностей в пять-десять раз больше, чем для осадков средней большой интенсивности. Существенно различной является средняя продолжительность наблюдения и для различных диапазонов средних и больших интенсивностей.

Таким образом, видно, что число критических точек не может служить числом наблюдений, используемым в критериях согласия.

Исходя из этого, в нашем случае для оценки согласованности теоретического и частотных распределений лучше использовать критерии, основанные на другой идее.

В качестве такого критерия рассмотрим так называемый серийный критерий.

Имеет две группы наблюдений: одну — из теоретических вероятностей

$$P = \{ p_1, p_2, p_3, \dots, p_l \},$$

другую — из эмпирических вероятностей — частот

$$\hat{P} = \{ \hat{p}_1, \hat{p}_2, \hat{p}_3, \dots, \hat{p}_l \}.$$

В качестве нулевой гипотезы принимаем гипотезу о том, что все они являются выборками из одной генеральной совокупности. Построим общий упорядоченный ряд, составленный из значений всех выборок, расположив все эти значения в порядке убывания.

Будем называть серией в таком упорядоченном ряду последовательность величин, относящихся к одной и той же выборке. Например, в упорядоченном ряду

$$p_1, p_2, \dots, p_l, \quad \hat{p}_1, \hat{p}_2, \dots, \hat{p}_l,$$

две серии, в ряду

$$\underbrace{p_1 p_2 p_3}_{1} \underbrace{\hat{p}_1 \hat{p}_2 \hat{p}_3 \hat{p}_4}_{2} \underbrace{p_4}_{3} \underbrace{\hat{p}_5 \hat{p}_6 \dots \hat{p}_l}_{4} \underbrace{p_5 p_6 \dots p_l}_{5}$$

пять серий.

Критерий основан на том, что нулевая гипотеза должна отбрасываться, если число серий недостаточно велико. Действительно,

небольшое число серий будет в том случае, если выборки «плохо» перемешаны и, следовательно, обладают различными свойствами (принадлежат к различным по форме распределениям). В [3] показано, что при достаточно большом n ($n > 30$) распределение числа серий u можно считать нормальным с математическим ожиданием

$$m(u) = \frac{2n_1n_2}{n} + 1$$

и дисперсией

$$\sigma^2(u) = \frac{2n_1n_2(2n_1n_2 - n)}{n^2(n - 1)},$$

где n_1 — размер первой выборки; n_2 — размер второй выборки $n = n_1 + n_2$.

Положим, что $n_1 = n_2 = l = 26$, следовательно, $m(u) = l + 1 = 27$,

$$\sigma(u) = \sqrt{\frac{2l^2 - n}{2(2l - 1)}} = \sqrt{12,74} = 3,57.$$

Принимая 2,5%-ный критерий значимости, получим, что нулевая гипотеза должна быть отброшена, если полученное число серий будет меньше $u_{кр} = m(u) - 2\sigma(u) \approx 27 - 7 = 20$. В табл. 3 приведены числа серий u , полученные при образовании общего упорядоченного ряда из теоретических вероятностей и эмпирических частот продолжительности осадков для некоторых станций ЕТ

Таблица

Станции	Число серий, u	Станции	Число серий, u
Ржев	36	Полтава	38
Москва	32	Бобринец	32
Лодзкий	32	Белгород	38
Архангельск	31	Ботево	36
Ставрополь	37	Боровое	24
Дмитров	26	Петрозаводск	30
Серпухов	30	Краснодар	28
Ковров	28	Джубга	38
Куйбышев	34	Теберда	32

Из табл. 3 видно, что полученное число серий превышает $u_{кр}$.

Таким образом, рассмотренный критерий не опровергает гипотезу о том, что распределение осадков различной интенсивности имеет вид кривых Пирсона III типа.

Проведенное исследование показывает, что для всех пунктов Европейской территории СССР в качестве закона распределения, характеризующего суммарную продолжительность осадков различной интенсивности, может быть принята кривая Пирсона III типа. Рассчитаны параметры этой кривой распределения для большого числа (больше 100) пунктов ЕТС.

Это позволило произвести картирование указанной территории по каждому из трех параметров. Сняв с карт значения этих параметров для любого интересующего нас пункта, мы можем по специальной таблице (такая таблица рассчитана В. А. Коробовой) определить вероятности осадков различной интенсивности.

Аппроксимация эмпирических распределений аналитическими зависимостями является важным этапом подготовки исходных данных для анализа и прогноза погоды, позволяя представить данные эмпирических наблюдений метеозаписей в наиболее объективной форме с помощью небольшого числа параметров. При этом изложенные здесь непараметрические методы статистики могут оказаться полезными при аппроксимации различных эмпирических распределений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Казакевич Д. И. Основы теории случайных функций и ее применение в гидрометеорологии. Изд. 2-е. Л., Гидрометеоиздат, 1977, с. 31—35.
2. Kiveliovith M., Vialar J. Etude statistique des series chronologiques. J. Scient de la meteorologie, 1953, v. 17, p. 27.
3. Уилкс С. Математическая статистика. М., «Наука», 1967. 162 с.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
<i>В. И. Воробьев, С. В. Иванов, В. С. Фадеев.</i> Опыт использования спутниковых данных для оценки распределения облаков различных форм	3
<i>Р. П. Репинская, К. В. Кондратович, О. В. Буренина.</i> Пространственно-временная структура поля давления над Северной Атлантикой в февралю—мае	14
<i>В. Н. Яковлев.</i> Изменчивость метеорологических величин в Северной Атлантике	25
<i>В. К. Аргучинцев.</i> Влияние изрезанности береговой линии и внешнего воздушного потока на бриз	34
<i>З. Батжаргал, Л. О. Нейлова.</i> Об учете орографии в численных схемах прогноза геопотенциала и ветра	41
<i>Ю. Н. Волконский, А. С. Дегтярев.</i> Использование регрессионных методов при разработке вероятностных авиационных прогнозов погоды	51
<i>В. А. Ременсон, Д. В. Финогеев.</i> О применении метода экспоненциального сглаживания для прогнозирования высоты нижней границы облаков по данным учащенных наблюдений в одном пункте	61
<i>Я. А. Лаган.</i> Применение дискриминантного анализа для прогноза облачности с использованием карт нефанализа	61
<i>А. Ф. Титов, А. И. Колобов.</i> Метод прогноза внутримассовой конвективной облачности	71
<i>Ю. Н. Волконский.</i> Об оценке эффективности комплексации альтернативных прогнозов погоды	81
<i>К. В. Кондратович, Н. А. Лавров, Л. А. Смагина.</i> О возможности использования потоков момента количества движения в качестве предикторов в статистических схемах прогноза	81
<i>В. А. Ременсон, С. И. Титов.</i> Использование энергетических характеристик для прогноза эволюции циклонов умеренных широт	81
<i>Р. П. Репинская.</i> Некоторые результаты прогноза приземного барического поля на 3—9 дней	91

Л. П. Серякова, Г. А. Семочкина. Запасы продуктивной влаги в почве, их изменчивость и прогноз на станции Белогорка Ленинградской области	100
В. Д. Петрушенко. О возможности прогноза влагопотребности сельскохозяйственных культур в нечерноземной зоне Европейской части СССР	106
Д. И. Казакевич, <u>Г. Я. Наровлянский</u> , Е. Н. Сокирянская. Применение непараметрических методов статистики при выравнивании эмпирических распределений жидких осадков	113

Межвузовский сборник, вып. 68
МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОГНОЗЫ

Редактор *З. Б. Ваксенбург*
Корректор *Т. Л. Кувшинская*

М-09718. Сдано в набор 3.07.78 г. Подписано к печати 25.12.78 г. Зак. 269.
Формат бумаги 60×90¹/₁₆. Бум. тип. № 2. Объем 8,1 печ. л. Уч.-изд. л. 8,5.
Дополнительный план 1978 г., поз. 345. Цена 1 р. 20 к. Тираж 500 экз.

Издание ЛПИ имени М. И. Калинина.
195251, Ленинград, Политехническая ул., 29.
Типография 6 ВОК ВМФ