

Федеральная служба России
по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды

ТРУДЫ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО
ЦЕНТРА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ



ПРОБЛЕМЫ ДОЛГОСРОЧНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ОПАСНЫХ ЯВЛЕНИЙ ПОГОДЫ

Под редакцией

*д-ра физ.-мат. наук В. П. Садокова,
канд. геогр. наук В. Ф. Козельцевой*



Санкт-Петербург
ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ
2002

УДК 551.509+551.524

Сборник посвящен анализу исследований по прогнозу сглаженного хода приземной температуры воздуха в различных пунктах России, исследованиям по прогнозу атмосферных и атмосферно-почвенных засух, результатам изучения возможного влияния пусков ракет-носителей „Протон” на погодные условия в районе Казахстана.

Представлены оценки изменчивости некоторых метеорологических параметров, рассмотрены региональные проблемы связи температуры воздуха с циркуляцией атмосферы, приводится тестирование нового метода параметризации микрофизики облаков путем сравнения со средними месячными данными.

Расчитан на специалистов, занимающихся исследованиями и оперативной работой в области метеорологии, а также на преподавателей, аспирантов и студентов вузов.

П 1805040400-56
069(02)-02

© Гидрометеорологический
научно-исследовательский центр
Российской Федерации, 2002

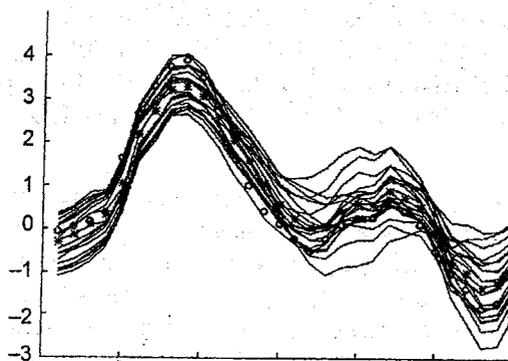
**АПРИОРНОЕ ОЦЕНИВАНИЕ КАЧЕСТВА
СТАТИСТИЧЕСКИХ ПРОГНОЗОВ ХОДА
ПРИЗЕМНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА
СОСТОЯНИЯ ЦИРКУЛЯЦИИ В СРЕДНЕЙ ТРОПОСФЕРЕ**

При проведении работы по созданию схемы прогноза сглаженного хода температуры внутри месяца для различных пунктов на территории России были отмечены случаи, когда прогнозы, рассчитанные по разным версиям схемы, оказывались несогласованными и имели очень низкую оправдываемость. На рис. 1 показаны в качестве наглядного примера случаи согласованных, плохо согласованных и несогласованных прогнозов для Москвы. Прогностическая схема [4], использованная в работе, представляет собой кусочно-линейную регрессионную модель, предикторами в которой являются ортогонализированные ансамблевые декадные прогностические поля H_{500} , P_0 и T_{850} , являющиеся выходной продукцией гидродинамических моделей общей циркуляции атмосферы (ОЦА) Гидрометцентра России [5, 6] и Национального центра по прогнозам окружающей среды (НЦПОС) США. Ход приземной температуры (фактической и прогностической) представляется несколькими первыми коэффициентами разложения по естественным ортогональным составляющим (е. о. с.). Выходная продукция предложенной статистической модели представляет собой расширенный ансамбль, реализации которого были получены в результате расчетов модели по различным совокупностям информативных точек предикторов, а также по всем отдельным членам ансамблей входных данных.

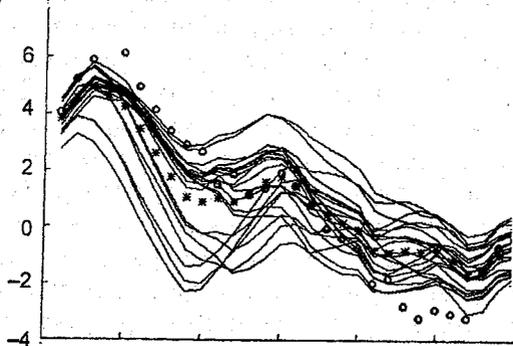
Целью настоящего исследования является поиск признаков и „предшественников” развития региональных аномалий, с помощью которых можно было бы рассчитать априорную оценку качества прогноза при статистической интерпретации ансамблевых среднесрочных гидродинамических прогнозов.

Моделирование подобных „индикаторов”, предшествующих долгопериодным аномалиям, обычно находится за пределами

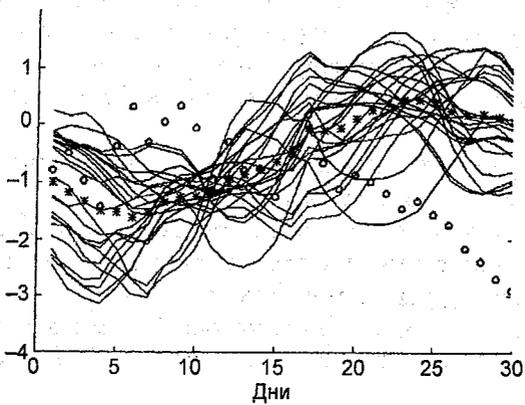
a) °C



б)



в)



возможностей современных динамических моделей. Эмпирические методы могут быть более эффективными в этом смысле. С помощью статистического анализа удается обнаружить дальние связи между предиктантом и предикторами. Главная задача состоит в разработке критерия для априорного предсказания результативности прогноза в зависимости от параметров, характеризующих крупномасштабное состояние атмосферы.

Одним из направлений для выявления причин низкой оправдываемости прогнозов хода температуры внутри месяца может служить анализ типов объективной классификации метеорологических полей в первой декаде прогностического месяца. Расчеты на архивном материале продемонстрировали, что наиболее информативными для воспроизведения динамики средней суточной температуры внутри месяца являются сглаженные поля геопотенциала в течение первой декады месяца. По этой причине мы ограничились для анализа оправдываемости прогнозов только рассмотрением полей геопотенциала.

Автоматическая классификация средних декадных полей H_{500} в каждой декаде года для территории первого естественного синоптического района (е. с. р.) была проведена по методике [1], сочетающей черты алгоритма Ланда и метода k -средних [3]. Классификация представляет собой один из алгоритмов „самообучения”, когда ни число классов (типов), ни сами типы заранее не известны и определяются только свойствами рассматриваемых полей. Объекты классификации — средние декадные поля H_{500} , предварительно разлагались по е. о. с. Критерием сходства (различия) объектов служила евклидова метрика

$$D_{\alpha,\beta} = \left\{ \sum_i P_i [(X_i(\alpha) - X_i(\beta))^2] \right\}^{\frac{1}{2}},$$

где P_i — весовой коэффициент i -го признака; X_i — i -й признак объектов α и β .

Рис. 1. Различные виды прогнозов хода температуры для Москвы, построенных на основе ансамбля гидродинамических прогнозов.

a — согласованные; b — плохо согласованные; c — несогласованные.
1 и 2 — соответственно фактическая и средняя прогностическая температура.

Изначально задается число классов, равное k . Далее рассчитывается матрица расстояний между ситуациями $D_{\alpha\beta}$ и выбирается пороговое значение расстояния d , такое, что если расстояние $D_{\alpha\beta} < d$, то ситуации считаются аналогичными. Каждой ситуации (строке матрицы расстояний) присваивается ранг, который представляет собой число похожих на нее ситуаций. Ситуация с максимальным рангом принимается за эталон первого класса. Эталоном второго класса считается ситуация, наиболее удаленная от первого эталона. Затем вычисляется сумма расстояний каждой ситуации до обоих эталонов и в качестве третьего эталона выбирается объект, максимально удаленный от первых двух. Когда число эталонов становится равным k , проводится новая классификация по минимуму расстояния до эталона, при этом каждый объект относится к тому классу, эталон которого оказывается ближе всего. Далее рассчитываются новые эталоны, представляющие собой средние значения всех элементов класса. Эта процедура повторяется до тех пор, пока очередная итерация не перестанет изменять эталоны и состав классов. Обычно требуется 10—15 итераций. Для определения оптимального числа классов использовался критерий качества классификации, который представляет собой отношение средней внутриклассовой дисперсии к общей дисперсии всей обучающей выборки и имеет вид

$$\Delta J = \sum_{j=1}^k m_j \sum p_i \sigma_{ij}^2 / \sum \sigma_i^2,$$

где k — число классов; m_j — частота j -го класса; p_i — вес i -го компонента вектора; σ_i — дисперсия i -го компонента всего архива; σ_{ij} — дисперсия i -го компонента внутри j -го класса. Как показано в [2], точка перегиба кривой указывает на оптимальное число классов.

В результате вычислительных экспериментов выбиралось оптимальное число классов метеорологических полей, которое в большинстве случаев равнялось 12 (рис. 2).

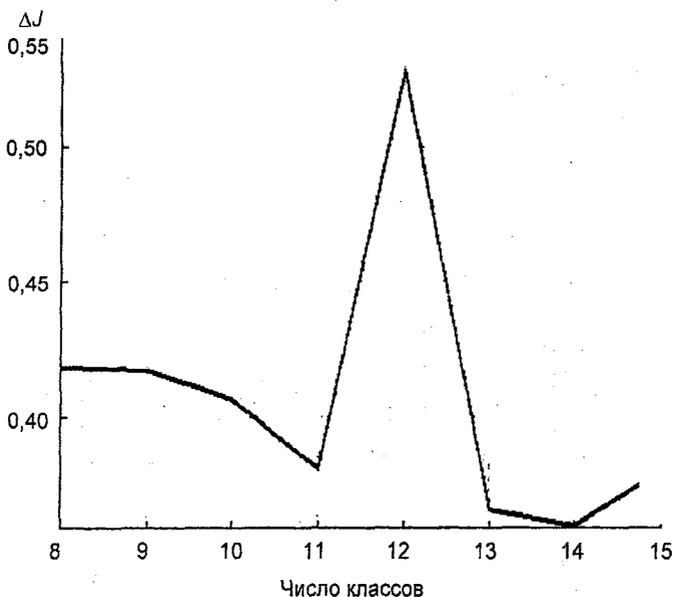


Рис. 2. Изменение величины ΔJ , определяющей оптимальное число классов, в зависимости от числа классов.

На рис. 3 представлено распределение по классам следующих параметров: показателя несогласованности прогнозов N_{ii}/N_i — отношения числа случаев N_{ii} в каждом классе, когда кривые прогностической температуры для Москвы оказались несогласованными, к числу случаев N_i , попавших в каждый класс и средних по выделенным классам коэффициентов корреляции $r_{кл}$ между ходом прогностической и фактической температуры в Москве. Видно, что для каждого представленного месяца минимальное значение $r_{кл}$ соответствует классу, в котором число несогласованных прогнозов максимально (по относительной величине). Следовательно, при определенном типе (типах) циркуляции в средней тропосфере предложенная прогностическая схема должна быть изменена.

Обнаружено, что если циркуляция в средней тропосфере соответствует выявленному таким образом одному из классов, априорная вероятность несогласованного прогноза составляет 50—80 %. При других типах циркуляции априорная вероятность несогласованного прогноза составляет лишь 10—40 %.

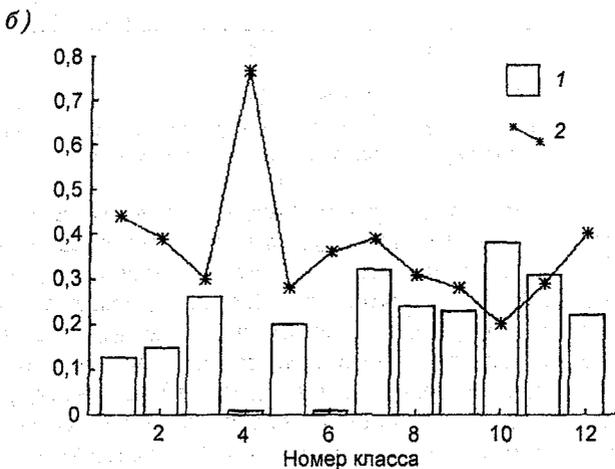
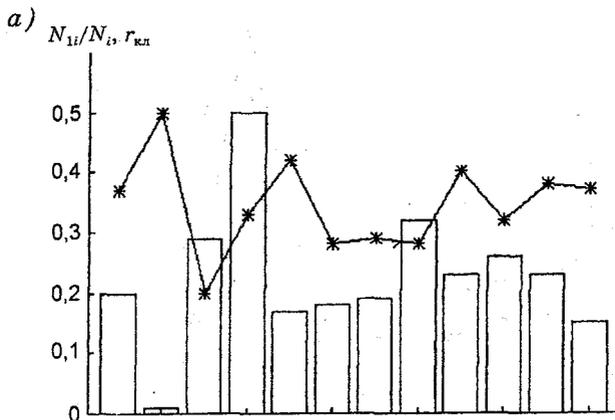


Рис. 3. Изменение показателя несогласованности прогнозов N_{1i}/N_{i3} (1) и среднего коэффициента корреляции $r_{кл}$ (2) прогнозов хода температуры в Москве для случаев, попавших в каждый класс H_{500} .

а — январь; б — июль.

Выводы, полученные на архивной выборке за 1949—1994 гг., подтверждались на независимом материале за 1997—2000 гг. Анализ результатов на независимом материале показал, что выявленные классы полей, при которых повторяемость несогласованных прогнозов максимальна, соответствуют классам на обучающей выборке.

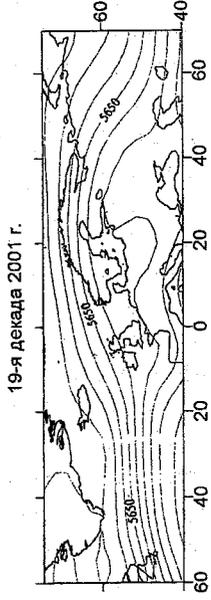
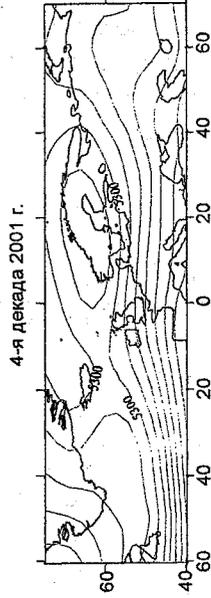
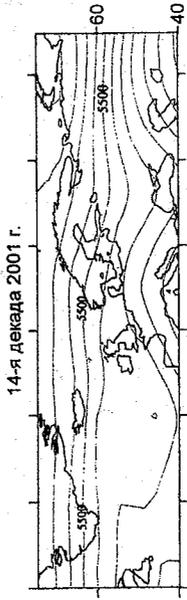
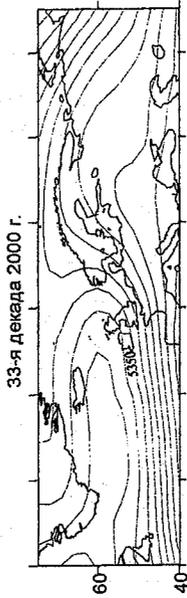
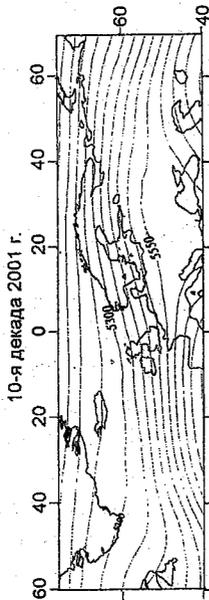
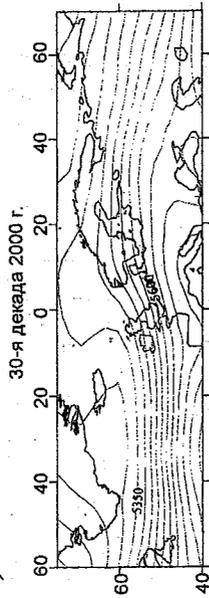
Кроме того, проводилась валидация прогностической схемы на текущих ансамблевых данных (НЦПОС) за период с 1 октября 2000 г. по 1 ноября 2001 г. для Москвы. Конечно, объем последней выборки недостаточен для получения устойчивых результатов, однако и полученные результаты представляют определенный интерес. Попытки выделения наиболее информативных составляющих в ансамблевом пучке выходных данных оказались малоуспешными, поэтому целесообразней использовать осредненные значения прогностических данных по всем реализациям ансамбля. В среднем коэффициент корреляции между фактическими и прогностическими данными составил 0,31, а параметр ρ — 0,25. В таблице приведена информация о прогностических показателях для декад, соответствующих наилучшим и наихудшим прогнозам.

В качестве примера на рис. 4 а приведены осредненные поля геопотенциала за декады с наименее удачными статистическими прогнозами для Москвы. На рис. 4 б, кроме того, приведены

Характеристики прогнозов с самой низкой и самой высокой оправдываемостью

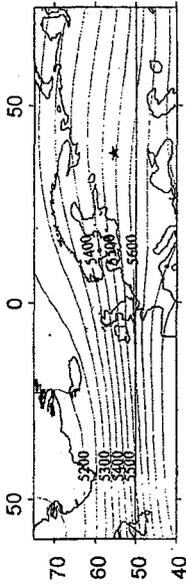
Год	Декада	r	ρ	Год	Декада	r	ρ
Прогнозы с самой низкой оправдываемостью				Прогнозы с самой высокой оправдываемостью			
2000	30-я	-0,17	-0,43	2000	34-я	0,65	0,64
	33-я	-0,25	0,00	2001	7-я	0,69	0,93
2001	4-я	-0,69	-0,11		12-я	0,70	0,50
	10-я	-0,22	-0,14	13-я	0,70	0,36	
	14-я	-0,04	-0,29	15-я	0,78	0,57	
	19-я	-0,65	1,00	23-я	0,69	0,71	
	29-я	-0,69	-0,57	27-я	0,85	0,79	

а)

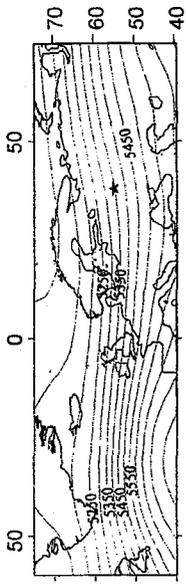


б)

30-я декада, 5-й класс



10-я декада, 6-й класс



33-я декада, 12-й класс



14-я декада, 6-й класс



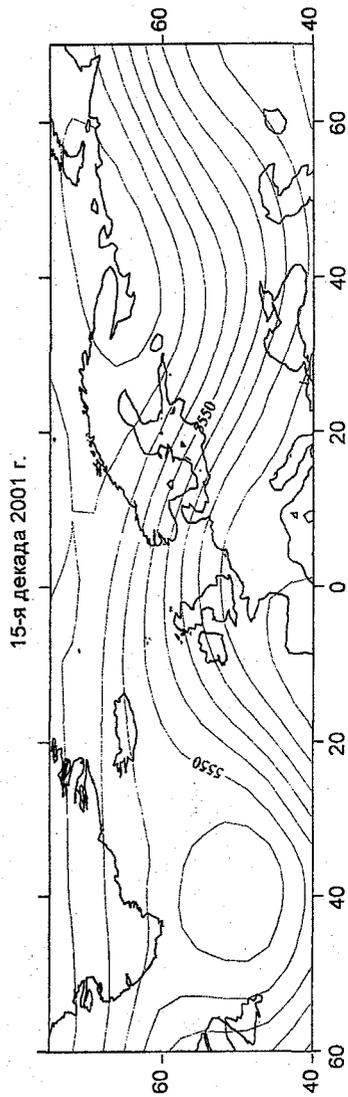
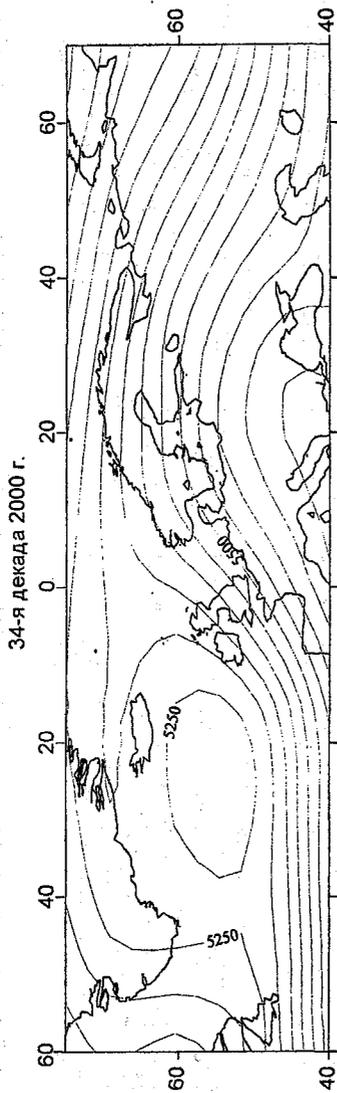
4-я декада, 8-й класс



19-я декада, 3-й класс



Рис. 4. Средненные поля геопотенциала за декады, соответствующие наименее удачным статистическим прогнозам для Москвы (а) и соответствующие эталонные поля H_{500} (б).



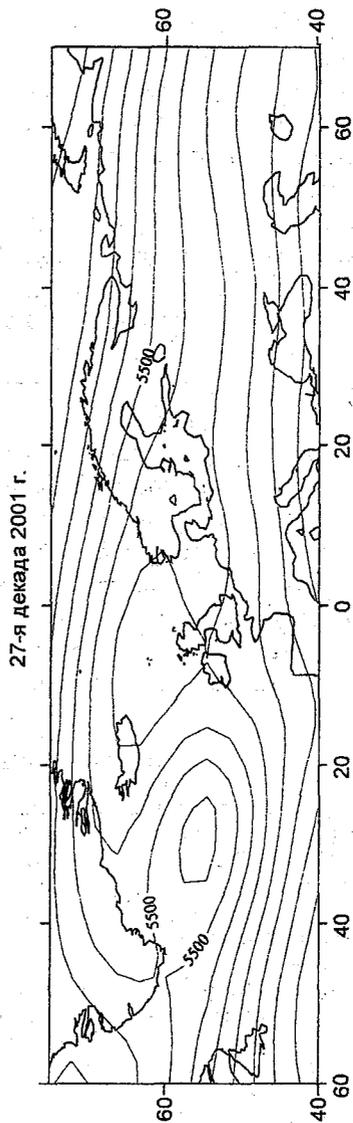
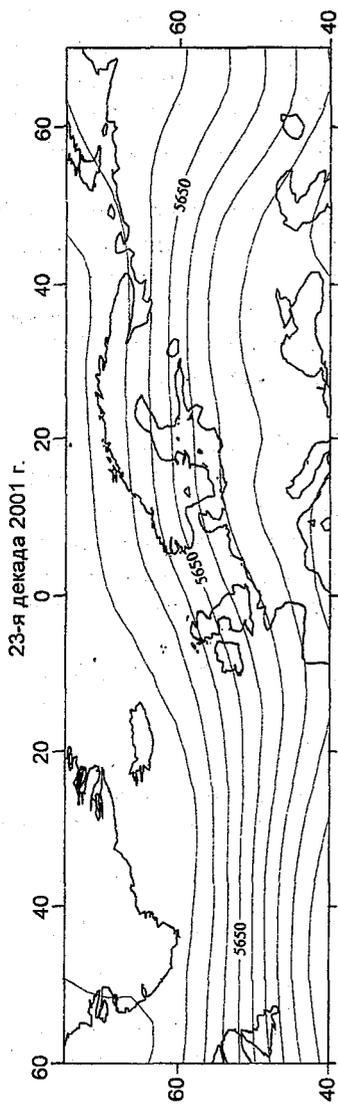


Рис. 5. Осредненные поля H_{500} за декады, соответствующие наилучшим статистическим прогнозам для Москвы.

эталонные поля H_{500} , относящиеся к наихудшим прогнозам. Все номера классов этих полей соответствуют полученным ранее на архивном материале классам для несогласованных прогнозов и в большинстве случаев относятся к полям с зональной циркуляцией. Таким образом, можно сделать заключение, что выявленные классы полей, имеющие наибольшую повторяемость, при несогласованности прогностических кривых являются достаточно устойчивыми.

Показано, что в случае блокирующих ситуаций в северной части Атлантики, когда атмосферная ситуация стабильна и развивается во времени относительно медленно, долгосрочные прогнозы имеют самые высокие показатели качества. Для примера на рис. 5 приведены осредненные поля геопотенциала за декады с наиболее высокими показателями оправдываемости статистических прогнозов для Москвы.

Результаты проведенного исследования свидетельствуют о том, что для возможности априорной оценки качества прогноза и повышения качества прогнозов имеет смысл использовать классификацию метеорологических полей в средней тропосфере. Планируется для проведения классификации метеорологических полей привлечь большее количество параметров, а также различные статистические подходы.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 01-05-64665.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Автоматическая классификация ежедневных полей геопотенциала / О. В. Батырева, А. А. Васильев, Р. М. Вильфанд и др. // Тр. Гидрометцентра России. — 1999. — Вып. 330. — С. 84—89.
2. Батырева О. В., Вильфанд Р. М., Рудичева Н. И. Прогноз аномалий среднемесячной температуры воздуха с помощью канонической корреляции и автоматической классификации // Метеорология и гидрология. — 1994. — № 12. — С. 34—45.
3. Боннер Р. Е. Некоторые виды классификации // Автоматический анализ сложных изображений. — М., 1969. — С. 205—235.
4. Тищенко В. А. Развитие схемы прогноза хода температуры в течение месяца на территории России // Тр. Гидрометцентра России. — 2000. — Вып. 333. — С. 53—60.
5. Филатов А. Н., Муравьев А. В., Реснянский Ю. Д. Долгосрочный метеорологический прогноз: математические проблемы и возможности гид-

родинамических моделей // 70 лет Гидрометцентру России. — СПб., 1999. — С. 141—165.

6. Фролов А.В., Важник А.И. Интегрированная схема гидродинамического среднесрочного прогноза и объективного анализа глобальных метеорологических полей // 70 лет Гидрометцентру России. — СПб., 1999. — С. 25—43.

Р. М. Вильфанд, В. А. Тищенко, В. М. Хан

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ПО ПРОГНОЗИРОВАНИЮ СГЛАЖЕННОГО ХОДА ТЕМПЕРАТУРЫ В ТЕЧЕНИЕ МЕСЯЦА

Данная работа представляет собой продолжение и развитие исследований, выполненных в [4, 6—8, 11]. Их цель — прогноз сглаженного хода температуры в течение месяца.

Поскольку в последнее время качество среднесрочных гидродинамических прогнозов заметно улучшилось, выходные данные моделей общей циркуляции атмосферы можно использовать при долгосрочном прогнозировании погоды.

В работах авторов [4, 7] описывается схема прогноза сглаженного хода температуры в течение месяца в пунктах на территории России и Казахстана. Схема базируется на концепции совершенного прогноза, в качестве предикторов применяются гидродинамические прогнозы на первую декаду прогностического месяца.

Как показано в [3], наиболее инерционной метеорологической величиной является относительный геопотенциал H_{1000}^{500} . Однако его использование в качестве предиктора затруднено, поскольку не существует архива достаточной длины и высокого качества. Поэтому в качестве основного предиктора выбран абсолютный геопотенциал H_{500} . Кроме того, в прогностическую схему целесообразно включить приземное давление p_0 и температуру на поверхности 850 гПа T_{850} , хорошо коррелированную с приземной температурой воздуха. Ежедневные данные по вышеуказанным величинам взяты из архива Национального центра прогнозирования окружающей среды США (NCEP USA) за 1946—1994 гг. и представлены в узлах регулярной географической сетки с шагом 5° широты на 5° долготы.

Предиктант — сглаженный ход температуры T_0 в течение месяца в следующих городах России: Архангельске, Москве, Санкт-Петербурге, Нижнем Новгороде, Перми, Омске, Красноярске, Чите, Магадане, Ростове, Астрахани, а также в Семипалатинске (Казахстан).

Предиктант и предикторы в задаче прогноза используются в сглаженном виде. Сглаживание необходимо для фильтрации ежедневных флюктуаций метеорологических полей, которые со статистической точки зрения представляют собой шум, и из-за сравнительно небольшой выборки метеорологических объектов, размерность которых велика. Существенное уменьшение размерности предикторов и предиктантов позволяет устанавливать статистически устойчивые зависимости. Чтобы уменьшить влияние случайных процессов и сократить размерность предиктора, применяется разложение по естественным ортогональным составляющим (е. о. с.) [1]:

$$X_{ih} = \sum_{j=1}^p Y_{ij} V_{jh}, \quad (1)$$

где X — ежедневные значения H_{500} , p_0 или T_{850} в первой декаде (а также T_0 в течение месяца); V_{ij} — собственные векторы ковариационной матрицы временного хода указанных величин; Y_{jh} — коэффициенты разложения по времени.

Описание временного хода предикторов только в одной точке чревато обнаружением так называемых ложных связей. Процессы, происходящие в атмосфере над исследуемым районом, даже при одинаковом ходе метеорологических величин в определенной точке не всегда будут близки друг к другу. Необходимо привлечь в качестве предикторов величины, описывающие пространственную изменчивость процессов. Такими могут быть коэффициенты двойного разложения (по времени и по пространству) по е. о. с. В данной работе коэффициенты разложения временного хода предикторов в первой декаде месяца в определенном узле географической сетки и в восьми окружающих его узлах раскладывались по пространственной координате

$$X(x_j, \tau_k) = \sum_{h=1}^n \sum_{k=1}^m L_{hk} W_k(x_j) V_h(\tau_k), \quad (2)$$

где $V_h(\tau_k)$ — собственные векторы ковариационной матрицы временного хода указанных величин в узле сетки; $W_k(x_j)$ — главные компоненты временных коэффициентов разложения в

девяти точках; L_{hk} — коэффициенты двойного разложения по времени и горизонтальным координатам.

Таким образом, предикторы отражали, с одной стороны, динамику геопотенциала на среднем уровне тропосферы и давления на уровне моря за первую декаду месяца в каждой точке поля, с другой — давали представление о барической ситуации синоптического масштаба.

Сумма первых трех собственных чисел, характеризующая вклад первых трех коэффициентов разложения в общую дисперсию H_{500} , p_0 и T_{850} составляет 80—85 %.

Ход температуры в течение месяца для всех пунктов представлялся пятью первыми коэффициентами разложения, что позволило описать общую изменчивость на 70—80 %.

Поскольку в большом числе случаев для средних декадных и средних месячных величин в выборке за 49 лет не выполняется условие нормального статистического распределения, аномалии исследуемых величин объединены в одну выборку за последовательные пять декад. При этом вышеуказанное условие выполняется. Кроме того, объединение позволило увеличить объем выборки с 49 до 245 случаев.

Анализ взаимосвязей между предикторами и предиктантами

На первом этапе рассчитывались коэффициенты корреляции между средней месячной температурой в пунктах и полями предикторов в первой декаде месяца: парные коэффициенты корреляции в случае средних декадных полей, множественные коэффициенты корреляции между температурой и коэффициентами разложения временного хода или двойными коэффициентами разложения предикторов в узлах регулярной географической сетки на территории первого и второго естественных синоптических районов (рис. 1).

Корреляционный анализ показал наличие следующих особенностей взаимосвязей. В течение года районы, где отмечаются максимальные значения парной и множественной корреляции, перемещаются в пространстве, причем примерно одинаково для всех исследуемых пунктов.

В теплое полугодие максимальные значения коэффициента корреляции наблюдаются вблизи исследуемых пунктов (рис. 1 в).

Исключение составляет Магадан, где летом практически отсутствуют взаимосвязи между указанными величинами (рис. 2 з).

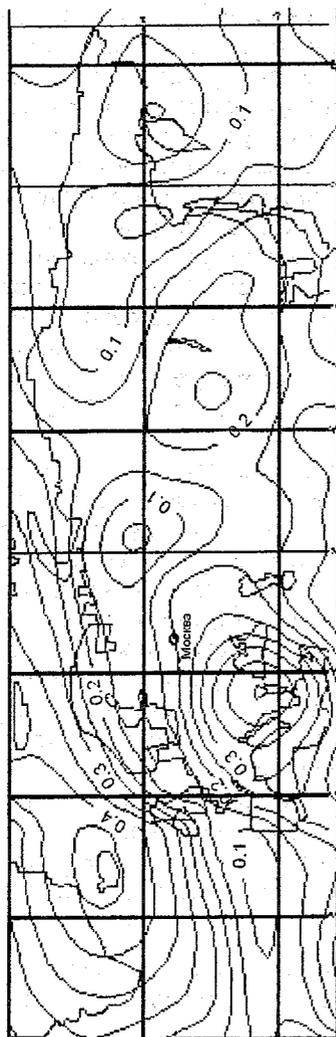
В холодное полугодие отмечаются два ярко выраженных максимума взаимосвязей — один на северо-западе, второй — в среднем южнее исследуемого пункта. В частности, для северной половины европейской части России характерно такое положение максимумов коэффициента корреляции — район исландской депрессии и район Балканского полуострова (рис. 1 а). Для Западной и Восточной Сибири данные максимумы расположены над побережьем Северного Ледовитого океана и в районе климатического положения центра сибирского антициклона (рис. 2 б). Ко второму району также тяготеют максимальные коэффициенты корреляции средней месячной температуры в пунктах юга европейской части России со средними декадными значениями и коэффициентами разложения H_{500} и p_0 . Что касается коэффициентов корреляции приземной температуры и T_{850} , районы их максимальных значений находятся несколько ближе к исследуемым пунктам.

В переходные сезоны происходит перестройка полей коэффициентов корреляции. Причем для каждого пункта весной характерно приближение максимума значений, расположенного южнее, а осенью — действие обратного процесса. Северный максимум также существует, однако становится заметно слабее. Для поля множественного коэффициента корреляции по сравнению с полем парных коэффициентов корреляции отмечено более позднее смещение южного максимума к пункту прогноза весной и более раннее его перемещение к югу осенью. Это позволяет использовать для прогноза информацию о циркуляции в первой декаде месяца над различными районами.

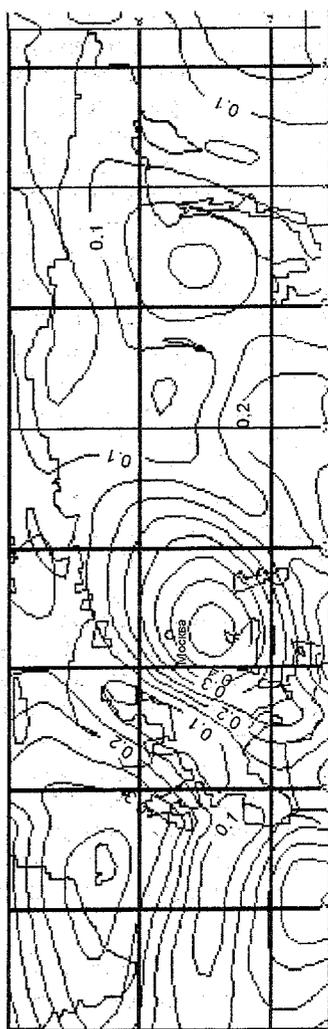
Анализ взаимосвязей хода температуры внутри месяца с параметрами, описывающими декадные изменения H_{500} , p_0 и T_{850} , оказалось предпочтительнее проводить в режиме скользящего контроля над работой аналого-регрессионной схемы.

Аналого-регрессионная схема прогноза сглаженного хода температуры в течение месяца

В регрессионной схеме предиктантами являются средняя месячная температура воздуха и пять коэффициентов разложения хода средней суточной температуры в течение месяца по е. о. с.



a)



b)

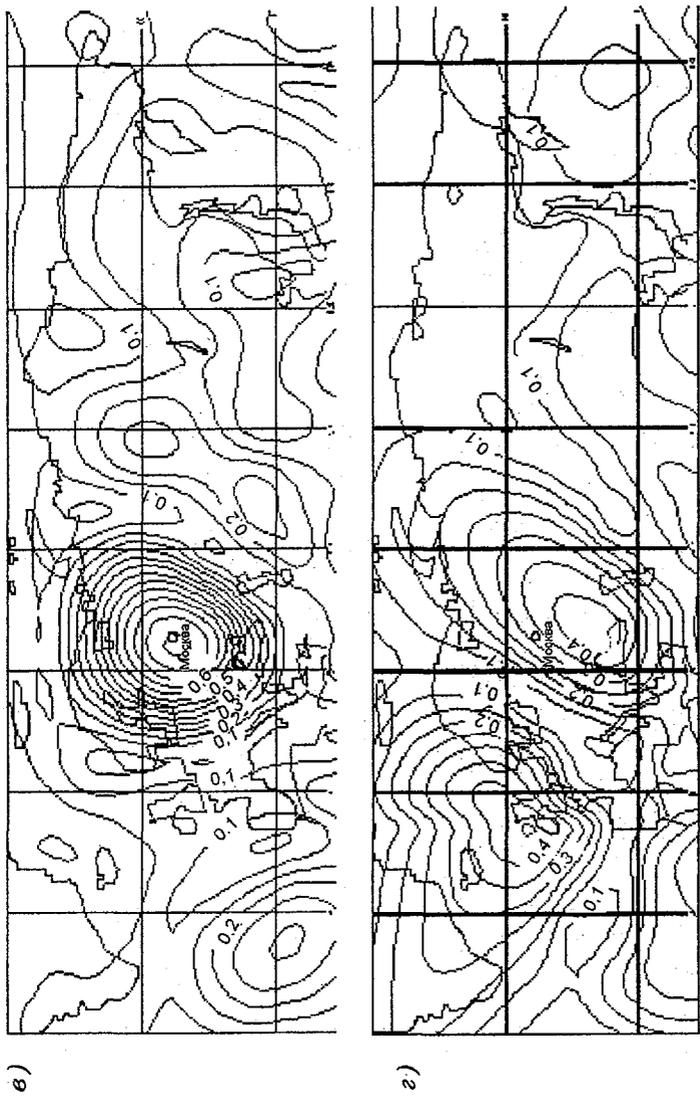
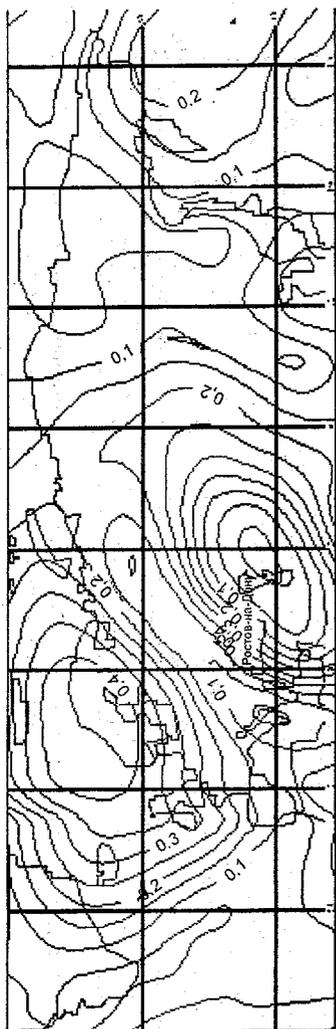
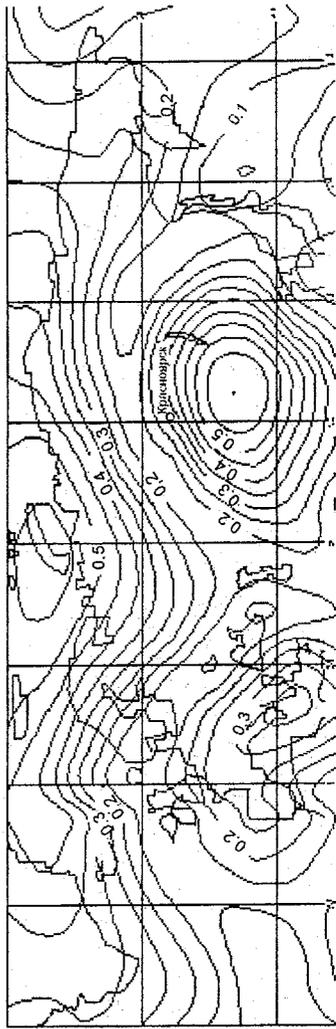


Рис. 1. Распределение множественного коэффициента корреляции между средней месячной температурой в Москве и ходом H_{500} в узлах географической сетки.

1 — зима; 2 — весна; 3 — лето; 4 — осень.



a)



b)

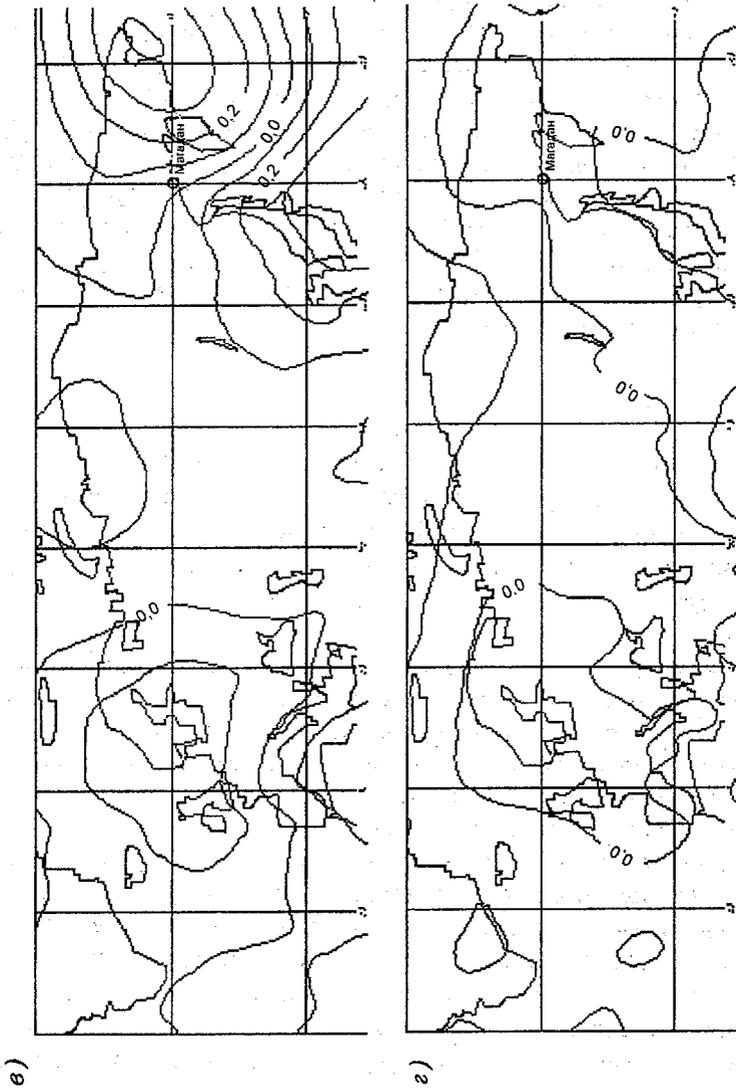


Рис. 2. Распределение множественного коэффициента корреляции между средней месячной температурой в указанных пунктах и ходом N_{500} в узлах географической сетки.

а — Ростов-на-Дону (зима); б — Красноярск (зима); в — Магадан (зима); г — Магадан (лето).

Предикторы отражают, с одной стороны, динамику геопотенциала на среднем уровне тропосферы и давления на уровне моря за первую декаду месяца и температуры на верхней границе пограничного слоя (коэффициенты разложения временного хода H_{500} , p_0 и T_{850}) в каждой точке поля, с другой — дают представление о пространственной эволюции барической ситуации синоптического масштаба (коэффициенты двойного разложения хода H_{500} , p_0 и T_{850}). Динамика данных величин (полей) представлялась тремя коэффициентами либо временного, либо пространственно-временного ортогонального базиса, определяемого методом главных компонентов.

Для прогноза хода температуры внутри месяца использована схема множественной линейной регрессии

$$Y = A' \cdot X, \quad (3)$$

где Y — вектор-предиктант, состоящий из коэффициентов разложения временного хода температуры в течение месяца; X — вектор-предиктор, состоящий из коэффициентов разложения временного хода (либо двойного разложения) H_{500} , p_0 или T_{850} в первой декаде месяца; A' — вектор-строка коэффициентов регрессии.

Оценка прогнозов на зависимом материале производилась с помощью схемы скользящего контроля, или так называемой кросс-валидации, которая близка к верхнему пределу оценки качества прогноза на независимом материале. При проведении кросс-валидации из выборки исключается первый контрольный случай, по всем оставшимся рассчитываются параметры уравнения регрессии, которые и позволяют рассчитать прогноз исключенного элемента. Затем исключаются второй, третий и так далее случаи. Таким образом, дается прогноз всех исключенных элементов. Мерой оценки прогнозов были коэффициенты корреляции r и параметр p между прогностическими и фактическими средними месячными аномалиями температуры воздуха, множественные коэффициенты корреляции R между прогностическими, фактическими и восстановленными по пяти коэффициентам разложения значениями температуры за каждый день месяца, а

также оправдываемость прогноза (%) при абсолютной ошибке за каждый день $\delta \leq 3$ и 5 °C (соответственно Δ_3 и Δ_5).

Поскольку длина ряда T_{850} меньше, чем других рядов, для использования T_{850} в уравнениях регрессии необходимо вводить T_{850} в уравнения после нахождения коэффициентов регрессии, соответствующих H_{500} и p_0 . В этом случае коэффициент регрессии, соответствующий T_{850} , будет находиться не для самой аномалии температуры воздуха, а для ошибки ее прогноза по остальным предикторам в 1962—1994 гг. На первом этапе строится уравнение регрессии для самого длинного ряда, а ошибка регрессии $\delta_1 T$ выводится для дальнейшего предсказания по более коротким рядам. На втором этапе из ошибки $\delta_1 T$ выделяется та часть, которую можно предсказать, используя второй предиктор меньшей длины [2].

Ранее в работах авторов [7] были представлены результаты прогнозов на архивном материале с использованием в качестве первого предиктора T_{850} , однако в этом случае невозможно включать в уравнения регрессии все данные за 49 лет. Кроме того, прогнозы значения T_{850} имеют более низкие показатели оправдываемости, чем H_{500} .

Для прогноза оказалось предпочтительнее использовать анало-регрессионную схему, которая составлялась как для прогноза средней месячной температуры (на основе установленных зависимостей), так и для прогноза хода температуры внутри месяца. Уравнение множественной линейной регрессии решалось после отбора определенного количества аналогов (разного для различных пунктов и сезонов). Фактически это схема кусочно-линейной регрессии.

Для применения кусочно-линейной регрессии наиболее оптимальным оказалось использование в уравнении регрессии трех различных предикторов (три коэффициента разложения H_{500} , p_0 либо T_{850} считались за один предиктор). К каждой новой реализации первого предиктора (средней декадной величине или трем коэффициентам при главных компонентах H_{500}) подбиралась группа аналогов, составляющая около 50% исходной выборки. Мерой аналогичности служили евклидовы расстояния между исходным и всеми остальными векторами-предикторами. Остальные предикторы выстраивались в порядке возрастания ев-

клидова расстояния между исключенным и архивным предикторами. Евклидово расстояние $D_{\alpha\beta}$ вычислялось по формуле

$$D_{\alpha\beta} = \left\{ \sum_i P_i [(X_i(\alpha) - X_i(\beta))]^2 \right\}^{\frac{1}{2}}, \quad (4)$$

где P_i — весовой коэффициент i -го признака; $X_i(\alpha)$ и $X_i(\beta)$ — i -й признак соответственно объектов α и β . Если признаками являлись средние декадные значения предикторов, то данное выражение вырождалось в сумму по одному индексу, а весовой коэффициент равнялся нулю. Если в качестве признаков рассматривались коэффициенты разложения по е. о. с., то P_i представляли собой величины, обратные собственным числам λ_i . Это связано с тем, что первое собственное число λ_1 обычно в 1,5—2 раза больше второго (λ_2), а λ_2 в 1,5—2 раза больше λ_3 . Не вводя весовые коэффициенты, мы теряем часть информации о колебаниях значений предикторов, описываемых вторым и третьим коэффициентами разложения.

Затем отбиралась группа аналогов ко второму предиктору среди уже отобранных. Такие же действия применялись по отношению к третьему предиктору. При этом на каждом шаге число аналогов уменьшалось на 10—20 по сравнению с предыдущим.

Далее на аналоговой выборке решалось уравнение множественной линейной регрессии. По полученным коэффициентам регрессии рассчитывались значения предиктанта. Если предиктантами являлись коэффициенты разложения временного хода температуры, то для восстановления прогностических значений использовалась следующая процедура:

$$T_h = \sum_{j=1}^5 Y_j V_{jh}, \quad h = 1, 2, \dots, 30, \quad (5)$$

где h — день месяца; T_h — прогностическая температура; Y — прогностические коэффициенты разложения; V — собственные векторы разложения по е. о. с., рассчитанные на исходной выборке; j — номер собственного вектора.

Был проведен ряд экспериментов, в которых прогностические значения средней месячной температуры и ее хода в течение месяца вычислялись не аналого-регрессионным методом, а методом осреднения наилучших аналогов. В некоторых случаях оценки прогнозов по второму методу оказались выше, однако в целом качество прогнозов, вычисленное с помощью кросс-валидации, оказалось выше для аналого-регрессионной схемы.

Качество прогнозов средней месячной температуры (в „квaziоперативном” режиме, т. е. с применением скользящего контроля) высокое. Оценка ρ прогноза средней месячной температуры в режиме скользящего контроля оказалась в среднем около 0,5 для всех пунктов, за исключением Магадана, где прогноз по данной методике возможен лишь в холодное полугодие. Такие показатели оправдываемости позволяют применять спрогнозированную среднюю месячную температуру для уточнения прогноза хода температуры. В табл. 1 представлены показатели ка-

Таблица 1

Показатели качества прогнозов средней месячной температуры на архивном материале

Пункт	r			ρ		
	Мин.	Макс.	Ср.	Мин.	Макс.	Ср.
Архангельск	0,45 (XII)	0,72 (VII)	0,59	0,29 (XII)	0,63 (VII)	0,48
Москва	0,41 (XI)	0,75 (VI)	0,62	0,36 (XI)	0,70 (VI)	0,51
Санкт-Петербург	0,39 (XI)	0,71 (VI)	0,58	0,34 (XI)	0,61 (VI)	0,49
Нижний Новгород	0,42 (XI)	0,73 (VI)	0,59	0,36 (XI)	0,65 (VI)	0,50
Пермь	0,39 (II)	0,69 (VI)	0,57	0,35 (II)	0,67 (VI)	0,51
Омск	0,46 (II)	0,70 (IV)	0,59	0,35 (X)	0,65 (IV)	0,50
Красноярск	0,43 (VII)	0,73 (IV)	0,59	0,38 (VII)	0,65 (IV)	0,51
Чита	0,45 (X)	0,70 (VI)	0,56	0,37 (X)	0,70 (VI)	0,50
Магадан	0,13 (VII)	0,65 (II)	0,44	0,10 (VII)	0,59 (I)	0,32
Ростов-на-Дону	0,38 (IX)	0,70 (X)	0,58	0,31 (XI)	0,69 (V)	0,49
Астрахань	0,40 (IX)	0,69 (X)	0,58	0,35 (XI)	0,71 (V)	0,52
Семипалатинск	0,37 (IX)	0,71 (VI)	0,59	0,33 (X)	0,70 (XI)	0,51

Примечание. Здесь и в табл. 2 в скобках указан месяц, в котором достигается максимальное и минимальное значения показателя.

чества прогнозов средней месячной температуры, полученные по наилучшим наборам предикторов.

Прогноз хода температуры также проверялся в „квазиоперативном” режиме. В целом оправдываемость таких прогнозов достаточно высока, однако далеко не всегда хорошо прогнозируется амплитуда колебаний температуры.

Средние оценки „квазиоперативного” прогноза хода температуры — коэффициент корреляции $R = 0,45$, оценка по знаку $\rho = 0,25$, в 72 % случаев спрогнозированная температура попадает в трехградусный интервал относительно восстановленной по первым пяти коэффициентам разложения фактической температуры. В табл. 2 представлены показатели качества прогнозов сглаженного хода температуры для ряда пунктов, полученные по наилучшим наборам предикторов.

Таблица 2

Показатели качества прогнозов хода температуры
на архивном материале

Пункт	R			ρ			Δ_3		
	Мин.	Макс.	Ср.	Мин.	Макс.	Ср.	Мин.	Макс.	Ср.
Архангельск	0,39 (XI)	0,54 (VII)	0,46	0,14 (XII)	0,33 (VII)	0,25	0,67 (XI)	0,79 (VII)	0,72
Москва	0,36 (XI)	0,64 (VI)	0,51	0,16 (XI)	0,39 (VI)	0,24	0,69 (XI)	0,82 (VII)	0,76
Санкт-Петербург	0,37 (XI)	0,60 (VI)	0,47	0,15 (X)	0,34 (VII)	0,24	0,67 (XI)	0,8 (VI)	0,74
Пермь	0,35 (II)	0,61 (VI)	0,43	0,16 (II)	0,37 (VI)	0,24	0,64 (III)	0,83 (VI)	0,74
Красноярск	0,39 (VII)	0,53 (III)	0,47	0,18 (VII)	0,33 (XII)	0,25	0,67 (VII)	0,78 (II)	0,72
Чита	0,38 (IX)	0,59 (III)	0,50	0,22 (XI)	0,35 (II)	0,28	0,68 (XI)	0,84 (II)	0,76
Магадан	0,11 (VII)	0,52 (I)	0,35	0,06 (VII)	0,32 (I)	0,17	0,49 (VIII)	0,81 (I)	0,64
Ростов-на-Дону	0,37 (XI)	0,57 (V)	0,47	0,20 (XI)	0,35 (V)	0,27	0,65 (XI)	0,84 (VI)	0,75

При прогнозе хода температуры во всех случаях выявлено несколько (от 5 до 30) комбинаций предикторов с учетом и без учета пространственных сдвигов, на основе которых получены высокие показатели оправдываемости, близкие друг к другу. Поэтому было принято решение использовать все эти комбинации предикторов при проверке прогнозов в „квазиоперативном” (т. е. с применением кросс-валидации) и оперативном режиме. Полученные по разным наборам предикторов прогнозы осреднялись.

В табл. 3 представлены показатели оправдываемости „квазиоперативных” прогнозов по Москве с учетом периода внутри месяца. Наилучшие показатели получены для периода с 6 по 15 число прогностического месяца (в среднем для всех месяцев).

В 2000—2001 гг. проводились авторские испытания представленной прогностической схемы на независимом материале. Предикторами являлись прогностические поля H_{500} , T_{850} и p_0 , рассчитанные на 10 суток вперед по модели общей циркуляции атмосферы Гидрометцентра России [9, 10], а также по модели NCEP USA. Данные прогнозы представляют собой ансамбли реализаций с возмущенными начальными данными (Гидрометцентр России — 3 реализации, NCEP USA — 12 реализаций). Таким образом, прогноз хода температуры представляет собой расширенный ансамбль, рассчитанный по реализациям ансамблевого гидродинамического прогноза и различным комбинациям предикторов. Показатели качества прогнозов сглаженного хода температуры для Москвы приведены в табл. 4. Выделены показатели качества прогнозов, по которым рассчитаны средние значения, поскольку часть данных в начале и конце периода отсутствует.

Таблица 3

Качество прогнозов по Москве, рассчитанных в режиме кросс-валидации для различных периодов внутри месяца

Показатель	Числа месяца						
	1—30	6—25	11—20	6—15	11—25	16—25	16—30
R	0,51	0,56	0,56	0,64	0,49	0,44	0,41
ρ	0,24	0,27	0,26	0,33	0,24	0,20	0,19
Δ_3	0,76	0,77	0,75	0,83	0,74	0,71	0,70
Δ_5	0,95	0,95	0,95	0,98	0,93	0,91	0,89

Таблица 4

**Качество оперативных прогнозов сглаженного хода
температуры по Москве**

Номер декады, с которой начина- ется прогностиче- ский месяц	Гидрометцентр России		NCEP USA		
	<i>r</i>	ρ	<i>r</i>	ρ	Макс. (макс.(<i>r</i>))
2000 г.					
29	—	—	0,02	0	0,73
30	—	—	-0,17	-0,43	0,64
31	—	—	0,56	0,50	0,79
32	—	—	0,11	0,29	0,93
33	—	—	-0,25	0	0,87
34	—	—	0,65	0,64	0,82
35	—	—	0,50	0,50	0,88
36	—	—	0,63	-0,50	0,72
2001 г.					
1	0,26	0,20	0,50	0,57	0,66
2	0,06	-0,07	0,13	0,36	0,46
3	0,20	-0,20	0,21	-0,14	0,76
4	0,15	0,20	-0,69	-0,11	0,63
5	0,41	0,20	0,22	0,29	0,72
6	0,27	0,07	0,16	-0,07	0,75
7	0,31	0,40	0,69	0,93	0,92
8	0,32	0,33	0,35	0,36	0,75
9	0,82	0,67	0,84	-0,36	0,92
10	0,07	-0,03	-0,22	-0,14	0,72
11	0,07	0	0,22	0,21	0,88
12	0,33	0,27	0,70	0,50	0,86
13	0,59	0,40	0,70	0,36	0,73
14	-0,15	-0,27	-0,04	-0,29	0,46
15	0,62	0,60	0,78	0,57	0,85
16	0,33	0,33	0,31	-0,07	0,69
17	0,42	0,13	0,14	-0,14	0,72
18	0,45	0,20	0,03	0,57	0,97
19	-0,23	0,79	-0,65	1,00	0,28
20	0,12	0,27	0,43	0,71	0,80
21	0,38	0,13	0,54	0,50	0,83
22	0,35	0,07	0,51	0,43	0,83
23	0,44	0,33	0,69	0,71	0,96

Окончание табл. 4

Номер декады, с которой начина- ется прогностиче- ский месяц	Гидрометцентр России		NCEP USA		
	r	ρ	r	ρ	Макс. (макс.(r))
24	0,22	0	0,14	0,07	0,72
25	0,12	0,20	0,67	-0,50	0,93
26	0,71	0,50	0,65	0,64	0,91
27	0,60	0,87	0,85	0,79	0,96
28	—	—	0,20	0,21	0,62
29	—	—	-0,69	-0,57	0,30
30	—	—	0,43	-0,14	0,82
31	—	—	0,32	0,14	0,66
Среднее	0,31	0,26	0,33	0,29	

В последней графе приведен показатель качества наилучшего прогноза из расширенного ансамбля, т. е. показатель, отражающий как наилучший гидродинамический прогноз, так и наилучшую комбинацию предикторов. Однако выявить априори, какой прогноз является наилучшим, не удалось. Для этого необходимы дополнительные исследования. В частности, в статье [11] настоящего сборника предлагается один из способов априорного предсказания качества прогноза.

Таблица 5

Среднее качество оперативных прогнозов по Москве за 2001 г.

Организация-разработчик модели прогноза	r	ρ
Гидрометцентр России	0,31 (0,43)	0,26 (0,31)
NCEP USA	0,33 (0,46)	0,29 (0,33)

Примечание. В скобках — значения, полученные для фактического хода температуры.

Следует отметить, что в табл. 4 приведены показатели взаимосвязи между сглаженным ходом прогностической температуры и ее фактическим суточным ходом. Если же сравнивать прогностический ход с фактическим, восстановленным по пяти коэффициентам разложения, коэффициенты корреляции и параметр ρ будут заметно выше (табл. 5).

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 01-05-64665.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Багров Н. А. Аналитическое представление последовательности метеорологических полей посредством естественных ортогональных составляющих // Тр. ЦИП. — 1959. — Вып. 74. — С. 3—18.
2. Багров Н. А., Мякишева Н. Н. О регрессионной схеме прогноза с предсказателями различной длины рядов наблюдений // Тр. Гидрометцентра СССР. — 1983. — Вып. 244. — С. 3—7.
3. Вильфанд Р. М., Александрова Г. П. Об использовании декадных прогнозов температуры в прогнозе погоды на месяц // Тез. докл. IV Всесоюз. конф. по статистической интерпретации гидродинамических прогнозов. Одесса, 9—15 сент. 1991 г. — М., 1991.
4. Прогноз хода аномалии температуры внутри месяца осредненный по территории / О. В. Батырева, Р. М. Вильфанд, Л. Е. Лукиянова, В. А. Тищенко // Метеорология и гидрология. — 1996. — № 8. — С. 27—36.
5. Вильфанд Р. М., Тищенко В. А., Хан В. М. Априорное оценивание качества статистических прогнозов хода приземной температуры на основе анализа состояния циркуляции в средней тропосфере. — См. наст. сборник.
6. Тищенко В. А. Прогноз сглаженного хода температуры внутри месяца с использованием классификации ежедневных данных по температуре в пунктах // Метеорология и гидрология. — 1995. — № 7. — С. 31—38.
7. Тищенко В. А. Развитие схемы прогноза хода температуры в течение месяца на территории России // Тр. Гидрометцентра России. — 2000. — Вып. 333. — С. 53—61.
8. Тищенко В. А., Хан В. М. Использование сингулярного спектрального анализа в схеме долгосрочного прогнозирования термического режима // Конф. молодых ученых национальных гидрометслужб стран СНГ. 6—8 декабря 1999 г. Тез. докл.
9. Филатов А. Н., Муравьев А. В., Реснянский Ю. Д. Долгосрочный метеорологический прогноз: математические проблемы и возможности гидродинамических моделей // 70 лет Гидрометцентру России. — СПб., 1999. — С. 141—165.
10. Фролов А. В., Важник А. И. Интегрированная схема гидродинамического среднесрочного прогноза и объективного анализа глобальных метеорологических полей // 70 лет Гидрометцентру России. — СПб., 1999. — С. 25—43.
11. Vilfand R. M., Tischenko V. A. The sheme of the prognosis of the temperature dynamic within one month on the base of statistical interpretation of medium range hydrodinamical model // Research activities in atmospheric and oceanic modelling. — 1999. — Rep. N 28. — P. 2.49—2.50.

В. П. Садоков, В. Ф. Козельцева, Н. Н. Кузнецова

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРЕДИКТОРОВ ДЛЯ ПРОГНОЗА АТМОСФЕРНЫХ ЗАСУХ

Для разработки методик прогноза засух применяют различные параметры, идентифицирующие засуху как метеорологическое явление [1]. В Гидрометцентре России таковыми являются параметры Д. А. Педя (S_i) и Г. Т. Селянинова (ГТК). Опыт использования этих параметров для прогноза засух и потерь урожая говорит о том, что более эффективно они работают, если их осреднять по большим регионам (экономическим районам).

Для параметра S_i в отдельных пунктах был установлен критерий $S_i \geq 2,0$ [2], при котором считалось, что в данном месяце наблюдалась атмосферная засуха. Естественно предположить, что в среднем по региону это значение меньше. При этом должно быть определенное соответствие между средним параметром по району \bar{S}_i и фактическим распространением засухи ($S_i \geq 2,0$) внутри района.

По ежемесячным данным S_i за май—август 1950—2000 гг. по станциям 7 экономических регионов России (рис. 1) анализировались повторяемости средних значений \bar{S}_i , их максимум и территория (%), охваченная атмосферной засухой ($S_i \geq 2,0$). На примере Центрального региона (на рис. 1 обозначен цифрой 2), в который входят города: Смоленск, Брянск, Ярославль, Кострома, Иваново, Тверь, Владимир, Москва, Калуга, Тула, Рязань, Орел, были исследованы вышеуказанные параметры. Проследим поведение средних значений S_i в динамике по времени с мая по август (рис. 2—5 а). Оказалось, что если в мае $\bar{S}_i \geq 0,2$ наблюдалось только в 1963 и 1979 гг., то в июне — в 1961, 1964, 1995, 1998 и 1999 гг., в июле — в 1951, 1955, 1972, 1985, 1996 и 1997 гг., а в августе — в 1951, 1955, 1972, 1985, 1996 и 1997 гг. Максимальные значения $S_i \geq 2,0$ (рис. 2—5 б) для всех месяцев отмечались более чем в 10 годах (11—15 лет). При этом параметр S_i достигал значения 4,0 (июнь 1999 г., июль и август 1972 г.).

Анализ также показал, что наблюдались случаи, когда S_i было более 2,0, а территория, охваченная засухой, составляла менее 50 % (рис. 2—5 в), например в 1981 и 1995 гг.

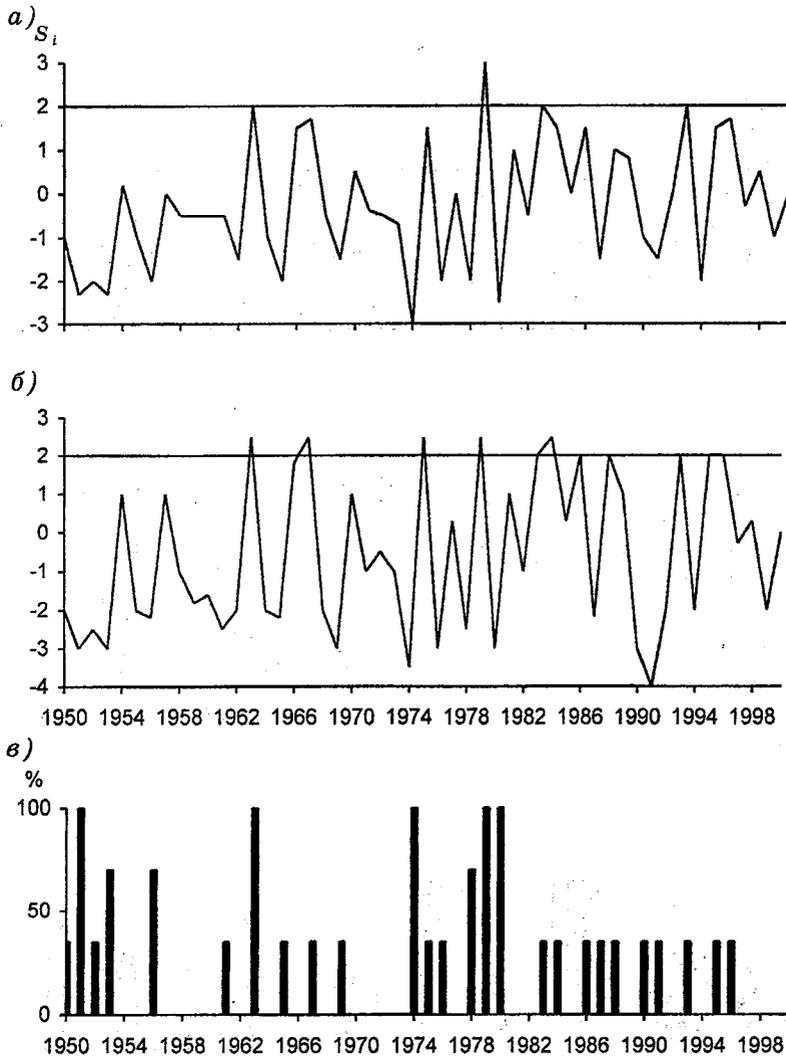


Рис. 2. Временной ход средних (а) и максимальных (б) значений параметра атмосферной засухливости S_i в Центральном регионе в мае.
 в — количество станций (%) с экстремальными значениями.

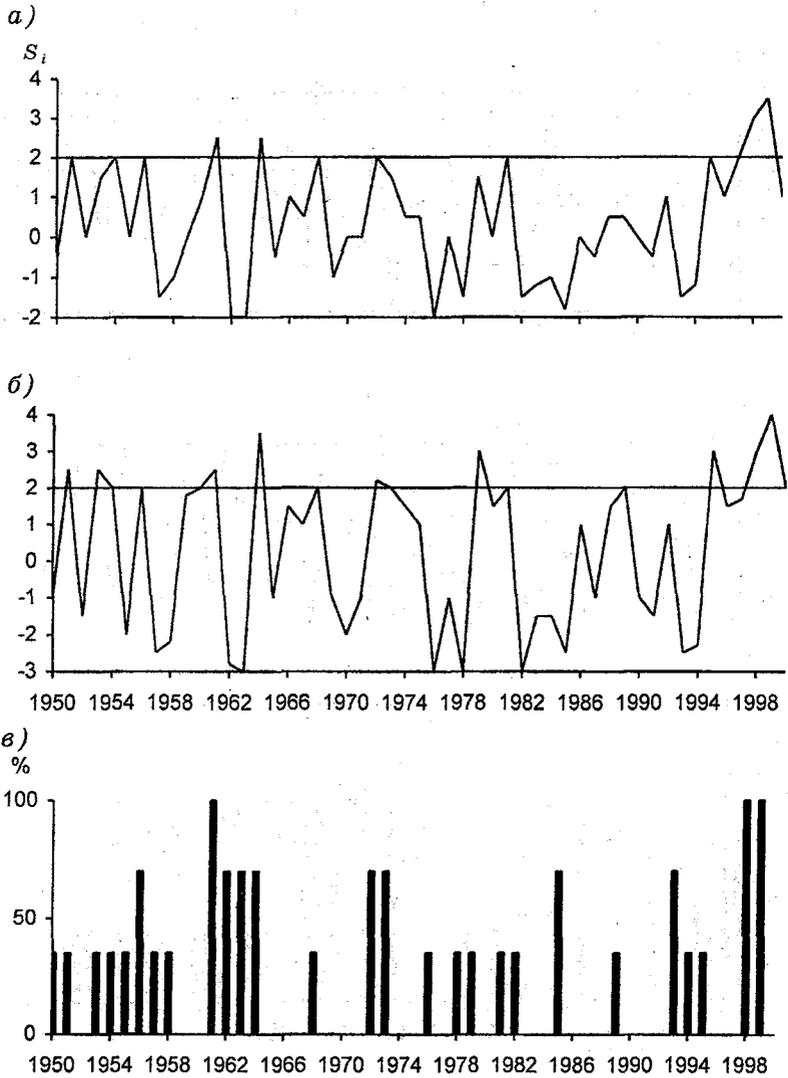


Рис. 3. Временной ход средних (а) и максимальных (б) значений параметра атмосферной засушливости S_i в Центральном регионе в июне.
 в — количество станций (%) с экстремальными значениями.

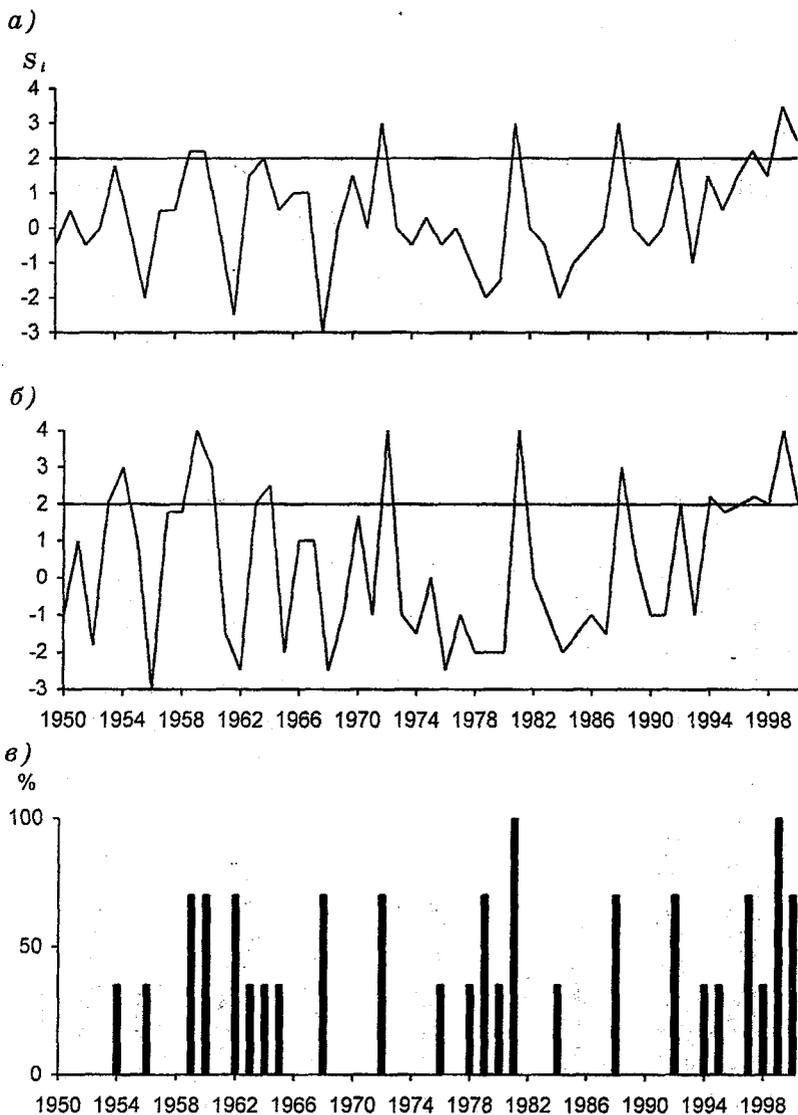


Рис. 4. Временной ход средних (а) и максимальных (б) значений параметра атмосферной засухливости S_i в Центральном регионе в июле.

в — количество станций (%) с экстремальными значениями.

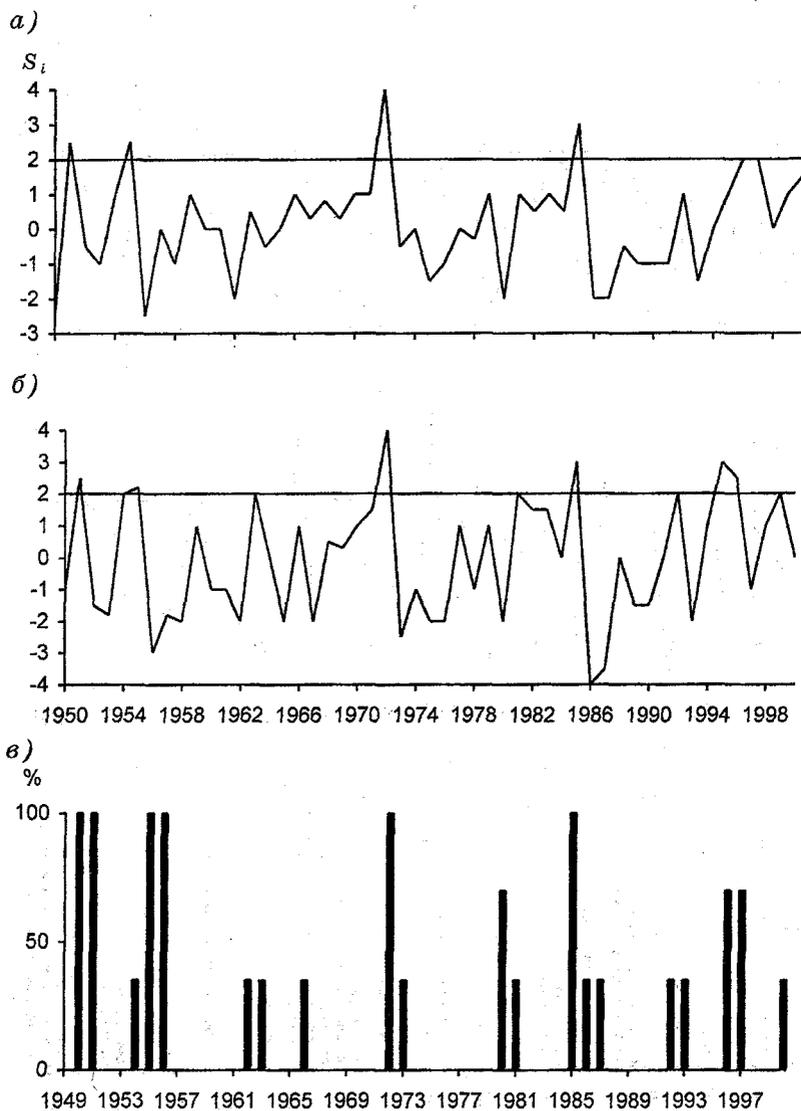


Рис. 5. Временной ход средних (а) и максимальных (б) значений параметра атмосферной засухливости S_i в Центральном регионе в августе.

в — количество станций (%) с экстремальными значениями.

Кроме того, за исследуемый период изучалась продолжительность засух. Так, майская засуха никогда не переходила в июньскую. Июньская засуха переходила в июльскую в 1964 и 1999 гг., а июльская в августовскую — в 1972 и 1997 гг. Три месяца подряд это явление продолжалось в 1995 г. (май—июль), в 1954, 1972 и 1981 гг. (июнь—август).

Если предположить, что модель прогноза S_i построена на регрессии, то, естественно, прогностические значения будут сглажены, и в массиве \bar{S}_i необходимо искать другие критерии наличия засух.

Перейдем к анализу связи атмосферной засухи ($S_i \geq 2,0$) с другими метеорологическими показателями: ГТК, средней месячной температурой воздуха \bar{T}_m , числом дней в месяце, когда аномалия температуры воздуха была 5°C и более ($\Delta T \geq 5^\circ\text{C}$), количеством осадков в месяце R_m и числом дней в месяце с $R = 0$ мм. Для исследования были отобраны 24 репрезентативные станции, расположенные южнее 60° с. ш. и к востоку от западной границы бывшего Советского Союза до Енисея, захватывая ряд станций северного Казахстана. Анализ проводился на основе ряда данных за май—август 1949—2000 гг.

Рассмотрим связь параметра засухи $S_i \geq 2,0$ и показателя ГТК, который используется агрометеорологами в оперативной работе, на примере мая. По каждой отобранной станции выявлялось число случаев совпадения атмосферной засухи ($S_i \geq 2,0$) с почвенной (ГТК) по трем градациям: 0,1—0,3 — очень сильная почвенная засуха, 0,4—0,6 — сильная почвенная засуха и 0,7—0,8 — средняя почвенная засуха (см. таблицу).

Полное совпадение $S_i \geq 2,0$ с первой градацией ГТК отмечалось на 7 станциях: Астана, Астрахань, Казань, Кустанай, Оренбург, Саратов и Семипалатинск. Для других станций наблюдается частичное совпадение количества засух ($S_i \geq 2,0$) не только с первой градацией ГТК, но и со второй. К ним относятся станции: Виллюйск, Гурьев, Киев, Курск, Москва, Одесса, Омск, Ростов-на-Дону. Среди последних в Курске, Гурьеве и Ростове-на-Дону вторая градация ГТК отмечалась один раз, в остальных — первая и вторая градации были равновероятны, за исключением Виллюйска, где преобладала вторая градация ГТК. На остальных стан-

Совпадение (число лет) атмосферной засухи ($S_i \geq 2,0$) с засухой по ГТК для мая за 1949—2000 гг.

Станция	Суммарное число лет с $S_i \geq 2,0$	Градация ГТК		
		0,1—0,3	0,4—0,6	0,7—0,8
Армавир	8	4	3	1
Астана	11	11	—	—
Астрахань	5	5	—	—
Вильнюс	5	1	4	—
Вологда	7	2	2	3
Гурьев	5	4	1	—
Екатеринбург	6	1	3	2
Казань	8	8	—	—
Киев	7	4	3	—
Колпашево	—	—	—	—
Курск	6	5	1	—
Кустанай	9	9	—	—
Львов	4	—	4	—
Москва	5	3	2	—
Одесса	7	4	3	—
Омск	7	6	1	—
Оренбург	7	7	—	—
Рига	6	2	3	1
Ростов-на-Дону	7	6	1	—
Санкт-Петербург	7	2	3	2
Саратов	7	7	—	—
Семипалатинск	9	9	—	—
Сыктывкар	—	—	—	—
Тобольск	—	—	—	—

циях присутствуют все три градации. Это в основном станции северной части рассматриваемого района: Вологда, Екатеринбург, Рига, Санкт-Петербург.

На основании вышеизложенного можно сделать вывод о том, что для южной части изучаемого района в мае имеется хорошее согласование между числом случаев с $S_i \geq 2,0$ и первой градацией показателя ГТК (очень сильная почвенная засуха).

Важной характеристикой атмосферной засухи является температура воздуха. Считается, что засуха наступает при устойчи-

вом переходе температуры воздуха через 10°C , поэтому анализировались данные станций со средней месячной температурой воздуха (норма) выше 10°C . Таких станций в мае оказалось в изучаемом районе 22, а указанная норма (1961—1990 гг.) находится в пределах от 10 до 19°C (рис. 6). На рис. 7 представлено распределение по территории максимального числа дней с $\Delta T \geq 5^{\circ}\text{C}$ при $S_i \geq 2,0$ в мае. Из рисунка видно, что в Саратове таких дней 21, а в центральной части рассматриваемого района — 15—20. Это объясняется значениями норм температуры воздуха в мае на станциях в этом районе. В Западной Сибири $\Delta T \geq 5^{\circ}\text{C}$ бывает гораздо реже (13—15 дней), так как здесь норма $\approx 12^{\circ}\text{C}$. На юге месячные значения температуры воздуха довольно высокие (15 — 19°C) и, вероятно, более устойчивы. Число дней с $\Delta T \geq 5^{\circ}\text{C}$, естественно, уменьшается до 6—12, а в Астрахани до 3. Очень часто формируется засушливость. Поскольку нормы высокие, аномалии температуры воздуха невелики, а следовательно, и S_i менее 2,0.

Распределение среднего многолетнего количества осадков, вычисленного за май 1961—1990 гг., представлено на рис. 8. Наибольшее количество осадков (более 50 мм) в мае выпадает на юге европейской части России. К северу и востоку оно уменьшается до 30 мм, а на станциях северного Казахстана составляет менее 30 мм.

Важно знать число дней без осадков при засухе (рис. 9). Оказалось, что при $S_i \geq 2,0$ часто в мае осадки отсутствовали целый месяц. Минимальное число дней без осадков при засухе в центральной части изучаемой территории равно 25—29 и только во Львове — 18, а в Барнауле — 14. На остальной территории оно колеблется от 20 до 25.

Исследование показателя ГТК для мая показало, что при атмосферной засухе ($S_i \geq 2,0$) параметр ГТК также указывает на очень сильную и сильную почвенную засуху (ГТК = 0,1...0,6). Средняя месячная температура воздуха в это время была выше нормы, а число дней с $\Delta T \geq 5^{\circ}\text{C}$ (по ежедневным данным) не превышало 15. Осадки были меньше нормы, а минимальное число дней без осадков составляло 25—29.

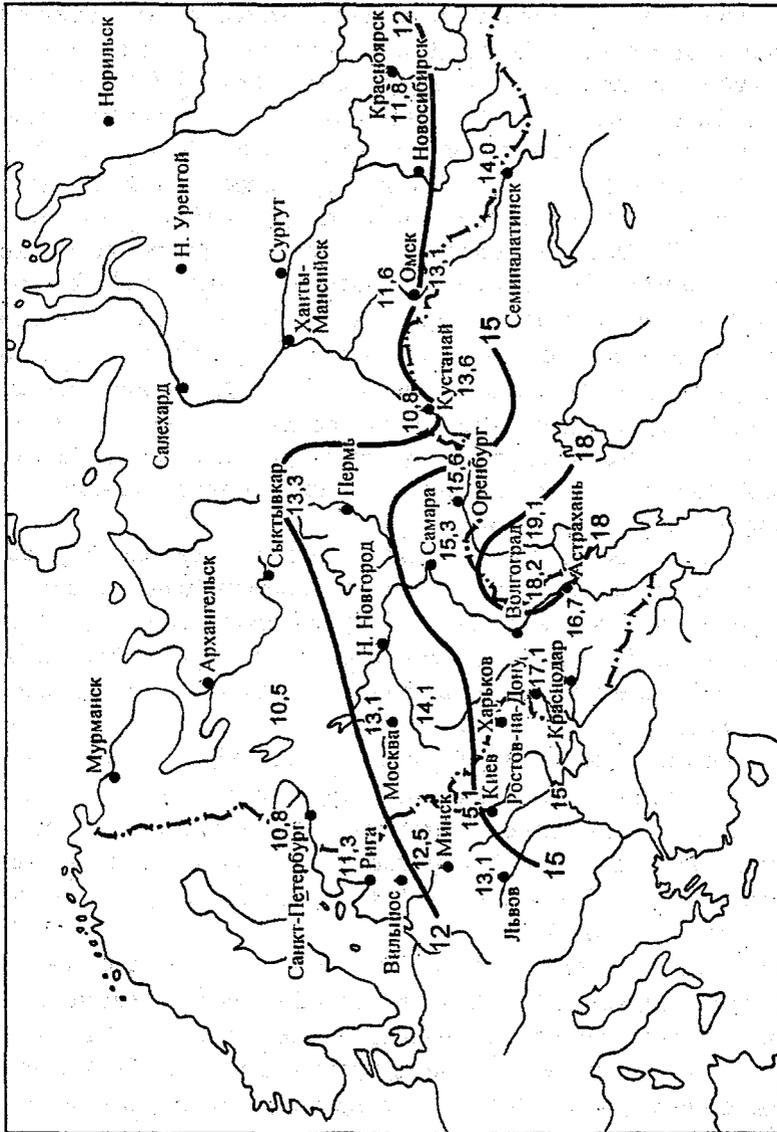


Рис. 6. Распределение средней многолетней температуры воздуха (°C) в мае за 1961—1990 гг.

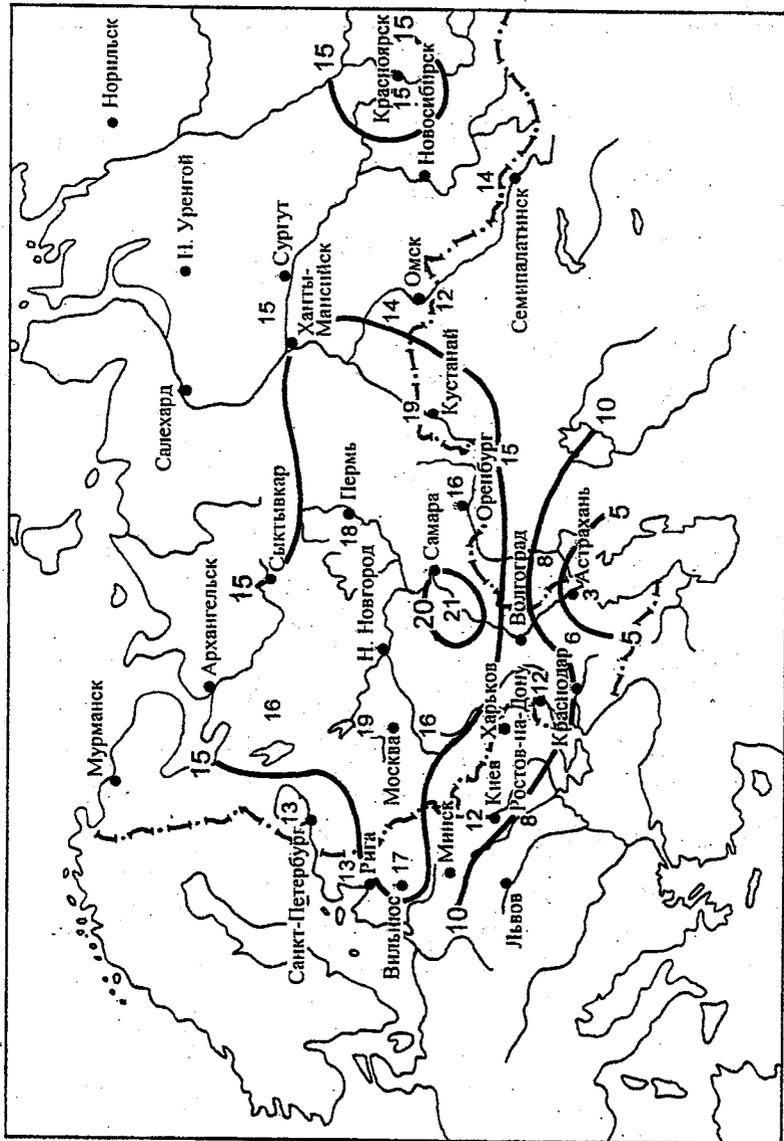


Рис. 7. Распределение максимального числа дней с $\Delta T \geq 5^\circ \text{C}$ при $S_i \geq 2,0$ в мае за 1949—2000 гг.

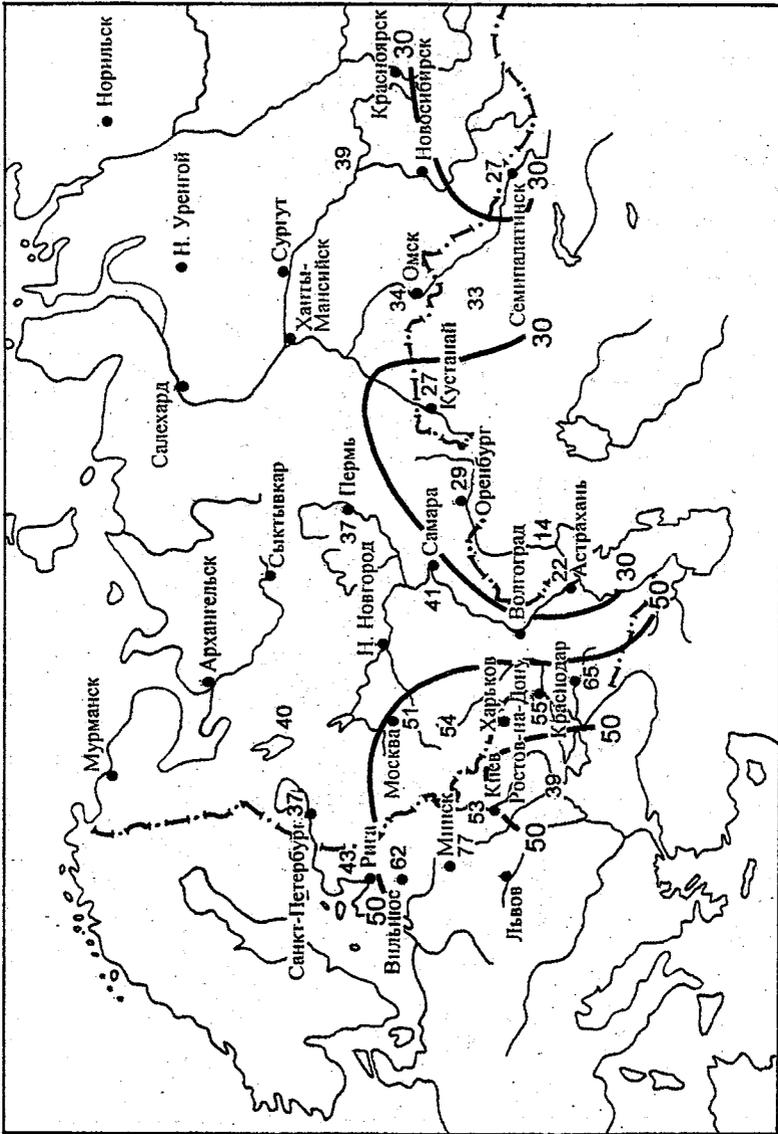


Рис. 8. Распределение среднего многолетнего количества осадков (мм) в мае за 1961—1990 гг.

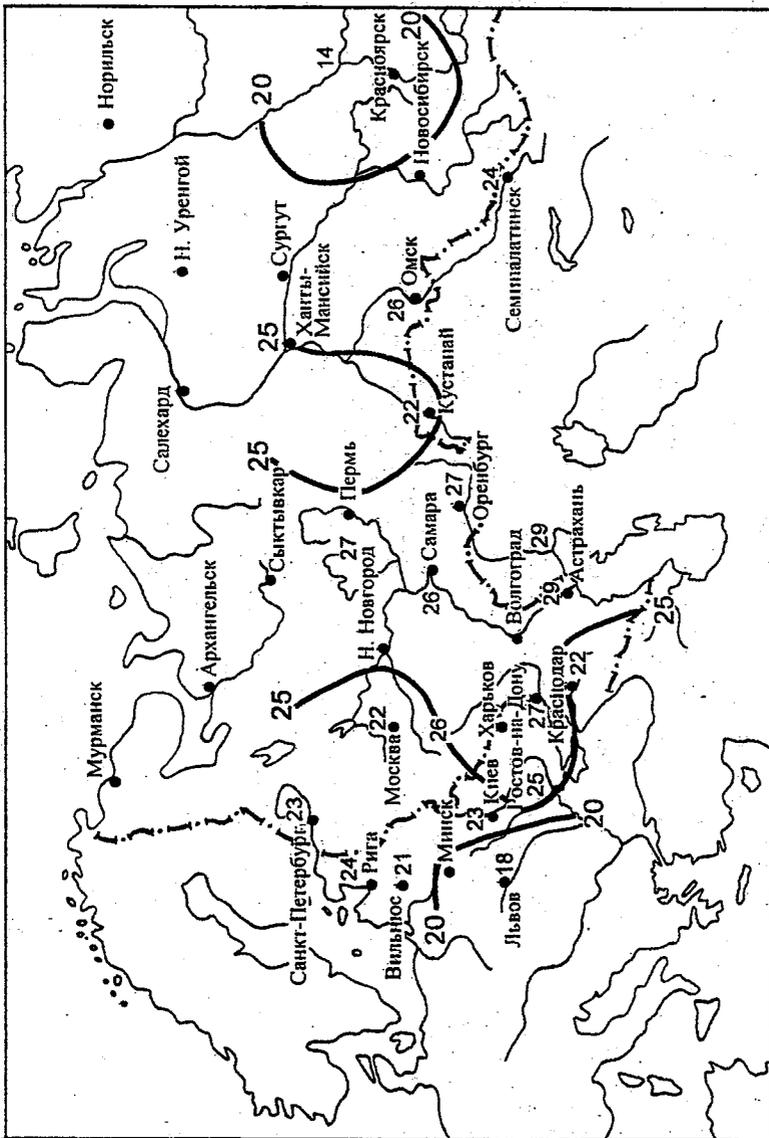


Рис. 9. Распределение минимального числа дней без осадков при $S_1 \geq 2,0$ в мае за 1949—2000 гг.

Аналогичный анализ материала проведен за июнь—август. Отметим, что если в мае полное совпадение значений $S_i \geq 2,0$ (атмосферная засуха) с первой градацией ГТК (очень сильная почвенная засуха) отмечалось на 7 станциях, то в июне — на 8 станциях, в июле и августе — на 9 станциях. При этом оказалось, что наибольшая повторяемость (более 80 %) совпадения $S_i \geq 2,0$ и ГТК первой градации отмечалась за лето (май—август) 1949—2000 гг. (рис. 10) в южных районах европейской части России и Западной Сибири, в Среднем и Нижнем Поволжье, на северо-западе и крайнем севере Казахстана. Севернее и западнее указанной выше территории повторяемость таких совпадений уменьшается; минимум составил 48 % в Сыктывкаре, 39 % в Екатеринбурге, 43 % в Вильнюсе и 35 % во Львове.

Средняя месячная температура воздуха за июнь—август 1961—1990 гг. (норма) от мая к июлю постепенно повышается, а затем к августу начинает понижаться. Ее максимум отмечается в июле на станциях Армавир (25,3 °С), Астрахань (25,2 °С), Гурьев (26,2 °С). Максимальное число дней с $\Delta T \geq 5$ °С за месяц при засухе составило более 15 в центре изучаемого района и менее 10 на юге.

Несмотря на увеличение количества осадков от мая к июлю, а затем уменьшение их к августу, число дней без осадков при засухе очень большое. Даже минимальное значение при $S_i \geq 2,0$ за месяц превышает 20, но очень часто осадки отсутствуют целый месяц. Такое сочетание, как большое количество осадков и значительное число дней без них за месяц, свидетельствует о ливневом характере осадков, количество которых порой за один день превышает месячную норму, но засуха не ликвидируется.

Данные исследования указывают на то, что параметр S_i хорошо прогнозирует засуху ($S_i \geq 2,0$), главным образом за счет температуры воздуха, на станциях, расположенных в северных и центральных районах изучаемой территории. В южных областях он указывает лишь на экстремальные случаи засушливости и больше зависит от продолжительности периода отсутствия осадков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Колобов Н. В., Муракаева С. А. Засухи на территории Татарской АССР. — Казань: Изд-во Казанского ун-та, 1980. — 137 с.
2. Педь Д. А. О показателе засухи и избыточного увлажнения // Тр. Гидрометцентра СССР. — 1975. — Вып. 156. — С. 19—38.

В. П. Садоков, В. Ф. Козельцева, Н. Н. Кузнецова

ОБРАЗОВАНИЕ АТМОСФЕРНО-ПОЧВЕННОЙ ЗАСУХИ С УЧЕТОМ ПОЧВЕННОЙ И АТМОСФЕРНОЙ ЗАСУШЛИВОСТИ

Возникновение засух зависит от целого ряда причин. Так, в работе [4] подробно рассмотрены объединенные в 11 групп исследования показателя засушливости, в которых определяющими факторами засухи являются: в первой группе — осадки и их продолжительность [11]; во второй — относительная влажность [6]; в третьей — сочетание различных значений температуры воздуха и относительной влажности [7]; в четвертой — метеорологический комплекс, включающий высокую температуру, низкую относительную влажность и сильный ветер [12]; в пятой — дефицит влажности [3]; в шестой — количество выпавших осадков и температурный режим [13]; в седьмой — дефицит испарения [2]; в восьмой — агрометеорологические показатели [8]; в девятой — увлажнение [5]; в десятой — сложившаяся засухообразующая обстановка и предшествующие условия погоды [1]; в одиннадцатой — биологические факторы [9].

Параметр засушливости S_p , предложенный Д. А. Педем [10], дает возможность определить атмосферно-почвенную засушливость $S_{ап}$ по известной формуле

$$S_{ап} = \frac{\Delta T}{\sigma_T} - \frac{\Delta R}{\sigma_R} - \frac{\Delta W}{\sigma_W},$$

где ΔT , ΔR , ΔW — аномалии соответственно температуры воздуха, количества осадков и влажности почвы; σ_T , σ_R , σ_W — их средние квадратические отклонения от нормы.

До настоящего времени данные о влагозапасе почвы отсутствовали, и в работе использовались только первые два члена формулы, характеризующие атмосферную засушливость S_a . С появлением в банке данных информации о запасах продуктивной

влаги в слоях почвы 0—20 и 0—100 см оказалось возможным определить почвенную $S_{\text{п}}$ и атмосферно-почвенную $S_{\text{ап}}$ засушливость, вычислить их статистические параметры и выявить вклад $S_{\text{а}}$ и $S_{\text{п}}$ в $S_{\text{ап}}$.

Для предварительного анализа нами отобраны в Северо-Кавказском регионе две станции: Ростов-на-Дону и Армавир. Для них были определены статистические параметры запасов продуктивной влаги W_i в слоях почвы 0—20 и 0—100 см за апрель—июнь 1971—2000 гг. (табл. 1). Оказалось, что запасы продуктивной влаги в Армавире больше, чем в Ростове-на-Дону. Уменьшение W_i наблюдается от апреля к июню, за исключением среднеквадратических отклонений σ , которые для обеих станций в слое 0—20 см составляют 10—12 мм, а в слое 0—100 см — 33—39 мм.

На рис. 1 и 2 представлены графики временного хода атмосферной, почвенной на уровнях 0—20 и 0—100 см и атмосферно-почвенной засушливости по Ростову-на-Дону за апрель—июнь 1971—2000 гг. (30 лет).

Из рис. 1 и 2 выбирались годы с атмосферно-почвенной засухой ($S_{\text{ап}} \geq 2,0$) и составлялась табл. 2. Из первой части этой таблицы видно, что засуха ($S_{\text{ап}} \geq 2,0$) образуется в основном за счет атмосферной засушливости, а почвенная ее только усиливает. Так, в апреле 1975 г. в слое 0—20 см $S_{\text{п}} = -2,0$, $S_{\text{а}} = 1,9$, $S_{\text{ап}} = 3,9$ (это значение указывает на засуху). Аналогичные условия были в апреле 1983 г.: $S_{\text{п}} = -1,8$, $S_{\text{а}} = 1,4$ и $S_{\text{ап}} = 3,2$. В 1986 г. $S_{\text{п}} = -1,9$, $S_{\text{а}} = 2,1$ и $S_{\text{ап}} = 4,0$; в 1999 г. — $S_{\text{п}} = -1,2$, $S_{\text{а}} = 2,2$ и $S_{\text{ап}} = 3,4$. Подобное наблюдалось в мае 1972, 1975, 1979, 1984 и 1988 гг. Здесь можно отметить сильную засуху ($S_{\text{ап}} = 5,1$) в мае 1979 г. при $S_{\text{п}} = -1,1$ и $S_{\text{а}} = 4,0$. В июне $S_{\text{ап}} \geq 2,0$ отмечалась в семи годах: 1972, 1975, 1979, 1981, 1988, 1998 и 1999.

Во второй части табл. 2 учитываются запасы продуктивной влаги W_i на уровне 100 см. Анализ этого материала показал, что в апреле засуха отмечалась в трех годах — 1983, 1986, 1999; в мае и июне — в шести годах: в мае — в 1972, 1975, 1979, 1984, 1996, 1998, а в июне — в 1972, 1975, 1979, 1981, 1998, 1999.

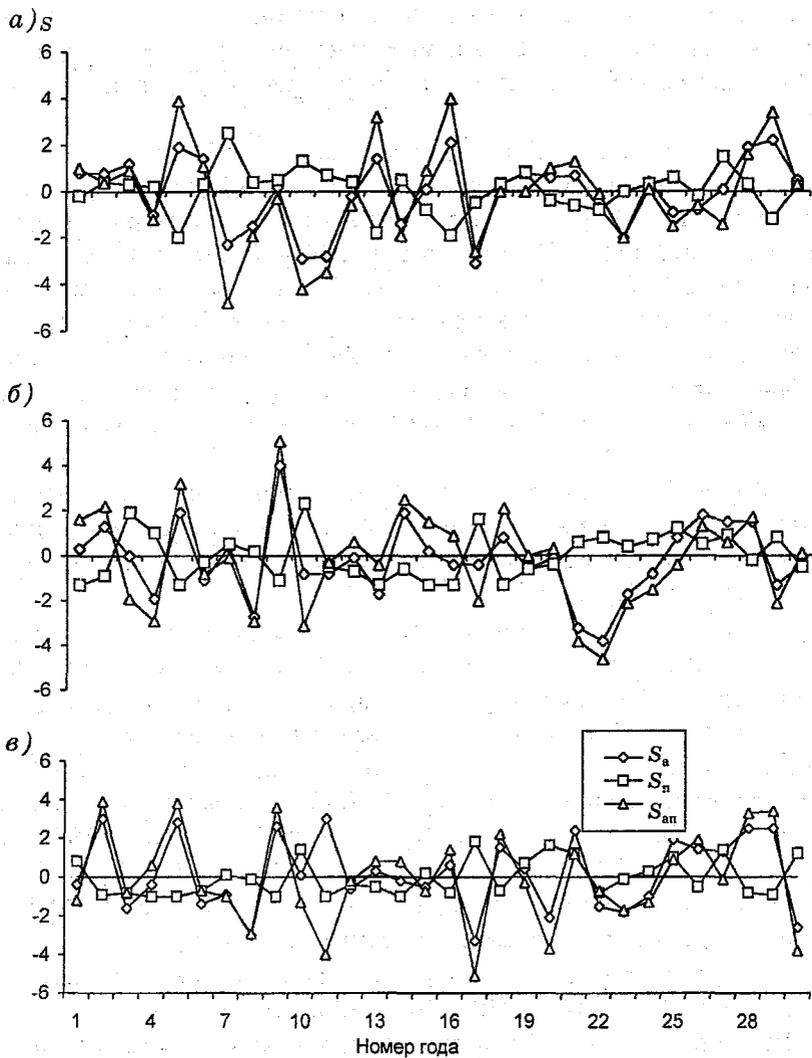


Рис. 1. Временной ход атмосферной S_a , почвенной на уровне 0—20 см S_n и атмосферно-почвенной S_{an} засухливости в Ростове-на-Дону за 1971—2000 гг. в апреле (а), мае (б) и июне (в).

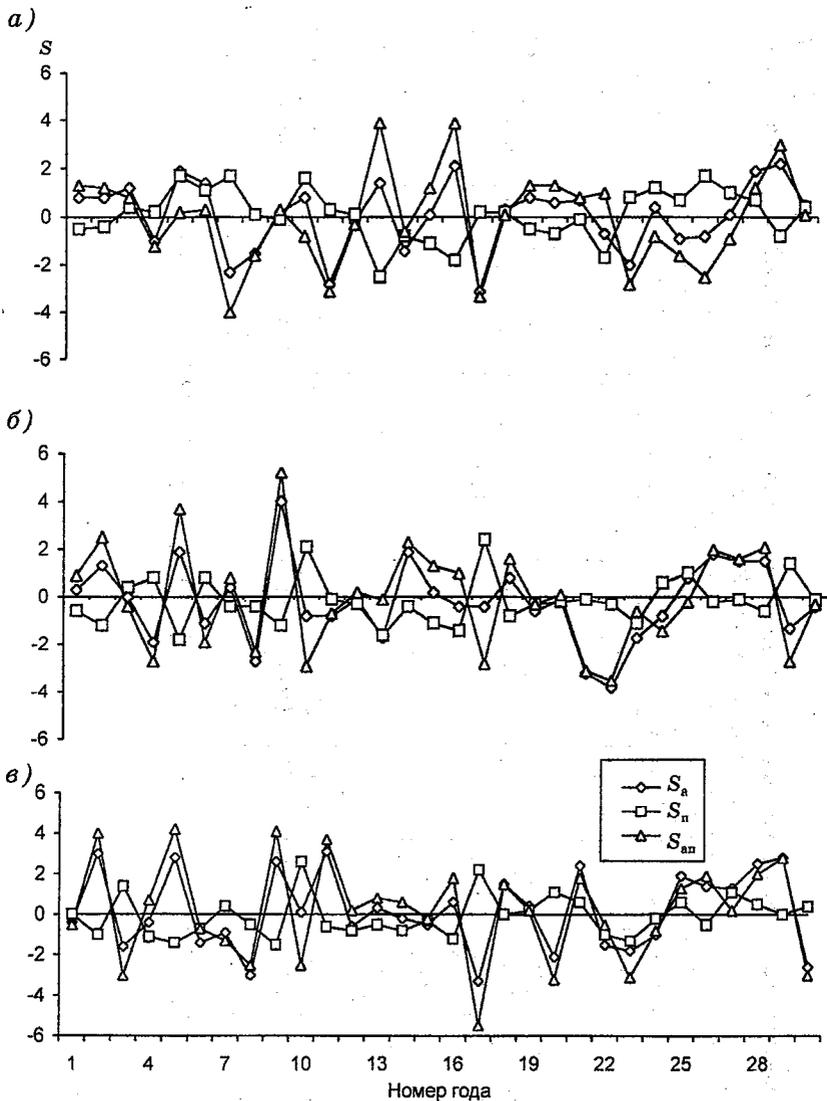


Рис. 2. Временной ход атмосферной S_a , почвенной на уровне 0—100 см S_n и атмосферно-почвенной S_{an} засухливости в Ростове-на-Дону за 1971—2000 гг. в апреле (а), мае (б) и июне (в).

Таблица 1

Статистические параметры запасов продуктивной влаги W_i (мм) в слоях почвы 0—20 и 0—100 см в апреле—июне 1971—2000 гг.

Запасы продуктивной влаги W_i	Ростов-на-Дону						Армавир					
	Слой 0—20 см			Слой 0—100 см			Слой 0—20 см			Слой 0—100 см		
	IV	V	VI	IV	V	VI	IV	V	VI	IV	V	VI
Средние	26	14	11	123	76	52	35	30	29	152	134	128
Минимальные (1975)	6	0	0	41	5	0	21	4	0	94	56	21
	(1975)	(1971, 1975, 1983, 1985, 1986, 1988)	(1974, 1975, 1979, 1981, 1984)	(1983)	(1975)	(1979)	(1971, 1991)	(1975)	(1971, 1979)	(1986)	(1975)	(1971)
Максимальные (1977)	51	39	31	179	169	140	61	50	49	247	188	198
	(1977)	(1980)	(1987)	(1977)	(1987)	(1980)	(1997)	(1999)	(1993)	(1997)	(1999)	(1977)
σ	10	11	11	33	39	34	10	11	12	36	33	39

Примечание. В скобках — год, когда наблюдалось минимальное (максимальное) значение W_i .

Таблица 2

Засушливость почвенная S_n в слоях почвы 0—20 и 0—100 см,
атмосферная S_a и атмосферно-почвенная $S_{ап}$ в Ростове-на-Дону (1971—2000 гг.)

Год	Апрель			Год	Май			Год	Июнь		
	S_n	S_a	$S_{ап}$		S_n	S_a	$S_{ап}$		S_n	S_a	$S_{ап}$
Слой 0—20 см											
1975	-2,0	1,9	3,9	1972	-0,9	1,3	2,2	1972	-0,9	3,0	3,9
1983	-1,8	1,4	3,2	1975	-1,3	1,9	3,2	1975	-1,0	2,8	3,8
1986	-1,9	2,1	4,0	1979	-1,1	4,0	5,1	1979	-1,0	2,6	3,6
1999	-1,2	2,2	3,4	1984	-0,6	1,9	2,5	1981	-1,0	3,0	4,0
				1988	-1,3	0,8	2,1	1988	-0,7	1,5	2,2
								1988	-0,8	2,5	3,3
								1999	-0,9	2,8	3,7
Слой 0—100 см											
1983	-2,5	1,4	4,0	1972	-1,2	1,3	2,5	1972	-1,0	3,0	4,0
1986	-1,8	2,1	3,9	1975	-1,8	1,9	3,7	1975	-1,4	2,8	4,2
1999	-0,8	2,2	3,0	1979	-1,2	4,0	5,2	1979	-1,5	2,6	4,1
				1984	-0,4	1,9	2,3	1981	-0,6	3,1	3,7
				1996	-0,2	1,8	2,0	1998	0,5	2,5	2,0
				1998	-0,6	1,5	2,1	1999	0,0	2,8	2,8

Данные этой таблицы позволили сделать следующие выводы:

1. Атмосферно-почвенная засуха ($S_{\text{ан}} \geq 2,0$) чаще образуется за счет атмосферной засухи ($S_a \geq 2,0$) и усиливается почвенной засухливостью $S_{\text{п}}$.

2. Наблюдаются годы, когда почвенная засуха усиливалась атмосферной засухливостью. Оказалось только два таких случая — в апреле 1975 г. ($S_{\text{п}20} = -2,0$ в слое 0—20 см, $S_a = 1,9$, $S_{\text{ан}} = 3,9$) и 1983 г. ($S_{\text{п}100} = -2,5$ в слое 0—100 см, $S_a = 1,4$, $S_{\text{ан}} = 3,9$).

3. Атмосферно-почвенная засуха ($S_{\text{ан}} \geq 2,0$) образовывалась при сочетании почвенной ($S_{\text{п}} > -2,0$, т. е. $-1,9$, $-1,8$ и т. д.) и атмосферной ($S_a = 0 \dots 1,9$) засухливости. В апреле таким был 1983 г. ($S_{\text{п}20} = -1,8$, $S_a = 1,4$, $S_{\text{ан}} = 3,2$), в мае — 1972 г. ($S_{\text{п}20} = -0,9$, $S_a = 1,3$, $S_{\text{ан}} = 2,2$) и ($S_{\text{п}100} = -1,2$, $S_a = 1,3$, $S_{\text{ан}} = 2,5$), 1975 г. ($S_{\text{п}20} = -1,3$, $S_a = 1,9$, $S_{\text{ан}} = 3,2$) и ($S_{\text{п}100} = -1,8$, $S_a = 1,9$, $S_{\text{ан}} = 3,7$), 1984 г. ($S_{\text{п}20} = -0,6$, $S_a = 1,9$, $S_{\text{ан}} = 2,5$) и ($S_{\text{п}100} = -0,4$, $S_a = 1,9$, $S_{\text{ан}} = 2,3$), 1988 г. ($S_{\text{п}20} = -1,3$, $S_a = 0,8$, $S_{\text{ан}} = 2,1$), 1996 г. ($S_{\text{п}100} = -0,2$, $S_a = 1,8$, $S_{\text{ан}} = 2,0$), 1998 г. ($S_{\text{п}100} = -0,6$, $S_a = 1,5$, $S_{\text{ан}} = 2,1$). В июне подобные условия были в 1988 г. ($S_{\text{п}20} = -0,7$, $S_a = 1,5$, $S_{\text{ан}} = 2,2$).

Определенный интерес представляет засухливость почвы, наблюдавшаяся одновременно в слоях почвы 0—20 и 0—100 см и повлиявшая на образование атмосферно-почвенной засухи. Вернемся к табл. 2. Из нее видно, что в Ростове-на-Дону в апреле такие случаи были в 1983 и 1999 гг.; в мае — в 1975, 1979, 1984 гг.; в июне — в 1972, 1975, 1979, 1981, 1998 и 1999 гг.

Атмосферная засуха с учетом $S_{\text{п}20}$, продолжавшаяся три месяца подряд (апрель—июнь), отмечалась только в 1975 г., а два месяца (май—июнь) — в 1972, 1979, 1988 гг.

С учетом $S_{\text{п}100}$ в мае—июне выделяются три года (1975, 1979, 1998), когда $S_{\text{ан}} > 2,0$.

Такие же графики были построены по наблюдениям на ст. Армавир. В настоящей работе приводится только табл. 3, составленная по данным этих графиков. Как и на ст. Ростов-на-Дону, здесь часто наблюдалась почвенная и атмосферная засухли-

вость, что приводило к образованию атмосферно-почвенной засухи. Отмечено много случаев, когда следствием атмосферной засухи и почвенной засушливости была сильная засуха. Особенно выделяется июнь 1979 г. ($S_{п20} = -2,4$, $S_a = 2,6$, $S_{ап} = 5,0$ и $S_{п100} = -2,6$, $S_a = 2,6$, $S_{ап} = 5,2$).

Рассмотрим повторяемость засух на ст. Армавир (табл. 3). При учете $S_{п20}$ засуха наблюдалась с апреля по июнь в 1972 г., а с мая по июнь в 1975 и 1979 гг. С учетом $S_{п100}$ в 1972 г. засуха была три месяца подряд (апрель—июнь) и два месяца (май—июнь) в 1979 г.

Таблица 3

Засушливость почвенная $S_{п}$ в слоях почвы 0—20 и 0—100 см, атмосферная S_a и атмосферно-почвенная $S_{ап}$ с учетом запасов продуктивной влаги W_i в Армавире

Год	Апрель			Год	Май			Год	Июнь		
	$S_{п}$	S_a	$S_{ап}$		$S_{п}$	S_a	$S_{ап}$		$S_{п}$	S_a	$S_{ап}$
Слой 0—20 см											
1972	-0,5	2,1	2,6	1972	-1,0	2,3	2,2	1971	-2,6	-0,4	2,2
1976	-0,6	1,7	2,3	1975	-2,6	1,9	4,5	1972	0,3	3,0	2,7
1986	-1,0	1,6	2,6	1979	-0,8	4,0	4,8	1975	-0,9	2,8	3,7
1989	-0,6	1,8	2,4	1996	-1,2	1,8	3,0	1979	-2,4	2,6	5,0
1999	-1,3	1,5	2,8					1991	0,0	2,4	2,4
								1997	-1,0	1,3	2,3
								1999	-0,4	2,8	3,2
Слой 0—100 см											
1972	-0,7	2,1	2,8	1972	-1,4	1,3	2,7	1971	-2,7	-0,4	2,3
1985	-1,5	0,6	2,1	1979	-0,4	4,0	4,4	1972	0,2	3,0	2,8
1986	-1,6	1,6	3,2	1996	-0,4	1,8	2,2	1975	-1,0	2,8	3,8
1989	-0,4	1,8	2,2					1979	-2,6	2,6	5,2
1999	-0,5	1,5	2,0					1981	0,9	3,0	2,1
								1991	-0,5	2,4	2,9
								1999	-0,4	2,8	3,2

Таким образом, все вышеизложенное дает основание говорить о необходимости при изучении засух проводить комплексный анализ всех показателей, которые в сочетании могут указывать на атмосферно-почвенную засуху, сильно влияющую на рост и развитие сельскохозяйственных культур, а следовательно, и на их урожай.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бова Н. В. К вопросу о засухах на Украине // Тр. УкрНИГМИ. — 1965. — Вып. 52. — С. 30—37.
2. Будыко М. И. Изменения климата. — Л.: Гидрометеиздат, 1974. — 280 с.
3. Домбровская Ф. А. Засухи на территории Воронежской области. — Воронеж: Изд-во Гос. ун-та, 1956. — 12 с.
4. Колобов Н. В. Засухи на территории Татарской АССР. — Казань: Изд-во Казанского ун-та, 1980. — 137 с.
5. Кулик М. С. Некоторые показатели оценки засушливых явлений // Метеорология и гидрология. — 1952. — № 9. — С. 10—14.
6. Мажаров П. П. Понятие о засухах // Земледелие. — 1956. — № 8. — С. 98—101.
7. Момонтов Н. В. О критериях и режиме засушливой погоды на территории СССР // Тр. ЗЕРНИГМИ. — 1957. — Вып. 16. — С. 27—49.
8. Обухов В. М. Урожайность и метеорологические факторы. — М.: Госпланиздат, 1949. — 316 с.
9. Олейникова Т. В. Влияние засухи на изменение проницаемости протоплазмы клеток листьев яровой пшеницы // Бюл. ВИР. — 1969. — Вып. 14. — С. 25—30.
10. Педь Д. А. О показателе засухи и избыточного увлажнения // Тр. Гидрометцентра СССР. — 1975. — Вып. 156. — С. 19—38.
11. Процеров А. В. Засуха на Европейской территории Союза // Агроклиматические условия степи Украинской ССР и пути их улучшения. — Киев: Изд-во АН УССР, 1950. — С. 17—22.
12. Самохвалов Н. Ф. Климатические условия засуховых Казахстана // Вестн. АН КазССР. — 1950. — № 7(64). — С. 84—94.
13. Селезнева Е. С. К вопросу агрологического исследования засух на юго-востоке Европейской части СССР // Тр. ГГО. — 1936. — Вып. 7. — С. 23—47.

*В. П. Садоков, Н. Н. Кузнецова,
В. А. Тищенко, Т. М. Федунова*

**КЛАССИФИКАЦИЯ ЦИРКУЛЯЦИИ
В СРЕДНЕЙ ТРОПОСФЕРЕ ДЛЯ СЕЗОНОВ ГОДА
НАД РЕСПУБЛИКОЙ КАЗАХСТАН
И ПРОЦЕССЫ ПЕРЕХОДА МЕЖДУ КЛАССАМИ**

Проблема оценки воздействия внешних источников загрязнения или динамических эффектов на погоду или климат в региональном масштабе является чрезвычайно трудной. Трудность связана с тем, что в природе невозможно создать чистый эксперимент, например взять случай, когда был произведен пуск ракеты-носителя (РН), и, имея все метеорологические характеристики для данного случая, найти точно такой же в период отсутствия пусков РН и сравнить их. К сожалению, атмосфера обладает большим числом степеней свободы и подобрать идеальный аналог почти невозможно. Однако метод аналогов в метеорологии широко применяется для отдельных параметров (процессов, ситуаций) [3, 5]. В данной работе применен метод типизации (классификации) основных термодинамических параметров атмосферы.

Идея метода исследования заключается в следующем. Для характерных параметров атмосферы, хорошо идентифицирующих определенные стороны атмосферных процессов, проводятся процедуры статистической типизации (классификации). Для этого необходимо иметь достаточно большой исторический материал по данному параметру. Чем длиннее исторические ряды, тем более надежно будет проведено разбиение информации на классы. Для осуществления этой процедуры разработано множество методик, каждая из которых обладает своими особенностями [1—6].

Итак, проведя классификацию определенного метеорологического параметра (объекта классификации), мы имеем информацию о типичных его структурах (классах). В соответствии с теорией марковских процессов можно оценить механизмы (динамику) перехода каждого из полученных классов в другой. Такого рода информация может служить критерием в определении сте-

пени возможного влияния пусков РН на данный метеорологический параметр. Если окажется, что изучаемая структура (класс) закономерна в рамках изученного марковского процесса, то нет оснований говорить о влиянии пусков РН, даже если визуально синоптик видит какие-то аномалии в данной структуре. В противном случае следует проводить более строгое исследование.

Методика типизации метеорологических процессов

Существует достаточно широкий спектр методов классификации, которым свойственны определенные качества. В зависимости от исследуемых объектов обычно подбирается подходящий метод типизации (классификации).

В настоящей работе применялся метод, разработанный в [2] и основанный на использовании методик [4, 5].

В процедурах классификации важным элементом является выбор критерия сходства между объектами. Таких критериев много и от них могут зависеть результаты классификации. В процессе работы предполагалось выбрать несколько таких критериев, которые наилучшим образом работали бы в предложенном алгоритме классификации.

В качестве исходного критерия была взята евклидова метрика (расстояние между объектами):

$$D_{\alpha\beta} = \left\{ \sum_j \sum_i [X_{ij}(\alpha) - X_{ij}(\beta)]^2 \right\}^{\frac{1}{2}}, \quad (1)$$

где X_{ij} — i -й признак объектов α и β .

Алгоритм состоит в следующем. Зададим число классов, равное k . Рассчитаем матрицу расстояний между объектами $D_{\alpha\beta}$ и выберем такое пороговое значение расстояния d , что если расстояние $D_{\alpha\beta} < d$, то объекты считаются аналогичными. Каждому объекту (строке матрицы расстояний) присваивается ранг r , который представляет собой число похожих на него объектов. Объект с максимальным рангом принимается за эталон первого класса. Эталоном второго класса считается объект, наиболее удаленный от первого эталона. Затем вычисляется сумма рас-

стояний каждого объекта до обоих эталонов и в качестве третьего эталона выбирается объект, максимально удаленный от первых двух. Когда число эталонов становится равным k , проводится новая классификация по минимуму расстояния до эталона, при этом каждый объект относится к тому классу, эталон которого оказывается ближе всего. Далее рассчитываются новые эталоны, представляющие собой средние значения всех элементов класса. Эта процедура повторяется до тех пор, пока очередная итерация не перестанет изменять эталоны и состав классов. Обычно требуется 10—15 итераций.

Число классов k в рассматриваемой работе варьировалось от 7 до 12. Для определения оптимального числа классов использовался критерий качества классификации J , который представляет собой отношение средней внутриклассовой дисперсии к общей дисперсии всей обучающей выборки и имеет вид

$$J = \sum_{j=1}^k m_j \sum \sigma_{ji}^2 / \sum \sigma_i^2, \quad (2)$$

где k — число классов; m_j — частота j -го класса; σ_i^2 — дисперсия i -го компонента всего архива; σ_{ji}^2 — дисперсия i -го компонента внутри j -го класса. Обычно с увеличением числа классов значение J убывает. Как показано в [2], точка перегиба кривой указывает на оптимальное число классов. Для наглядности лучше использовать величину $\Delta J = J(i+1) - J(i)$.

Первоначальными объектами классификации были выбраны ежедневные поля H_{500} . Немаловажную роль в процессе классификации играют признаки поля (абсолютные значения геопотенциала, градиенты, роторы поля и т. п.). В данной работе приведены результаты, основанные на использовании в качестве признаков значений геопотенциала H_{500} в узлах регулярной сетки. Размер сетки определяется районом изучения и охватывает изучаемый регион.

Необходимо было выбрать оптимальное число классов. Экспериментальный расчет параметра качества классификации ΔJ для различных месяцев показал, что оптимальное число классов следует выбрать равным 12.

На рис. 1 представлено изменение ΔJ в зависимости от числа классов при классификации полей H_{500} в июле и январе. Видно, что максимум ΔJ (соответствующий точке перегиба J) достигается при использовании 12 классов.

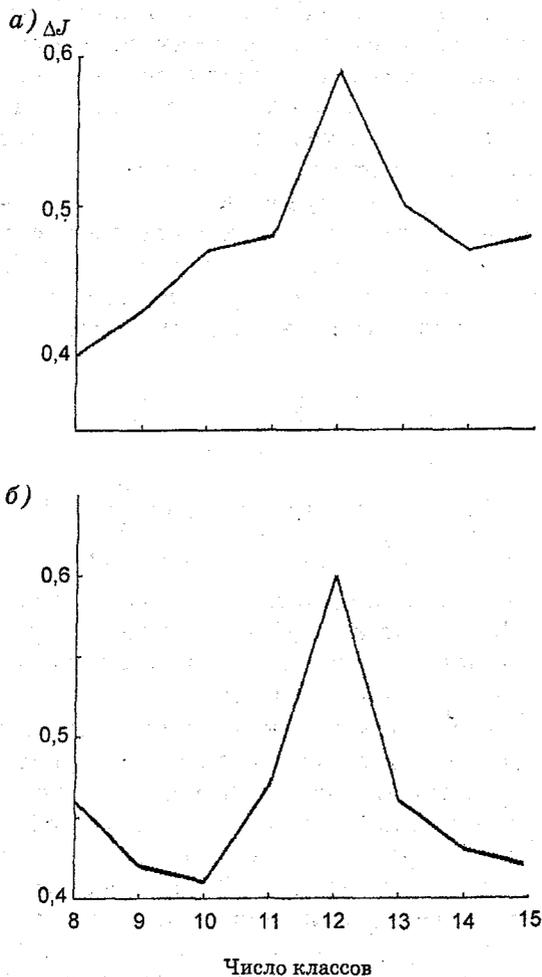


Рис. 1. Изменение ΔJ в зависимости от числа классов при классификации полей H_{500} в июле (а) и январе (б).

В рамках выбранных параметров была проведена предварительная классификация полей H_{500} для центральных месяцев сезонов за 1963—1994 гг. Для удобства расчетов число дней в месяце ограничено 30. Ниже приведены примеры для зимы, весны и лета.

Описание классов для зимы (январь)

Первый класс (рис. 2) описывает ситуации почти чисто зонального движения воздушных масс с широтным градиентом ~35 гПа (между Ташкентом и Омском). Близким к нему является восьмой класс. В нем широтный градиент составляет ~48 гПа и наблюдается слабый конвергентный поток, т. е. при внешнем сходстве эти два класса сильно отличаются циркуляционными свойствами полей.

Во второй класс вошли случаи, связанные с ситуациями „блокирования” — формированием мощного высотного гребня между Омском и Новосибирском и области низкого давления к юго-западу от него (севернее Байконура). Южнее 45° с. ш. потоки более интенсифицируются.

В третьем и близких к нему седьмом, одиннадцатом и двенадцатом классах собраны случаи, когда высотная ложбина простирается с северо-востока на юго-запад. Отличия между полями в указанных классах заключаются в ориентации высотной ложбины и интенсивности воздушных потоков над исследуемой территорией.

Похожими являются четвертый и шестой классы, отражающие формирование высотного гребня в восточной части изучаемого района. Поля этих двух классов отличаются интенсивностью потоков, а также тем, что положения высотного гребня у них не совпадают. К этой группе можно присоединить девятый класс, описывающий ситуацию с гребнем высокого давления, ориентированным по центру района (вдоль 70° в. д.).

В пятом классе собраны случаи, когда высотный гребень находится в западной части района.

Наконец, для полей десятого класса характерно расположение мощного высотного гребня в окрестностях Оренбурга и мощной ложбины, ось которой направлена с востока на запад вдоль 45° с. ш. Район Байконура находится чуть севернее этой оси.

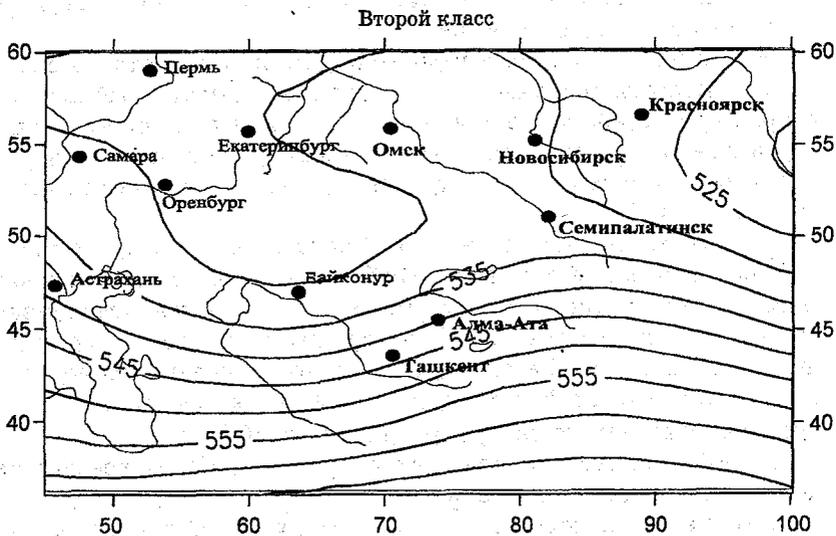
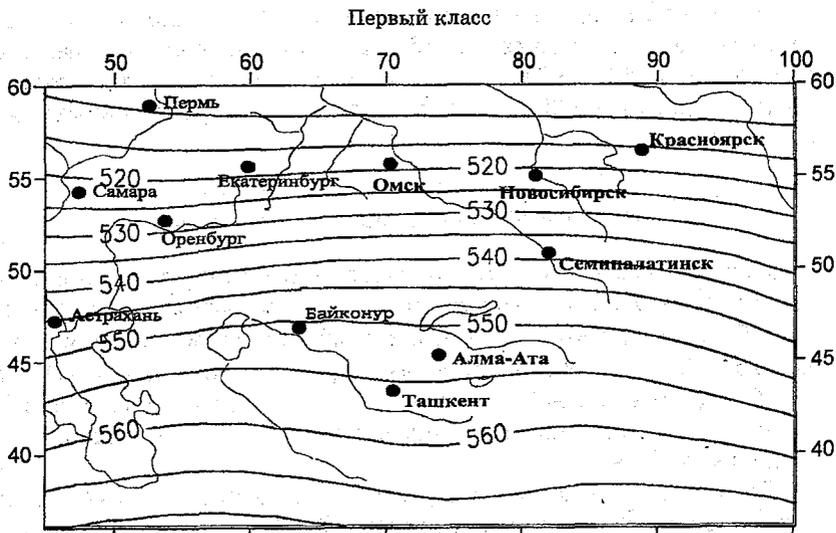


Рис. 2. Типовые поля H_{500} для января.

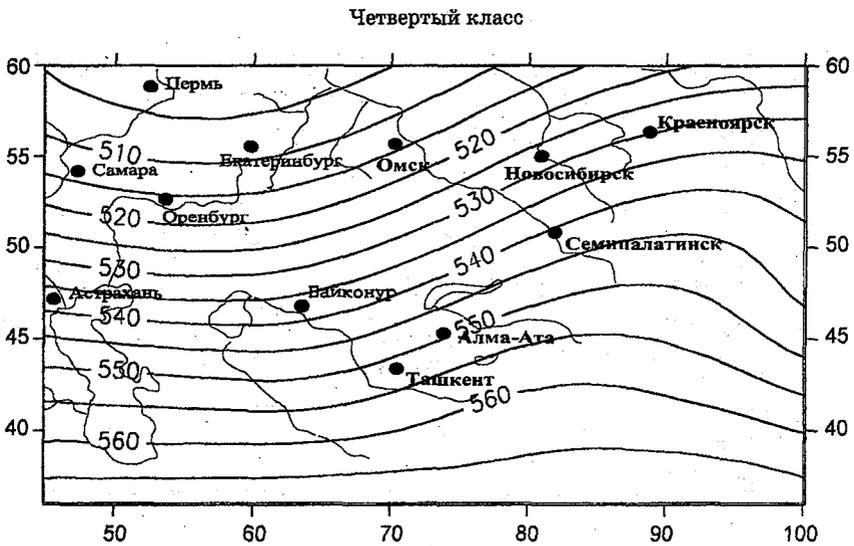
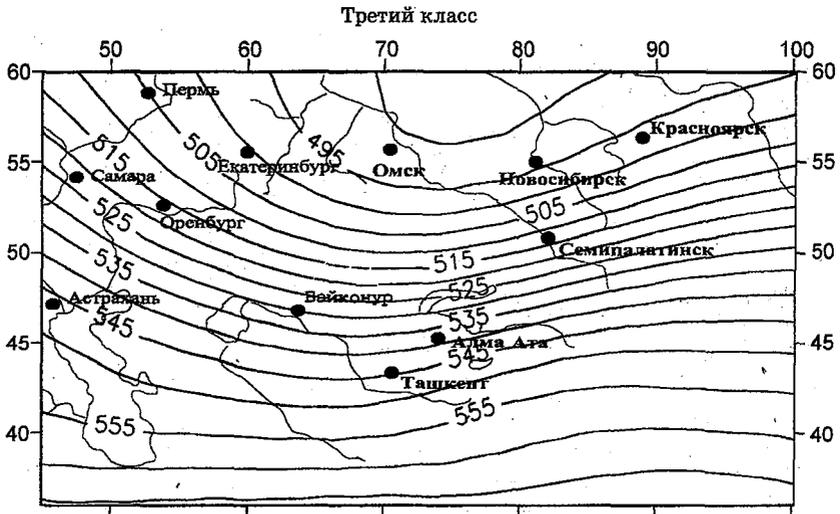


Рис. 2. Продолжение.

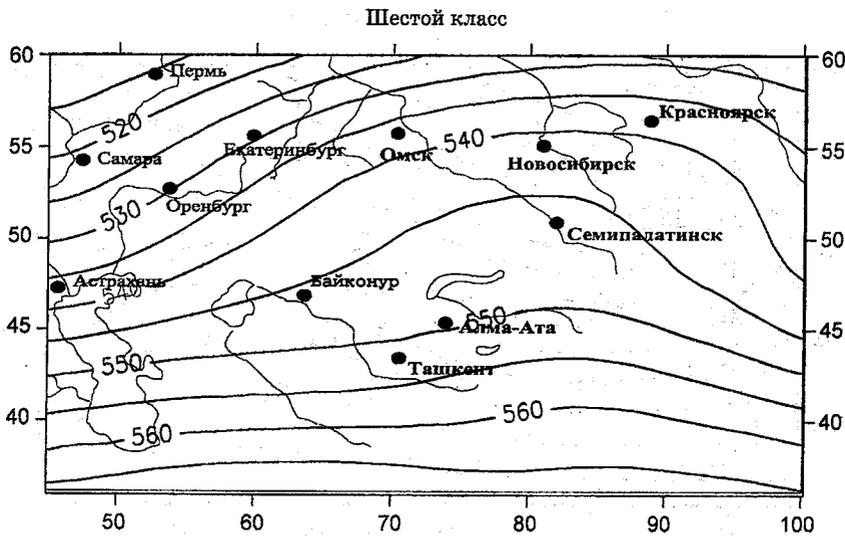
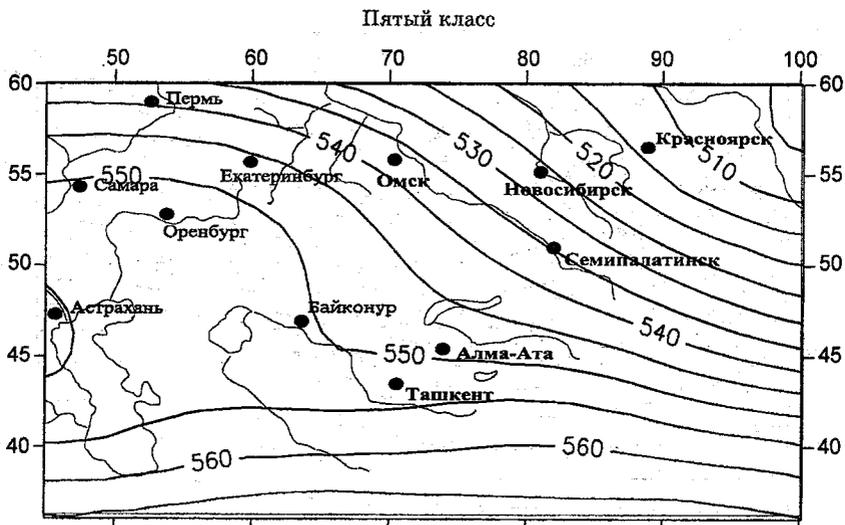


Рис. 2. Продолжение.

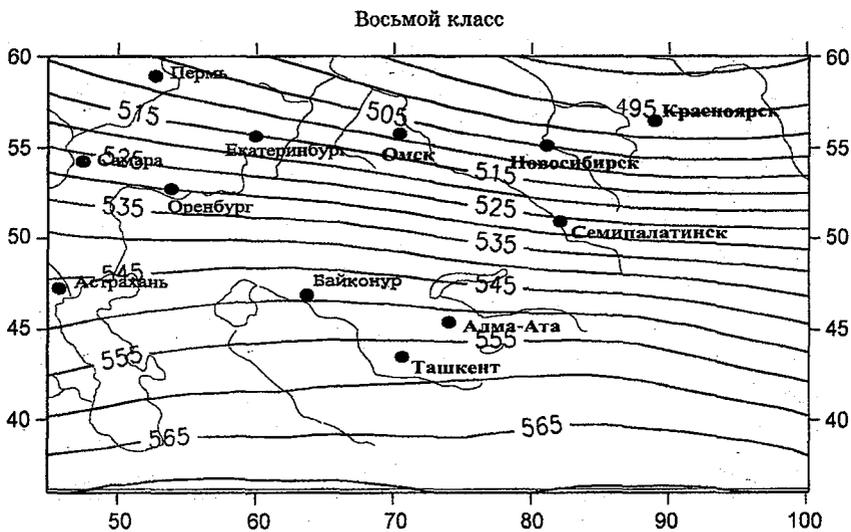
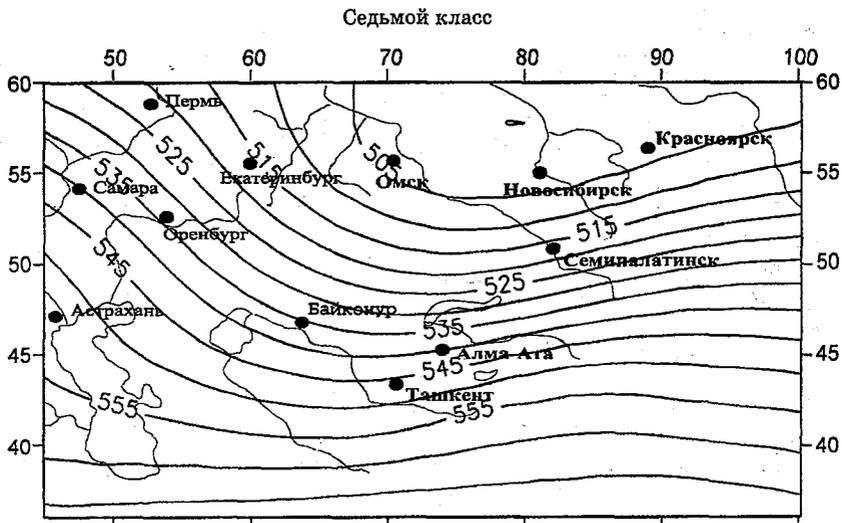


Рис. 2. Продолжение.

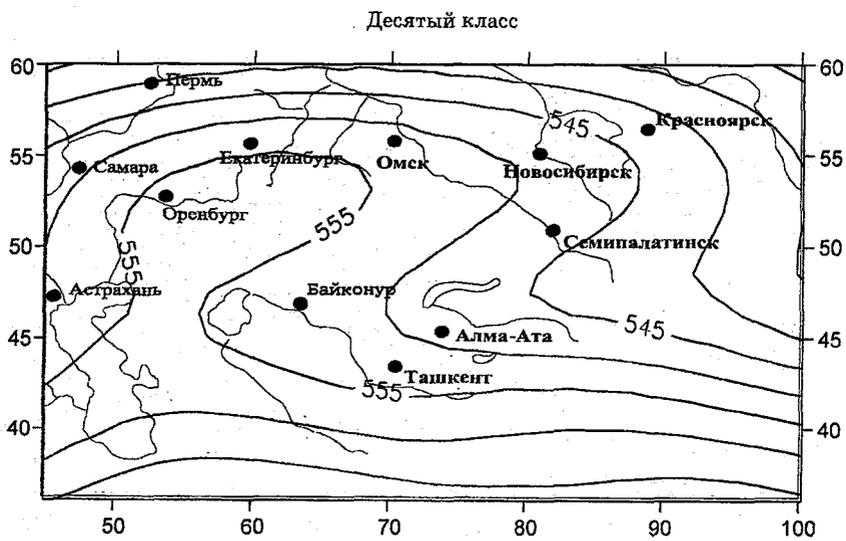
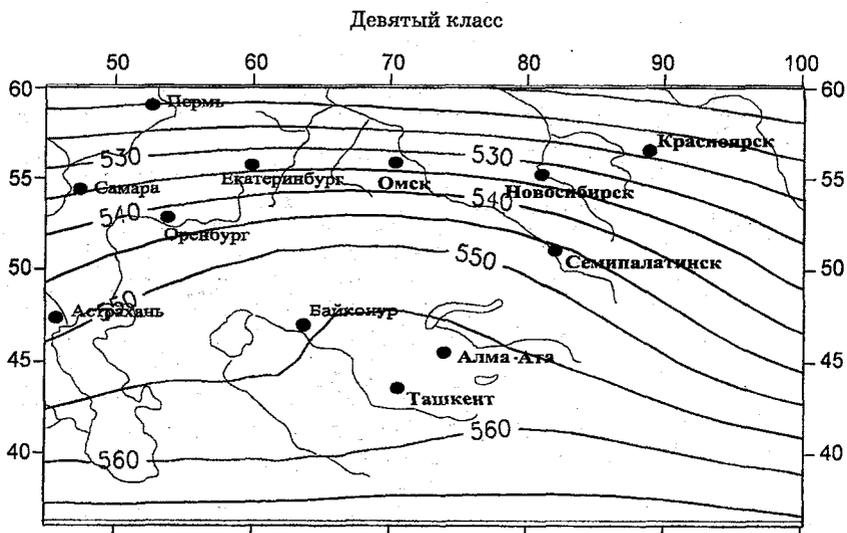
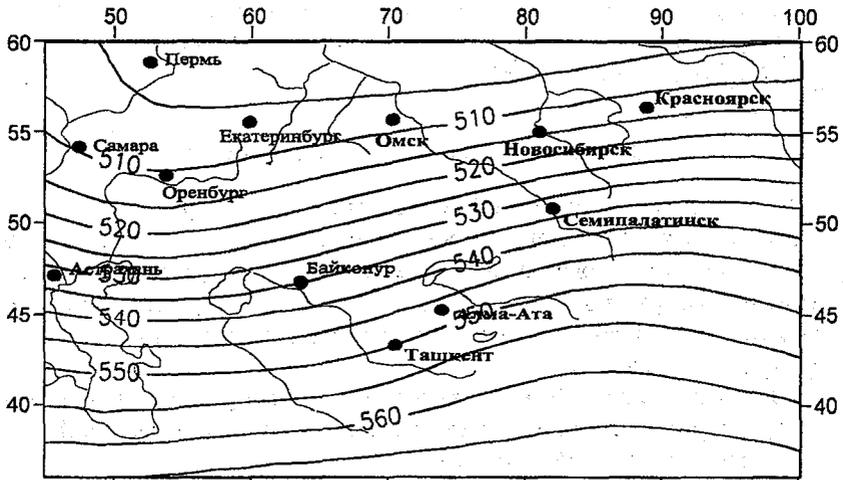


Рис. 2. Продолжение.

Одиннадцатый класс



Двенадцатый класс

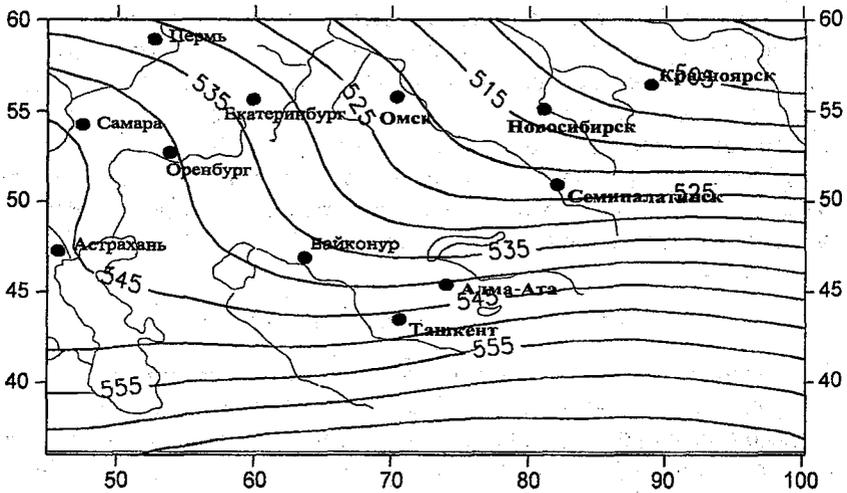


Рис. 2. Окончание.

Отмеченные группы классов в течение января чередуются весьма разнообразно. Поскольку в природе поля геопотенциала, как правило, меняются закономерно, то это должно отражаться в переходах от класса к классу.

Описание классов для весны (апрель)

Большинство классов (рис. 3) описывают преимущественно западно-восточный перенос воздушных масс с наложенными на него волнами. В результате можно выделить группу классов, в которых отражены случаи с циклоническим характером циркуляции. К этой группе относятся первый, четвертый, седьмой и девятый классы.

Вторая группа объединяет классы, в которых поля геопотенциала характеризуются антициклонической циркуляцией: второй, шестой, восьмой и пятый.

К третьей группе следует отнести третий, десятый и двенадцатый классы, в которых собраны случаи, когда на западе наблюдается циклоническая, а на востоке антициклоническая циркуляция или наоборот.

Особо выделяется одиннадцатый класс, в котором поле геопотенциала характеризуется ярко выраженным антициклоническим образованием с центром в районе Байконура. К нему при-мыкает восьмой класс из второй группы. Вероятно, восьмой класс наиболее часто переходит в одиннадцатый.

В каждой группе классы визуально близки. Отличия заключаются только в ориентации осей высотных ложбин и гребней и интенсивности воздушных потоков.

Описание классов для лета (июль)

Летним месяцам свойственна большая изменчивость циркуляции, поэтому классы июля более разнообразны (рис. 4).

К одной группе можно отнести первый и третий классы, описывающие поля с четко выраженным циклоном в северной половине изучаемой территории, который в первом классе располагается юго-восточнее Омска, а в третьем — юго-западнее этого го-рода.

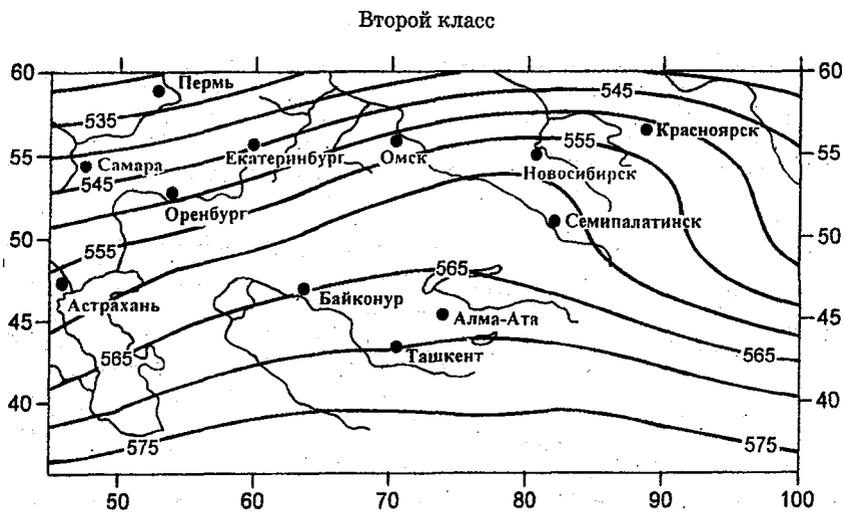
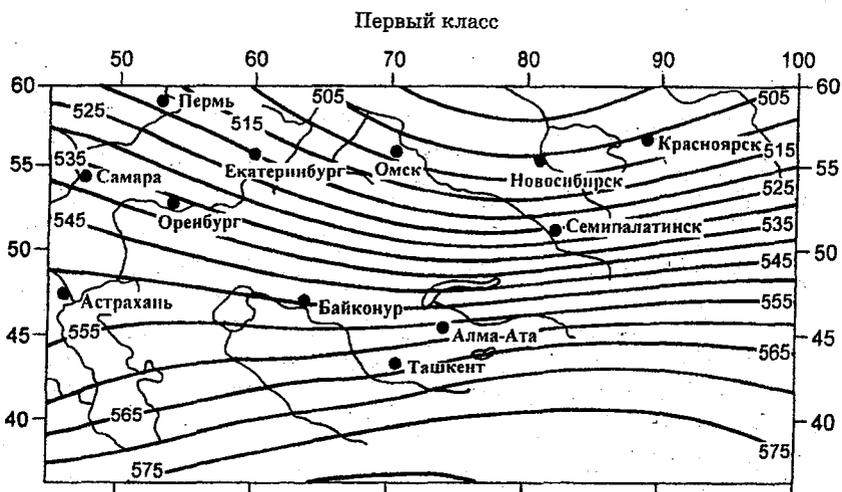


Рис. 3. Типовые поля H_{600} для апреля.

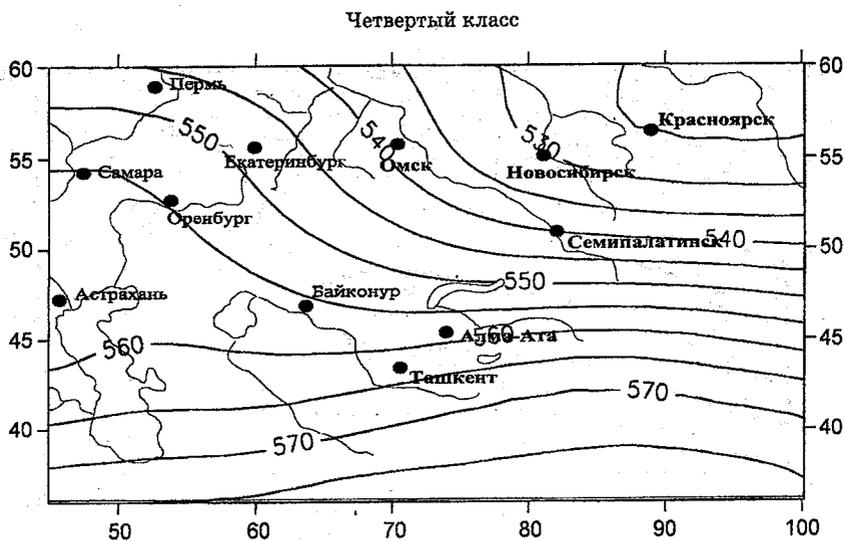
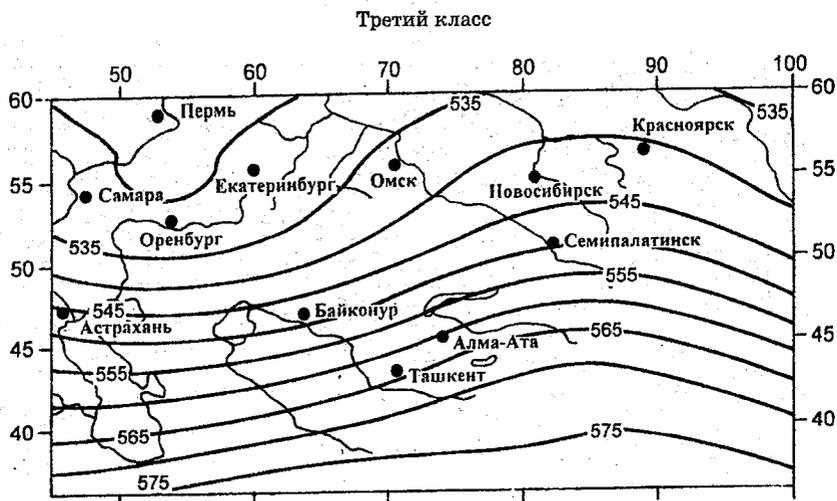


Рис. 3. Продолжение.

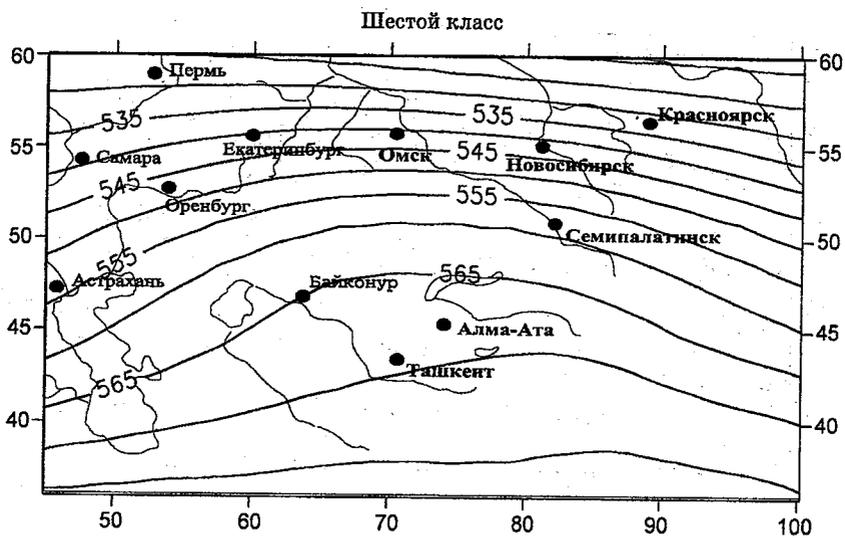
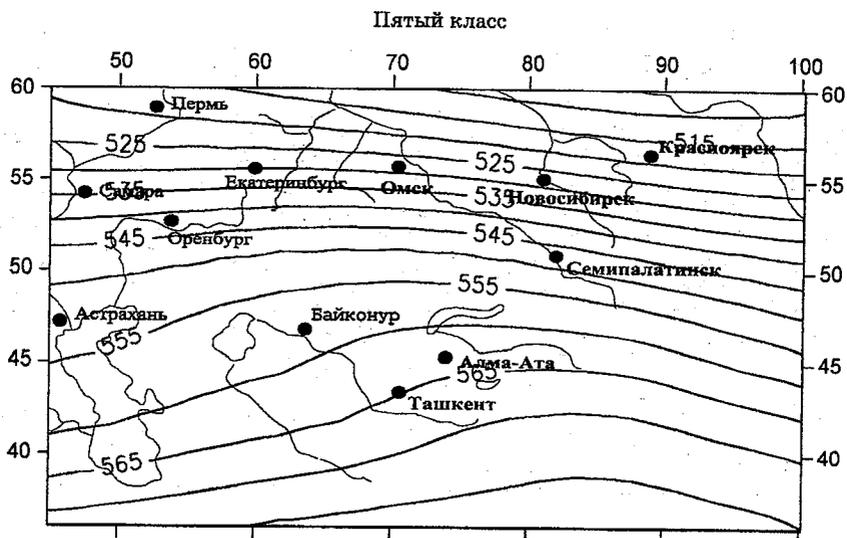
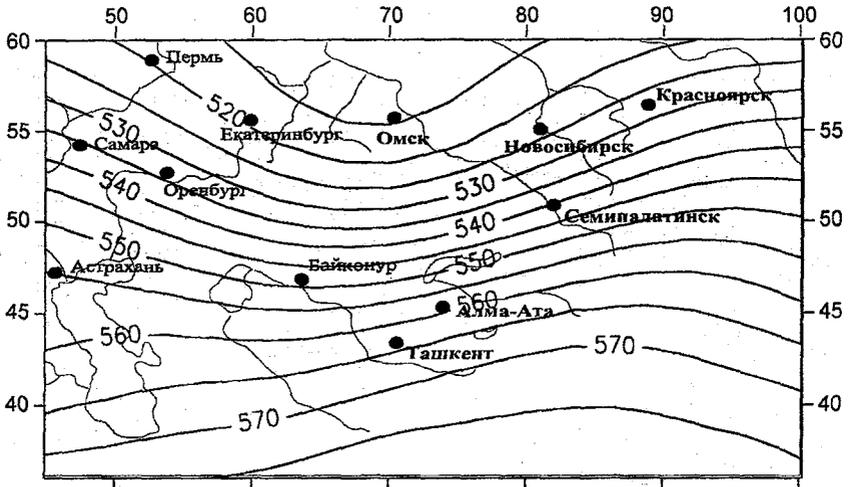


Рис. 3. Продолжение.

Седьмой класс



Восьмой класс

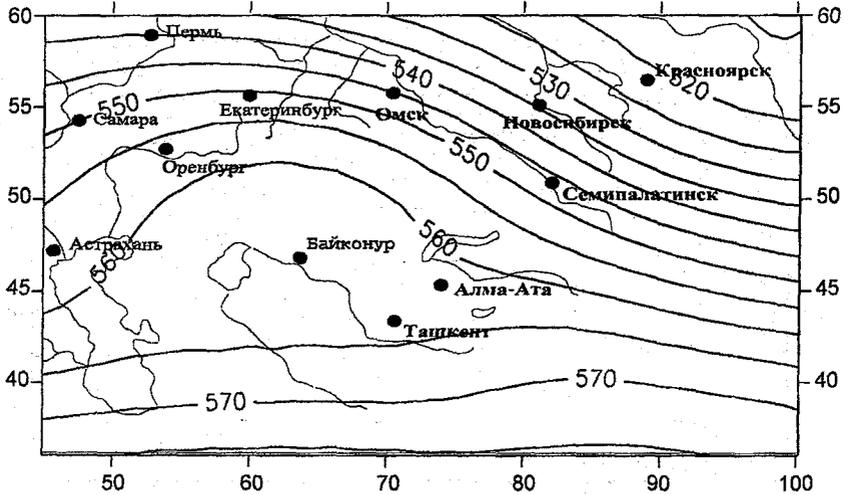
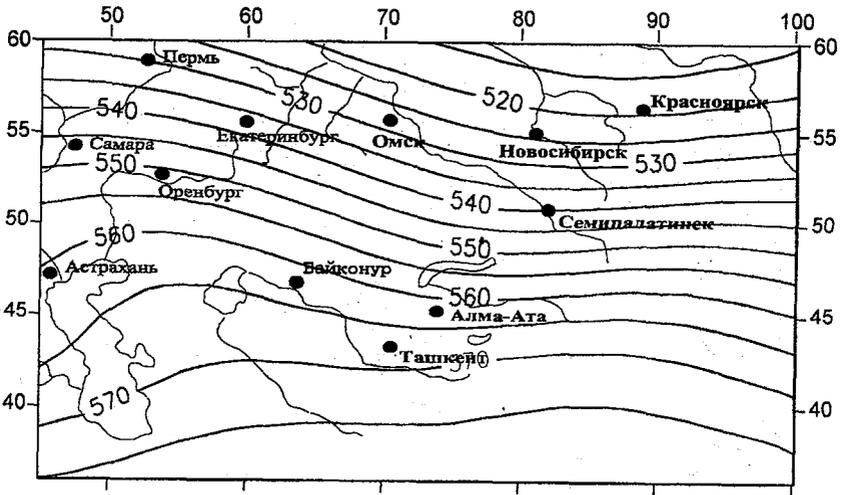


Рис. 3. Продолжение.

Девятый класс



Десятый класс

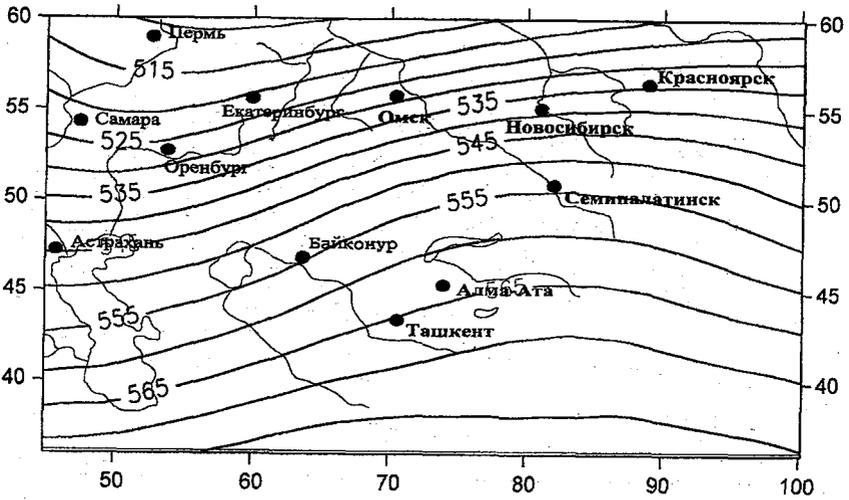


Рис. 3. Продолжение.

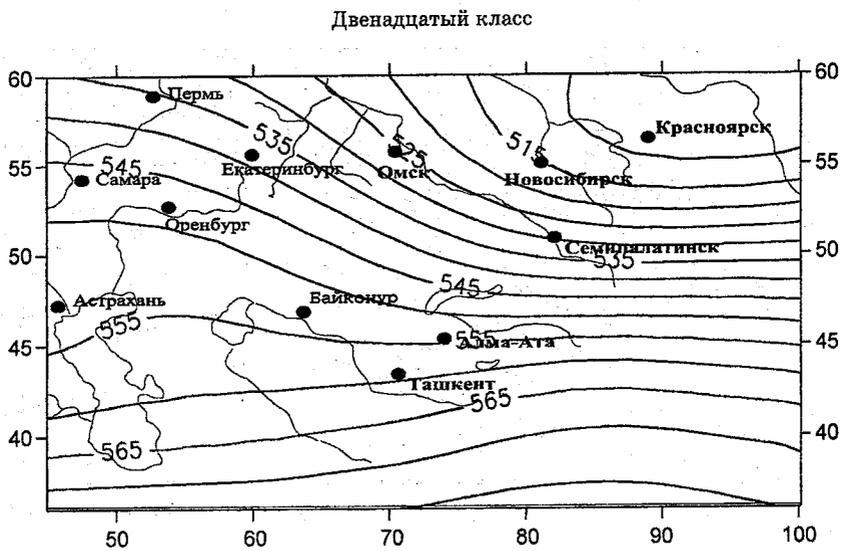


Рис. 3. Окончание.

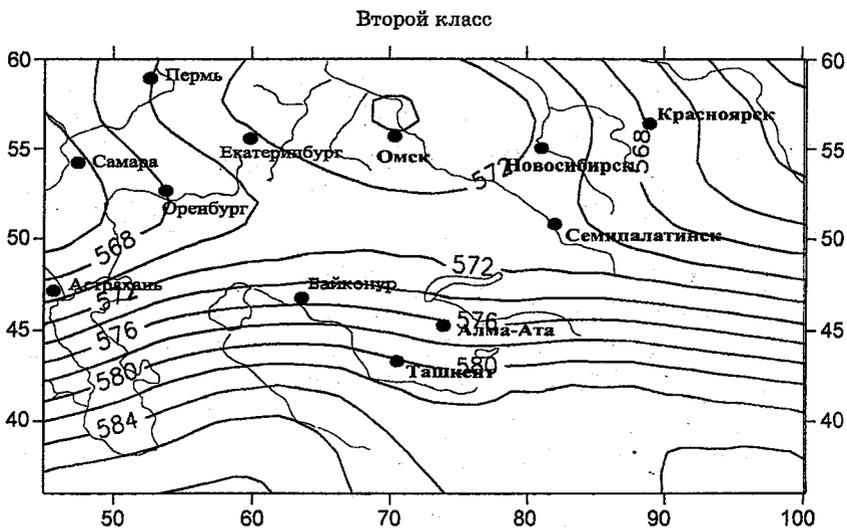
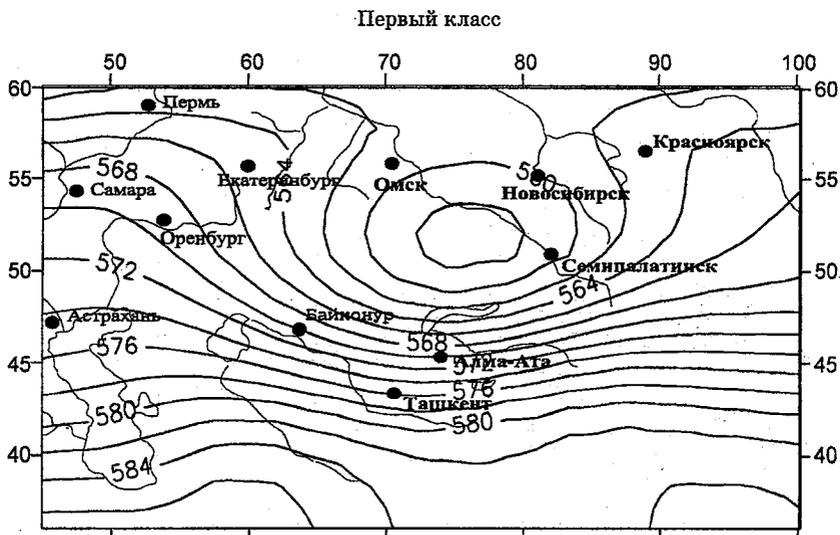
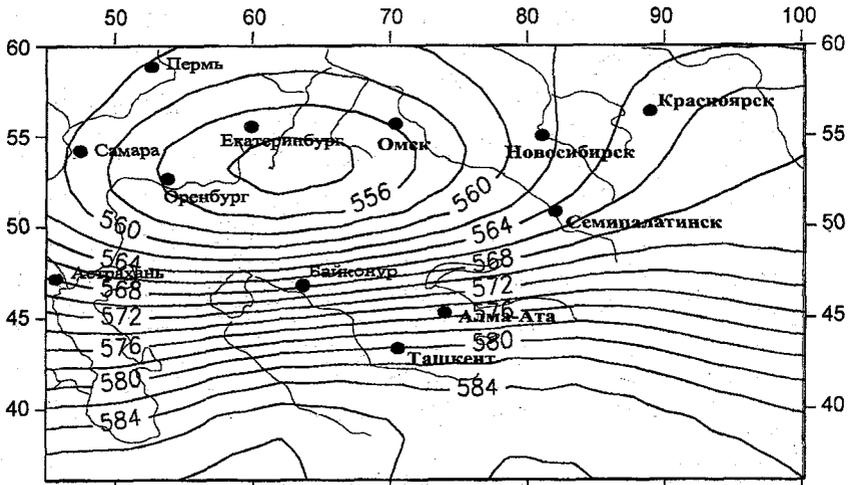


Рис. 4. Типовые поля H_{500} для июля.

Третий класс



Четвертый класс

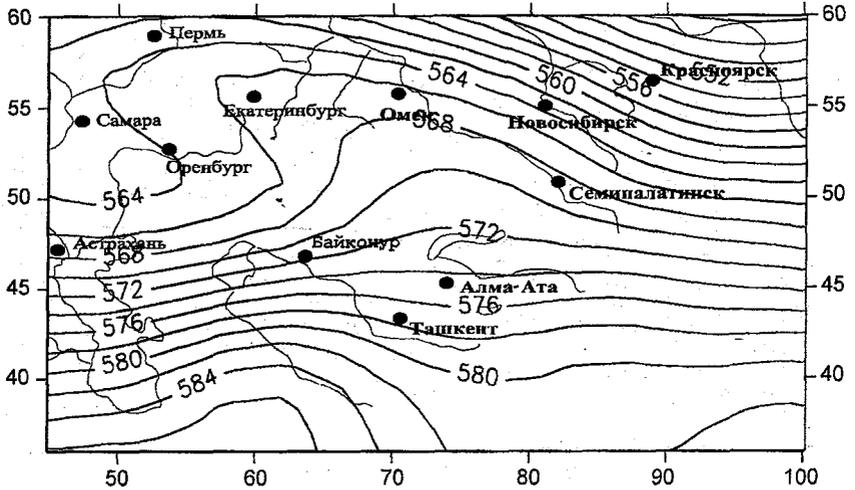
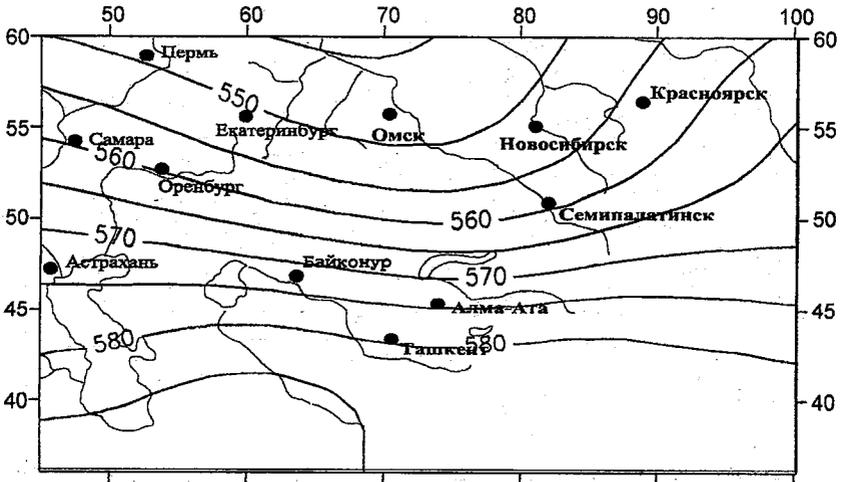


Рис. 4. Продолжение.

Пятый класс



Шестой класс

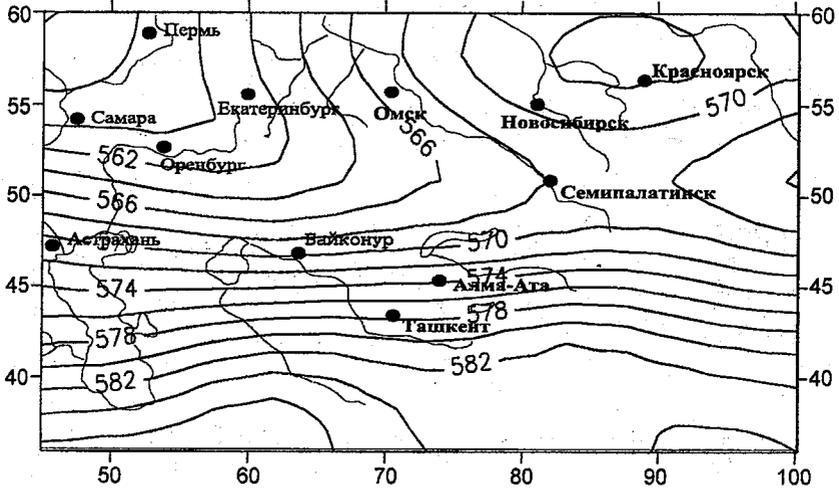
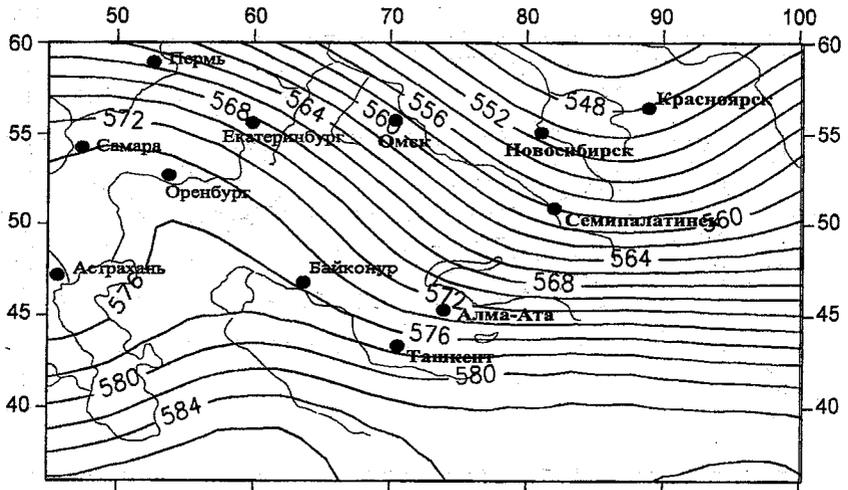


Рис. 4. Продолжение.

Седьмой класс



Восьмой класс

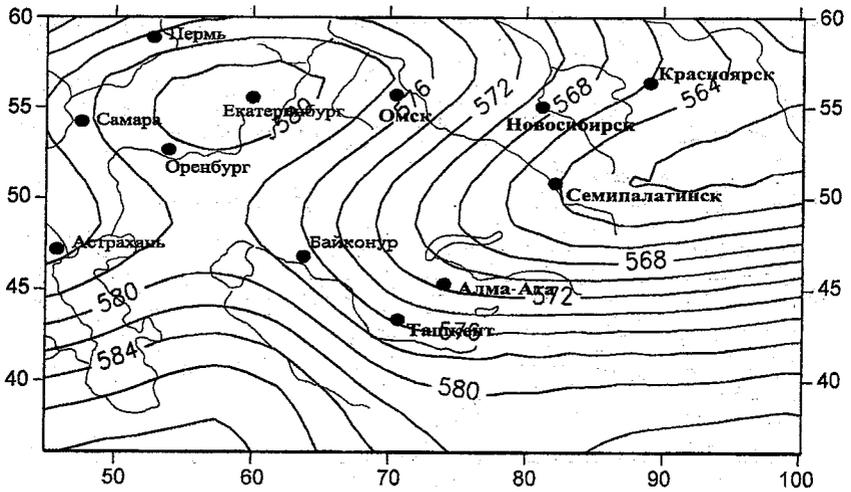


Рис. 4. Продолжение.

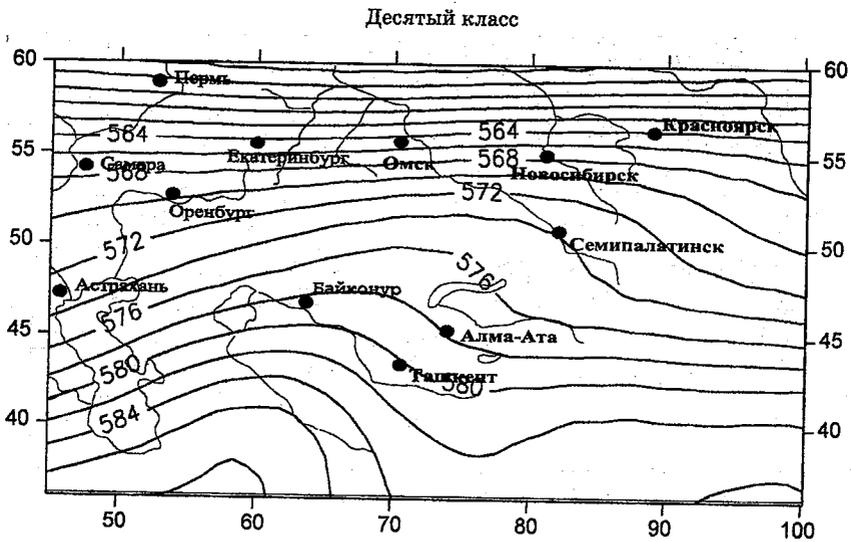
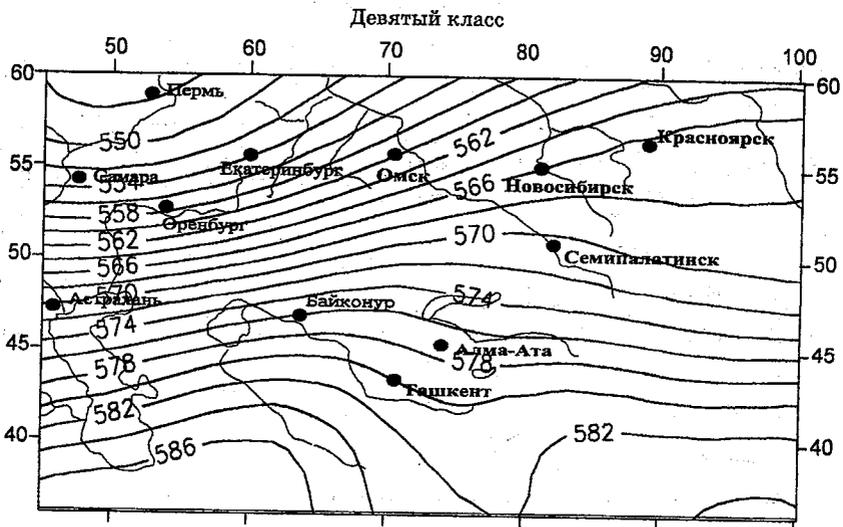


Рис. 4. Продолжение.

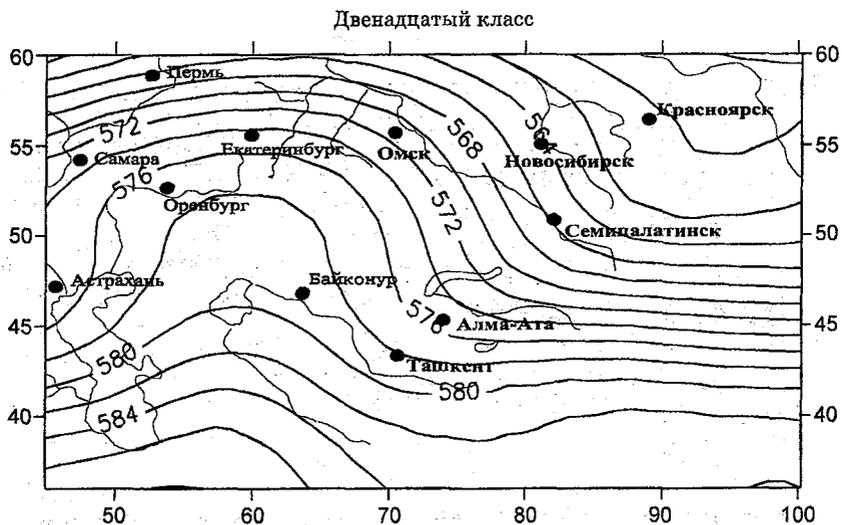
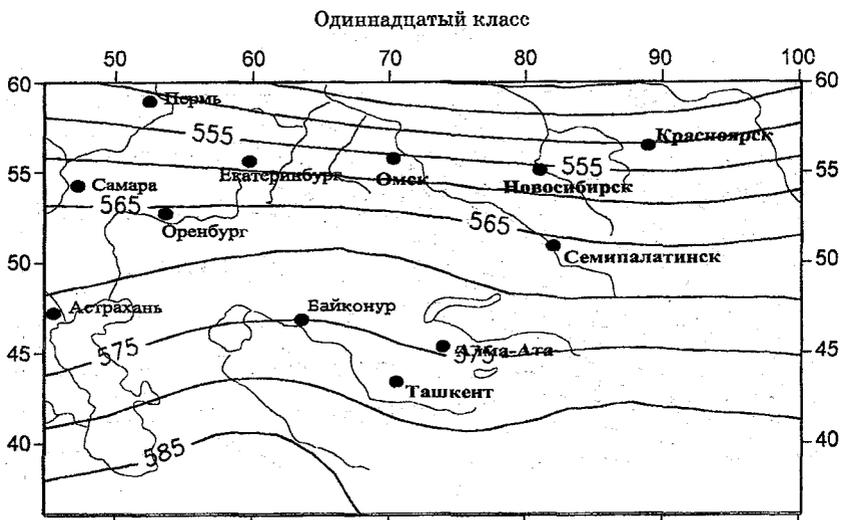


Рис. 4. Окончание.

Аналогично в отдельную группу можно объединить второй, шестой и восьмой классы, в которые входят ситуации с выраженным формированием антициклона в северной половине региона. Отличие заключается только в местоположении антициклона.

Близки между собой пятый и одиннадцатый, а также седьмой и двенадцатый классы.

Четвертый класс является предшественником восьмого класса.

Девятый и десятый классы близки, так как описывают ситуации с зональным типом циркуляции.

Следует заметить, что среди классов в этом месяце нет такого, который описывал бы блокирующие или близкие к ним ситуации. Возможно, они обнаружатся в других летних месяцах.

Осенью начинают проявляться черты зимней циркуляции — более часты зональные или близкие к ним формы атмосферной циркуляции.

В заключение отметим следующее. При анализе мы относили данные центральных месяцев сезонов ко всему сезону. Это можно делать только в первом приближении, так как даже в одном сезоне в каждом месяце наблюдаются свои характерные климатические особенности. Поэтому следующим этапом исследования будет анализ всех месяцев года.

Процессы перехода между классами

Поскольку перед нами стоит задача отслеживать в процессе пусков РН с космодрома „Байконур” изменения в погодных условиях в Республике Казахстан, то методика типизации и, в частности, изучение перехода одного класса в какой-то другой дают хорошую информацию о том, какие переходы классов „запрещены” природой. Если в результате пуска РН обнаруживается, что класс, наблюдавшийся в день пуска, перешел в „запрещенный” класс, такая ситуация становится предметом специального изучения. В этом случае следует ответить на вопрос — это результат влияния пуска РН или использования недостаточного объема информации при проведении статистической классификации? Если переход окажется закономерным, то ожидать ано-

мальные крупномасштабные явления, которые можно было бы связать с пусками РН, нет оснований.

Для ответа на поставленный вопрос была разработана программа на ЭВМ и рассчитаны матрицы перехода первого порядка пока для четырех центральных месяцев сезонов.

Результаты представлены в таблице. По диагонали каждой матрицы стоят большие числа. Это переход класса в свой класс — инерция. Большая частота такого перехода говорит о большой инерции классов. Наиболее инерционными можно считать классы, для которых число случаев перехода самих в себя относительно велико.

Как было отмечено выше, одноименные номера классов для разных месяцев характеризуют различные процессы, поэтому анализ необходимо проводить для каждого месяца отдельно.

В таблице представлены значения поверхности перехода, которыми более удобно пользоваться на практике.

Исследуем характерные особенности матрицы перехода для каждого месяца.

Январь. Рассмотрим классы, описывающие ситуации с зональным переносом воздушных масс, — первый и восьмой. Первый класс достаточно инерционен, и на следующие сутки наиболее вероятным являются переходы (1→8) и (1→9). Первый и восьмой классы переходят друг в друга с заметной частотой. Переходы (1→9) и (1→4) — это переходы зонального потока в ситуацию с формированием высотного гребня в восточной части области. При переходе (1→11) зональный поток преобразуется в высотную ложбину. По значениям повторяемости наиболее возможны переходы (1→8) и (1→9).

Интересно, что второй класс (блокирующая ситуация) наиболее инерционен и для него самыми заметными являются переходы (2→6), т. е. в гребневое состояние, и (2→12), т. е. в состояние ложбины. Вероятность этих переходов одинакова. С другой стороны, наиболее возможным переходом во второй класс является переход (12→2), когда высотная ложбина простирается с северо-востока на юго-запад.

Апрель. В этом месяце наиболее вероятными, помимо инерции, являются переходы (1→5), (2→6), (3→7), (4→8), (5→10),

(6→8), (6→9), (7→9), (8→6), (9→8), (10→6), (10→7), (11→8), (12→8). Интересно заметить, что родственные классы (находящиеся в одной группе) не всегда совершают взаимные переходы. Например, к родственным классам мы отнесли (см. выше) первый, четвертый, седьмой и девятый. При этом переход (1→4) „запрещен” — имеет нулевую вероятность, как и переходы (4→1) и (7→4). Очень маловероятны переходы (1→7), (1→9), (9→1), (4→7) (по одному случаю).

Во второй группе (второй, пятый, шестой и восьмой классы) наиболее вероятными являются переходы (2→8), (6→8), (2→5), (5→2), (5→8). И наконец, в третьей группе (третий, десятый и двенадцатый классы) наиболее возможны (с небольшой вероятностью) переходы (3→10) и (10→3). „Запрещенными” оказываются переходы (3→12), (10→12), (12→3) и (12→10).

Одиннадцатый класс чаще переходит в восьмой класс, но переход (8→11) несколько слабее. Остальные переходы одиннадцатого класса несущественны.

Июль. В этом месяце первый класс описывает циклонический процесс с центром циклона в районе Омска. Данный класс входит в одну группу с третьим классом, а его переходы распределены примерно равномерно между классами, кроме восьмого и одиннадцатого. С другой стороны, третий класс никогда не переходит в первый класс.

Во вторую группу входят второй, шестой и восьмой классы. Вероятны переходы (2→6), (2→12) и (6→2), а восьмой класс редко переходит только во второй класс. Девятый и десятый классы близки, так как описывают зональные случаи, и у них наиболее возможен переход (9→10), а обратный переход (10→9) менее вероятен. Переходы в остальных классах имеют невысокую вероятность.

Октябрь. В группу классов, описывающих случаи с зональными процессами входят первый и девятый классы. При этом наиболее вероятен между ними переход (9→1). В примыкающей к ней группе (второй, четвертый, шестой, десятый и двенадцатый классы) следует отметить как наиболее вероятные переходы (4→8) и (4→9), а также (8→4) и (12→4). Возможен переход (7→12).

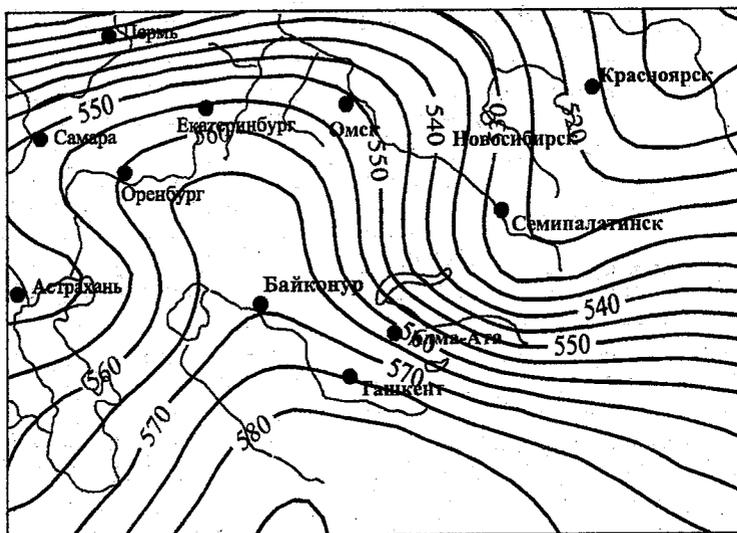
Повторяемость переходов между классами (% от общего количества)

Номер класса	Номер класса												Σ*
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
Январь													
1	60,0	0,0	0,0	6,4	0,8	2,4	4,8	8,8	8,0	0,0	6,4	2,4	129
2	1,4	77,1	0,0	2,9	2,9	5,7	2,9	0,0	0,0	1,4	0,0	5,7	71
3	0,0	0,0	57,5	0,0	0,0	0,0	15,0	15,0	0,0	0,0	12,5	0,0	42
4	11,5	1,1	0,0	63,2	0,0	6,9	1,1	0,0	3,4	0,0	11,5	1,1	92
5	2,1	6,3	0,0	0,0	62,5	0,0	0,0	2,1	12,5	2,1	0,0	12,5	52
6	5,7	2,9	0,0	7,1	1,4	71,4	0,0	0,0	4,3	7,1	0,0	0,0	73
7	1,3	1,3	10,1	1,3	1,3	0,0	54,4	6,3	0,0	0,0	6,3	17,7	80
8	15,2	0,0	3,0	1,5	0,0	0,0	9,1	53,0	1,5	0,0	13,6	3,0	70
9	8,1	0,0	0,0	0,0	4,7	9,3	2,3	0,0	69,8	2,3	0,0	3,5	90
10	0,0	2,8	0,0	0,0	19,4	0,0	0,0	0,0	8,3	69,4	0,0	0,0	37
11	4,8	2,4	3,2	10,5	0,0	0,0	1,6	4,0	0,0	0,0	71,8	1,6	130
12	7,3	4,9	0,0	0,0	6,1	1,2	12,2	4,9	1,2	0,0	1,2	61,0	86
Апрель													
1	59,5	0,0	0,0	0,0	21,6	0,0	2,7	0,0	2,7	2,7	0,0	10,8	37
2	0,0	70,6	2,0	3,9	0,0	13,7	0,0	2,0	0,0	0,0	7,8	0,0	57
3	0,0	5,3	72,4	3,9	0,0	2,6	9,2	0,0	2,6	3,9	0,0	0,0	78
4	0,0	1,3	2,5	67,5	0,0	1,3	1,3	15,0	7,5	0,0	1,3	2,5	84
5	2,2	0,0	3,3	1,1	48,4	9,9	8,8	0,0	6,6	16,5	0,0	3,3	92
6	0,0	5,3	4,4	2,7	1,8	62,8	0,0	8,0	8,0	5,3	1,8	0,0	123
7	12,3	0,0	0,0	0,0	7,7	0,0	50,8	0,0	18,5	7,7	0,0	3,1	68
8	0,0	3,0	1,5	7,4	7,4	10,4	0,0	60,7	1,5	0,7	5,9	1,5	137
9	1,6	0,0	0,0	8,1	12,9	11,3	4,8	14,5	43,5	0,0	0,0	3,2	67
10	0,0	1,3	6,6	0,0	7,9	13,2	15,8	0,0	0,0	55,3	0,0	0,0	78
11	0,0	9,1	0,0	0,0	0,0	1,8	0,0	20,0	0,0	0,0	69,1	0,0	56

12	2,6	0,0	0,0	6,5	7,8	0,0	1,3	10,4	0,0	0,0	0,0	71,4	78
Июль													
1	68,0	5,0	4,0	4,0	5,0	3,0	3,0	1,0	2,0	3,0	0,0	2,0	105
2	2,3	67,8	1,1	1,1	0,0	10,3	0,0	2,3	1,1	3,4	0,0	10,3	91
3	5,6	0,0	77,5	0,0	4,5	6,7	0,0	0,0	4,5	0,0	1,1	0,0	94
4	5,4	8,9	7,1	57,1	0,0	5,4	0,0	0,0	5,4	5,4	1,8	3,6	57
5	5,2	0,0	2,6	0,0	70,1	0,0	1,3	0,0	10,4	2,6	7,8	0,0	82
6	8,0	10,3	6,9	0,0	0,0	66,7	0,0	0,0	4,6	1,1	0,0	2,3	88
7	3,4	0,0	0,0	5,2	3,4	0,0	70,7	0,0	0,0	1,7	6,9	8,6	61
8	7,5	5,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	70,0	0,0	0,0	0,0	17,5	43
9	2,2	0,0	7,8	1,1	5,6	4,4	0,0	0,0	65,6	13,3	0,0	0,0	94
10	3,4	5,6	0,0	4,5	5,6	0,0	1,1	0,0	4,5	57,3	7,9	10,1	93
11	0,0	0,0	0,0	9,1	5,5	0,0	7,3	0,0	3,6	12,7	61,8	0,0	57
12	3,5	4,7	0,0	5,8	0,0	1,2	5,8	10,5	1,2	9,3	0,0	58,1	88
Октябрь													
1	56,6	0,0	1,8	1,8	2,7	4,4	15,0	2,7	4,4	2,7	0,0	8,0	114
2	0,0	73,2	0,0	10,7	0,0	1,8	0,0	0,0	5,4	8,9	0,0	0,0	64
3	9,6	0,0	60,3	0,0	8,2	0,0	1,4	15,1	0,0	0,0	5,5	0,0	76
4	4,4	2,7	0,0	55,8	0,0	0,0	0,0	19,5	14,2	3,5	0,0	0,0	115
5	2,9	0,0	10,0	0,0	58,6	0,0	18,6	0,0	0,0	0,0	4,3	5,7	71
6	1,7	8,3	0,0	1,7	0,0	58,3	0,0	0,0	13,3	6,7	0,0	10,0	64
7	9,9	0,0	2,8	1,4	5,6	7,0	56,3	0,0	0,0	0,0	0,0	16,9	73
8	6,7	0,0	7,7	8,7	4,8	0,0	0,0	60,6	2,9	1,9	6,7	0,0	107
9	14,1	9,9	0,0	8,5	0,0	9,9	0,0	0,0	46,5	4,2	0,0	7,0	76
10	0,0	10,2	0,0	10,2	0,0	4,1	0,0	4,1	0,0	53,1	0,0	18,4	55
11	0,0	0,0	17,4	0,0	15,2	0,0	0,0	4,3	0,0	0,0	63,0	0,0	47
12	3,3	3,3	1,1	23,9	0,0	9,8	1,1	0,0	7,6	6,5	0,0	43,5	93

* Общее количество переходов между данным классом и всеми двенадцатью классами.

a)



б)

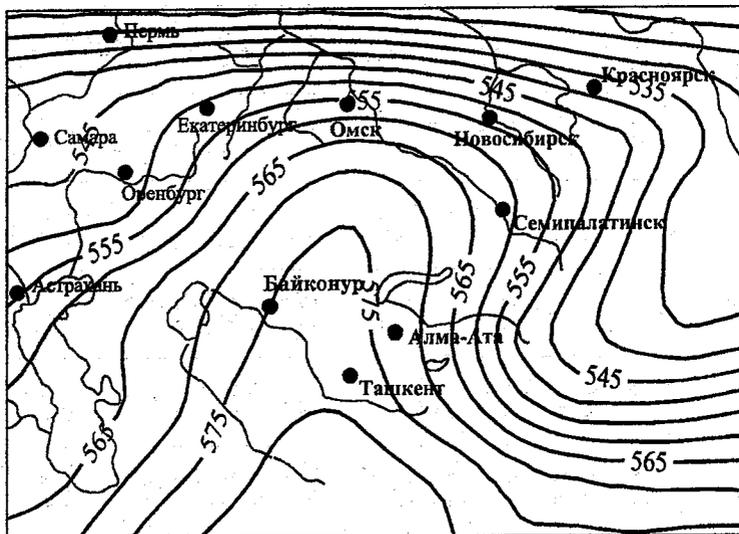


Рис. 5. Фактические поля H_{500} в апреле 2001 г.
 а — 7 апреля (восьмой класс); б — 8 апреля (шестой класс).

Проведенный анализ показал довольно сложную картину преобразований высотных полей, в которой можно отметить как переходы средней вероятности, так и „запрещенные”. Ярko выраженных переходов мало.

Использование вышепредложенной технологии определения состояния полей H_{500} было проведено на примере пуска РН „Протон” в апреле 2001 г. Процедура состояла в том, что из сохранных данных были выбраны данные H_{500} за 7 и 8 апреля и осуществлена их идентификация по классам.

Как показали расчеты, поле H_{500} за 7 апреля принадлежит к восьмому классу (рис. 5 а), а за 8 апреля — к шестому классу (рис. 5 б). Согласно матрице перехода для апреля (см. таблицу), переход (8→6) осуществляется достаточно часто (~11 % от общего числа переходов). На этом основании можно сделать заключение, что в тропосферной циркуляции (описываемой полями H_{500}) при переходе с 7 на 8 апреля (т. е. на следующий день после пуска РН) не произошло нарушений, которые можно было бы отнести на счет влияния данного пуска РН „Протон”.

В будущем такая технология обеспечит регулярный мониторинг состояния среды в районе полигона в дни пусков РН и соответствующий прогноз возможного влияния на нее пусков РН.

В результате проделанной работы созданы специализированная база данных и базовый комплекс программ и процедур, необходимый для проведения типизации основных метеорологических параметров с целью использования этого подхода в оценке неординарного процесса в атмосфере. Пока вся технология отлажена для высотных полей H_{500} , для которых проанализированы типовые поля и рассмотрены их наиболее вероятные межсубточные переходы между собой. Разработанный комплекс программ и процедур является базой, на которой довольно несложно организовать анализ других видов информации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Автоматическая классификация ежедневных полей геопотенциала / О. В. Батырева, А. А. Васильев, Р. М. Вильфанд и др. // Тр. Гидрометцентра России. — 1999. — Вып. 330. — С. 84—89.
2. Батырева О. В., Вильфанд Р. М., Рудичева Н. И. Прогноз аномалии среднемесячной температуры воздуха с помощью канонической корреляции и автоматической классификации // Метеорология и гидрология. — 1994. — № 12. — С. 34—45.

3. Боннер Р. Е. Некоторые виды классификации // Автоматический анализ сложных изображений. — М., 1969.

4. Груза Г. В., Раньков Е. Я. О принципах автоматической классификации метеорологических объектов // Метеорология и гидрология. — 1970. — № 2. — С. 12—22.

5. Bretherton S. et al. An intercomparison of methods for finding coupled patterns in climate data // J. Climat. — 1992. — Vol. 5, N 6.

6. Guy Der Megreditchian. Le traitement statistique des donnes multidimensionnelles —(2-e partie). Document de travail du Seminaire sur les outils Statistiques du Meteorologiste. — Toulouse, France, WMO, 1983.

*В. П. Садоков, И. В. Акимов,
Н. Н. Кузнецова, Т. М. Федунова*

СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ЭЛЕМЕНТОВ ПОГОДЫ ВО ВРЕМЯ ПУСКОВ РАКЕТ-НОСИТЕЛЕЙ С КОСМОДРОМА „БАЙКОНУР”

Проблема выявления малых воздействий на атмосферу в момент пуска ракеты-носителя (РН) достаточно сложна, поэтому естественно искать отклик на такие воздействия статистическими методами. Мы приняли во внимание тот факт, что история космонавтики насчитывает уже десятки лет, и за этот период с космодрома „Байконур” произведено более 1000 пусков РН. Все они производились в произвольном порядке и со статистической точки зрения даты пусков представляют собой ряд случайных чисел. Было решено использовать эту информацию для статистической оценки возможного влияния пусков на погоду вдоль траектории полета РН „Протон” и в их окрестностях. Предлагаемая нами методика близка к методу „наложенных эпох” [1].

Применительно к нашей проблеме эту методику можно сформулировать следующим образом. В списке пусков РН за период с 1970 по 1998 г. найдены случаи, когда в течение N дней до и после конкретного пуска не было никаких других пусков. Выборка случаев, соответствующая числу дней N после пуска РН, должна характеризовать возмущенное состояние атмосферы под предполагаемым возможным воздействием продуктов выбросов ракетных двигателей (ПВРД) на ее отдельные параметры. Другую выборку (за N дней до пуска) можно считать невозмущенной, своего рода контрольной.

Из всего имеющегося материала были выбраны 98 случаев для холодного и 99 случаев для теплого периодов года. Выборки для 21 дня были объединены в одну. Вначале шли N дней до пуска, сам день пуска и затем N дней после пуска. Было выбрано $N = 10$ дней. Таким образом, была сформирована матрица данных размером 21×98 для холодного периода и матрица размером 21×99 для теплого периода.

С полученными матрицами был проведен корреляционный анализ для станций Семипалатинск, Караганда и Аральск как

пунктов, близко расположенных к области возможного воздействия пусков РН, и для станций Актюбинск и Москва как контрольных пунктов, далеких от „Байконура” и зоны возможного воздействия. Для каждого из перечисленных пунктов построены матрицы данных для холодного и теплого периодов, в которых был исключен годовой ход. С помощью этих данных вычислены корреляционные матрицы 21×21 , которые должны отражать статистическую связь, например, аномалии средней суточной температуры (разность между наблюдаемой температурой и ее климатической средней) в дни до и после пусков РН за весь рассматриваемый период.

Рассмотрим поведение корреляционных функций (КФ). Нас интересовали строки корреляционной матрицы R , соответствующие номеру 11 — дню пуска РН. График, построенный по данным этой строки (или столбца), дает представление о связи метеорологической величины в дни пусков с этой величиной в каждый из других 20 дней (10 дней до пуска и 10 дней после него). Если предположить, что после пусков РН в атмосфере происходят возмущения, выражающиеся в изменениях метеорологических величин, то КФ относительно дня пуска не будет симметричной, и на участке кривой, описывающем ситуацию после пуска, должны быть видны вторичные максимумы или увеличенные значения достоверной значимости.

На графиках КФ (рис. 1 *a*) для аномалий температуры воздуха в холодный период года видна достаточно хорошая симметрия кривых на первых двух-трех сутках от начала пуска. При больших интервалах кривые ведут себя достаточно случайно (неодинаково до пуска и после). Однако разница слева и справа от дня пуска равна примерно 0,2. Чтобы ответить на вопрос, значимы ли эти отличия, воспользуемся преобразованием Фишера

$$Z = \frac{1}{2} \ln \frac{1+R}{1-R}. \quad (1)$$

Возьмем для примера значения R для 6 суток от дня пуска на ст. Семипалатинск: $R_1 = 0,5$, $R_2 = 0,42$. Для Z -статистики получим: $Z_1 = 0,55$, $Z_2 = 0,45$. Разность $Z_1 - Z_2$ имеет нормальный закон распределения $N\left(0, \sqrt{\frac{1}{n-3}}\right)$, где n — число наблюдений ($n = 98$).

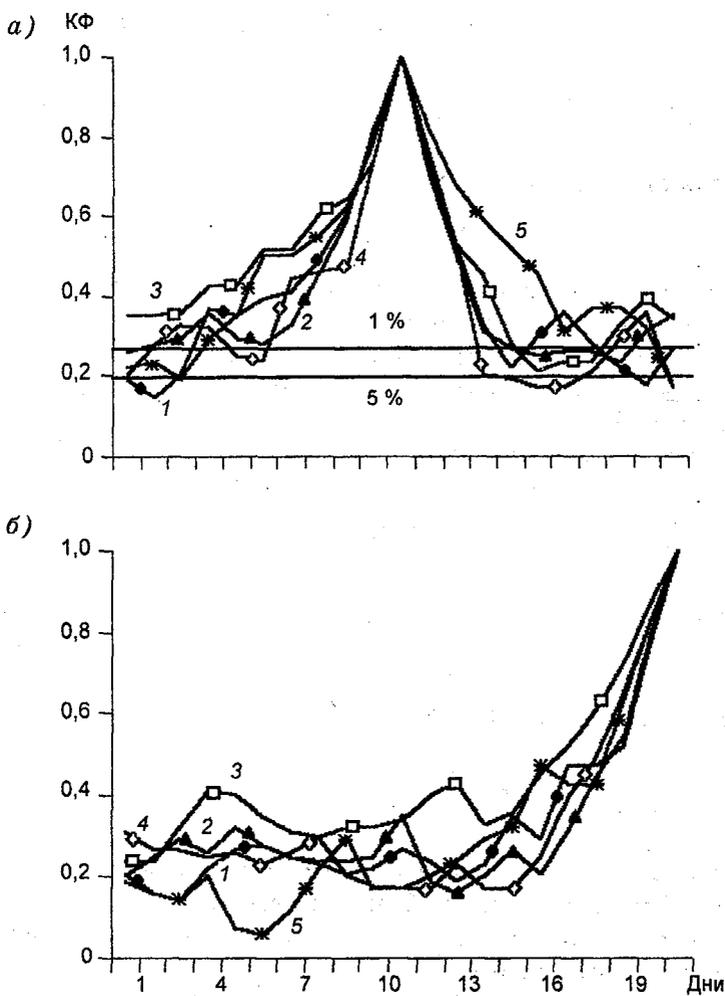


Рис. 1. Корреляционная функция для аномалий температуры воздуха в холодный период года для дня пуска (а) и последнего дня периода (б).

1 — Семипалатинск; 2 — Караганда; 3 — Аральск; 4 — Актыубинск; 5 — Москва.

Доверительный интервал для $Z_1 - Z_2$ оценивается из условия

$$Z_1 - Z_2 - 1,96\sqrt{\frac{1}{n-3}} < \xi_1 - \xi_2 < Z_1 - Z_2 + 1,96\sqrt{\frac{1}{n-3}}, \quad (2)$$

Подставляя $Z_1 - Z_2$ и n , получим

$$-0,1 < \xi_1 - \xi_2 < 0,3.$$

В доверительный интервал попадает нуль. Это говорит о том, что R_1 и R_2 статистически незначимо отличаются друг от друга.

Из условия (2) можно оценить, при каких n и $Z_1 - Z_2$ разность $R_1 - R_2$ будет значима (когда нуль не будет попадать в доверительный интервал).

Значимость будет определяться из условия

$$Z_1 - Z_2 > 1,96\sqrt{\frac{1}{n-3}}. \quad (3)$$

Откуда для $n = 98$

$$Z_1 - Z_2 > 0,2. \quad (4)$$

Теперь из формулы (1) получим

$$\Delta R = \frac{e^{2Z} - 1}{e^{2Z} + 1} - \frac{e^{2Z} - 1}{e^{2Z} + 1}. \quad (5)$$

Допустим, что $Z_2 = 0,4$, тогда из неравенства (4) $Z_1 > 0,6$. Возьмем $Z_1 = 0,65$. Для этих значений Z из выражения (5) получаем $\Delta R \cong \cong 0,2$. Следовательно, в нашем случае значимые различия должны заметно превышать 0,2.

Для оценки значимости КФ воспользуемся параметром Стьюдента [1]. Вычисленная из определенного ряда автокорреляционная функция может быть оценена на достоверность с помощью соотношения

$$R_\alpha > \frac{t\alpha(n)}{\sqrt{N + t^2\alpha(n)}}, \quad (6)$$

где α — уровень значимости, выбираемый исследователем, обычно выбирают $\alpha = 99\%$ или $\alpha = 95\%$; n — число степеней свободы (в нашем случае $n = 98 - 2 = 96$); t — параметр Стьюдента, который для $n = 96$ и $\alpha = 99\%$ равен 2,6. Подставляя эти данные в формулу, получим $R_{99\%} > 0,25$. При 95 %-й значимости $R_{95\%} > 0,20$.

Различия (асимметрия КФ) практически не наблюдаются, и мы должны констатировать тот факт, что взаимосвязь аномалий температуры воздуха до и после пуска РН практически одинакова. Следует отметить, что на „хвостах” поведение КФ малозначимо. Это говорит об отсутствии влияния пусков РН на ст. Семипалатинск. Анализируя подобным образом кривые для других пунктов, мы приходим к аналогичным выводам. Это относится также к контрольным пунктам.

Рассмотрим еще одно семейство графиков. Это будет корреляционная связь аномалий температуры воздуха 21-го дня с аномалиями остальных предшествующих дней. Результаты представлены на рис. 1 б. Можно отметить, что КФ убывает в разных пунктах по-разному. Наиболее интенсивно она убывает для станций Москва и Актюбинск и медленнее для остальных станций. Если оценивать радиус корреляции (первое уменьшение R в e раз), то он определяется значением $R = 0,37$. Для ст. Караганда он составляет порядка 8 дней, ст. Семипалатинск — 6,5 дня, ст. Аральск — 12 дней, а для контрольных пунктов: ст. Москва — 5,5 дня, ст. Актюбинск — 8,5 дня.

По убыванию КФ трудно судить об особенностях связи между аномалиями температуры воздуха по дням. Выделяется только ст. Аральск, для которой пока трудно найти объяснение. Что касается других пунктов, включая контрольные, то за пределами радиуса корреляции КФ для них ведет себя незакономерно, за исключением, может быть, ст. Актюбинск. Обратим внимание, что на станциях Караганда, Аральск и Семипалатинск проявляется особенность, связанная, возможно, с пусками РН, а именно: КФ медленно спадают до дня пуска, а затем уменьшаются сильнее.

Для сравнения аналогичные кривые КФ построены для данных, выбранных таким образом, чтобы в течение 21 дня не было

никаких пусков. Из архива пусков удалось отобрать 32 таких случая. Графики КФ для холодного периода представлены на рис. 2. Из-за малой выборки значения КФ $< 0,45$ являются случайными при 1 %-м уровне, а при 5 %-м уровне это условие уменьшается до 0,37.

В этой связи можно достоверно оценить лишь спад кривой в течение 2—3 дней. Да и то на этом интервале в этом контрольном эксперименте КФ ведут себя менее организованно, чем в варианте с пуском. Странные результаты получились для ст. Аральск. Виной всему, вероятно, малая длина выборки. Эксперимент для 21-го дня этой выборки представлен на рис. 2 б. Сравнение этих кривых с графиками на рис. 1 б показывает, что радиус корреляции для всех станций, кроме ст. Аральск, составляет с учетом значимости КФ около 6 дней. Кривая КФ для ст. Аральск слишком медленно спадает. В течение первых 3 дней кривые КФ при пусках (рис. 1 б) ведут себя так же, как и при отсутствии пусков (рис. 2 б). К сожалению, сравнивать эти графики трудно из-за различий в объемах выборок.

Перейдем к рассмотрению поведения графиков КФ для теплого периода года. На рис. 3 а представлен случай для 11-го дня (дня пуска РН), а на рис. 3 б — для 21-го дня. На рис. 3 а в течение четырех дней не отмечено каких-либо серьезных асимметрий в форме всех кривых. После четырех дней КФ колеблются, но находятся ниже уровня значимости. Поскольку длина выборки в теплый период сравнима для теплого и холодного периодов, то мы также примем для теплого периода условия $R_{кр} > 0,25$ при 1 %-м уровне. Уверенные выводы можно делать по графикам рис. 3 б только в течение трех-четырех дней. На этом интервале кривые спадают немного по-разному для различных пунктов. Это, видимо, связано с климатическими особенностями рассматриваемых пунктов, наиболее удаленных к востоку от космодрома (Аральск, Актюбинск). Кривые медленнее спадают, чем для восточных станций (Семипалатинск, Караганда).

Перейдем к рассмотрению графиков КФ для эталонного случая (отсутствия пусков) в теплый период. Вначале проанализируем графики для 11-го дня (рис. 4 а). На этом графике в течение

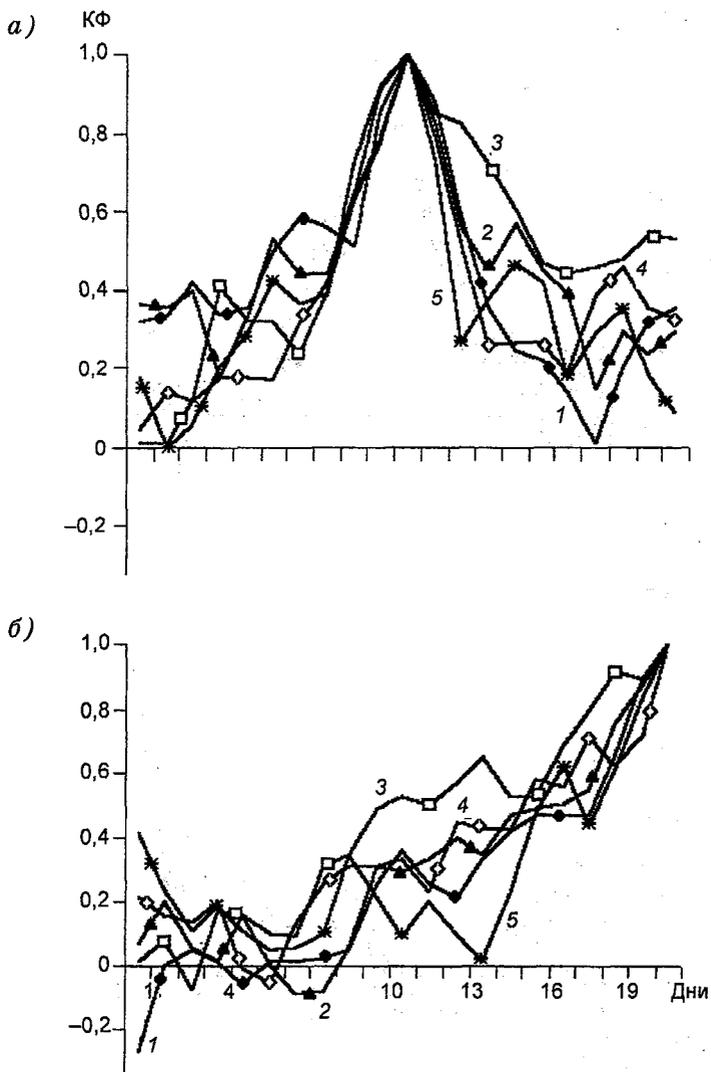


Рис. 2. Корреляционная функция для аномалий температуры воздуха в холодный период года для 11-го (а) и 21-го (б) дней (эталонный вариант).

Усл. обозначения см. на рис. 1.

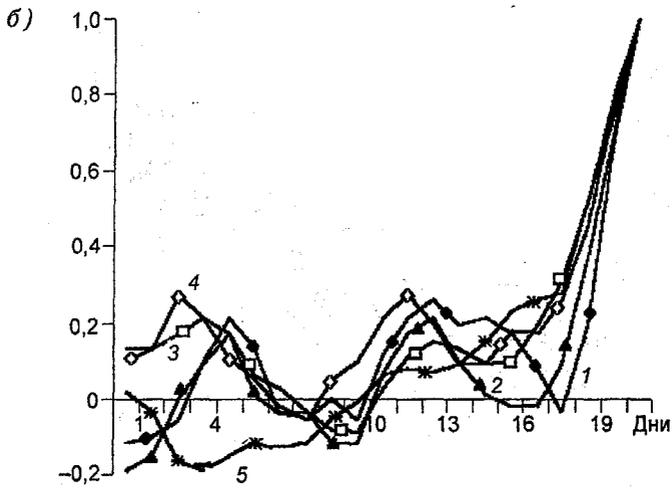
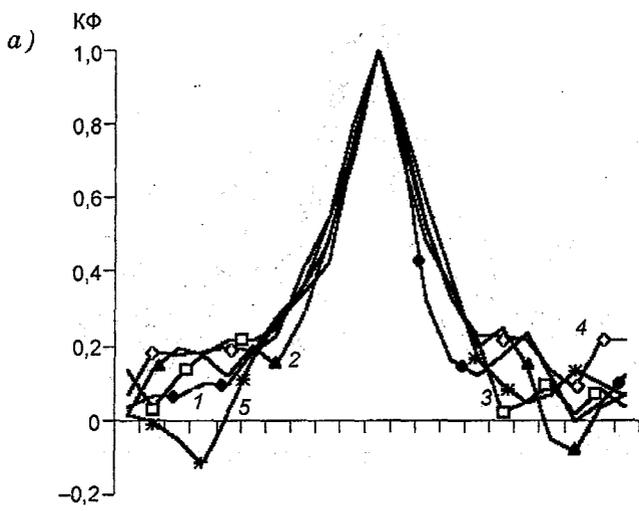


Рис. 3. Корреляционная функция для аномалий температуры воздуха в теплый период года для дня пуска (а) и последнего дня периода (б).
Усл. обозначения см. на рис. 1.

четыре дня после 11-го дня в контрольных пунктах (станции Актюбинск, Москва и Аральск) КФ более несимметрична, чем для станций Семипалатинск и Караганда. На „хвостах” кривых КФ наблюдается случайное поведение, что связано с ненадежностью значений КФ. В общих чертах данная картинка похожа на другие. В частности, необходимо провести сравнение с рис. 3 а. На обоих рисунках выделяются графики для ст. Семипалатинск, они идентичны. Это говорит о том, что на рис. 3 а поведение кривых близко к эталонному случаю, и поэтому нельзя сделать какой-либо вывод об аномальности в поведении КФ из-за пусков РН.

Сравним теперь графики КФ для 21-го дня с предшествующими днями. Поведение кривых в эталонном (рис. 4 б) и исследуемом (рис. 2 б) случаях заметно отличаются. В эталонном варианте кривые КФ быстрее спадают до $\sim 0,3$ на четвертые сутки. На рис. 4 б выделяется ст. Караганда, для которой КФ более крутая, чем для остальных пунктов. По виду кривых на рис. 2 б можно заключить, что наблюдается повышенная связь 21-го дня с предшествующими в варианте с пусками РН.

Анализируя приведенные результаты, можно прийти к заключению о том, что при обычной статистической обработке выбранных нами экспериментов не наблюдаются четкие (сильные) признаки влияния конкретных пусков РН на элементы погоды (пока только температуры воздуха). Возможно, влияние существует, но оно слишком мало и для его выявления необходимы большие выборки (несколько сотен случаев).

Возможен и другой подход. Мы рассматривали температуру воздуха или ее аномалию относительно климатической нормы. Анализ экспериментов говорит о том, что, возможно, сама температура (или ее аномалия) слабо чувствительна к рассматриваемым нами возмущениям. Для частичного ответа на этот вопрос рассмотрим эксперимент не с температурой воздуха, а с суточными тенденциями температуры. Для этой цели были созданы матрицы данных для суточных тенденций температуры размером $20 \times N$, где N — объем выборки.

Аналогично предыдущим экспериментам с использованием вышеописанных матриц данных были рассчитаны КФ для 11-го дня (разность значений температуры 11-го и 12-го дней $T_{11} - T_{12}$) и для 20-го дня ($T_{20} - T_{21}$), которые представлены соответственно

на рис. 5 а и б для теплого периода года. Поведение КФ на этих рисунках говорит об отсутствии связи между тенденциями соседних дней — кривые резко спадают до малых значений. Однако с удаленными днями можно обнаружить определенную связь, физический смысл которой следует объяснить. Так, например, КФ для теплого периода на рис. 5 а имеет значимые значения с тенденциями на 2—5-й день после пуска. Отрицательная корреляция на 2-й день (ниже $-0,20$) отмечается для всех рассматриваемых пунктов, что отражает какой-то общий процесс. При сдвиге влево мы наблюдаем значимые отрицательные значения КФ для станций Аральск, Семипалатинск и Караганда ($\text{КФ} < -0,20$) на 4-й день после пуска РН, а затем кривые для этих пунктов приближаются к значимым положительным значениям на 6—7-й день после пуска.

Прежде чем отождествлять эти всплески КФ с пусками РН, надо посмотреть, как ведут себя кривые в дни до пуска РН. Из графиков на рис. 5 а видно, что КФ до пуска ведут себя так же, как и после пуска. Правда, зона отрицательных (значимых) значений КФ несколько меньше, чем в дни после пуска, а также до пуска кривые лежат довольно близко друг к другу, кроме кривой для ст. Актюбинск.

Перейдем к рис. 5 б. Здесь также обнаруживается отрицательная корреляция со 2—3-м днем, при этом для всех пунктов, кроме станций Аральск и Москва, эти значения КФ значимы. Затем заметна положительная связь тенденции 20-го дня с тенденцией 10-го дня (станции Караганда и Семипалатинск), отрицательная — для 6-го дня на ст. Семипалатинск.

Остановимся на кривых КФ, аналогичных выше рассмотренным, но для холодного периода года (рис. 6). Основной вывод, который можно извлечь из поведения кривых КФ на рис. 6 а, состоит в том, что для всех пунктов ход кривых примерно одинаков. Не наблюдается различий между контрольными и остальными пунктами. Более того, основные данные лежат в области случайного распределения. Исключение составляет ст. Москва, на которой отмечается значимая корреляция ($\text{КФ} = -0,32$). На рис. 6 б пики КФ слегка превышают доверительный 5 %-й интервал, кроме корреляции со 2-м днем (20-го с 18-м днем). Здесь все пункты имеют минимум, поэтому не может быть связи с пусками РН.

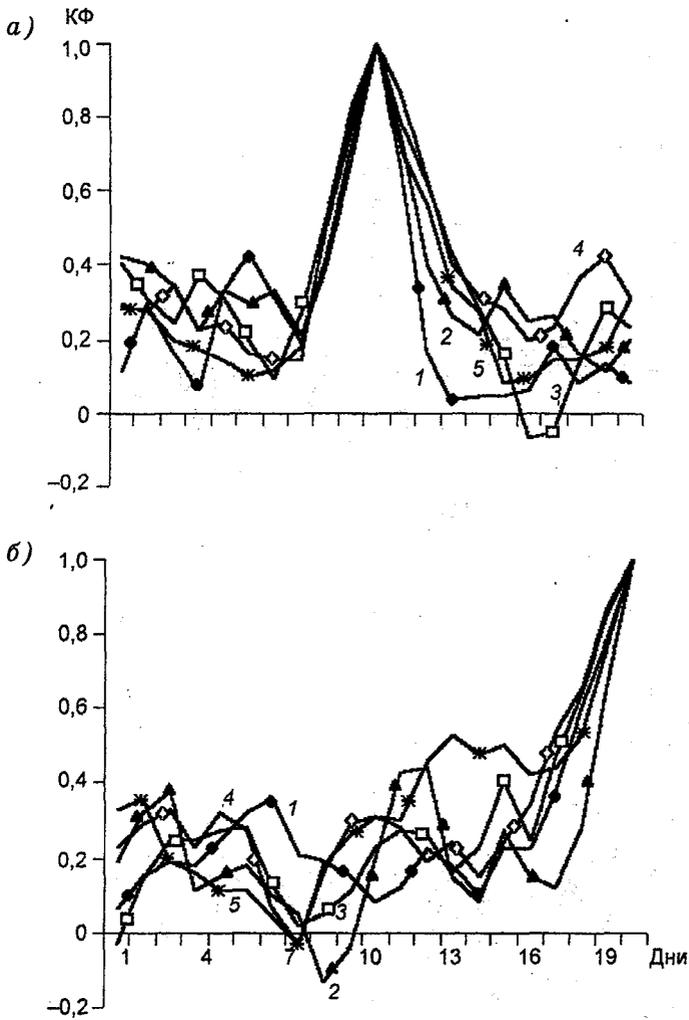


Рис. 4. Корреляционная функция для аномалий температуры воздуха в теплый период года для 11-го (а) и 21-го (б) дней.

Усл. обозначения см. на рис. 1.

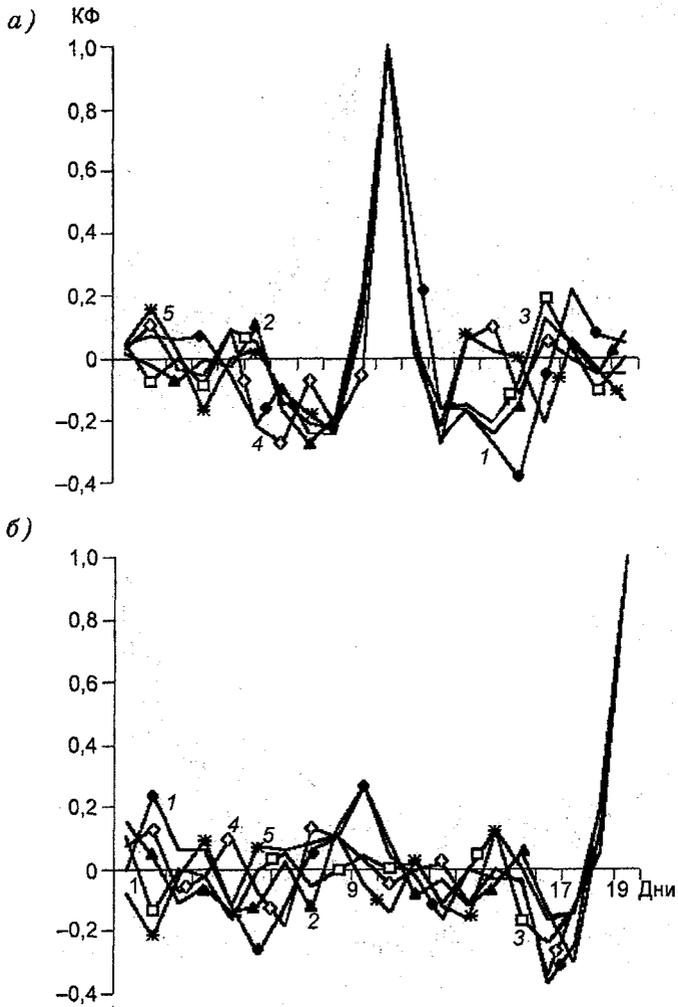


Рис. 5. Корреляционная функция для суточных тенденций температуры воздуха в теплый период года для дня пуска (а) и 20-го дня (б).

Усл. обозначения см. на рис. 1.

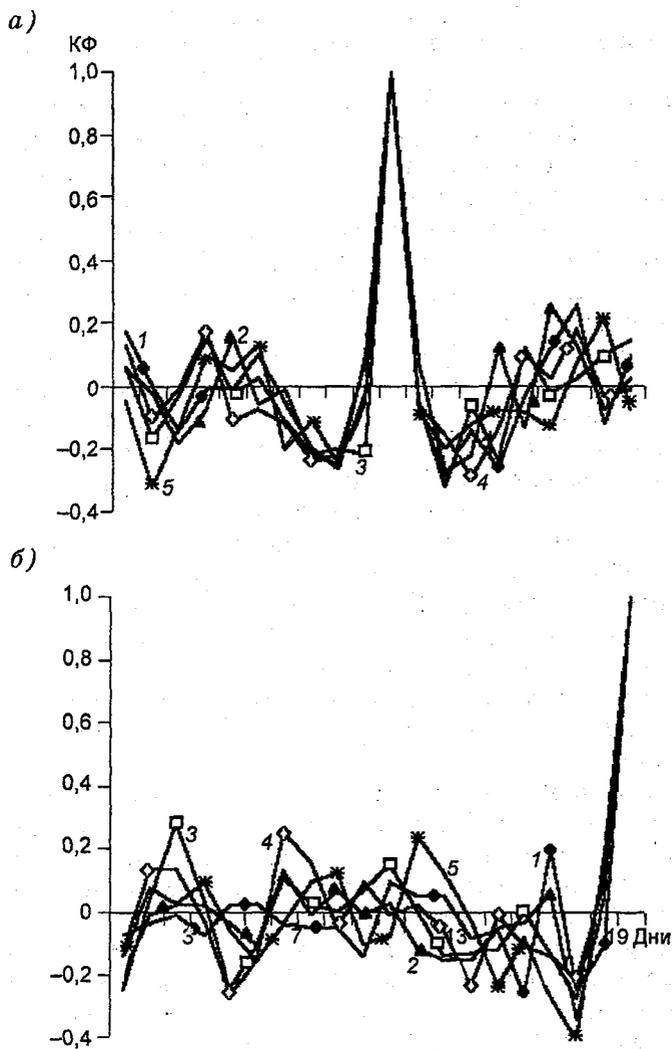


Рис. 6. Корреляционная функция для суточных тенденций температуры воздуха в холодный период года для дня пуска (а) и 20-го дня (б).

Усл. обозначения см. на рис. 1.

Как было показано ранее, анализ поведения КФ позволяет сделать вывод о возможном влиянии пусков РН только в теплый период года. Для большей убедительности этого факта были рассчитаны средние значения аномалий температуры воздуха (АТ) и их тенденции (DT) для всех рассмотренных нами вариантов.

Остановимся сначала на анализе средних аномалий температуры воздуха и их средних квадратических отклонений (СКО) (рис. 7, 8) для теплого и холодного периодов года. Средние значения АТ получились небольшими (приблизительно $1\text{ }^{\circ}\text{C}$), что не выходит за пределы уровня 1% -й значимости. При этом дисперсии оказываются довольно значительными, что говорит о большой изменчивости АТ внутри выборки. В отличие от теплого периода, в холодном все значения заметно выше из-за большей природной изменчивости. Если вопреки низкой значимости средних значений АТ попробовать все же проанализировать их ход в течение рассматриваемого периода, то обращают на себя внимание пики кривых для станций Семипалатинск и Караганда в день пуска РН. При этом в холодное время мы имеем пик положительной АТ ($0,7\text{--}1,2\text{ }^{\circ}\text{C}$), а в теплое — резкое падение АТ до нуля. Связаны ли эти пики с пусками РН, необходимо выяснить с помощью дополнительных исследований. Мы попытались сравнить эти результаты с более чувствительной характеристикой — DT. В холодный и теплый периоды года поведение средних значений DT (рис. 9) имеет явно случайный характер с большими абсолютными значениями в холодное время. В теплый период наблюдаются пики отрицательных значений DT для станций Семипалатинск и Караганда на следующий день после пуска РН. Однако отнести их к воздействию пуска неверно из-за малых значений DT и аналогичного пика для ст. Москва, что никак нельзя связать с пусками РН.

Наконец, рассмотрим поведение средних значений АТ и DT для эталонного варианта. В теплое время года (рис. 10 а) значения АТ не превышают $1,7\text{ }^{\circ}\text{C}$, что не выходит за пределы 1% -го уровня значимости. Однако хотелось бы обратить внимание на некоторую закономерность в поведении средних значений АТ, заключающуюся в их росте в первые 3—4 дня, затем в монотонном убывании положительных значений АТ с 1-го по 18—19-й день и последующем росте АТ. Это имеет место для всех станций, кроме ст. Москва. Если сравнивать эти кривые с графиками

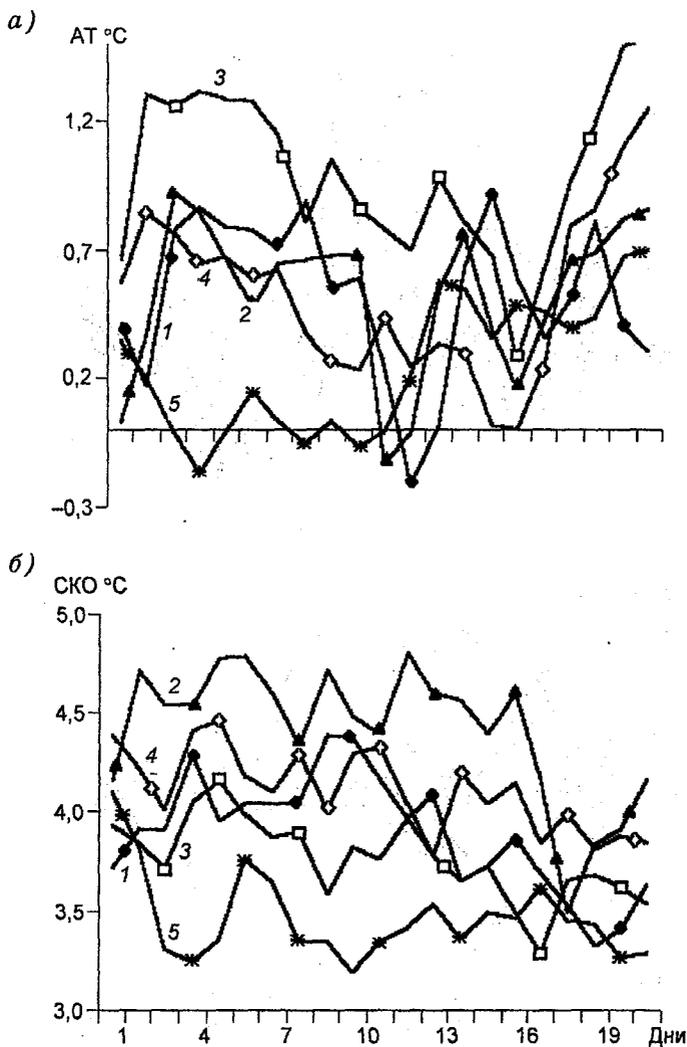


Рис. 7. Изменение средних по выборке аномалий температуры воздуха (АТ) (а) и СКО для аномалий температуры воздуха (б) в теплый период года.

Усл. обозначения см. на рис. 1.

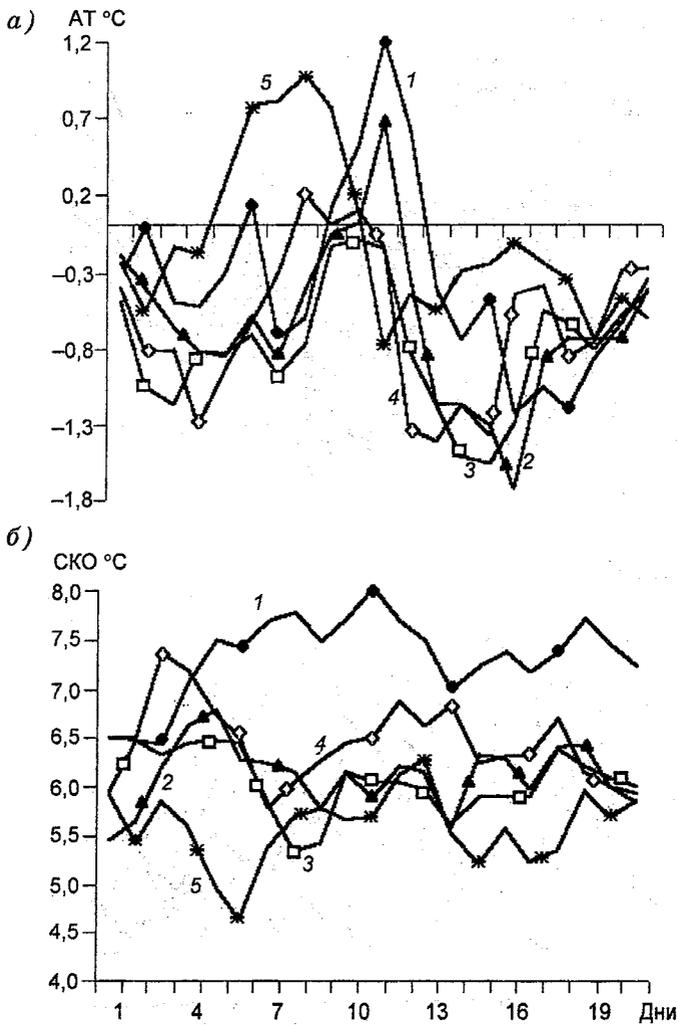


Рис. 8. Изменение средних по выборке аномалий температуры воздуха (АТ) (а) и СКО для аномалий температуры воздуха (б) в холодный период года.

Усл. обозначения см. на рис. 1.

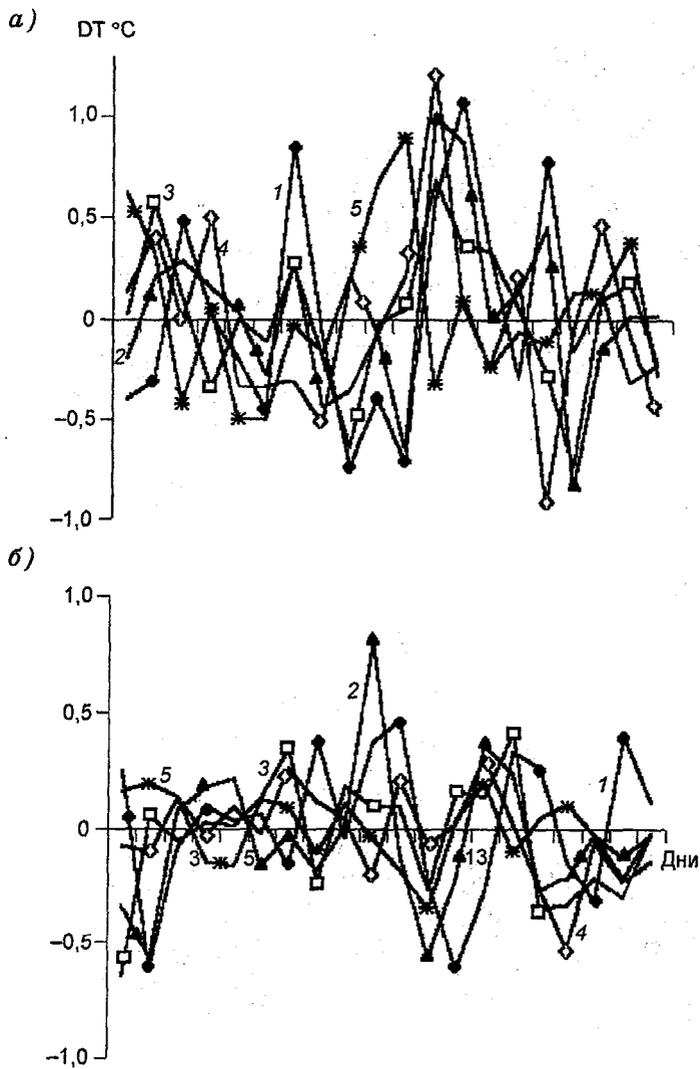


Рис. 9. Изменение средних по выборке тенденций температуры воздуха (DT) в холодный (а) и теплый (б) периоды года.
Усл. обозначения см. на рис. 1.

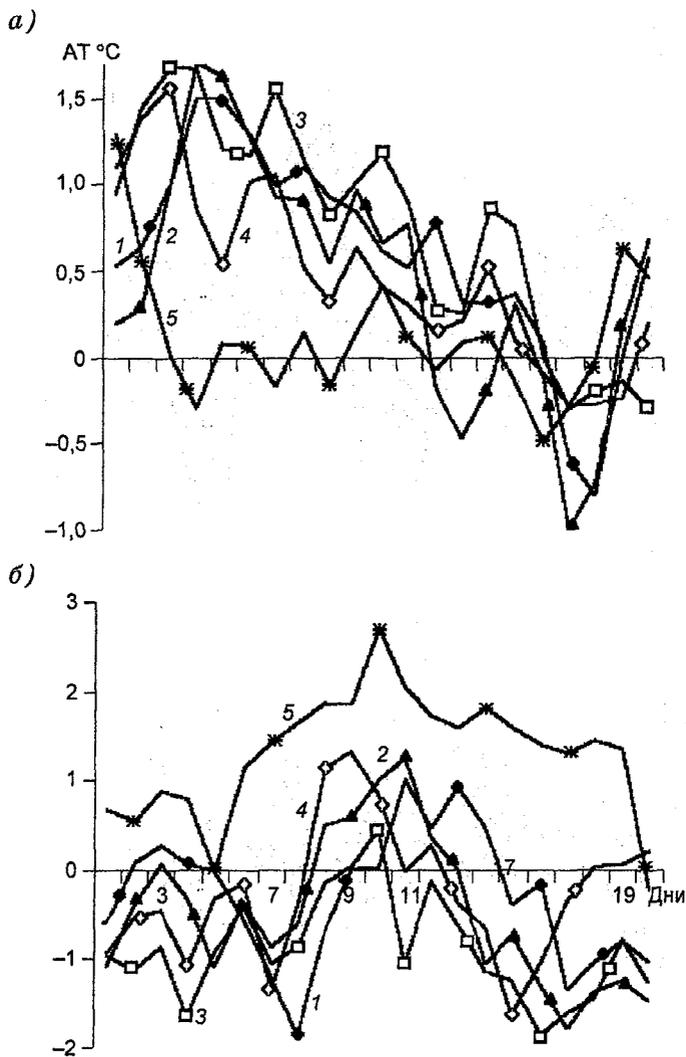


Рис. 10. Изменение средних по выборке аномалий температуры воздуха (АТ) в теплый (а) и холодный (б) периоды года (эталонный вариант).

Усл. обозначения см. на рис. 1.

средних значений АТ для варианта с пусками РН (рис. 7 а), то наблюдается некоторое подобие в поведении кривых АТ, особенно в первую половину периода. Заметим, что для контрольных пунктов (станций Аральск, Актюбинск и Москва) ход кривых более похож. Наибольшее различие прослеживается для станций Семипалатинск и Караганда, где минимум средних значений АТ (рис. 7 а) смещается ко дню пуска РН, хотя вторичный минимум остается примерно в те же дни, что и на эталонном графике. Эти различия говорят в пользу возможного проявления какого-то механизма влияния пусков РН на ход температуры воздуха в пунктах, лежащих вблизи трассы прохождения РН и траекторий переноса продуктов деятельности РН.

Перейдем к холодному периоду, для которого графики средних значений АТ представлены на рис. 10 б. Выделяется кривая для ст. Москва с увеличенными (по сравнению с другими станциями) значениями АТ. Причина этого, видимо, в короткой выборке для эталона (45 случаев). Что касается остальных станций, то общий характер поведения кривых в эталонном и пусковом вариантах похож. В обоих вариантах максимумы и минимумы приходятся примерно на одни и те же дни. Более скрупулезно сравнивать эти графики нельзя, так как у них разные выборки, разные доверительные интервалы.

В результате исследований сделаны следующие выводы.

1. На графиках КФ обнаружены признаки возможной связи тенденций температуры в день пуска РН и в определенные дни после пуска РН. В полях температуры воздуха, вероятно, существует слабый отклик (сигнал), связанный с последствиями пусков РН. Этот сигнал в холодный период года сильно подавляется естественной повышенной изменчивостью температуры воздуха, и поэтому его трудно обнаружить как в поведении КФ, так и в средних значениях АТ и их ДТ. Однако в теплый период в силу пониженной изменчивости изучаемой характеристики можно заметить слабые сигналы, вызванные пусками РН. Выявленные сигналы обнаруживаются лишь при статистическом анализе специально организованной выборки данных. Если же рассматривать непрерывную выборку, обычно применяемую, например, при расчетах норм и статистического прогноза, то сигнал становится сравним с ошибками расчета, и мы его не прослеживаем. Это было нами продемонстрировано в работе [2] при попытках

увидеть какие-то изменения в климатических данных, связанные с пусками РН.

2. Так как значимые значения КФ все же не слишком велики, необходимо убедиться в устойчивости этих результатов путем повторных расчетов корреляционных матриц с другими выборками. Такая возможность существует, и ее можно в ближайшем будущем осуществить за счет расширения выборки за период 1958—1969 гг.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Пановский Г. А., Брайер Г. В. Статистические методы в метеорологии. — Л.: Гидрометеиздат, 1967. — С. 241.

2. Динамика изменений температуры воздуха по десятилетиям на территории Казахстана / В. П. Садоков, В. Ф. Козельцева, Н. Н. Кузнецова, Т. М. Федунова // Тр. Гидрометцентра России. — 2001. — Вып. 336. — С. 78—93.

**ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ КРУПНОМАСШТАБНОГО РЕЛЬЕФА
НА ИЗМЕНЧИВОСТЬ
ПРИЗЕМНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА, ОСАДКОВ
И ГЕОПОТЕНЦИАЛА В СЕВЕРНОМ ПОЛУШАРИИ**

В последние годы широкое распространение получило моделирование климата Земли с помощью моделей общей циркуляции атмосферы (ОЦА). Оценка их качества часто проводится при сравнении модельных и природных значений полей исследуемых метеорологических величин: температуры, осадков, давления и геопотенциала. Чтобы оценить точность модельных расчетов, необходимо знать природную изменчивость этих величин, которая, в свою очередь, зависит от нескольких факторов. По оценкам авторов [5], вклад годового хода и пространственного распределения средней месячной температуры воздуха составляет 85 % ее суммарной изменчивости. Из них около 50 % изменчивости приходится на годовой ход и около 30 % — на широтный. Вместе с тем существует еще один постоянно действующий фактор, влияние которого в данной работе не оценивалось, — это орография подстилающей поверхности. Исследование пространственной изменчивости температуры воздуха в зависимости от рельефа местности для части территории США проведено в [7]. В этой работе изучались возможности прогнозирования полей температуры и осадков на основе статистических моделей — регрессионных связей, полученных с учетом особенностей рельефа. Основная идея состояла в установлении отдельных регрессионных зависимостей для районов с постоянной (квазиоднородной) изменчивостью. Исследовались различия в диапазонах изменчивости максимальных средних суточных значений температуры и определенных климатических индексов, при этом было получено, что большинство параметров статистических моделей топографически зависимы.

В нашу задачу входило исследование глобальной изменчивости приземной температуры воздуха, осадков и геопотенциала поверхности 500 гПа, ее сезонного хода и связи с крупномасштабной орографией суши. Данные о полях метеорологических

величин были получены из работ [1—3], а данные о крупномасштабном рельефе — из [6]. Чтобы исключить влияние широтного хода изменчивости, рассматривались значения для каждого широтного круга отдельно. Данные снимались вдоль широтных кругов 75, 60, 45, 30 и 15° с. ш. через каждые 10° по параллели. Для исключения годового хода изменчивости брались значения для центральных месяцев лета и зимы — июля и января. Для температуры и геопотенциала это были стандартные отклонения средних месячных значений, а для осадков — коэффициент вариации, оценивающий стандарт сумм осадков в долях нормы, т. е. изменчивость аномалий месячных сумм осадков. Следует отметить, что временные ряды, по которым оценивалась изменчивость, были разной длины: 1891—1976 гг. для температуры, 1891—1975 гг. для осадков, 1949—1979 гг. для геопотенциала.

Таким образом, были получены значения временной изменчивости в интересующих нас точках северного полушария. На рисунке представлено распределение крупномасштабного рельефа и изменчивость приземной температуры воздуха по широтам через 15° с севера на юг: 75, 60, 45, 30 и 15° с. ш. На графиках хорошо виден широтный ход изменчивости — увеличение ее от экватора к полюсу, и сезонный ход — разница значений для января и июля, который также увеличивается от экватора к полюсу. Аналогичные графики были получены для изменчивости осадков и геопотенциала поверхности 500 гПа. Чтобы оценить влияние орографии на изменчивость указанных метеорологических величин, находили коэффициент парной корреляции, значения которого представлены в таблице. Число коррелируемых пар, или длина выборки, менялось от 32 до 38.

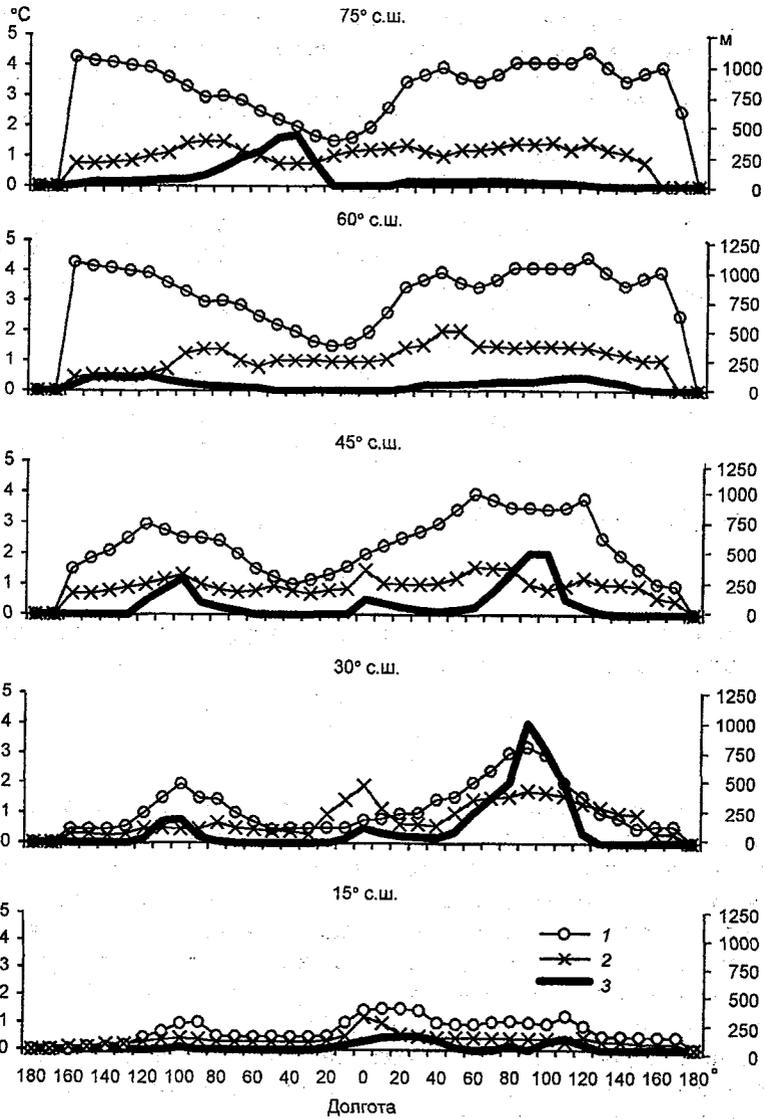
Значимость полученных коэффициентов корреляции проверялась по известному преобразованию Фишера

$$Z = \frac{1}{2} \ln(1+r)/(1-r) \quad (1)$$

и оценке его дисперсии

$$Q^2 = 1/(N-3), \quad (2)$$

где N — длина ряда.



Изменчивость стандартных отклонений температуры (°C) по широтам в январе (1) и июле (2).

3 — высота (м) крупномасштабного рельефа.

Значения коэффициента корреляции между крупномасштабным рельефом и изменчивостью метеорологических величин

Северная широта, ...°	Месяц	Температура воздуха	Осадки	Геопотенциал
75	Январь	0,37	0,28	0,39
	Июль	-0,07	0,10	0,29
60	Январь	0,75	0,64	0,24
	Июль	0,15	0,21	-0,02
45	Январь	0,57	0,56	0,47
	Июль	0,39	0,28	0,32
30	Январь	0,87	0,89	0,50
	Июль	0,67	0,48	0,31
15	Январь	0,79	0,71	0,62
	Июль	0,63	0,54	0,49

Находим табличные значения вероятности [5] Φ :

$$\Phi = Z/Q. \quad (3)$$

Вероятность того, что найденный коэффициент корреляции не случаен, определяется формулой

$$P = \frac{1}{2}(1 - \Phi). \quad (4)$$

Если коэффициент корреляции по абсолютной величине превышает $2Q$, то вероятность того, что он возник из некоррелированной совокупности, составляет менее 1 %, и его можно считать значимым. Доверительной границей для 1 %-го уровня значимости является коэффициент корреляции, равный 0,45. Как видно из приведенной таблицы, значимая корреляция для стандартных отклонений приземной температуры воздуха наблюдается зимой (январь) и увеличивается от экватора к полюсу. Летом значимая корреляция дисперсии температуры с рельефом наблюдается только в тропиках и субтропиках. Осадки значимо коррелируют с крупномасштабным рельефом только в зимний период, начиная с 60° с. ш. к экватору значения коэффициента корреляции возрастают. Поле геопотенциала поверхности 500 гПа коррелировано с орографией меньше всего, хотя рост

корреляции с севера на юг также заметен. Очевидно, что корреляция геопотенциала с крупномасштабным рельефом будет возрастать по мере приближения к поверхности земли. В пользу значимости найденных корреляций говорит и тот факт, что наибольшие значения коэффициентов корреляции наблюдаются на 30° с. ш., где изменчивость рельефа наибольшая.

Все вышесказанное позволяет сделать вывод о существенной зависимости названных метеорологических величин от крупномасштабного рельефа. Наиболее отчетливо эта зависимость прослеживается зимой, когда дисперсия метеорологических величин максимальная. Вместе с тем широтный ход изменчивости влияет на связь с орографией в противоположную сторону, т. е. наибольшая корреляция наблюдается в тропиках, где дисперсия исследуемых метеорологических величин наименьшая. Можно предположить, что основным фактором, влияющим на изменчивость названных величин в высоких широтах, является интенсивный теплообмен на границе море—лед, где наблюдаются наибольшие значения стандартных отклонений.

Полученные результаты позволяют косвенно оценить вклад крупномасштабного рельефа в климатообразующие процессы в зависимости от географической широты. Кроме того, можно сделать вывод о целесообразности выделения орографически однородных районов при так называемом даунскеллинге, т. е. построении статистических моделей на основе полей метеорологических величин, рассчитанных по моделям ОЦА. Проведенный анализ позволяет также определить требования к точности методических прогнозов. Очевидно, что, например, методический прогноз средней месячной температуры для тропиков в летнее время вряд ли будет заметно лучше климатического, так как пространственная и временная изменчивость метеорологических величин мала и в основном определяется постоянно действующими факторами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Апасова Е. Г., Груза Г. В. Данные о структуре и изменчивости климата. Осадки. Северное полушарие. — Обнинск, 1982. — 211 с.
2. Глобальная модель общей циркуляции атмосферы и верхнего слоя океана ГГО / В. Е. Шнейров, В. П. Мелешко, А. П. Соколов и др. // Тр. ГГО. — 1997. — Вып. 544. — С. 3—123.

3. Груза Г. В., Клещенко Л. К. Данные о структуре и изменчивости климата. Геопотенциал поверхности 500 гПа и некоторые характеристики циркуляции. Северное полушарие. — Обнинск, 1982. — 217 с.

4. Груза Г. В., Ранькова Э. Я. Данные о структуре и изменчивости климата. Температура воздуха на уровне моря. Северное полушарие. — Обнинск, 1979. — 201 с.

5. Груза Г. В., Ранькова Э. Я. Структура и изменчивость наблюдаемого климата. Температура воздуха Северного полушария. — Л.: Гидрометеиздат, 1980. — 71 с.

6. Романовский В. И. Элементарный курс математической статистики. — М.: Госпланиздат, 1939. — 356 с.

7. *Spatial variability and interpolation of stochastic weather simulation model parameters* / G. L. Johnson, C. Daly, G. H. Taylor, C. L. Hanson // *J. App. Meteorol.* — 2000. — Vol. 39. — P. 778—796.

**СИНХРОННЫЕ СВЯЗИ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА
НА АРКТИЧЕСКОМ ПОБЕРЕЖЬЕ РОССИИ
С АНОМАЛИЯМИ H_{700}
В АТЛАНТИКО-ЕВРОПЕЙСКОМ СЕКТОРЕ**

Целями настоящей работы являются оценка вклада циркуляционных факторов в межгодовую изменчивость температуры воздуха на арктическом побережье России и определение форм циркуляции, оказывающих наибольшее воздействие на температуру в различные сезоны.

Для характеристики температуры воздуха использовались ряды ее средних месячных значений за 1950—2001 гг. на гидрометеорологических станциях Мурманск, Архангельск, Канин Нос, Нарьян-Мар, Марресаля и Диксон, расположенных на арктическом побережье от Кольского полуострова до п-ова Таймыр и отражающих, таким образом, ослабление влияния Атлантики (табл. 1).

В сентябре—мае, когда преобладает адвекция с запада и различия между станциями обуславливаются главным образом степенью трансформации атлантического воздуха при его движении к востоку, временной ход температуры на станциях очень схож (табл. 2). Летом, когда значительно возрастает роль солнечной радиации и свойств подстилающей поверхности, температурное поле становится достаточно мозаичным, что отражается и на значениях коэффициентов корреляции, и на радиусе значимой корреляции.

Аномалии H_{700} представлены рядами средних месячных индексов дальних связей северного полушария за 1950—2001 гг. по данным NOAA NCEP CPC [4]. Эти индексы характеризуют низкочастотную изменчивость типовых полей аномалий H_{700} , определяющих интенсивность и знак зональной и меридиональной составляющих ведущего потока на поверхности 700 гПа, в частности интенсивность западного переноса и среднее месячное положение гребней и ложбин волн России. Для анализа региональных особенностей были отобраны только те моды, линейная комбинация которых может интерпретироваться в терминах

аномалии H_{700} и аномалии ведущего потока на этом уровне в атлантико-европейском секторе. Конечно, это несколько ограничивает исследование и не позволяет анализировать дальние связи между регионом и удаленными областями, но вполне отвечает целям работы.

В ходе предварительного корреляционного анализа было отобрано пять индексов дальних связей (аббревиатуры приведены согласно [4]): полярная область—Евразия (POL), Северо-Атлантическое колебание (NAO), Восточная Атлантика—Западная Россия (EA/WR), Скандинавия (SCA) и Восточная Атлантика (EA). Детальное описание этих мод приводится в [3, 7]. В терминах аномалий ведущего потока над исследуемым районом эти моды имеют свои региональные особенности.

Индекс POL описывает чисто зональный компонент аномалии ведущего потока. Его положительная (отрицательная) фаза соответствует усилению (ослаблению) западного переноса над северо-западной Евразией и прилегающей акваторией Северного Ледовитого океана.

Индекс NAO также характеризует интенсивность западного переноса. Над исследуемой территорией характеризуемый NAO западный ведущий поток имеет небольшую южную составляющую.

Индекс EA/WR описывает положение гребней и ложбин волн Россби. Его положительная фаза соответствует гребню с осью Северное море—Апеннинский полуостров и ложбине с меридионально направленной осью, проходящей над Западной Сибирью. Этой фазе соответствует северо-западный ведущий поток над исследуемым районом. При отрицательной фазе гребень и ложбина меняются местами, что определяет юго-западное направление ведущего потока.

Индекс SCA довольно похож на EA/WR, но при положительной (отрицательной) фазе ложбина (гребень) располагается над Восточной Европой, что делает ее влияние достаточно сложным — даже небольшие зональные смещения приводят к смене знака меридиональной составляющей.

Положительная (отрицательная) фаза EA ассоциируется с очень слабо выраженным гребнем (ложбиной) над Северной Европой, что определяет слабый западно-северо-западный (западно-юго-западный) перенос над районом.

Таблица 1

Средняя месячная и годовая температура воздуха (числитель)
и ее стандартное отклонение (знаменатель) (°С) за 1950—2001 гг.

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Мурманск	$\frac{-10,7}{3,1}$	$\frac{-10,6}{3,9}$	$\frac{-6,1}{3,0}$	$\frac{-1,45}{2,0}$	$\frac{3,5}{1,8}$	$\frac{9,3}{1,9}$	$\frac{12,6}{2,1}$	$\frac{11,1}{1,4}$	$\frac{6,5}{1,4}$	$\frac{0,8}{2,1}$	$\frac{-5,1}{2,7}$	$\frac{-8,6}{3,7}$	$\frac{0,2}{1,1}$
Архангельск	$\frac{-13,5}{4,4}$	$\frac{-11,8}{4,2}$	$\frac{-6,5}{3,3}$	$\frac{0,1}{2,7}$	$\frac{6,4}{2,3}$	$\frac{12,9}{2,1}$	$\frac{15,8}{2,2}$	$\frac{13,4}{1,5}$	$\frac{7,7}{1,7}$	$\frac{1,5}{2,1}$	$\frac{-5,1}{3,2}$	$\frac{-9,8}{4,4}$	$\frac{1,0}{1,2}$
Канин Нос	$\frac{-8,8}{3,0}$	$\frac{-10,0}{3,6}$	$\frac{-7,8}{3,1}$	$\frac{-5,0}{2,5}$	$\frac{-0,7}{1,5}$	$\frac{4,5}{1,8}$	$\frac{8,8}{2,3}$	$\frac{8,3}{1,4}$	$\frac{5,7}{1,1}$	$\frac{1,6}{1,7}$	$\frac{-2,5}{2,0}$	$\frac{-5,9}{2,9}$	$\frac{-0,9}{1,2}$
Нарьян-Мар	$\frac{-17,9}{4,4}$	$\frac{-17,4}{5,2}$	$\frac{-12,5}{4,9}$	$\frac{-7,0}{4,3}$	$\frac{-0,1}{2,6}$	$\frac{7,9}{2,5}$	$\frac{13,2}{2,6}$	$\frac{10,4}{1,7}$	$\frac{5,4}{1,5}$	$\frac{-1,9}{2,7}$	$\frac{-10,2}{4,4}$	$\frac{-13,8}{5,0}$	$\frac{-3,6}{1,5}$
Марресале	$\frac{-21,6}{4,2}$	$\frac{-22,4}{4,9}$	$\frac{-13,5}{4,9}$	$\frac{-13,0}{4,4}$	$\frac{-5,4}{2,1}$	$\frac{1,9}{1,9}$	$\frac{7,2}{2,2}$	$\frac{6,8}{2,0}$	$\frac{3,3}{1,5}$	$\frac{-4,7}{2,9}$	$\frac{-13,9}{5,0}$	$\frac{-17,4}{4,7}$	$\frac{-8,0}{1,4}$
Диксон	$\frac{-26,3}{3,8}$	$\frac{-26,4}{4,6}$	$\frac{-23,3}{3,8}$	$\frac{-17,4}{3,5}$	$\frac{-8,6}{1,8}$	$\frac{-0,0}{1,2}$	$\frac{4,6}{1,7}$	$\frac{4,7}{1,9}$	$\frac{1,1}{1,7}$	$\frac{-8,4}{3,5}$	$\frac{-18,5}{4,7}$	$\frac{-22,8}{4,5}$	$\frac{-11,7}{1,3}$

Таблица 2

Синхронные корреляции между средними месячными значениями температуры воздуха на станциях

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Мурманск												
Архангельск	0,74	0,82	0,85	0,77	0,83	0,79	0,86	0,77	0,79	0,83	0,75	0,80
Канин Нос	0,81	0,82	0,86	0,83	0,73	0,65	0,78	0,59	0,80	0,83	0,83	0,71
Нарьян-Мар	0,57	0,80	0,68	0,73	0,51	0,27	0,67	0,32	0,69	0,75	0,67	0,73
Маррессаля	0,37	0,57	0,58	0,54	0,31	-0,13	0,10	-0,05	0,39	0,54	0,44	0,54
Диксон	0,28	0,37	0,53	0,37	0,25	-0,16	-0,33	-0,06	0,12	0,43	0,36	0,36
Архангельск												
Канин Нос	0,80	0,76	0,87	0,79	0,73	0,73	0,90	0,69	0,78	0,82	0,78	0,80
Нарьян-Мар	0,77	0,76	0,85	0,78	0,67	0,57	0,83	0,63	0,76	0,78	0,74	0,85
Маррессаля	0,51	0,52	0,76	0,63	0,44	0,08	0,22	0,18	0,39	0,61	0,52	0,63
Диксон	0,43	0,41	0,64	0,49	0,16	0,00	-0,18	0,20	0,06	0,47	0,40	0,41
Канин Нос												
Нарьян-Мар	0,81	0,89	0,90	0,91	0,86	0,77	0,85	0,78	0,89	0,87	0,89	0,84
Маррессаля	0,62	0,75	0,80	0,75	0,69	0,33	0,32	0,45	0,67	0,74	0,74	0,62
Диксон	0,45	0,51	0,70	0,59	0,48	0,21	-0,18	0,01	0,30	0,50	0,64	0,37
Нарьян-Мар												
Маррессаля	0,84	0,83	0,90	0,91	0,86	0,67	0,53	0,71	0,74	0,85	0,88	0,84
Диксон	0,64	0,55	0,77	0,74	0,48	0,35	-0,05	0,24	0,36	0,59	0,69	0,61
Маррессаля												
Диксон	0,82	0,80	0,85	0,89	0,60	0,57	0,35	0,48	0,72	0,81	0,85	0,77

Среди отобранных мод только NAO отчетливо выражен в течение всего года. Все остальные не проявляются летом, а POI наблюдается только в декабре—феврале.

Связи аномалий температуры и аномалий H_{700} , представленных индексами дальних связей северного полушария, исследовались с помощью регрессионного анализа [2]. Для каждой станции и каждого месяца методом пошаговой множественной линейной регрессии определялось уравнение регрессии. В уравнении оставлялись только индексы, значимые на 5 %-м уровне с учетом автокорреляции в анализируемых рядах. Адекватность выбранной регрессионной модели реальным зависимостям определялась по отсутствию автокорреляции в остатках (тест Дарбина—Уотсона). Коэффициенты регрессии представлялись в нормированном виде.

Результаты регрессионного анализа показаны в табл. 3. Летние календарные месяцы в таблице пропущены, так как большинство из выбранных низкочастотных мод в этот сезон не проявляются, а только NAO, и даже с включением в анализ East Atlantic Jet, как правило, не обеспечивают детерминации, превышающей 0,1. Зимой низкочастотные колебания объясняют 30—40 % дисперсии средней месячной температуры. Эти цифры аналогичны результатам, полученным в предыдущих работах [5, 6 и др.], и вполне ожидаемы, так как зимний приход солнечной радиации пренебрежимо мал, и циркуляционные факторы играют основную роль в изменчивости температуры. Однако в переходные сезоны связи имеют не только тот же порядок, что и зимой, но, как правило, становятся более тесными — циркуляционные факторы объясняют 40—50 % изменчивости температуры. Этот рост обуславливается значительным вкладом меридиональной составляющей, обеспечиваемой квазистационарными волнами Россби, в то время как вклад зональной циркуляции также остается достаточно значимым.

Этот факт имеет природное объяснение. Средняя месячная температура зимой определяется балансом воздействия воздушных масс трех типов: теплого влажного атлантического воздуха с запада и западо-юго-запада в теплых секторах циклонов, прохладного воздуха с Баренцева моря, приходящего с северо-запада в тыловых частях циклонов, и очень холодного континентального воздуха, поступающего с востока. Термины „теп-

Таблица 3

Результаты регрессионного анализа: нормированные коэффициенты регрессии при индексах дальних связей a , нормированный 95 %-й доверительный интервал δ , коэффициент детерминации R^2 , стандартная погрешность σ_e , статистика Дарбина—Уотсона DW

Месяц	Станция	a_{NAO}	a_{POL}	$a_{EA/WR}$	a_{SCA}	a_{EA}	δ	R^2	σ_e	DW
Январь	Мурманск	0,27	0,49	—	0,34	—	0,23	0,42	2,32	1,44
	Архангельск	0,37	0,43	-0,38	—	—	0,23	0,42	3,45	1,40
	Канин Нос	0,38	0,33	-0,32	0,29	—	0,25	0,34	2,34	1,65
	Нарьян-Мар	0,49	—	-0,53	—	—	0,22	0,47	3,15	1,68
	Марресала	0,32	—	-0,44	—	—	0,26	0,27	3,57	1,88
Февраль	Диксон	—	0,33	—	-0,44	—	0,25	0,30	3,25	2,25
	Мурманск	0,34	0,48	—	—	—	0,24	0,37	3,19	1,64
	Архангельск	0,37	0,44	—	—	—	0,24	0,35	3,51	1,69
	Канин Нос	0,44	0,41	—	—	—	0,23	0,40	2,86	1,92
	Нарьян-Мар	0,42	0,31	—	—	-0,25	0,25	0,36	4,31	1,84
Март	Марресала	0,39	0,27	—	—	-0,39	0,23	0,41	3,86	2,09
	Диксон	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Мурманск	0,50	—	-0,25	—	—	0,24	0,34	2,53	2,14
	Архангельск	0,59	—	-0,37	-0,25	—	0,22	0,51	2,37	2,00
	Канин Нос	0,45	—	-0,38	—	—	0,24	0,38	2,52	2,08
Апрель	Нарьян-Мар	0,55	—	-0,31	—	-0,30	0,22	0,50	3,59	2,46
	Марресала	0,59	—	—	—	-0,34	0,23	0,40	3,89	2,49
	Диксон	0,50	—	—	—	-0,31	0,26	0,29	3,30	1,90
	Мурманск	0,30	—	-0,57	—	-0,25	0,22	0,49	1,47	1,45
	Архангельск	—	—	-0,62	—	-0,28	0,21	0,53	1,90	1,72
	Канин Нос	—	—	-0,64	—	—	0,23	0,41	1,94	1,60

Май	Нарьян-Мар		-0,70	-0,30		0,18	0,65	2,61	1,34
	Марресала		-0,59	-0,42		0,19	0,61	2,79	1,59
	Диксон		-0,37	-0,43		0,24	0,38	2,81	1,83
Май	Мурманск	0,55		0,41		0,22	0,47	1,35	1,97
	Архангельск	0,46	-0,46	0,31		0,21	0,54	1,49	1,92
	Канин Нос	0,31	-0,34			0,27	0,22	1,31	2,05
	Нарьян-Мар	0,29	-0,45			0,25	0,29	2,18	2,03
	Марресала	0,28	-0,39			0,26	0,23	1,87	1,90
	Диксон								
Сентябрь	Мурманск	0,40	-0,36			0,25	0,31	1,16	2,32
	Архангельск		-0,56	0,35	0,34	0,21	0,55	1,18	2,17
	Канин Нос	0,37	-0,46			0,24	0,38	0,90	2,69
	Нарьян-Мар		-0,54			0,25	0,29	1,33	2,54
	Марресала		-0,37			0,28	0,14	1,43	2,60
	Диксон								
Октябрь	Мурманск	0,59	-0,61	0,41	-0,26	0,19	0,63	1,29	1,73
	Архангельск	0,51	-0,61		-0,33	0,21	0,51	1,50	2,01
	Канин Нос	0,40	-0,67	0,22	-0,42	0,21	0,57	1,14	1,72
	Нарьян-Мар	0,36	-0,77		-0,27	0,21	0,58	1,81	1,85
	Марресала	0,29	-0,54			0,28	0,26	2,54	1,87
	Диксон	0,36	-0,30			0,30	0,14	3,33	1,85
Ноябрь	Мурманск	0,35	-0,37	0,27		0,24	0,40	2,17	1,82
	Архангельск		-0,57			0,24	0,33	2,68	1,91
	Канин Нос	0,36	-0,53			0,22	0,47	1,51	2,05
	Нарьян-Мар	0,26	-0,58			0,22	0,46	3,36	1,62
	Марресала		-0,53			0,25	0,28	4,42	2,09
	Диксон	0,35	-0,37			0,25	0,30	4,00	2,42

Окончание табл. 3

Месяц	Станция	a_{NAG}	a_{POL}	$a_{\text{FA/WR}}$	a_{BSA}	a_{FA}	δ	R^2	σ_e	DW
Декабрь	Мурманск	0,34	0,45	—	0,41	—	0,21	0,52	2,64	2,12
	Архангельск	0,49	0,36	—	—	—	0,24	0,35	3,62	2,07
	Канин Нос	0,38	0,52	—	—	—	0,24	0,38	2,39	2,08
	Нарьян-Мар	0,49	0,25	—	—	-0,31	0,24	0,41	3,96	2,25
	Марресаля	0,47	—	—	—	-0,36	0,24	0,37	3,84	2,23
	Диксон	0,43	—	—	—	-0,36	0,24	0,34	3,75	2,33

лый”, „прохладный”, „холодный” следует трактовать с учетом географического положения станций и общего температурного фона на арктическом побережье (см. табл. 1). Температурный градиент на картах средней месячной температуры [1] направлен с запада (теплая Атлантика) на восток (холодная Сибирь). Таким образом, изменчивость интенсивности зонального ведущего потока играет главную роль в изменчивости адвекции температуры и, следовательно, в изменчивости самой температуры района.

Летом градиент средней месячной температуры меняет направление на юг (Евразия)—север (Арктика). В переходные сезоны градиент температуры ориентирован с юго-запада на северо-восток. Так что роль таких мод, как EA/WR и SCA, значительно возрастает. И именно EA/WR дает главный вклад в увеличение коэффициента детерминации в переходные сезоны. Волны Россби играют определенную роль и зимой. В частности, в январе большой отрицательный коэффициент регрессии присущ EA/WR. Как было показано ранее, отрицательная аномалия EA/WR соответствует глубокой ложбине с осью Северное море—Апеннинский полуостров. Такая конфигурация ведущего потока благоприятствует проникновению теплых средиземноморских циклонов на крайний северо-восток Европы.

Таким образом, ограничение представления циркуляции только NAO или только каким-либо другим индексом ведет к недооценке связей циркуляции и температуры. Хотя роль NAO заметна в течение всего года, кроме лета, зимой POI дает коэффициенты регрессии, сравнимые с NAO, а весной и осенью коэффициенты EA/WR, как правило, превышают коэффициенты NAO.

Наиболее высокие оценки связи были получены для апреля и октября. Однако результаты апреля не могут рассматриваться как репрезентативные, так как имеется сильная автокорреляция в остатках (тест Дарбина—Уотсона). Результаты октября представительны, и они показывают, что 51—63 % дисперсии температуры крайней северо-восточной Европы могут быть объяснены изменениями ведущего потока на уровне 700 гПа, представленного линейной комбинацией EA/WR, NAO, EA и SCA.

Доля дисперсии средней месячной температуры, объясняемая циркуляционными факторами, наибольшая, как правило, для четырех западных станций и резко уменьшается для стан-

ций, расположенных к востоку от Урала: для Марресаля коэффициенты детерминации уменьшаются на 10—20 %, для Диксона — на 20—30 %.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас Арктики. — М.: ГУГК, 1985.
2. Четыркин Е. М., Калихман И. Л. Вероятность и статистика. — М.: Финансы и статистика, 1982. — 320 с.
3. Barnston A. G., Livezey R. E. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns // *Mon. Wea. Rev.* — 1987. — Vol. 115. — P. 1083—1126.
4. Climate Diagnostics Bulletin. — U.S. Dept. of Commerce, 2001.
5. Hurrell J. W. Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on northern temperature // *Geophys. Res. Let.* — 1996. — Vol. 23. — P. 665—668.
6. Jones P. D., Jonsson T., Wheeler D. Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and south-west Iceland // *Int. J. Climatol.* — 1997. — Vol. 17. — P. 1433—1450.
7. Wallace J. M., Gutzler D. S. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter // *Mon. Wea. Rev.* — 1981. — Vol. 109. — P. 784—812.

**ТЕСТИРОВАНИЕ МЕТОДА РАСЧЕТА ОСАДКОВ,
ОСНОВАННОГО НА ПАРАМЕТРИЗАЦИИ
МИКРОФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ОБЛАКАХ,
С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СРЕДНИХ МЕСЯЧНЫХ
И ЕЖЕДНЕВНЫХ ДАННЫХ**

Современные методы расчета количества осадков, применяемые в моделях прогноза погоды и климата, а также и в оперативных прогностических схемах, используют в своей основе анализ вертикального распределения влажности и температуры. В частности, основой большинства методов является расчет интенсивности осадков по превышению влажности q над насыщающей $q_{SAT}(T)$ [7]. Однако такой метод расчета осадков обладает существенным недостатком — малое количество физических переменных, используемых при расчете осадков, не позволяет определить средний размер частиц облака и осадков, соотношение между каплями и кристаллами в облаках смешанного типа. Поэтому при таком подходе невозможно учесть эффекты, связанные с испарением и таянием частиц осадков, усилением интенсивности осадков в облаках смешанного фазового состава и в нижележащих облачных слоях. Такая проблема может быть разрешена, если в схему расчета осадков ввести описание микрофизической структуры облачного слоя [1]. Это, в свою очередь, позволяет сделать предположение, что расширение физического содержания метода сделает возможным более детальное и качественное воспроизведение пространственно-временной структуры полей осадков.

Для расчета интенсивности осадков был использован метод, основанный на параметризации микрофизических процессов, главные положения которого изложены в [4], а окончательный и наиболее полный вариант — в работах [1, 2]. Здесь следует отметить, что подобные схемы расчета, учитывающие неполный сброс сконденсировавшейся влаги в осадки, уже предлагались ранее в работах [10, 11]. Однако наличие довольно большого числа произвольных параметров, используемых в данных работах, приводит к тому, что рассчитанные значения интенсивности

осадков получаются с заведомо большим разбросом, как показано в работе [4]. Пространственное распределение количества осадков, получаемое с помощью предложенного метода, является довольно реалистичным, о чем свидетельствуют представленные в [1, 3] оценки успешности прогнозов количества осадков.

Теперь остановимся кратко на изложении самой схемы расчета осадков, используемой при тестировании предложенного метода. Для описания микрофизических процессов в облачном слое необходимо иметь информацию о границах и протяженности этого слоя, водности в этом слое δ , а также о среднем размере частиц облака r_1 и частиц осадков R_0 . Такая информация могла бы быть получена, если бы в системе уравнений модели присутствовали соответствующие уравнения переноса, позволяющие замкнуть поставленную задачу. Но большинство глобальных моделей прогноза погоды и климата, используемых в отечественной научной и прогностической практике, не отвечают поставленным требованиям, так как введение дополнительных уравнений переноса накладывает существенное ограничение, связанное с ресурсами современных ЭВМ, и требованиям, предъявляемым к выпуску оперативной прогностической продукции. Решение этого вопроса возможно путем получения информации о δ , r_1 и R_0 из эмпирических соотношений [5], определяющих эти величины на основе вертикального распределения температуры и влажности в атмосфере. Информация о границах и протяженности облачного слоя может быть получена также из анализа вертикального распределения влажности на основе соотношений Смагоринского [7].

Таким образом, на основе вертикального распределения температуры и влажности по эмпирическим соотношениям определялось вертикальное распределение основных микрофизических характеристик облачного слоя.

Далее на основе этих величин проводился расчет параметра функции распределения $\beta_0 = r_1/(\alpha + 1)$ и его приращения, связанного с ростом облачных частиц на стадии осадкообразования. В данном методе предполагается, что облачный слой является коллоидно-устойчивым (нет выпадения осадков из слоя) при начальном значении параметра функции распределения β_0 . Мера коллоидной неустойчивости облачного слоя, а следовательно, и скорость осадкообразования определяются приращением пара-

метра функции распределения в зависимости от скорости протекания различных микрофизических процессов. Изменение параметра функции распределения за интервал времени Δt рассчитывается по следующей формуле [1]:

$$\beta_1 = \beta_0 + \left[(\alpha + 2) \frac{\bar{E} \delta}{4\rho_k} k_1 \beta_0^2 + \frac{16}{3} \beta_0 \sqrt{\frac{2\varepsilon}{15\pi\nu}} + P(1 - P) \times \right. \\ \left. \times \frac{\rho D}{2\rho_{кр}(\alpha + 1)\beta_0} \Delta s_{вл} \right] \Delta t, \quad (1)$$

где первое слагаемое в квадратных скобках учитывает изменение параметра распределения в результате гравитационной коагуляции облачных частиц, второе — изменение параметра в результате влияния внутриоблачной турбулентности и третье — изменение параметра в результате интенсивной сублимации водяного пара на кристаллах в смешанном облаке (процесс Берже-рона—Финдайзена); β_0 — начальное значение параметра функции распределения, характеризующее средний размер частиц до начала образования осадков; $\alpha = 2$ — второй параметр гамма-распределения, фиксированный во времени; \bar{E} — средний коэффициент захвата облачных капель; $k_1 = 1,19 \cdot 10^8 \text{ м}^{-1} \cdot \text{с}^{-1}$ — константа; ρ_k — плотность воды; $\rho_{кр}$ — плотность кристаллов льда; ε — энергия турбулентности в облаке; ν — кинематическая вязкость воздуха; $\Delta s_{вл}$ — разность давления насыщенного водяного пара над водой и надо льдом; P — вероятность наличия ледяной фазы, рассчитываемая как функция температуры, согласно [11]; $D = 0,22 \cdot 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}$ — коэффициент диффузии.

Критическая водность, характеризующая долю воды, сохраняющейся в облачном слое после выпадения осадков на конкретном интервале счета Δt , рассчитывается по следующей формуле:

$$\delta_{кр} = \delta I_{коаг}(\beta_1, r_{кр}), \quad (2)$$

где

$$I_{коаг}(\beta_1, r_{кр}) = 1 - \frac{1}{m!} \exp\left(-\frac{r_{кр}}{\beta_1}\right) \sum_{i=0}^m \frac{m!}{(m-i)!} \left(\frac{r_{кр}}{\beta_1}\right)^{m-i}, \quad m = 3 + \alpha.$$

Интенсивность осадков I (мм/ч), выпадающих из слоя облаков толщиной ΔH (м), может быть рассчитана по водности облака и критической водности, сформировавшейся за время Δt , по формуле из [1]:

$$I_c = \frac{3,6 \cdot 10^6 (\delta(t_0) - \delta_{кр}(t_0 + \Delta t))}{\rho_k \Delta t} \Delta H. \quad (3)$$

Расчет критической водности, а следовательно, и количества осадков зависит от $r_{кр}$, \bar{E} , ε , входящих в формулы (1) и (2). Оценки, приведенные в работах [1, 3, 4], позволили выявить интервалы изменения этих величин и оценить их влияние на критическую водность.

Кроме процессов осадкообразования в конкретном облачном слое, данный метод учитывает дополнительные факторы: усиление интенсивности осадков при прохождении ими нижележащего облачного слоя, а также процессы испарения и таяния осадков.

Согласно [2], для определения приращения интенсивности осадков и изменения их среднего размера после прохождения ими нижележащего облачного слоя использовались следующие формулы:

$$I_{\downarrow} = I^{\downarrow} \left[1 + \left(\frac{3\bar{E}\delta}{4\rho_k} \frac{k_2}{\sqrt{R_0}} \frac{\Gamma(\mu+3,5)}{\Gamma(\mu+4)} + \frac{16\delta}{\rho_k} \sqrt{\frac{2\varepsilon}{15\pi\nu}} \right) \Delta\tau \right] + I_c; \quad (4)$$

$$R_0(\tau_0 + \Delta\tau) = R_0(\tau_0) + \left(\frac{\Gamma(\mu+1,5)}{\Gamma(\mu+2)} \frac{\bar{E}\delta}{4\rho_k} k_2 \sqrt{R_0(\tau_0)} + \frac{16}{3} \frac{\delta}{\rho_k} \sqrt{\frac{2\varepsilon}{15\pi\nu}} R_0(\tau_0) \right) \Delta\tau. \quad (5)$$

Здесь $\Delta\tau$ — время прохождения каплями осадков слоя толщиной ΔH ; I^{\downarrow} — интенсивность осадков, сформировавшихся в вышележащем слое; I_{\downarrow} — суммарная интенсивность осадков после прохождения ими слоя ΔH ; $k_2 = 2 \cdot 10^2$ м^{1/2}/с — константа; I_c — интенсивность осадков, сформированная в данном слое в результате укрупнения частиц внутри слоя, рассчитываемая по формуле (3).

Расчет уменьшения интенсивности осадков в результате их испарения и интенсивности таяния кристаллических осадков I_L проводился, согласно [2], по следующим формулам:

$$I_{\downarrow} = I_{\downarrow}^{\downarrow} \left[1 + \left(\frac{3\bar{E}\delta}{4\rho_{\kappa}} \frac{k_2}{\sqrt{R_0}} \frac{\Gamma(\mu+3,5)}{\Gamma(\mu+4)} + \frac{16\delta}{\rho_{\kappa}} \sqrt{\frac{2\varepsilon}{15\pi\nu}} \right) \Delta\tau \right] + I_c; \quad (6)$$

$$I_{L\downarrow} = I_{L\downarrow}^{\downarrow} \left[1 - \frac{3}{\rho_{\kappa} R_0^2} \frac{k}{L_f} (T - T_s) \left(\frac{c}{(\mu+2)(\mu+3)} + dR_0^{3/4} \frac{\Gamma(\mu+2,75)}{\Gamma(\mu+4)} \right) \Delta\tau \right], \quad (7)$$

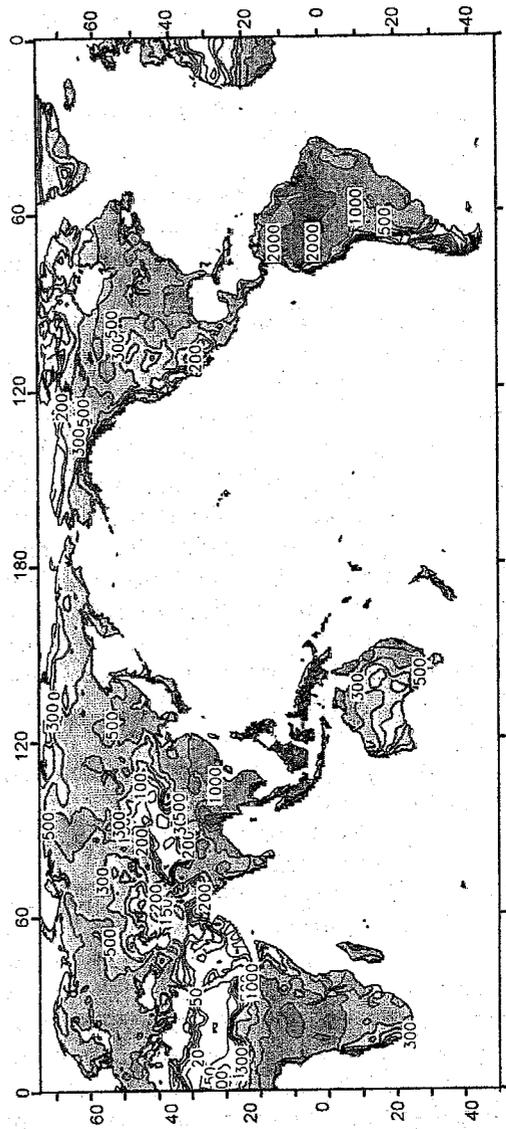
где k — коэффициент теплопроводности воздуха; L_f — скрытая теплота таяния; T и T_s — температура окружающего воздуха и на поверхности частицы соответственно; $c = 1,6$ и $d = 1920 \text{ м}^{-3/4}$ — константы.

В принципе описанный подход может быть реализован в рамках любой модели, содержащей уравнения притока тепла и переноса влаги. Однако при расчете осадков согласно предложенному методу трудно понять, какие неточности в воспроизведении поля осадков являются результатом погрешностей модели, а какие результатом погрешности самого метода. При включении новой параметризации в модель общей циркуляции атмосферы количество осадков может искажаться в результате ошибок, свойственных самой модели. Поэтому полезным является предварительное тестирование предложенного метода с использованием в качестве температуры и влажности фактических исходных данных. Эти данные могут быть взяты из объективного анализа метеорологических полей или из реанализа. Такой подход позволяет выявить и минимизировать недостатки, присущие данному методу, и учесть их при дальнейшем включении параметризации в модель общей циркуляции атмосферы.

В качестве исходных данных для тестирования данного метода были взяты поля температуры и влажности реанализа NCAR/NCEP [8] за 1988 г., интерполированные на сетку модели T40 Гидрометцентра России [6] и на 15 сигма-поверхностей. Выбор такой пространственной структуры обусловлен необходимостью отладки метода на сетке именно той модели, в которую данная параметризация будет внедряться. Расчеты производились для каждых суток. Результаты расчетов представлены на рис. 1 б.

Для оценки качества полученных результатов эталоном были выбраны средние месячные поля осадков проекта GPCC (Global Precipitation Climatology Center) [9], которые в данном случае

a)



представляют собой данные станционных наблюдений, интерполированные на регулярную сетку (рис. 1 а). Из сравнения рис. 1 а и б видно, что с помощью данного метода удалось воспроизвести все основные особенности пространственного распределения осадков. В частности, метод хорошо воспроизводит осадки в умеренных широтах северного полушария, позволяет выявить большое количество осадков в районе Амазонии, в районах развития муссонной циркуляции в Индии и Юго-Восточной Азии. Также удалось воспроизвести зоны низкого увлажнения, характерные для засушливых регионов (тропических и внетропических пустынь).

Рассмотрим среднее широтное распределение рассчитанных осадков отдельно для января и июля (см. таблицу). Анализ результатов, представленных в таблице, и сравнение их с зонально-осредненными данными GPCP и реанализа позволили сделать вывод о том, что в эти месяцы осадки над континентами в целом успешно воспроизведены с помощью тестируемого метода. Необходимо, однако, указать и на недостатки. Из таблицы видно, что по сравнению с GPCP метод завышает интенсивность осадков летом в высоких широтах.

Среднее широтное годовое количество осадков (мм) в 1988 г.

Широта	Реанализ (R)	GPCP (G)	Расчет (M)	M/R	M/G
40° ю.	450	650	350	0,8	0,5
30	500	600	300	0,6	0,5
20	900	900	650	0,7	0,7
10	1350	1500	1300	0,96	0,9
0	2700	2200	2100	0,8	0,95
10° с.	1200	1200	1000	0,8	0,8
20	650	650	700	1,08	1,08
30	600	500	500	0,83	1
40	500	500	500	1	1
50	650	600	600	0,92	1
60	650	650	650	1	1
70	300	300	450	1,5	1,5

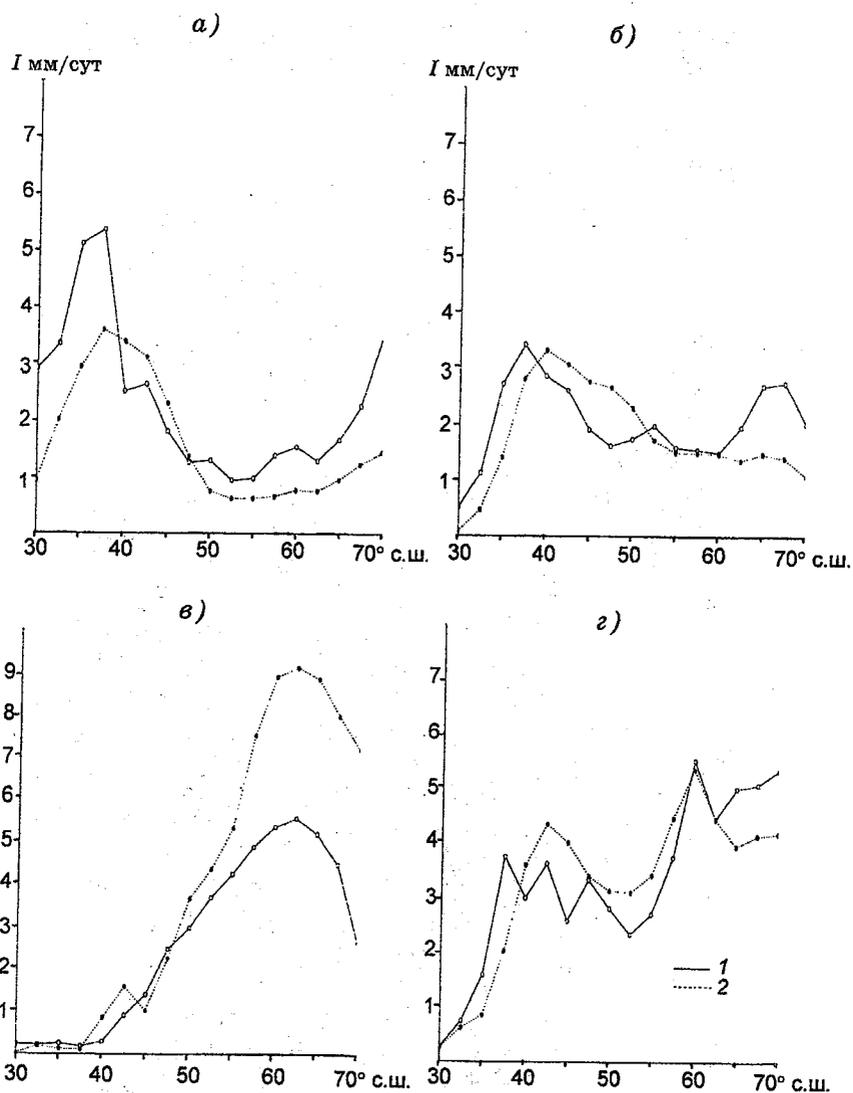
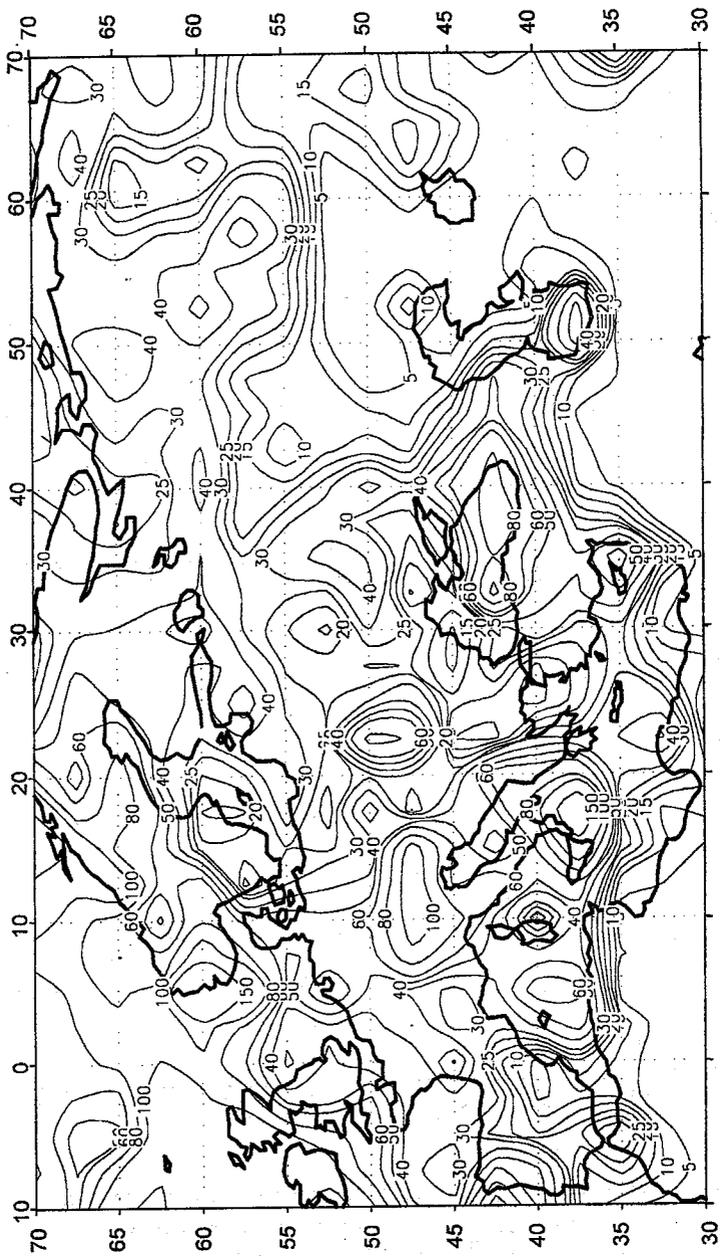


Рис. 2. Зонально осредненные профили осадков по территории Европы в 1996 г.
 1 — данные объективного анализа; 2 — результаты расчетов.
 а — январь; б — апрель; в — июль; г — октябрь.

a.)



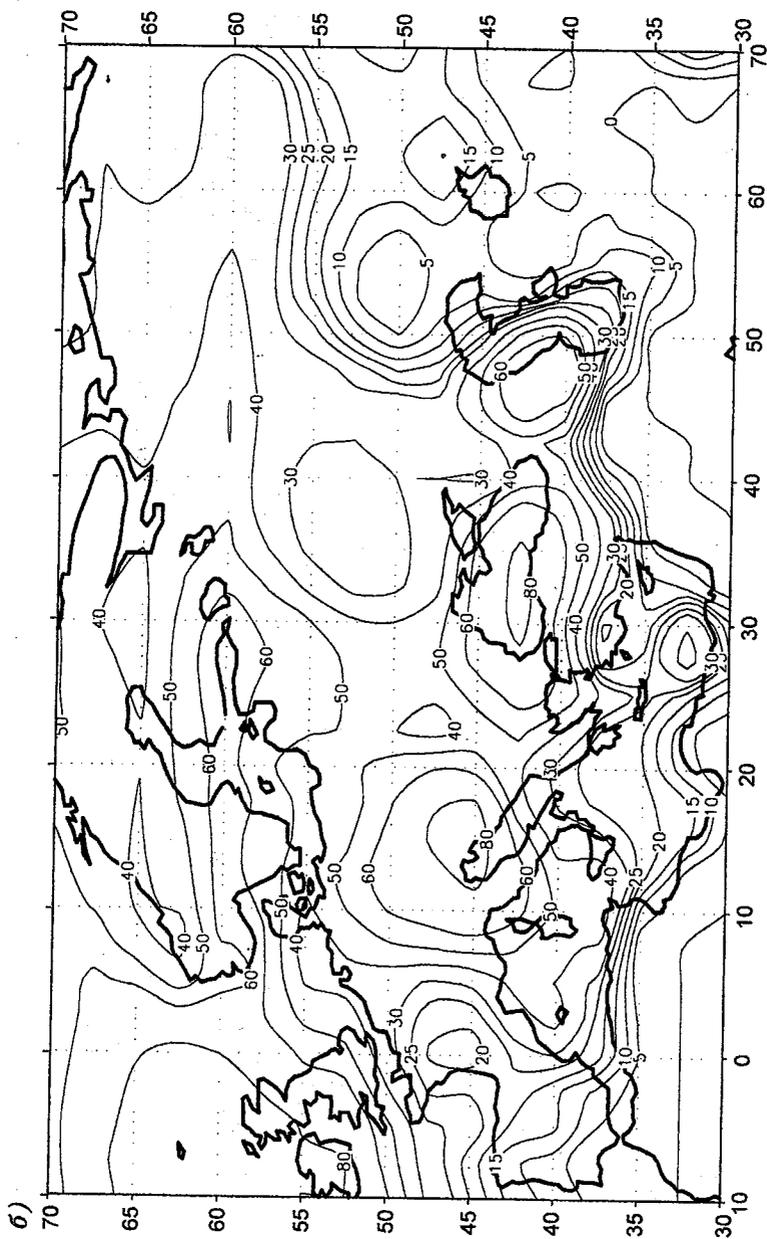


Рис. 3. Сумма осадков (мм/сут) за октябрь 1996 г.

a — данные объективного анализа; *б* — результаты расчетов.

a)

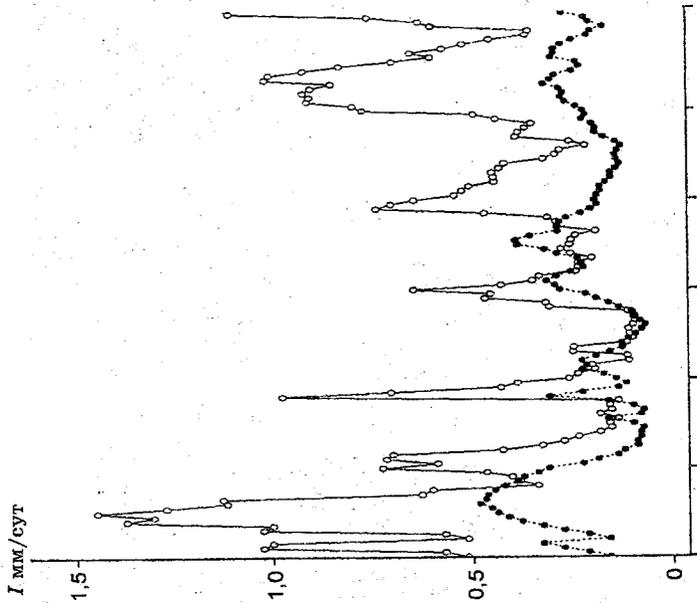
I MM/CYT

1,5

1,0

0,5

0



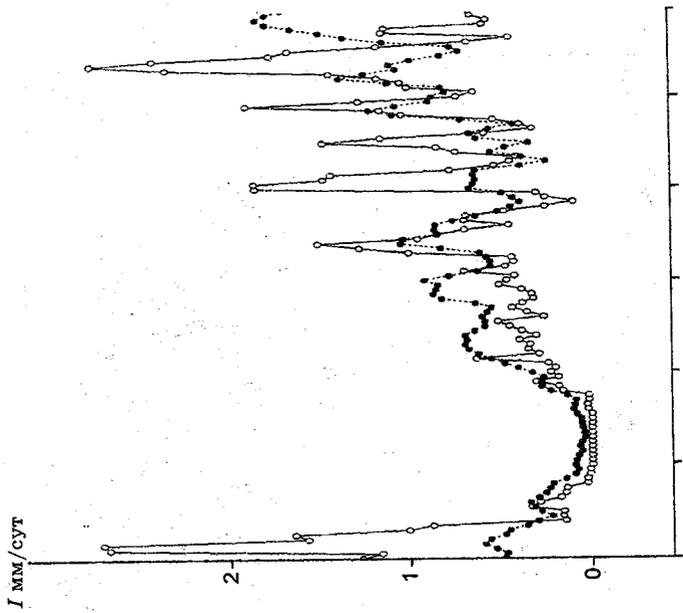
b)

I MM/CYT

2

1

0



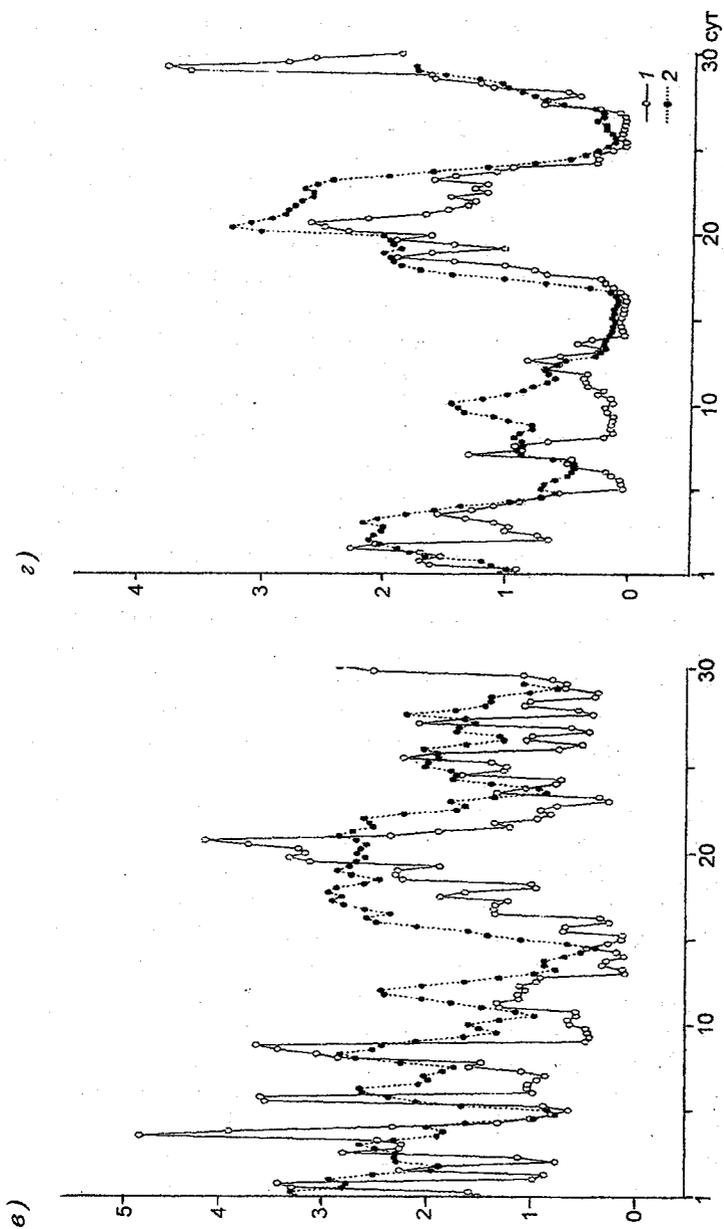


Рис. 4. Осредненный по Центральной Европе временной ход осадков (мм/сут) в 1996 г.

1 — данные объективного анализа; 2 — результаты расчетов.
 а — январь; б — апрель; в — июль; г — октябрь.

Для более детальной оценки реалистичности воспроизведенных данным методом осадков была выбрана территория Европы (10° з. д.— 70° в. д. и 30 — 70° с. ш.), которая хорошо освещена метеорологическими данными. Для проведения расчетов в качестве начальных данных взяты результаты объективного анализа температуры и влажности за 1996 г. на 10 сигма-поверхностях. В качестве эталона в данном случае использовались результаты объективного анализа, данных наблюдений для этой же территории. Были рассчитаны зонально осредненные профили расчетных и эталонных осадков (рис. 2). В январе в рассчитанных осадках хорошо проявился максимум, связанный с активной циклонической деятельностью над Средиземным морем, хотя он оказался несколько слабее и немного смещенным к северу по сравнению с данными наблюдений. В июле 1996 г. для данной территории проявилась особенность, о которой уже говорилось выше: рассчитанные осадки в высоких широтах оказались завышенными (рис. 2 в). Но, несмотря на указанные несоответствия, можно констатировать, что рассчитанные зональные профили осадков близки профилям, построенным по данным наблюдений.

В работе были проанализированы картины пространственного распределения осадков для данной территории. Распределение осадков для октября 1996 г. представлено на рис. 3. В целом из приведенного рисунка видно, что рассчитанные поля осадков соответствуют полям объективного анализа. Сходная картина наблюдается и в другие месяцы.

Еще одним из показателей качества работы метода является соответствие временного хода рассчитанных и реальных осадков. Для проведения таких оценок взяты результаты объективного анализа за 1996 г. для территории Центральной Европы (50 — 60° с. ш., 20 — 60° в. д.). Этот регион был выбран ввиду наличия там наиболее густой синоптической сети и отсутствия горных массивов, которые могут исказить поле осадков.

Полученные результаты расчетов представляют собой временной ход интенсивности осадков в течение четырех месяцев 1996 г., осредненной по указанной выше территории (рис. 4). Прежде всего следует отметить, что временной ход рассчитанных осадков согласуется с реально наблюдаемой картиной (т. е. объективным анализом) в течение каждого из четырех месяцев

(см. рис. 4). Что касается самих значений, то тут картина складывается не такая безупречная. Например, в январе (рис. 4 а) максимумы рассчитанных осадков значительно меньше реальных (в 2—2,5 раза). Возможная причина этого будет выяснена в дальнейших исследованиях. Из рис. 4 видно, что наиболее „благополучным” оказался октябрь, когда в большинстве случаев значения максимумов рассчитанных предельных осадков совпадают.

Таким образом, тестирование показало, что предложенный метод довольно хорошо воспроизводит пространственное распределение осадков. Наилучшее совпадение рассчитанных данных с фактическими наблюдается для умеренных широт. Также следует отметить, что тестирование предложенного метода позволило произвести статистическую настройку основных параметров, в частности определить эффективное давление насыщенного водяного пара в облаках при отрицательной температуре, уточнить используемые значения среднего размера облачных частиц, коэффициента захвата и энергии турбулентности в облачном слое. В будущем планируется включение этой параметризации в спектральную модель общей циркуляции атмосферы Гидрометцентра России.

Работа поддержана грантами РФФИ 01-05-65493 и 00-05-64806.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акимов И. В. Метод расчета количества осадков, выпадающих из облачности капельного и смешанного фазового состояния, основанный на параметризации микрофизических процессов // Тр. Гидрометцентра России. — 2001. — Вып. 336. — С. 149—163.
2. Акимов И. В. Метод расчета усиления интенсивности осадков при прохождении ими нижележащих облачных слоев. Определение скоростей испарения и таяния осадков // Тр. Гидрометцентра России. — 2001. — Вып. 336. — С. 164—178.
3. Дмитриева-Арраго Л. Р., Акимов И. В. Метод расчета количества жидких неконвективных осадков на основе гидродинамического прогноза полей влажности и водности с учетом параметризации микрофизики облаков // Метеорология и гидрология. — 1998. — № 11. — С. 44—58.
4. Дмитриева-Арраго Л. Р., Акимов И. В. О критериях начала осадкообразования при расчете осадков из неконвективных облаков в моделях прогноза погоды // Метеорология и гидрология. — 1996. — № 8. — С. 5—16.

5. Облака и облачная атмосфера. Справочник / Под. ред. И. П. Мазина и А. Х. Хргиана. — Л.: Гидрометеиздат, 1989. — 647 с.

6. Рубинштейн К. Г., Егорова Е. Н. Оценка воспроизведения годового хода характеристик атмосферы и суши моделью общей циркуляции атмосферы Гидрометцентра России // Тр. Гидрометцентра России. — Вып. 333. — 2000. — С. 92—140.

7. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. — Л.: Гидрометеиздат, 1986. — 702 с.

8. The Global Precipitation Climatology Project - Implementation and Data Management Plan. WMO/TD-No.367.

9. The NCEP/NCAR 40 -Year Reanalysis Project / E. Kalnay, M. Kanamitsu, R. Kistler et al. // Bull. Amer. Meteorol. Soc. — 1996. — Vol. 77(3). — P. 437—484.

10. Shlesinger M. E., Oh J. H., Rosenfeld O. A parameterization of the evaporation of rainfall // Mon. Wea. Rev. — 1986. — Vol. 116, N 10. — P. 1887—1895.

11. Sundqvist H. Inclusion of ice phase of hydrometeors in cloud parameterization for mesoscale and large-scale models // Beitr. Phys. Atmosph. — 1993. — N 66. — P. 137—147.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Р. М. Вильфанд, В. А. Тищенко, В. М. Хан.</i> Априорное оценивание качества статистических прогнозов хода приземной температуры на основе анализа состояния циркуляции в средней тропосфере.....	3
<i>Р. М. Вильфанд, В. А. Тищенко, В. М. Хан.</i> Результаты исследований по прогнозированию сглаженного хода температуры в течение месяца.....	16
<i>В. П. Садоков, В. Ф. Козельцева, Н. Н. Кузнецова.</i> Исследования предикторов для прогноза атмосферных засух.....	33
<i>В. П. Садоков, В. Ф. Козельцева, Н. Н. Кузнецова.</i> Образование атмосферно-почвенной засухи с учетом почвенной и атмосферной засухливости.....	48
<i>В. П. Садоков, Н. Н. Кузнецова, В. А. Тищенко, Т. М. Федунова.</i> Классификация циркуляции в средней тропосфере для сезонов года над Республикой Казахстан и процессы перехода между классами.....	57
<i>В. П. Садоков, И. В. Акимов, Н. Н. Кузнецова, Т. М. Федунова.</i> Статистический анализ элементов погоды во время пусков ракет-носителей с космодрома „Байконур”.....	89
<i>В. В. Оганесян.</i> Оценка влияния крупномасштабного рельефа на изменчивость приземной температуры воздуха, осадков и геопотенциала в северном полушарии.....	109
<i>В. Н. Крыжов.</i> Синхронные связи температуры воздуха на арктическом побережье России с аномалиями H_{700} в атлантико-европейском секторе.....	115
<i>И. В. Акимов, Р. Ю. Игнатов.</i> Тестирование метода расчета осадков, основанного на параметризации микрофизических процессов в облаках, с использованием средних месячных и ежедневных данных.....	125

Труды ГМЦ

Выпуск 337

**ПРОБЛЕМЫ ДОЛГОСРОЧНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ
ОПАСНЫХ ЯВЛЕНИЙ ПОГОДЫ**

Редактор *О. М. Федотова*. Художественный редактор *Л. А. Унрод*.
Технический редактор *Н. Ф. Грачева*. Корректор *И. А. Крайнева*.
Компьютерная верстка *Н. А. Иовенко*.

ЛР № 020228 от 10.11.96 г.

Подписано в печать 25.12.02. Формат 60 × 84 1/8. Бумага офсетная. Печать
офсетная. Печ. л. 9,25. Усл. печ. л. 8,6. Уч.-изд. л. 8,85. Тираж 300 экз. Индекс
194/02.

Гидрометеоздат. 199397, Санкт-Петербург, ул. Беринга, д. 38.

Априорное оценивание качества статистических прогнозов хода приземной температуры на основе анализа состояния циркуляции в средней тропосфере. Вильфанд Р. М., Тищенко В. А., Хан В. М. Труды Гидрометцентра России, 2002, вып. 337, с. 3—15.

Проведен анализ взаимосвязи типов крупномасштабной циркуляции в средней тропосфере и прогностического хода приземной температуры воздуха внутри месяца. Объективная классификация проводилась для полей H_{500} в первой декаде месяца как главного предиктора. Показано, что поля H_{500} оптимально разбивать на 12 классов. Обнаружено, что если циркуляция в средней тропосфере соответствует выявленному таким образом одному из классов, априорная вероятность неудачного прогноза составляет 50—80 %. При других типах циркуляции априорная вероятность неудачного прогноза составляет лишь 10—40 %. Выявленные классы полей на независимом материале, при которых повторяемость неудачных прогнозов максимальна, соответствуют классам на обучающей выборке.

Табл. 1. Ил. 5. Библ. 6.

Результаты исследований по прогнозированию сглаженного хода температуры в течение месяца. Вильфанд Р. М., Тищенко В. А., Хан В. М. Труды Гидрометцентра России, 2002, вып. 337, с. 16—32.

Приведена схема прогноза сглаженного хода температуры воздуха в течение месяца и результаты авторских испытаний прогноза на независимом материале. Прогностическая схема представляет собой аналого-регрессионную модель с использованием в качестве предикторов выходных данных гидродинамического среднесрочного прогноза на первую декаду прогнозируемого месяца. При выборе наилучших предикторов на архивном материале выявлены некоторые устойчивые взаимосвязи между термическим режимом внутри месяца в различных пунктах и преобразованными метеорологическими полями в первой декаде месяца. По результатам анализа в прогностическую схему включены величины, описывающие пространственно-временные изменения H_{500} , P_0 и температуры на поверхности 850 гПа с учетом дальних связей. Испытания на независимом материале (с использованием выходных данных моделей Гидрометцентра России и NCEP USA) показали, что прогноз имеет достаточно высокую оправдываемость.

Табл. 5. Ил. 2. Библ. 11.

Исследование предикторов для прогноза атмосферных засух. Садоков В. П., Козельцева В. Ф., Кузнецова Н. Н. Труды Гидрометцентра России, 2002, вып. 337, с. 33—47.

Изучались повторяемость средних значений параметра засушливости (S_i), их максимум и территория (%), охваченная атмосферной засухой ($S_i \geq 2,0$) в Центральном регионе России.

Анализировались связи атмосферной засухи ($S_i \geq 2,0$) с другими метеорологическими показателями: ГТК; средней месячной температурой воздуха T_m ; числом дней в месяце с аномалией температуры воздуха 5°C и более ($\Delta T \geq 5^\circ\text{C}$); количеством осадков в месяце и числом дней без осадков в месяце.

Исследования показали, что параметр S_i хорошо прогнозирует атмосферную засуху ($S_i \geq 2,0$), главным образом за счет температуры воздуха на станциях, расположенных в северных и центральных районах изучаемой территории. В южных областях он указывает лишь на экстремальные случаи засушливости.

Табл. 1. Ил. 10. Библ. 2.

Образование атмосферно-почвенной засухи с учетом почвенной и атмосферной засушливости. Садоков В. П., Козельцева В. Ф., Кузнецова Н. Н. Труды Гидрометцентра России, 2002, вып. 337, с. 48—56.

Представлены 11 групп показателей, формирующих засуху. С помощью данных о запасах продуктивной влаги W_i в слоях почвы 0—20, 0—100 см за апрель—июнь 1971—2000 гг. по станциям Ростов-на-Дону и Армавир были определены различные статистические параметры этого элемента. Вычисленная почвенная засушливость S_n и имеющийся архив атмосферной засушливости S_a использовались при расчете параметра атмосферно-почвенной засухи $S_{ан}$ и определялся вклад в нее S_n и S_a .

Табл. 3. Ил. 2. Библ. 13.

УДК 551.509.3

Классификация циркуляции в средней тропосфере для сезонов года над Республикой Казахстан и процессы перехода между классами. Садоков В. П., Кузнецова Н. Н., Тищенко В. А., Федунова Т. М. Труды Гидрометцентра России, 2002, вып. 337, с. 57—88.

Проведена классификация поля H_{500} по 12 классам для центральных месяцев сезонов за 1963—1994 гг. над территорией Республики Казахстан.

Дано описание каждого класса для конкретных исследуемых сезонов. Проанализированы процессы перехода между отдельными классами и дана повторяемость переходов между классами.

Предложенная технология определения состояния полей H_{500} была использована на основе данных двух конкретных пусков ракеты-носителя „Протон” в апреле 2001 г.

Табл. 1. Ил. 5. Библ. 6.

УДК 551.509.314

Статистический анализ элементов погоды во время пусков ракет-носителей с космодрома „Байконур”. Садоков В. П., Акимов И. В., Кузнецова Н. Н., Федунова Т. М. Труды Гидрометцентра России, 2002, вып. 337, с. 89—108.

Из имеющихся материала дат пусков ракет-носителей с космодрома „Байконур” за 1970—1998 гг. и значений элементов погоды за этот же период получены матрицы данных 21×98 для холодного и 21×99 для теплого периодов года. По ним проведен корреляционный анализ для станций, расположенных близко к области возможного воздействия пусков ракет-носителей и контрольных пунктов, далеких от космодрома Байконур и зоны возможного воздействия.

Ил. 10. Библ. 2.

УДК 551.509.33

Оценка влияния крупномасштабного рельефа на изменчивость приземной температуры воздуха, осадков и геопотенциала в северном полушарии. Оганесян В. В. Труды Гидрометцентра России, 2002, вып. 337, с. 109—114.

Представлена оценка связи крупномасштабного рельефа суши и пространственной изменчивости приземной средней месячной температуры воздуха, месячных сумм осадков и геопотенциала поверхности 500 гПа в северном полушарии. Получены коэффициенты корреляции для разных широт и сезонов и проведена оценка их значимости.

Табл. 1. Ил. 1. Библ. 7.

УДК 551.(524+513)

Синхронные связи температуры воздуха на арктическом побережье России с аномалиями H_{700} в атлантико-европейском секторе. Крыжов В. Н. Труды Гидрометцентра России, 2002, вып. 337, с. 115—124.

В работе использовались ряды средней месячной температуры воздуха на шести станциях за 1950—2001 гг. Пространственная структура поля H_{700} представлялась линейной комбинацией индексов дальних связей северного полушария по данным NCEP. Регрессионный анализ показал, что в зимние месяцы 30—40 % дисперсии межгодовой изменчивости средней месячной температуры воздуха линейно связаны с изменчивостью соответствующих индексов дальних связей. Наибольший вклад дают индексы NAO и POL. Весной и осенью доля дисперсии температуры, линейно связанная с индексами дальних связей, вырастает до 40—50 %, при этом главную роль играют EA/WR и NAO. Вклад SCA и EA эпизодичен и меньший во всех сезонах. Самые высокие оценки были получены для октября: от 51 до 63 % дисперсии температуры линейно связаны с комбинацией EA/WR, NAO, EA и SCA. Для лета статистически значимых связей не обнаружено.

Табл. 3. Библ. 7.

Тестирование метода расчета осадков, основанного на параметризации микрофизических процессов в облаках, с использованием средних месячных и ежедневных данных. Акимов И. В., Игнатов Р. Ю. Труды Гидрометцентра России, 2002, вып. 337, с. 125—140.

Приведены результаты численных экспериментов по расчету количества осадков с помощью нового метода, основанного на параметризации микрофизических процессов в облаках капельного и смешанного фазового состава. Интенсивность осадков рассчитывается, исходя из изменения параметра функции распределения, определяющего скорость преобразования облачных частиц в частицы осадков. Расчет осадков по данному методу проводился по полям температуры и влажности, взятых из реанализа. Проведено сравнение средних годовых и средних месячных сумм осадков, полученных по данному методу, с фактически данными осадков ГРСР, полученными для континентов. Проведено сравнение рассчитанного количества осадков по территории Европы с объективным анализом осадков для января, апреля, июля и октября 1996 г. Результаты численных экспериментов показали, что предложенный метод хорошо воспроизводит климатические особенности распределения осадков над континентами и временной ход средней суточной интенсивности осадков над Европой.

Табл. 1. Ил. 4. Библ. 11.

