

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И КОНТРОЛЮ
ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

ТРУДЫ
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ
им. А. И. ВОЕЙКОВА

Выпуск

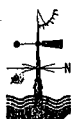
428

306109

ГЕЛИОГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ
ПОГОДЫ И КЛИМАТА

Под редакцией
канд. геогр. наук В. Ф. ЛОГИНОВА
канд. геогр. наук Б. И. САЗОНОВА

Ленинградский
Гидрометеорологический ин-т
БИБЛИОТЕКА
Дал 193196. Малоохтенский пр., 98



ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1979

Рассматриваются вопросы солнечно-земных связей. Обращается внимание на важность учета секторной структуры межпланетного магнитного поля как для циркуляции нижней атмосферы, так и для геомагнитной активности. Приводятся доказательства космической природы квазидвухлетнего цикла и ряда других. Обсуждаются вопросы изменения климата под воздействием космических факторов. Рассматриваются предпосылки для создания методов сверхдлгосрочного прогнозирования погоды.

Сборник рассчитан на специалистов метеорологов, климатологов, гелиогеофизиков, работников в области долгосрочных прогнозов погоды, преподавателей, аспирантов и студентов гидрометеорологических специальностей.

The problems of solar-terrestrial relationships are treated. Attention is paid to the importance of taking into account the sector structure of interplanetary magnetic field both for lower atmosphere circulation and for geomagnetic activity. Evidence is given for space nature of quasi-biennial and some other cycles. The problems of climate change under the effect of space factor are discussed.

The publication deals with prerequisites for developing methods of long-range weather forecasting.

The publication is intended for meteorologists, climatologists, heliogeophysicists, workers dealing with long-range weather forecasting, instructors, postgraduates, and students of hydrometeorological specialities.

Б. И. Сазонов

ЗАВИХРЕННОСТЬ АТМОСФЕРЫ И ВЫСОКОСКОРОСТНЫЕ ПОТОКИ СОЛНЕЧНОГО ВЕТРА

Исследование высокоскоростных потоков солнечной плазмы в связи с изменениями в циркуляции тропосферы имеет принципиальное значение для понимания механизма передачи возмущения из космоса в нижние слои земной атмосферы. За последние годы накоплен богатый экспериментальный материал по наблюдениям скорости движения солнечной плазмы в межпланетной среде. Он показывает, что скорость солнечного ветра колеблется от 250 до 800 км/с при наиболее часто отмечаемой скорости 300—350 км/с [4, 5]. На фоне этих «нормальных» скоростей солнечного ветра четко выделяются кратковременные периоды резкого возрастания скорости ветра, которые обычно называют периодами «высокоскоростных потоков». Принято считать, что хорошим критерием для выделения высокоскоростных потоков в солнечном ветре может быть уровень скорости солнечного ветра ≈ 400 км/с. Появление потоков протонов с большими скоростями указывает на то, что в межпланетную среду вторгается высокоскоростной поток, который деформирует космическое магнитное поле. В табл. 1 приводится распределение максимальных скоростей ветра в высокоскоростных потоках за период декабрь 1965 — июнь 1971 гг.

Как видно из таблицы, в большинстве случаев скорости солнечного ветра возрастают до 500—700 км/с, т. е. увеличиваются по сравнению с фоном в 2—2,5 раза. Кинетическая энергия солнечного ветра и мера его воздействия на магнитосферу и, возможно, на атмосферу Земли возрастает в 4—5 раз. Если протоны солнечного ветра воздействуют на ход тропосферных процессов, то естественно ожидать, что в периоды попадания Земли в высокоскоростные потоки солнечного ветра интенсивность атмосферных процессов должна возрастать. Высокоскоростные потоки солнечного ветра, деформируя космическое магнитное поле, «вымывают» частицы галактических космических лучей из околосреднего космоса — механизм, близкий по физическому смыслу к конвекции, а в деформированном магнитном поле создаются своеобразные

магнитные оболочки, которые препятствуют проникновению потоков космических лучей к Земле. Эти эффекты понижения плотности космических лучей на Земле, связанные с высокоскоростными потоками солнечной плазмы, хорошо изучены и носят название форбуш-спадов или форбуш-понижений галактических космических лучей.

Таблица 1

Распределение максимальных скоростей солнечного ветра

	Максимальная скорость ветра, км/с								
	400—450	450—500	500—550	550—600	600—650	650—700	700—750	750—800	800 $\wedge$
Число случаев	14	48	80	79	77	26	14	11	3
%	4	13	23	23	22	7	4	3	1

Исследование механизма распространения космических лучей в межпланетной среде показывает, что протоны, движущиеся из Галактики к Солнцу со скоростями, близкими к скорости света, рассеиваются на магнитных неоднородностях межпланетной среды. Если бы магнитные неоднородности были неподвижны, то с течением времени все межпланетное пространство было бы заполнено протонами космических лучей и плотность протонов в межпланетной среде и вне ее оказалась бы одинаковой. Однако движущиеся магнитные неоднородности «вымывают» протоны космических лучей из околосолнечного пространства. В уравнениях переноса космических лучей скорость солнечного ветра входит в явном виде как один из основных параметров, определяющих плотность космических лучей [2, 4]. Из уравнений следует, что чем больше скорость солнечного ветра и чем быстрее ветер выносит магнитные неоднородности от Солнца, тем ниже плотность космических лучей.

Вопрос о кратковременных понижениях уровня космических лучей на Земле неоднократно исследовался теоретически и экспериментально. В одной из последних работ [4] использован большой статистический материал по режиму солнечного ветра совместно с изменениями интенсивности космических лучей на ряде станций. Существует ряд указаний на то, что не протоны солнечного ветра, а протоны галактических космических лучей, возможно, воздействуют каким-то образом на тропосферную циркуляцию [1, 3]. В этом случае попадание Земли в высокоскоростные потоки солнечного ветра должно привести к противоположным эффектам и вместо возрастания интенсивности атмосферных процессов должно наблюдаться ее снижение.

На рис. 1 жирной кривой показан ход интенсивности космических лучей на среднеширотной ст. Дип-Ривер за 13 дней до наступления максимума скорости в потоке солнечной плазмы и за 13 дней после него (шкала слева). День максимальных скоростей

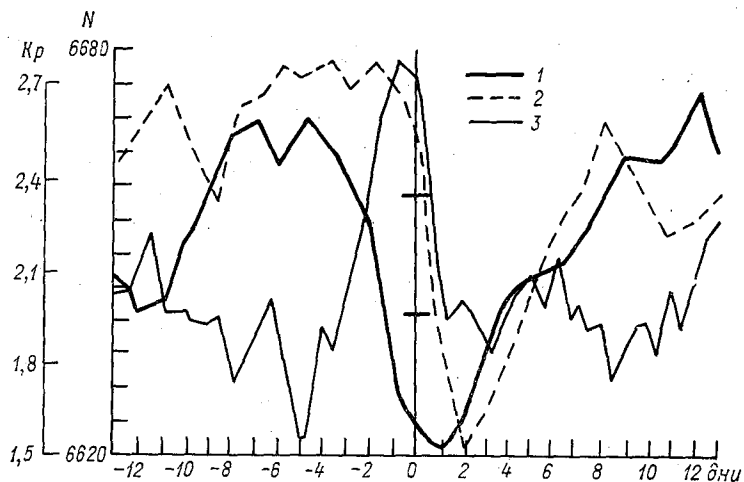


Рис. 1. Проявление высокоскоростного потока солнечной плазмы (0-день) в интенсивности N космических лучей на ст. Дип-Ривер (1) и на полярных станциях Мак-Мердо, Саус-Поул, Туле (2) и в геомагнитной активности K_p (3).

солнечного ветра, которые, как правило, отмечаются в центре высокоскоростного потока, обозначен 0-день.

Из рисунка видно, что резкое падение интенсивности галактических космических лучей начинается за 1—2 дня до 0-дня и достигает минимума на +1-й день. Эффект понижения полностью исчезает на 4-й, 5-й день. Основные особенности хода космических лучей сохраняются, хотя начало спада интенсивности космических лучей запаздывает в высоких широтах на 2 дня по сравнению с умеренными широтами. На рисунке показан также ход индекса геомагнитной активности K_p . Поскольку уровень геомагнитной возмущенности зависит от скорости солнечного ветра, на кривой около нулевого дня появляется четкий максимум, неслучайность появления которого оценивается уровнем значимости порядка 10^{-4} . Все три кривые подсчитывались по 107 случаям появления четких высокоскоростных потоков солнечного ветра за период с декабря 1965 г. по июнь 1971 г. [4, 5].

В качестве показателя атмосферной циркуляции использовался индекс завихренности Олсона, который отражает степень развития циклонов [6]. Численно этот индекс выражается в квадратных километрах площади поверхности 500 мбар, занятой атмосферой с абсолютной завихренностью более $20 \times 10^{-5} \text{ с}^{-1}$, плюс общая площадь, где абсолютная завихренность больше $24 \times 10^{-5} \text{ с}^{-1}$. Значения этого индекса колеблются около 10^5 км^2 . Максимум абсолютной завихренности располагается в умеренных широтах и особенно велик в тех районах, где глубокие тропические циклоны появляются на фоне повышенного давления. На рис. 2 показано

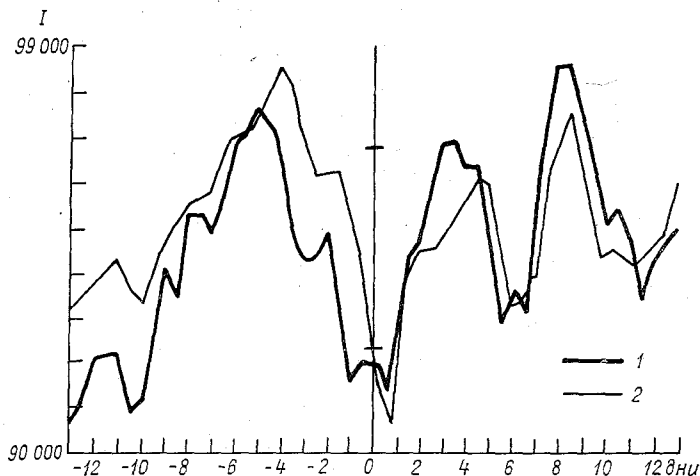


Рис. 2. Изменение индекса завихренности I атмосферы для 107 случаев высокоскоростных потоков солнечной плазмы на уровнях 300 мбар (1) и 500 мбар (2).

изменение индекса завихренности на уровнях 500 и 300 мбар для тех же 107 случаев попадания Земли в высокоскоростной поток. Из рисунка видно, что в средней и верхней тропосфере северного полушария в момент попадания Земли в высокоскоростной поток солнечной плазмы обнаруживается резкое уменьшение площадей, занятых глубокими циклонами, в умеренных широтах.

Из сравнения рис. 1 и 2 видно, что общий ход циклонической активности на северном полушарии при попадании Земли в высокоскоростной поток снижается. Это указывает на ослабление меридиональной циркуляции при уменьшении интенсивности космических лучей. Этот факт ранее обсуждался в ряде наших работ, в которых рассматривались другие показатели атмосферной циркуляции и другие показатели процессов, происходящих в космическом пространстве, на материалах наблюдений, охватывающих период 1949—1965 гг. [1].

Во многих отношениях последнее десятилетие характеризовалось необычными явлениями солнечной и геомагнитной активности. Чтобы показать, что возрастание скорости солнечного ветра всегда, во все эпохи приводит к снижению циклонической деятельности в тропосфере, приведем рис. 3, любезно предоставленный нам В. Ф. Логиновым. Кривая показывает ход индекса завихренности в течение 110 дней (4 оборотов Солнца). За 0-день принят день внезапного начала геомагнитной бури, который может служить индикатором перехода Земли из медленного потока солнечной плазмы в поток с большими скоростями. Для построения кривой использовалось 273 внезапных начала, которые наблюдались с 1947 по 1974 г. Передняя часть высокоскоростного

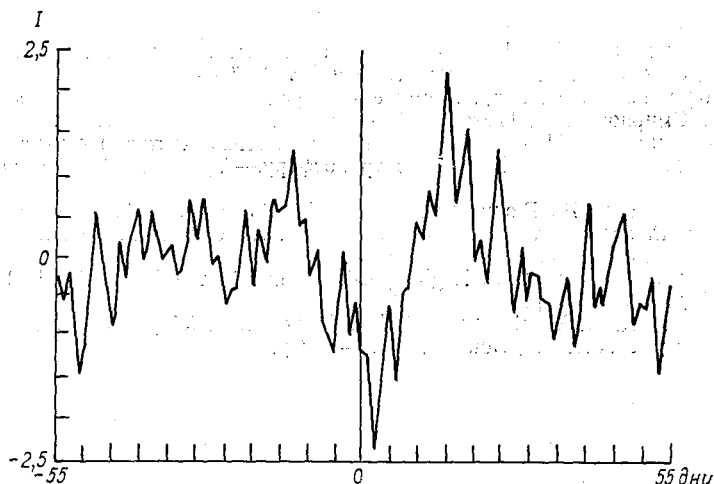


Рис. 3. Ход индекса завихренности I атмосферы при 273 случаях перехода Земли в высокоскоростной поток солнечной плазмы (0-день).

потока солнечной плазмы, которая производит эффект внезапного начала, обычно на 2—3 дня опережает центральную часть потока, и поэтому на рис. 3 спад интенсивности меридиональной циркуляции по отношению к 0-дню наступает несколько позже, чем на рис. 2. В целом ход кривых на рис. 2 и 3 хорошо согласуется.

Материалы, приведенные в настоящей работе, еще раз показывают, что космическим агентом, ответственным за возмущения тропосферной циркуляции, являются частицы галактических космических лучей, т. е. частицы, распространяющиеся с околосветовыми скоростями, а не протоны солнечного ветра, которые распространяются со скоростью 300—800 км/с.

Увеличение потока кинетической энергии, приносимой к магнитосфере Земли солнечным ветром, оказывается важным фактором для создания геомагнитных бурь и возмущений в ионосферных слоях. Эти возмущения почти не прослеживаются в стратосфере и тропосфере. Для изменений, происходящих в этих слоях, поведение потоков протонов космических лучей имеет существенно большее значение.

Наибольшие изменения параметров нижней атмосферы космические лучи могут вызывать благодаря: а) повышению ионизации, б) изменению газового состава атмосферы, в) передаче кинетической энергии и момента атмосферным слоям. По-видимому, благодаря одному из указанных процессов осуществляется механизм, ответственный за передачу возмущений из космоса в нижние слои земной атмосферы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Витинский Ю. Н. и др. Солнце и атмосфера Земли/ Витинский Ю. И., Оль А. И., Сазонов Б. И.— Л.: Гидрометеиздат, 1976.— 351 с.
2. Дорман Л. И. и др. Космические лучи в магнитном поле Земли/ Дорман Л. И., Смирнов В. С., Тясто М. И.— М.: Наука, 1971.— 400 с.
3. Сазонов Б. И. О некоторых преимуществах частиц высоких энергий в передаче возмущения из Космоса в тропосферу.— Труды ГГО, 1968, вып. 227, с. 12—20.
4. Duggal S. P., Pomerantz M. A. Cosmic ray intensity variations associated with solar wind streams. In: 15th Intern. Cosmic Ray Conf. Bulgaria, 1977, vol. 3, pp. 370—373.
5. Intriligator D. S. High Speed Streams in the Solar Wind. In: Rep. UAG-27, June 1973.— 10 p.
6. Olson R. G. Vorticity-area index. Solar-terrestrial physics and meteorology: working document II, Boulder, 1977.— 147 p.

Б. И. Сазонов

АНИЗОТРОПИЯ КОСМИЧЕСКИХ ЛУЧЕЙ И РАЗВИТИЕ ЦИКЛОНОВ

В работе [3] было показано, что при наличии анизотропии космических лучей в Космосе магнитное поле Земли может играть роль своеобразной магнитной линзы, фокусирующей потоки заряженных частиц в небольшом районе земной атмосферы. Предполагалось, что энергия, приносимая космическими лучами, в отдельных случаях может быть достаточной для стимулирования развития циклонов. В настоящей работе мы вновь возвращаемся к этому вопросу для того, чтобы еще раз проиллюстрировать важное значение анизотропии космических лучей для передачи возмущений из Космоса.

На рис. 1 схематично показаны положение Земли на силовой магнитной линии, выходящей из Солнца, и направления анизотропии высокоэнергичных заряженных частиц — космических лучей. Направление *A* — направление анизотропии, возникающей в результате того, что коэффициент диффузии вдоль по силовым магнитным линиям значительно больше коэффициента диффузии поперек силовых магнитных линий. Проникая внутрь межпланетной среды, космические лучи текут в основном вдоль магнитных силовых линий. Направление этой анизотропии 20—22 ч [1]. На рис. 1 показаны направления на 12, 18 и 24 ч.

Вторая, постоянно существующая анизотропия (направление *B*) связана с вращением Солнца и определяется натеканием межпланетного магнитного поля и захваченных им космических частиц на вечернюю сторону Земли. Направление этой анизотропии примерно 18 ч.

Третий вид анизотропии, который временами становится особенно большим, связан со знаком межпланетного магнитного поля, в котором находится Земля. При наличии градиента космических лучей, направленного из южной полусферы в северную и перпендикулярного эклиптике, в плоскости эклиптики будет появляться анизотропия космических лучей (направление *C*), перпендикулярная силовой магнитной линии [1, 6]. Она может

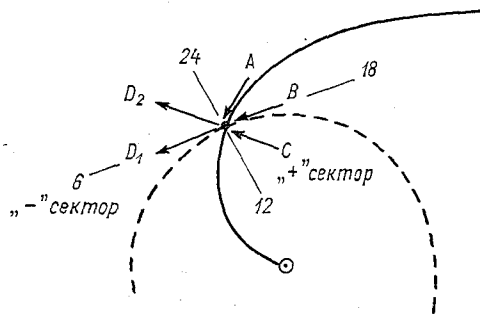


Рис. 1. Положение Земли на силовой магнитной линии, выходящей из Солнца. Направления анизотропии (A, B, C) и их результирующих (D_1 , D_2) относительно часовых поясов Земли.

быть направлена как в сторону движения магнитной силовой линии, так и в обратную сторону, оставаясь в то же время в плоскости эклиптики. Направление это определяется направлением вращения положительно заряженных частиц в магнитном поле при их движении перпендикулярно эклиптике.

Если принять, что силовая магнитная линия, показанная на рис. 1, является в то же время секторной границей между магнитным полем, идущим к Солнцу («—» поле), и магнитным полем, идущим от Солнца («+» поле), то при градиенте космических лучей, направленном через лист снизу вверх, анизотропия C будет направлена так, как показано на рис. 1. Подобная ситуация наблюдалась в последние 15 лет, когда активность в северном полушарии Солнца была заметно выше, чем в южном, и плотность космических лучей была выше под эклиптикой. Это определяло и направление градиента космических лучей.

Приближение к Земле границы, за которой магнитное поле направлено к Земле («+» сектор межпланетного магнитного поля), приводит к тому, что все три анизотропии векторно складываются и образуется общая анизотропия D_1 из направления 14—18 ч. Если C невелика, то результирующая D_1 имеет направление, близкое к 18 ч. Если C велика, то появляется D_2 из направления 14—15 ч.

Для нас важно, что положение Земли в начале «+» сектора дает значительную результирующую анизотропию потока космических лучей D, а положения в начале «—» сектора, когда вектор C направлен в противоположную сторону, результирующая анизотропия практически отсутствует. Таким образом, используя информацию о прохождении Землей секторов межпланетного магнитного поля, мы косвенно можем оценить величину анизотропии лучей D и сопоставить ее со степенью развития циклонов.

В литературе уже проводились сопоставления секторных границ межпланетного магнитного поля с различными показателями атмосферной циркуляции [2, 5, 7, 9]. Выводы, полученные в этих работах, весьма противоречивы. В одних показано, что разные границы ведут себя по-разному, в других [9] приводятся данные о сходстве реакции атмосферы на разные границы. В одних случаях возмущение в атмосферной циркуляции наступает до прихода границы, в других — после ее прохождения.

В настоящей работе проанализировано развитие циклонов на северном полушарии Земли за десятилетний период (1963—1972 гг.). В этот период существовала асимметрия запятанности Солнца и градиент космических лучей был направлен из южного полушария в северное. Нами исследовалось осредненное по большим квадратам давление на поверхности 500 мбар севернее 20° с. ш. Широтная протяженность квадратов составила 10° , долготная 30° . Всего на северном полушарии исследовалось поведение давления в 73 квадратах, включая область, лежащую внутри широтной зоны $90-80^\circ$ с. ш.

Мы применили новый метод исследования связей направления межпланетного магнитного поля с процессами в тропосфере. Использовался метод наложения эпох для обеих характеристик, за 0-день брался первый день бартельсовского календаря. Исследовалось три двухлетних периода: минимум солнечной активности (1964—1965 гг.), максимум солнечной активности (1967—1968 гг.) и период нисходящей ветви солнечного цикла (1969—1970 гг.). В каждом двухлетнем периоде укладывалось по 27 оборотов Солнца. Это обеспечивало получение достаточно большого статистического материала для выявления вариаций как в межпланетном поле, так и в поле осредненного по большим квадратам давления.

Четкие, статистически значимые вариации в давлении отмечались в климатических центрах атмосферной циркуляции. На рис. 2 приведены данные по изменению давления в разных районах Северной Атлантики, показана структура межпланетного магнитного поля за двухлетний период по дням бартельсовского календаря. Единица показывает, что в 100% случаев в этот день бартельсовского календаря наблюдался знак магнитного поля «+», 0,8 обозначает, что только в 80% наблюдался этот знак, 0,6 — в 60% и т. д. Знак минус обозначает, что преобладающее поле было направлено в противоположную сторону. Ноль показывает, что в этот день бартельсовского календаря не было преобладания того или иного знака магнитного поля в Космосе.

Из сравнения кривых 1 на рис. 2а — в можно сделать заключение, что магнитное поле значительно менялось от одного двухлетнего периода к другому. В первом периоде четко вырисовывались два сектора: с направлением магнитного поля к Земле («+» сектор) и от Земли («—» сектор). Во втором и третьем периодах устойчиво существовал один «—» сектор и один «+» сектор.

На рис. 2а показано изменение давления в средней тропосфере

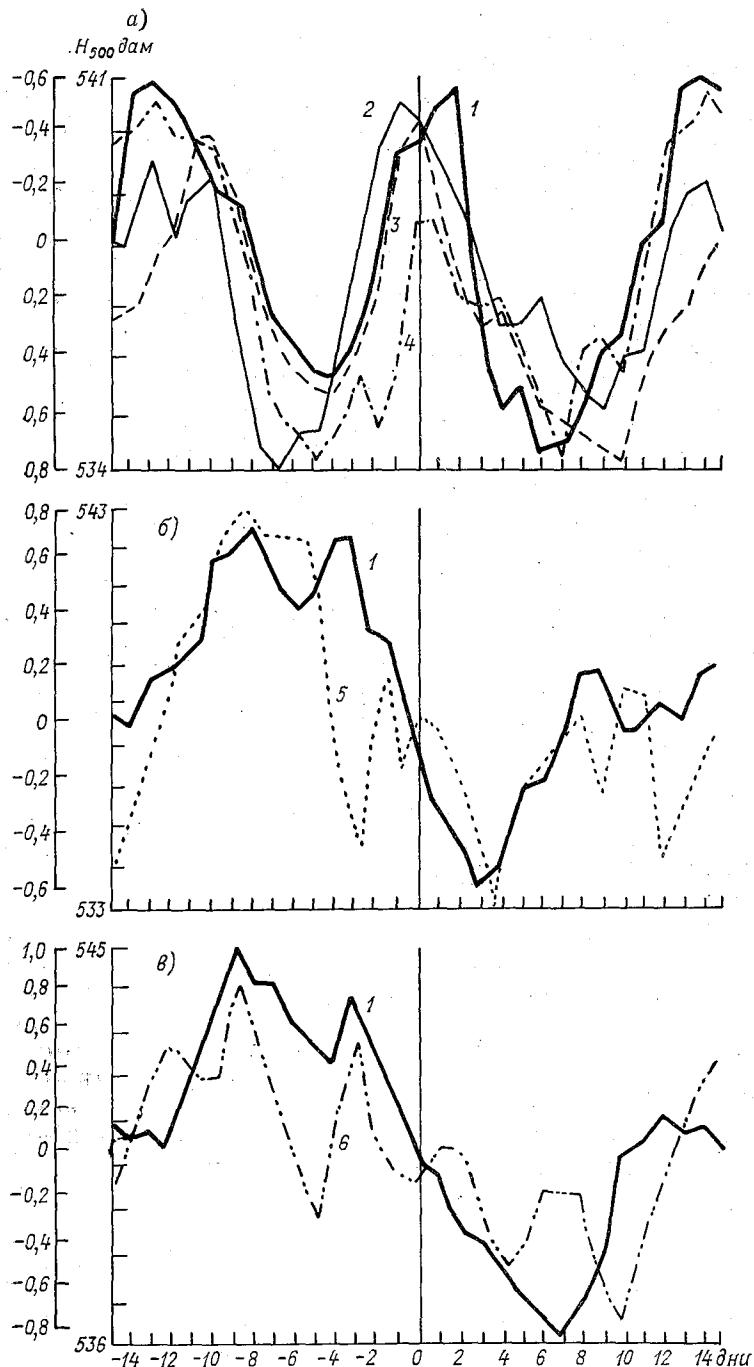


Рис. 2. Изменение давления по дням бартельсовского календаря в средней тропосфере в сравнении с особенностями направления межпланетного магнитного поля (1) и ход давления (2—6) в разных районах.

а) 1964—1965 гг.: 2 — Гудзонов залив, 3 — Ньюфаундленд, 4 — район исландского минимума; б) 1967—1968 гг.: 5 — Гудзонов залив; в) 1969—1970 гг.: 6 — Гудзонов залив.

в районе Гудзонова залива, Нью-Фаундленда и исландского минимума. Первые два района расположены между широтами 50 и 60°, третий — между 60 и 70°. Давление во всех трех районах обнаруживает в этот двухлетний период подобные же вариации — с двумя четкими максимумами и двумя минимумами. Экстремумы кривых отличаются друг от друга на 2—3 дня, что объяснимо перемещением циклонов из одного района в другой.

Аналогичные сдвиги отмечались и в двух других периодах, но везде ход давления в общих чертах хорошо повторял кривые изменения преобладающего направления межпланетного поля. Изменения начинались в районе Гудзонова залива и затем смещались в восточном направлении, к Исландии и далее в Северную Атлантику. Экстремумы давления так же наступали сначала над северо-востоком Канады, а затем смещались в район Исландии.

На рис. 2 б и 2 в приведено изменение давления в районе Гудзонова залива в другие периоды. Чтобы не загружать графики излишними деталями и не вносить произвола при совмещении экстремумов, кривые по другим районам не приведены. Мы останавливаем внимание только на районе Гудзонова залива потому, что в этом районе, как правило, первоначально появляются циклоны, которые затем гидродинамическими силами выносятся в другие районы, и еще потому, что этот район расположен у геомагнитного полюса Земли, куда облегчено проникновение частиц космических лучей. На особое положение этого района в системе общей циркуляции атмосферы уже не раз обращалось внимание [1, 4].

Сопоставление знака поля с давлением в районе Гудзонова залива для всех трех периодов дает примерно одну и ту же картину без каких-либо сдвигов во времени: в те дни, когда Земля находится в «—» секторе, давление растет, циклон в районе Гудзонова залива ослабевает, когда же Земля находится в «+» секторе, наоборот, давление в средней тропосфере падает в районе Гудзонова залива, т. е. высотный циклон в этом районе развивается.

Примененный нами метод исследования связей межпланетного поля с циркуляцией имеет то преимущество, что исследуется не поведение давления около выборочного дня, а общий ход давления и общий ход направленности межпланетного поля в Космосе по бартельсовскому календарю. В обработке участвуют все без исключения дни двухлетнего периода и это указывает на то, что выявленные закономерности могут иметь значение в прогностической практике.

На рис. 2 следует, что в те дни бартельсовского календаря, когда устойчиво наблюдался «+» знак в подавляющем числе дней, над Гудзоновым заливом развивались циклоны. Полного совпадения кривых развития циклонов с межпланетным полем нельзя ожидать хотя бы потому, что: 1) наблюдаемый у Земли знак межпланетного поля еще не отражает магнитного поля тех районов под эклиптической, через которые проходят космические лучи

перед тем как попасть на землю; 2) гидродинамические силы в данном случае выступают в роли шумовой компоненты, разрушающей связи тропосферных процессов с процессами в Космосе.

В район геомагнитного поля, в район Гудзонова залива приходят частицы с энергиями не более 10^9 эВ, радиус кривизны которых в межпланетном магнитном поле около 10^6 км. Однако в умеренные и субтропические широты могут вторгаться протоны с энергией 10^{10} эВ, радиус кривизны около 10^7 км. Эта величина сравнима с поперечным сечением секторов на орбите Земли. Для этих частиц важно, чтобы обширные пространства, размеры которых более 10^7 км, были заняты одним и тем же знаком межпланетного поля. Чтобы появилась достаточно большая анизотропия (направление С), Земля должна находиться не в середине «+» сектора, а в его начале, так, как это показано на рис. 1.

Именно поэтому максимумы развития циклонов в умеренных и субтропических областях должны наступать не в периоды максимальной повторяемости «+» секторов, а несколько ранее этого события, ближе к моменту, когда Земля пересекает границу между секторами «—»/«+» (см. положение Земли на рис. 1).

Циклоны в умеренных и субтропических широтах, вне исландского и алеутского минимумов, слабо влияют на среднее давление в квадратах со сторонами 10° по широте и 30° по долготе. Развитие более крупномасштабных антициклонических образований оказывает решающее влияние на изменение среднего давления по квадратам. В связи с этим было решено в качестве показателя развития циклонов в умеренных и субтропических широтах использовать индекс атмосферной завихренности Олсона [8]. Численно этот индекс выражается в квадратных километрах площади поверхности 500 мбар, занятой атмосферой с абсолютной завихренностью более 20×10^{-5} с $^{-1}$, плюс общая площадь, где абсолютная завихренность больше 24×10^{-5} с $^{-1}$. Значение этого индекса колеблется около цифры 10^6 км 2 .

Сопоставление этих данных с направлением межпланетного магнитного поля, проведенное тем же методом, показывает, что площади, занятые глубокими циклонами в умеренных и субтропических широтах, значительно возрастают в «+» секторах, однако экстремумы кривых циркуляции опережают экстремумы магнитного поля на 4—5 дней. Более четкие связи отмечены в минимумах солнечной активности 1962—1964, 1970—1974 гг., что связано, по-видимому, с более устойчивой структурой межпланетной среды.

На рис. 3 приводится ход индекса завихренности и сдвинутый на четыре дня вперед ход повторяемости знака межпланетного магнитного поля. Сходство хода кривых достаточно очевидно, несмотря на отдельные флуктуации в индексе атмосферной завихренности. Подобные результаты были также получены для другого минимума солнечной активности (1962—1964 гг.) и периода восходящей ветви (1964—1970 гг.).

Подводя итог проделанной работы, которая требует в даль-

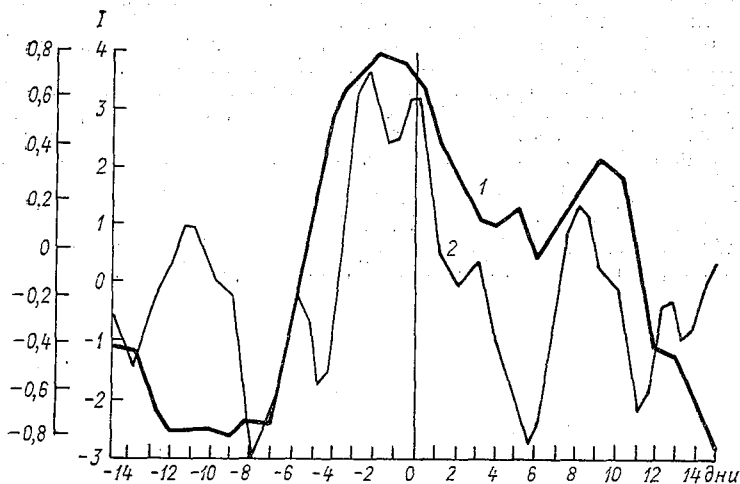


Рис. 3. Сравнение направления межпланетного магнитного поля (1) за 40 бартельсовских оборотов Солнца с ходом индекса за-
вихренности Олсона I [8] за период с января 1970 г. по декабрь
1972 г. (2).

нейшем проверки на независимом материале, при другом направ-
лении градиента космических лучей, мы можем, однако, конста-
тировать следующее:

а) между усилением анизотропии космических лучей и разви-
тием циклонов в средней тропосфере существуют определенные
связи;

б) при градиенте космических лучей, направленном из южной
полусферы в северную, «+» сектор межпланетного магнитного
поля дает усиление в развитии циклонов, что объясняется ростом
анизотропии космических лучей в плоскости эклиптики;

в) в высоких широтах большая повторяемость «+» сектора
совпадает с максимальным развитием циклонов с точностью до
1—2 дней в районах зарождения циклонов. В умеренных и суб-
тропических широтах четко прослеживается опережение цирку-
ляцией атмосферы времени прихода «+» сектора межпланетного
магнитного поля. Это может создать ложное впечатление о связи
реакции атмосферы с границами межпланетного магнитного поля.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дорман Л. И. Вариации космических лучей и исследование Космоса.—
М.: Изд-во АН СССР, 1963.— 1027 с.
2. Логинов В. Ф. Реакция атмосферной циркуляции на условия в кос-
мическом пространстве.— Труды ВНИИГМИ, 1978, вып. 37, с. 117—130.
3. Сазонов Б. И. О некоторых преимуществах частиц высоких энергий
в передаче возмущения из Космоса в тропосферу.— Труды ГГО, 1968, вып. 227,
с. 12—20.

4. Сазонов Б. И. Высотные барические образования и солнечная активность.—Л.: Гидрометеониздат, 1965.—132 с.
5. Bossolasco M. e. a. Thunderstorm activity and interplanetary magnetic field. *Rivista Italiana di geofisica*, 1973, vol. 22, N 5/6, p. 293—295.
6. Bychkovskaya A. e. a. Solar activity and cosmic ray N—S asymmetry.—In: 15th Intern. Cosmic Ray Conf., Bulgaria, 1977, vol. 3, p. 170—175.
7. Mansurov S. M. e. a. Certain regularities of geomagnetic and baric field at high latitudes. In: Proc. Symp. NASA, Goddard Space Center, 1974, p. 71—79.
8. Olson R. G. Vorticity area index, 1946—1976.—Solar-terrestrial physics and meteorology, working document II, 1977, p. 84—114.
9. Wilcox J. M. e. a. Influence of solar magnetic sector structure on terrestrial atmospheric vorticity. *J. Atmos. Sci.*, 1974, 31, p. 581—588.

В. И. Сазонов, Н. Н. Сазеева, С. В. Касогледова

СОЛНЕЧНАЯ ЗАПЯТНЕННОСТЬ И ТЕМПЕРАТУРА ЗЕМЛИ

Связь атмосферных процессов с солнечной активностью (СА) находит свое подтверждение как при анализе кратковременных возрастаний солнечной активности (периоды хромосферных вспышек), так и при анализе климатов прошлого [2, 4, 12]. Значительно менее четкие связи обнаруживаются при анализе изменений в масштабе месяцев и лет.

Не раз обращалось внимание на то, что предложенная Абботом формула, выведенная на основе многолетних измерений солнечной постоянной S_0 [2, 5]:

$$S_0 = 1,903 + 0,011 W^{1/2} - 0,0006 W,$$

имеет определенное климатическое значение. Зная значения чисел Вольфа (W) за последние 250 лет, авторы [4, 12] восстановили ход S_0 и показали, что имеется четкое соответствие между изменением S_0 и температурой северного полушария, а также температурой Европы. Так, в работе [4] отмечалось, что шесть особенностей в ходе S_0 за последние 250 лет находят свое отражение в соответствующих понижениях и повышениях температуры Земли. Низкий уровень СА совпадал с низкой температурой; при значениях $W = 80 \div 100$ отмечались максимумы потеплений. При очень высоких значениях W наступало некоторое снижение температуры, подтверждающее тот эффект, который описывается в выше приведенной формуле.

Авторы настоящей статьи рассмотрели изменения температуры по 9 городам Средней Европы за 1755—1955 гг. [10]. Периодами с низкой СА были 1810—1833, 1889—1914 гг., а периодами с высокой СА были 1775—1797, 1932—1955 гг. Средние значения W для выбранных периодов оказались 32 и 65. Для этих же периодов общей продолжительностью 46 и 43 года были подсчитаны средние аномалии температуры. Для периодов с низкой СА температура оказалась равной $-0,15^\circ \pm 0,07$, для периодов с высокой

$SA + 0,23^{\circ}C \pm 0,09$. Различие между этими средними значениями неслучайно с уровнем значимости 99%. Общая разница температур Европы составляет $0,38^{\circ}C \pm 0,08$.

Используя формулу, можно подсчитать, что при $W=32$ $S_{0n}=1,946$, а при $W=65$ $S_{0v}=1,953$, т. е. общее изменение солнечной постоянной составляет около 0,3%. По данным модели климата, предложенной, например, в [12], это должно дать изменение температуры $0,36^{\circ}C$.

✓ Не следует думать, что на 0,3% за эти два столетия менялась астрономическая солнечная постоянная. Это маловероятно. Скорее всего зависимость S_0 от W , если таковая имеется, отражает изменение поглощающих свойств самой атмосферы, которые влияют на доходящее к поверхности Земли излучение — метеорологическую солнечную постоянную. То, что при высокой SA различные районы мира охватываются положительными аномалиями, а при низкой — отрицательными, можно видеть из данных табл. 1, где период низкой SA ($W=47$), 1881—1920 гг., сравнивается с периодом высокой SA ($W=74$), 1931—1960 гг.

Из анализа табл. 1 следует, что во всей внетропической зоне северного полушария отмечалось увеличение температуры при переходе от низкой к высокой SA . Изменения площадей положительных аномалий в северной части полушария более значительны и составляют 20—40%. Этот факт неслучаен с уровнем достоверности выше 95%. Южная часть внетропической зоны характеризуется сравнительно небольшим возрастанием площадей положительных аномалий.

Чтобы убедиться, что отмеченные выше изменения площадей положительных аномалий температуры при изменении уровня SA неслучайны, были проанализированы два других периода, 1881—1900 гг. и 1901—1920 гг., когда W составляло 40 и 38 соответственно (табл. 2). Из таблицы следует, что для всей внетропической зоны в целом изменение площади мало и носит характер случайных флуктуаций.

✓ Из сравнения результатов, представленных выше, следует вывод о неслучайности изменений температурного режима внетропической части северного полушария в целом и Европы в частности при изменении SA , при этом северная часть полушария более чувствительна к изменениям SA , чем южная. Вместе с тем, все факты, указывающие на связь SA с температурой Земли в масштабе десятилетий и столетий, быстро ослабевают во временном масштабе от нескольких месяцев до десяти лет. Например, температура в максимумах 11-летних циклов SA оказалась не выше температуры в минимумах 11-летних циклов SA . Попытка найти такие статистически значимые связи не увенчалась успехом. 11-летний цикл SA отсутствует как в температуре всей Земли, так и в температуре Европы. Этот факт настораживает и свидетельствует о том, что либо изменения в солнечной постоянной происходят лишь в масштабе нескольких десятилетий и более, либо солнечная постоянная вообще не меняется, а температур-

Таблица 1

Охват площади (%) внетропической зоны северного полушария
положительными аномалиями средних годовых температур в разные периоды СА

СА	Европа		Азия		Северная Америка		Атлантический океан		Тихий океан		Северный Ледовитый океан	Вся зона
	север	юг	север	юг	север	юг	север	юг	север	юг		
Низкая	44±5	47±6	46±3	49±3	47±5	33±3	39±7	46±12	27±2	38±15	29±4	41±4
Высокая	74±9	66±2	68±6	61±4	74±4	83±5	81±7	76±4	70±8	83±11	72±9	73±3
Разность	30	19	22	12	27	50	42	30	43	45	43	32

Таблица 2

Охват площадей (%) внетропической зоны северного полушария
положительными аномалиями средних годовых температур
в периоды, сходные по уровню СА

Период	Европа		Азия		Северная Америка		Атлантический океан		Тихий океан		Северный Ледовитый океан	Вся зона
	север	юг	север	юг	север	юг	север	юг	север	юг		
1881—1900 гг.	33±1	45±6	36±14	46±1	22±14	38±4	24±15	52±20	33±6	49±6	18±11	37±6
1901—1900 гг.	48±3	40±7	43±2	50±5	52±35	32±6	42±11	36±10	27±3	35±26	29±6	40±7
Разность	15	—5	7	4	30	—6	18	—16	—6	—14	11	3

ные изменения, происходящие на Земле, есть следствие изменений циркуляции атмосферы и океана.

Осреднение данных по циклам СА от одного минимума до другого приводит к появлению слабых и неустойчивых связей между W и t . В циклах с высокой СА температура несколько выше, чем в циклах с низкой СА. Так для летних температур Англии получаем особенно высокие коэффициенты корреляции, $r=0,56$, для Базеля $r=0,75$. Близкие значения между W и t обнаруживаются и по другим станциям. Естественно, что и эти связи еще не дают уверенности в том, что именно радиационные факторы обеспечивают подъем температуры в Европе летом. Были вычислены разности давления между Копенгагеном и Женевой по солнечным циклам с 1844 по 1953 г. Эти разности сравнивались с температурой Базеля и Англии. Коэффициенты корреляции оказались равны 0,44 и 0,65 соответственно. Как и следовало ожидать, при понижении давления в Копенгагене относительно Базеля получает лучшее развитие западный перенос, температура летом на европейских станциях падает. На севере Европы этот эффект прослеживается лучше, чем на юге, что тоже понятно из циркуляционных соображений.

Для решения вопроса о роли циркуляции в изменениях температуры Земли было решено воспользоваться закономерностями, открытыми А. И. Олем в чередовании четких и нечетных циклов СА. Им было отмечено [6, 7], что 22-летний цикл смены полярности магнитного поля Солнца и солнечных пятен, находящийся хорошее отражение во многих гидрометеорологических показателях, имеет определенную структуру. По многим солнечным и геомагнитным показателям обнаруживается четкая корреляция между четными и следующими за ними нечетными циклами, но никаких связей не существует между нечетными и следующими за ними четными циклами. При этом следует иметь в виду, что уровень СА соседних четных и нечетных циклов не различается существенным образом и значение солнечной постоянной должно оставаться примерно одинаковым в соседних солнечных циклах. Корреляция четных с последующими нечетными циклами СА отражает магнитные свойства Солнца и межпланетной среды, взаимодействие заряженных частиц с магнитными полями Солнца, а также межпланетной среды и Земли. В излучательных свойствах фотосферы Солнца связи между четными и последующими нечетными циклами, естественно, не должны прослеживаться.

В табл. 3 показана разность средних годовых температур Δt нескольких пунктов Европы между четным и следующим за ним нечетным 11-летним циклами СА. В таблице приведено и среднее значение разностей, характеризующее изменение средних годовых температур Европы между соседними циклами. Обращает на себя внимание полное соответствие в знаках изменений W и t от четного к нечетному циклу. Коэффициент корреляции между ΔW и Δt оказывается более 0,9, если эти разности вычислялись между четными и следующими за ними нечетными циклами, но

менее 0,1, если разности вычислялись между нечетными и следующими за ними четными циклами. Трудно думать, что столь большие различия случайны: эти закономерности прослеживаются на всех станциях Европы. В данном случае относительные изменения температуры оказываются в 2—3 раза больше при соответствующих изменениях W , чем это следует из формулы Аббота.

Таблица 3

22-летняя цикличность температуры Европы (средняя годовая, усредненная по циклам СА)

	Цикл СА							
	2—3	4—5	6—7	8—9	10—11	12—13	14—15	16—17
де Билт	—0,5	0,4	—0,3	0,5	—0,1	—0,2	—0,2	—0,3
Англия								
(ряд станций)	—0,2	0,6	—0,4	0,0	—0,1	—0,5	—0,1	—0,3
Берлин	—0,4	0,8	—0,3	0,4	—0,2	—0,5	—0,3	0,1
Базель	—0,2	0,5	—0,5	0,2	—0,1	—0,1	—0,3	—0,2
Женева	—0,2	0,4	—0,2	0,3	—0,1	0,0	—0,2	0,1
$\Delta \bar{t}$	—0,3	0,5	—0,3	0,3	—0,1	—0,25	—0,2	—0,15
ΔW	—13	38	—16	16	—2	—1	—8	—14

Таблица 4

Изменение (%) площадей северного полушария, охваченных положительными аномалиями температуры

Цикл СА	ΔW	Внетропическая зона	Европа (север)	Азия (север)	Северная Америка (север)	Атлантический океан (север)	Тихий океан (север)	Северный Ледовитый океан
12—13	—1	—12	—3	—29	—29	—19	12	—22
14—15	—8	—15	—6	—4	7	—22	—6	—7
16—17	—14	—6	—21	—19	—10	—14	—11	—14

Интересно отметить, что и в площади охвата (%) внетропической зоны северного полушария положительными аномалиями прослеживается тот же эффект (табл. 4). При общем росте температуры северного полушария с 12-го по 17-й цикл СА нечетные циклы оказывались холоднее четных, что в общем согласуется с данными табл. 3.

✓ Хорошее проявление 22-летнего цикла в гидрометеорологических показателях в различных районах мира [7, 9], отражение в температуре Европы тех же закономерностей связи четных циклов с нечетными, как и в магнитных полях Солнца [6], показывают, что не радиационные факторы, связанные с изменением СА, а циркуляционные факторы, обусловленные изменением магнитных по-

лей и потоков частиц в Космосе, обеспечивают связь космических процессов с процессами в тропосфере на временных отрезках до двух десятилетий. Это подтверждается и тем, что не субтропические и экваториальные, а приполярные широты, где особенно велика роль циркуляции в изменениях температуры, обнаруживают лучшие связи с уровнем СА. Подтверждением правильности сделанного выше заключения могут служить и многочисленные доказательства наличия 22-летнего цикла СА в циркуляционных показателях Западной Европы и Атлантики. На рис. 1 показаны сглаженные по формуле

$$\bar{a}_3 = 0,1a_1 + 0,2a_2 + 0,4a_3 + 0,2a_4 + 0,1a_5$$

кривые, характеризующие циркуляцию в районах 1, 5 и 6 по каталогу Вительса. На рис. 1 сплошные вертикальные прямые показывают положение минимумов СА после четных, а штриховые — после нечетных циклов СА. Легко видеть, что в Западной Европе и прилегающих районах Атлантики отмечаются примерно 22-летние волны в числе наблюдаемых зимой циклонов, в среднем давлении на ст. Женева и относительной повторяемости форм циркуляции по Вангенгейму, т. е. в разнообразных циркуляционных характеристиках.

Высокая повторяемость циклонов в Западной Европе — это преимущественное развитие восточной формы циркуляции по Вангенгейму (формы Е) и слабое развитие меридиональной формы циркуляции (С).

При переходе от четного цикла к нечетному возрастает число циклонов над Атлантикой и Западной Европой, увеличивается меридиональность, усиливаются затоки холода в Европу. Все это приводит к понижению температур в нечетных циклах.

Развитие циклонов в районе Исландии (район 1 по Вительсу), совершенно иное по сравнению с Западной Европой. Здесь в периоды максимумов СА отмечается увеличение числа циклонов, как и в большинстве минимумов СА. Относительные изменения в циркуляции от одного периода к другому относительно невелики, 22-летней волны не прослеживается.

Следует обратить внимание на то, что в различных показателях циркуляции нет того четкого векового хода, какой наблюдается в температурных характеристиках во всех районах мира за последние 80 лет [3, 9]. Это указывает на то, что, возможно, в вековом ходе метеорологическая солнечная постоянная меняется и оказывает существенное влияние на температуру Земли. Выводы из проделанной работы могут быть сформулированы следующим образом.

1. Во временном интервале от нескольких месяцев до 10 лет связи между уровнем СА и температурой Земли отсутствуют. В этом временном интервале более существенно влияние циркуляции на температуру Земли, чем изменения солнечной постоянной, связанной с уровнем СА.

2. Связи четных циклов с нечетными в гидрометеорологиче-

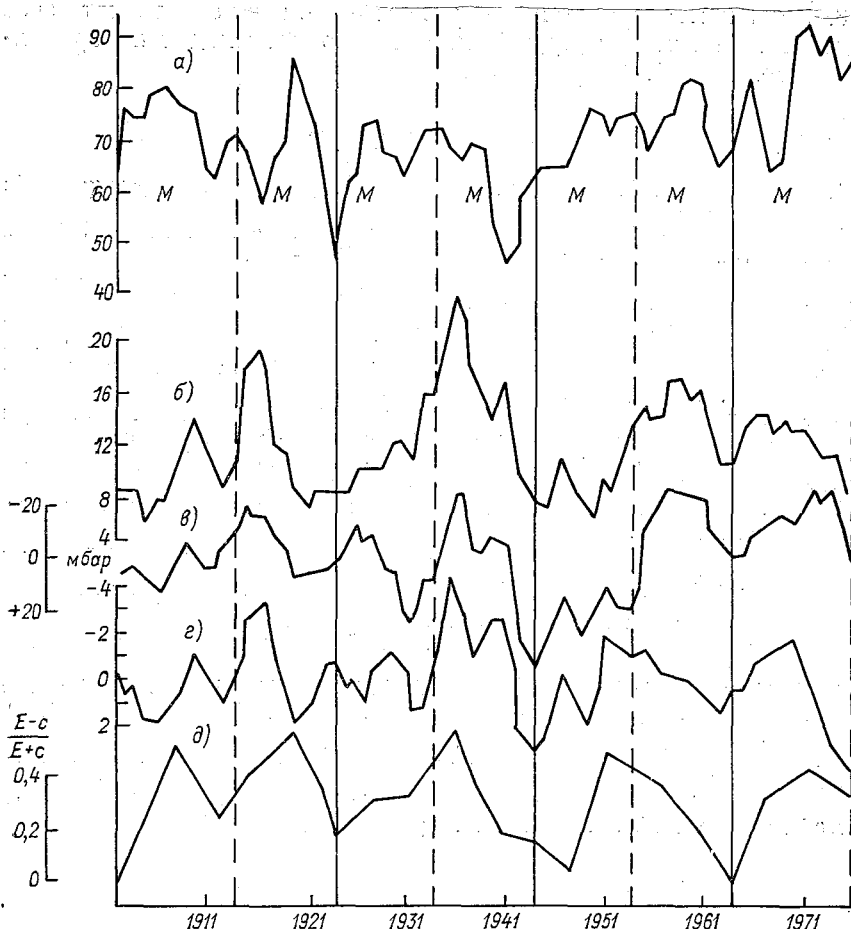


Рис. 1. Повторяемость (число дней) циклов с давлением в центре 990 мбар и ниже в Северной Атлантике (1-й район по Вителюсу) с декабря по апрель (а) и в Западной Европе (6-й район) с декабря по май (б). Отклонения от нормы числа дней с антициклонической циркуляцией в районе Атлантики и Западной Европы (5-й и 6-й районы) с декабря по май (в) и давления в Женеве с декабря по май (г). Относительное развитие восточной (Е) и меридиональной (С) форм циркуляции по Вангенгейму $\frac{E-C}{E+C}$ с декабря по май (средние четырехлетние значения) (д).

М — положение эпохи максимума солнечной активности.

ских характеристиках, близкие к связям, обнаруженным на Солнце и в Космосе, указывают на то, что вплоть до 22-летнего временного интервала связи космических процессов с процессами в тропосфере осуществляются через магнитные поля и потоки заряженных частиц.

3. Если изменения солнечной постоянной и оказывают свое воздействие на температуру Земли, то это происходит на временных интервалах, больших 25 лет.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вительс Л. А. Характеристики барико-циркуляционного режима.— Л.: Гидрометеиздат, 1965.—128 с.
2. Витинский Ю. И. и др. Солнце и атмосфера Земли/ Витинский Ю. И., Оль А. И., Сазонов Б. И.— Л.: Гидрометеиздат, 1976.— 350 с.
3. Гедеонов А. Д. Изменения температуры воздуха на северном полушарии за 90 лет.— Л.: Гидрометеиздат, 1973.— 146 с.
4. Дроздов О. А. и др. Вековой ход температуры и осадков и его отражение в ходе прироста деревьев и связь с солнечной активностью/ Дроздов О. А., Полозова Л. Г., Сазонов Б. И.— В кн.: Дендроклиматохронология и радиоуглерод.— Каунас, 1972, с. 32—36.
5. Кондратьев К. Я., Никольский Г. А. Возможные изменения интенсивности электромагнитного излучения Солнца.— В кн.: Солнечно-атмосферные связи в теории климата и прогнозах погоды: Труды 1-го Всесоюзного совещания. Л., 1974, с. 128—135.
6. Оль А. И. Цикл магнитной активности Солнца.— Солнечные данные, 1972, № 12, с. 102—105.
7. Оль А. И. Проявление 22-летнего цикла солнечной активности в климате Земли.— Труды ААНИИ, 1969, с. 289, с. 116—131.
8. Рубинштейн Е. С. Структура колебаний температуры воздуха на северном полушарии.— Л.: Гидрометеиздат, 1973.— 33 с.
9. Сазонов Б. И., Логинов В. Ф. Солнечно-тропосферные связи.— Л.: Гидрометеиздат, 1969.— 116 с.
10. Bider M., Schüepp M., Rudolff H. Die Reduktion der 200 jährigen Basler Temperaturreihe.— Arch. Met. Geoph. Biokl., 1959, Bd. 9, S. 360—412.
11. Manley G. Temperature trend in England, 1698—1959. Arch. Met. Geoph. Biokl., 1959, Bd. 9, p. 413—433.
12. Schneider S. H., Mass C. Volcanic Dust, Sunspot and Temperature Trends. Science, 1975, vol. 190, No. 4117, p. 741—746.

Б. Г. Шерстюков, В. Ф. Логинов

АКТИВНЫЕ ДОЛГОТЫ СОЛНЦА И ГЕОМАГНИТНАЯ АКТИВНОСТЬ

Вопрос о реальности существования активных долгот решен положительно, однако, до сих пор не ясна динамика активных долгот Солнца. В настоящей работе предлагается модель динамики активных долгот Солнца на основе анализа геомагнитной активности, при этом применялись метод построения временных диаграмм, метод наложения эпох, корреляционный метод. Были использованы значения геомагнитных индексов $C-9$ (1884—1931 гг.), A_p (1932—1975 гг.), показатель асимметрии запытенности полушарий Солнца $A = \frac{N-S}{N+S}$, где N и S — соответственно площади

пятен в северном и южном полушариях Солнца. За 1884—1955 гг. использовались данные наблюдений Гринвичской обсерватории, а с 1956 до 1975 г. — Пулковской обсерватории.

Как известно, тенденция к 27-дневной повторяемости геомагнитных возмущений приписывается непрерывному (в течение нескольких месяцев) испусканию из отдельных областей на Солнце потоков солнечного газа в квазирадialьном направлении. Геомагнитное возмущение будет повторяться примерно через 27 дней до тех пор, пока испускание потока происходит приблизительно в том же направлении. Такое повторение может закончиться по следующим причинам: либо Солнце прекращает испускать газ из соответствующей области, либо поток солнечного газа изменяет свое направление, либо Земля в своем орбитальном движении выходит за пределы области, в которую ранее попадал поток. Как известно, активные долготы — это одно из наиболее долгоживущих проявлений солнечной активности, но солнечная активность в одной долготной зоне не преобладает непрерывно над активностью в соседней. Для выявления активных и пассивных долгот необходимо использовать большие промежутки времени, осреднение индексов геомагнитной активности в солнечном календаре должно проводиться за период времени не менее 3 лет [7].

Известно также, что крупномасштабные особенности фонового

магнитного поля одной полярности сохраняют свое положение на гелиографической долготе в течение, по крайней мере, 10 оборотов. Очень часто в периоды средней и низкой солнечной активности отдельные ряды магнитных деталей составляют непрерывные потоки, сохраняющиеся несколько лет. Такие повторяющиеся распределения фоновых магнитных полей составляют основу активных долгот [2, 5].

Таблица 1

<i>Ar</i> ...	0—4	5—7	8—10	11—13	14—17	18—24	25—42	43—90	91—130	>130
<i>C-9</i> ...	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9

В работах [13—15] сделано предположение о существовании магнитного диполя, вращающегося в плоскости экватора Солнца. Если каждый полюс этого диполя на поверхности Солнца вызывает возмущения активности, значит устойчивые активные центры должны наблюдаться на расстоянии 180° по долготе. Некоторые активные долготы являются местами, в которых крупномасштабные структуры магнитных полей сохраняются в течение длительного времени, и магнитные поля противоположной полярности дают два непрерывных потока в каждом полушарии Солнца [3]. Это может означать, что в определенные дни солнечного календаря геомагнитные возмущения связаны с активной долготой в северном или южном полушарии Солнца.

Преобладающая активность того или иного полушария Солнца характеризовалась показателем асимметрии запятненности полушарий Солнца. Усиление активной долготы северного полушария должно сопровождаться северной асимметрией запятненности полушарий Солнца, а усиление активной долготы южного полушария — южной асимметрией активности Солнца. Последнее обстоятельство в данной работе использовалось для распознавания принадлежности геомагнитных возмущений к активным долготам и для определения траекторий смещения активных долгот Солнца. Для исключения длиннопериодных колебаний геомагнитной активности из исходных рядов индексов *C-9* и *Ar* были вычтены скользящие средние по 30 точкам, причем в целях получения однородного ряда значения индекса *Ar* предварительно были переведены на шкалу индекса *C-9* по табл. 1, данные которой получены по таблицам перехода от *Sp* к *Ar* и от *Sp* к *C-9*, приведенным в работе [1].

По полученным значениям была построена временная диаграмма геомагнитных возмущений по оборотам Солнца с периодом Кэррингтона ($T_{\text{син}} = 27,275$ сут), причем по горизонтальной оси были отложены дни оборота Солнца от 1-го до 54-го (два оборота), а по вертикальной — годы. Диаграмма показала, что, несмотря на всю сложность картины геомагнитных возмущений, все же в отдельные годы наблюдается преобладание повышенной активности в определенных долготных интервалах.

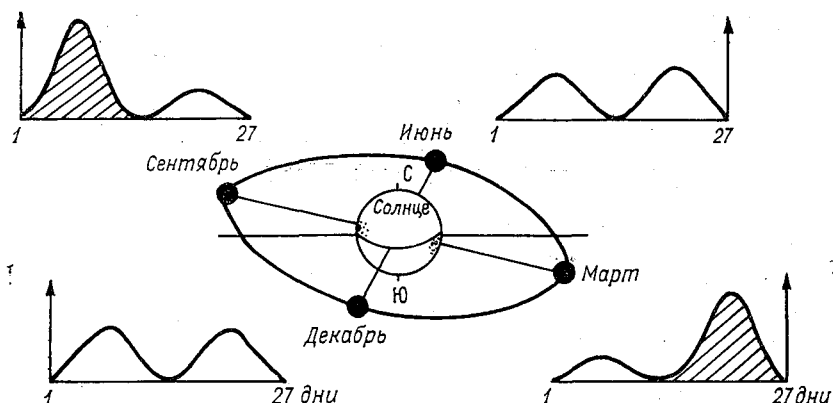


Рис. 1. Схема, поясняющая проявление активных долгот Солнца в геомагнитной активности при различных гелиографических широтах Земли.

Известно, что за счет геометрического фактора осенью благоприятным для воздействия на геомагнитосферу является северное полушарие, а весной — южное [9].

Если активные долготы существуют попарно, как было сказано выше, то для короткопериодных вариаций геомагнитного поля ($T < 30$ сут) геометрический фактор весной и осенью должен проявляться в повышении геомагнитной активности в определенные дни оборота Солнца, которые соответствуют положению активной долготы того полушария Солнца, которое в конкретном сезоне геоэффективно. На рис. 1 схематично показано, что если осенью повышена активность в 1—13-й дни календаря, то весной в 14—27-й дни; в промежуточные сезоны эффективность северного и южного полушарий одинакова (при равной активности северного и южного полушарий Солнца). Наиболее четким эффект преобладания активности в определенные дни календаря должен быть осенью при повышенной активности северного полушария Солнца, и весной — при высокой активности южного полушария Солнца.

С целью подтверждения вышеприведенной схемы за каждые последовательные 39 оборотов методом наложенных эпох были получены средние кривые геомагнитной активности по дням оборота Солнца. В качестве репера использовались даты начала оборотов Солнца по Кэррингтону. Период времени, составляющий 39 оборотов (примерно 3 года), — интервал, необходимый для выделения активных долгот [7]. Из полученной 31 кривой были выбраны только те, которые имеют 27-дневную волну, т. е. одна из активных долгот была более активной. Затем были сформированы две выборки: выборка *S*, куда вошли интервалы по 39 оборотов при южной асимметрии запятненности полушарий Солнца; вы-

борка N — интервалы при северной асимметрии активности Солнца. В выборку S вошли интервалы времени с оборотами № 522—560 (1893—1895 гг.), № 561—599 (1896—1898 гг.), № 717—755 (1908—1910 гг.), № 756—794 (1910—1912 гг.), № 1068—1106 (1934—1936 гг.), в выборку N вошли обороты № 990—1028 (1928—1930 гг.), № 1185—1223 (1942—1944 гг.), № 1224—1262 (1945—1947 гг.), № 1263—1301 (1948—1950 гг.), № 1302—1340 (1951—1953 гг.), № 1458—1496 (1963—1965 гг.), № 1497—1535 (1966—1968 гг.). По каждой выборке отдельно, между последовательными во времени кривыми геомагнитной активности (средними за 39 оборотов), были подсчитаны асинхронные коэффициенты корреляции. Поскольку указанные кривые получены методом наложения эпох по оборотам Солнца, а за каждым последним днем одного оборота следует первый день следующего оборота, то при подсчете коэффициентов асинхронных связей между указанными кривыми число членов ряда сохраняется и равно 27. По максимальному коэффициенту корреляции были получены для каждого трехлетнего интервала поправки на смещение активной долготы. Далее по тем же выборкам с учетом смещения активных долгот были получены средние кривые для четырех сезонов — весны, лета, осени и зимы. Поскольку гелиографическая широта Земли определяет условия попадания Земли в корпускулярные потоки из определенной широтной зоны Солнца, в качестве центральных дат сезонов были выбраны даты достижения Землей, в своем годовом движении, экстремальных гелиографических широт (6 марта — весна, 8 сентября — осень) и даты прохождения Земли через экваториальную плоскость Солнца (6 июня — лето, 8 декабря — зима). В сезоне каждого года было взято только по одному обороту.

На рис. 2 представлены полученные кривые хода геомагнитных возмущений в солнечном календаре для весны и осени при $A > 0$ и $A < 0$ и выделены значимые точки, для которых удвоенное среднее квадратическое отклонение не перекрывается с нормой. Оказалось, что наибольшие геомагнитные возмущения при северной асимметрии активности Солнца наблюдаются осенью в первой половине календаря, а наименьшие — весной; при южной асимметрии активности Солнца наоборот: наибольшие геомагнитные возмущения наблюдаются весной во второй половине календаря, а наименьшие — осенью (рис. 2). Этот результат подтверждает наличие квазижестко связанных активных долгот, лежащих в разных полушариях Солнца на расстоянии $\approx 180^\circ$ по долготе, и возможность использования асимметрии активности полушарий Солнца при определении траектории смещения активных долгот Солнца по геомагнитным данным.

С целью дальнейшего изучения свойств активных долгот Солнца был исключен сезонный эффект в короткопериодных вариациях геомагнитного поля. Исключение сезонного хода проводилось методом скользящего осреднения отдельно для каждого дня оборота Солнца за интервал ≈ 1 год — 15 оборотов с шагом 3, т. е. были

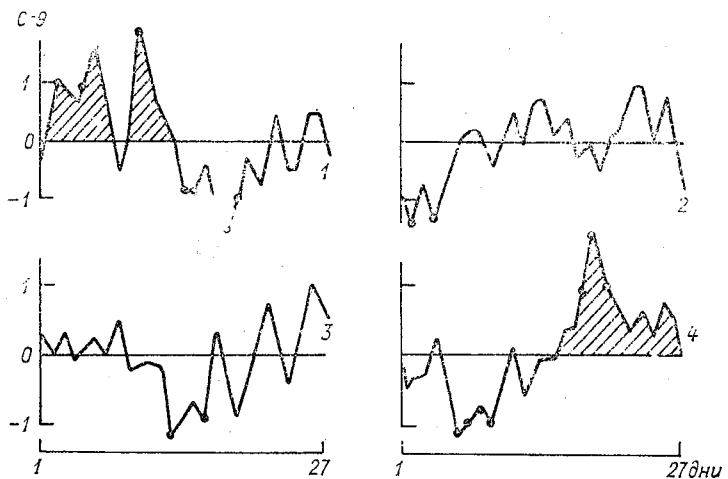


Рис. 2. Проявление активных долгот Солнца в геомагнитной активности.

1 — осень, годы с $A > 0$; 2 — весна, годы с $A > 0$; 3 — осень, годы с $A < 0$; 4 — весна, годы с $A < 0$.

получены скользящие средние для первых дней оборотов за весь ряд лет, для вторых дней оборотов, для третьих и так далее. Временная диаграмма, построенная по полученным данным, показала, что активность определенных центров остается повышенной в течение многих лет, но наблюдается смещение этих центров по долготе, причем одни центры активности медленно смещаются вправо, другие — влево. Самые сильные геомагнитные возмущения наблюдаются, когда в результате смещения различные центры активности сходятся на одном меридиане Солнца. Часто как влево, так и вправо смещается одновременно по два центра активности, это хорошо согласуется с описанными выше соображениями. Наличие двух пар активных долгот затрудняет использование корреляционного метода для определения траекторий их смещений в календаре Кэррингтона, и поэтому для всего исследуемого периода траектории смещения активных долгот определялись иным образом. Для каждого года на диаграмме можно выбрать наиболее геомагнитовозмущенный день солнечного календаря. Это геомагнитное возмущение следует относить к прохождению через центральный меридиан Солнца активных долгот северного полушария, если $A > 0$ для данного года, и к прохождению активных долгот южного полушария, если $A < 0$.

Таким образом, для каждого полушария Солнца были определены моменты схождения на одном меридиане двух активных долгот с разными периодами вращения. Если активные долготы на диаграмме выглядят как полосы активности, то здесь были определены узлы пересечения этих полос. По этим узловым точ-

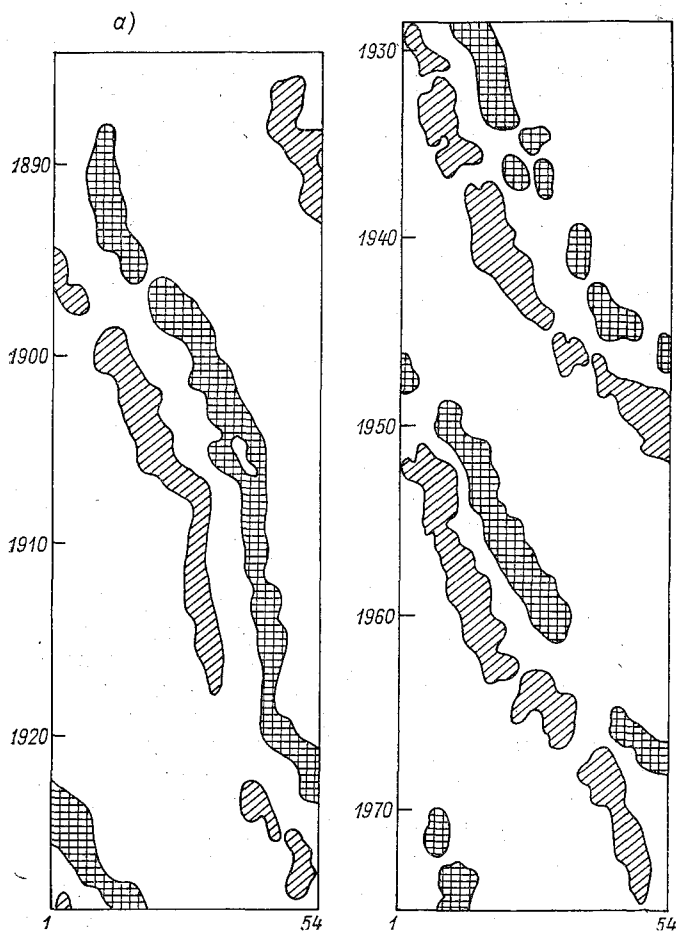
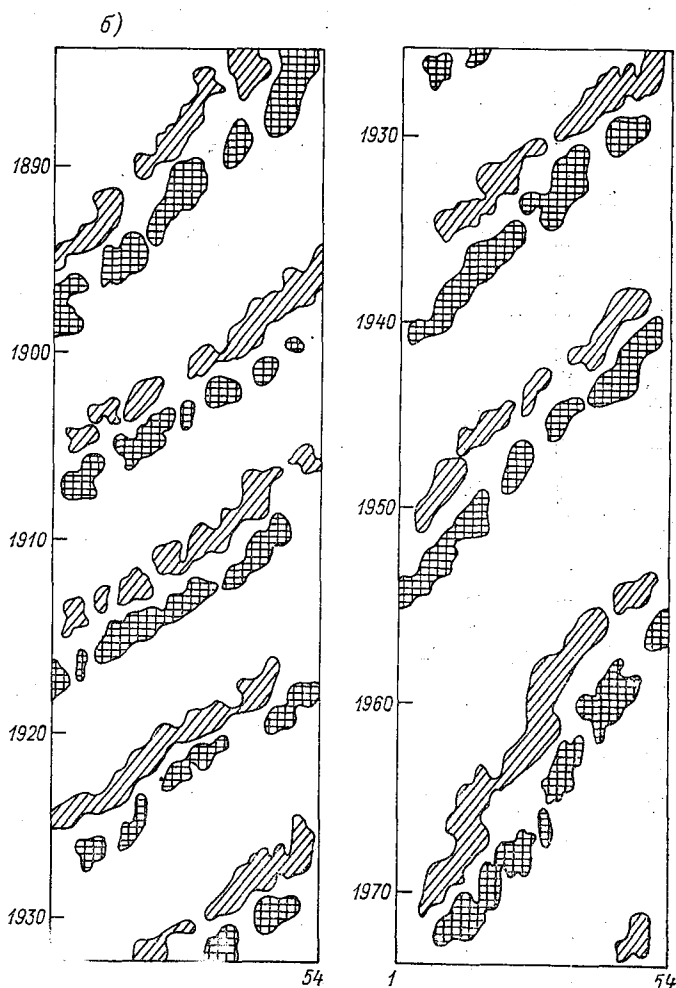


Рис. 3. Временные диаграммы геомагнитной активности в возмущения, отнесенные к активным долготам Солнца с

кам затем были восстановлены траектории смещения активных долгот с периодами T_1 и T_2 в северном и южном полушариях Солнца. В табл. 2 приведены значения сдвигов узловых точек в календаре Кэррингтона для каждого последовательных 39 оборотов Солнца. На диаграммах (рис. 3) выделены геомагнитные возмущения, сопровождающие активные долготы с периодом T_1 и T_2 .

Далее необходимо было проверить, насколько корректно гео-



солнечном календаре Кэррингтона. Выделены геомагнитные
периодом вращения T_1 (а) и T_2 (б).

магнитные возмущения были приписаны к северному или южному полушарию Солнца при определении узловых точек активных долгот. Для этого методом наложения эпох были получены средние кривые геомагнитных возмущений в годы с $A > 0$ и в годы $A < 0$. В качестве репера использовались даты, соответствующие узловым точкам. На рис. 4 приведены эти кривые, выделены точки, для которых удвоенное среднее квадратическое отклонение не перекрывается с нормой. Из рисунка видно, что в зависимости от

Таблица 2

№ оборота	405—443	444—482	483—521	522—560	561—599	600—638	639—677	678—716	717—755	756—794
Сдвиг	3	5	7	17	4	15	19	25	4	4
№ оборота	795—833	834—872	873—911	912—950	951—989	990—1028	1029—1067	1068—1106	1107—1145	
Сдвиг	5	6	13	19	24	5	7	14	18	
№ оборота	1146—1184	1185—1223	1224—1262	1263—1301	1302—1340	1341—1379	1380—1418	1419—1457		
Сдвиг	25	4	15	27	5	12	22	7		
№ оборота	1458—1496	1497—1535	1536—1574	1575—1613	1614—1635					
Сдвиг	20	27	8	11	12					

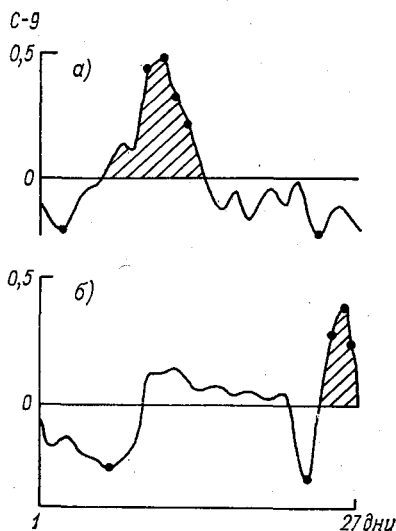


Рис. 4. Проявление активных долгот Солнца в геомагнитных возмущениях в интервале 1884—1975 гг.

а — годы с $A > 0$, б — годы с $A < 0$.

знака показателя асимметрии геомагнитные возмущения возникают в разных участках календаря, соответствующих долготным интервалам, разнесенные на 180° друг от друга. Это свидетельствует о корректности определения узловых точек. Незначительный вторичный максимум активности на кривой (рис. 4 б) является, очевидно, результатом того, что северное полушарие Солнца за весь исследуемый период было в среднем в 1,2 раза активнее.

Затем для индекса геомагнитной активности C-9 аналогичным образом были получены средние кривые отдельно для шести естественных синоптических сезонов [6], поскольку в дальнейшем предполагалось использовать полученные закономерности для исследования солнечно-атмосферных связей. Оказалось, что при $A > 0$ в середине солнечного календаря во все сезоны, кроме весны и первой половины лета, наблюдается статистически значимое усиление геомагнитной активности, а при $A < 0$ значимые геомагнитные возмущения возникают в последние дни солнечного оборота зимой, весной и в первую половину лета. Статистически значимыми здесь считались точки, в которых удвоенное среднее квадратическое отклонение от средней не перекрывается с нормой. Во вторую половину лета и осенью все же заметно воздействие северного полушария Солнца на геомагнитное поле, так как это полушарие в среднем было более активно.

Таким образом, полученные результаты подтверждают опи-

санную выше схему проявления активных долгот Солнца в геомагнитосферных возмущениях.

Временные диаграммы (рис. 3), на которых выделены активные долготы, позволяют определить средние значения периодов T_1 и T_2 для каждой пары активных долгот соответственно по формуле

$$T = \frac{n}{N} + 27,275,$$

где n — смещение активной долготы вправо (в днях) за солнечный 11-летний цикл, N — число оборотов Солнца в конкретном 11-летнем цикле.

Таблица 3

Годы	№ цикла	T_1	T_2	$T_{\delta_{27}}$	$T_{\delta_{14}}$
1890—1901	13	27,39	26,99	5,0	2,5
1902—1913	14	27,33	26,85	4,2	2,1
1914—1923	15	27,36	26,88	4,2	2,1
1924—1933	16	27,43	26,90	3,8	1,9
1934—1944	17	27,42	26,98	4,6	2,3
1945—1954	18	27,46	27,03	4,7	2,4
1955—1964	19	27,45	27,08	5,5	2,7
1965—1975	20	27,45	27,08	5,5	2,7
Среднее		27,41	26,93	4,68	2,34

Сравнение периодов T_1 и T_2 в разных временных интервалах показывает, что в годы вблизи минимума векового цикла скорость вращения активных долгот Солнца наибольшая: в 1902—1913 гг. $T_1=27,33$, $T_2=26,85$, а в годы вблизи максимума векового цикла солнечной активности скорость вращения активных долгот наименьшая: в 1955—1964 гг. $T_1=27,45$, $T_2=27,08$. Это согласуется с результатами работы [4], в которой показано, что с уменьшением активности Солнца скорость его вращения увеличивается. Согласно работе [14], в XVIII в., когда наблюдалась наименьшая известная активность Солнца, пятна в широтной зоне $0-20^\circ$ вращались на 3—4% быстрее.

Наличие двух близких периодов геомагнитных возмущений, как известно, должно сопровождаться биениями — поочередным усилением и ослаблением амплитуды суммарных колебаний с периодом $T = \frac{2\pi}{\Delta\omega}$, где $\Delta\omega$ — разность частот двух колебаний. Зная периоды T_1 и T_2 для каждого 11-летнего солнечного цикла, можно определить периоды биений. Результаты вычислений приведены в табл. 3, там же даны периоды биений из расчета суперпозиций колебаний с периодами $T_1/2$ и $T_2/2$, учитывая, что активные долготы существуют попарно на расстоянии друг от друга 180° . В таблице $T_{\delta_{27}}$ означает период суперпозиции активных долгот в каждом полушарии, а $T_{\delta_{14}}$ — период совпадения на одном меридиане любых из имеющихся четырех активных долгот.

Из таблицы следует, что геомагнитная активность должна иметь квазидвухлетнюю цикличность, причем в разные годы период этих колебаний изменяется от 1,9 до 2,7 года.

Из вышеизложенного можно сделать следующие выводы:

1. Геоэффективные активные долготы Солнца прослеживаются парами. Если одна активная долгота лежит в северном полушарии Солнца, то другая — в южном, и вторая отстоит от первой по долготе на 180° . Основу этих активных долгот, очевидно, составляют устойчивые магнитные поля разной полярности в разных полушариях Солнца.

2. Весной, за счет геометрического фактора, более эффективным является южное полушарие Солнца, а осенью — северное полушарие. В результате в каждом обороте Солнца весной усиливается геомагнитное возмущение, вызванное прохождением через центральный солнечный меридиан активной долготы южного полушария. Ослабление геомагнитной возмущенности наблюдается в дни, отстоящие от указанного момента на 14 сут. Аналогичная ситуация наблюдается осенью, но интервалы усиления и ослабления геомагнитной активности меняются местами.

3. Наблюдаются две пары геоэффективных долгот с разными периодами вращения.

4. Преобладание активности одного из полушарий Солнца сопровождается преобладанием воздействия на геомагнитосферу активных долгот Солнца, расположенных в активном полушарии. Прохождение этих активных долгот через центральный солнечный меридиан сопровождается высокой геомагнитной активностью.

5. В геомагнитных индексах максимальный эффект проявления активных долгот северного полушария Солнца наблюдается осенью при $A > 0$, а максимальный эффект проявления активных долгот южного полушария Солнца наблюдается весной при $A < 0$.

6. Периоды вращения активных долгот не остаются постоянными за рассматриваемый период времени, они увеличиваются на максимуме векового цикла и уменьшаются на его минимуме.

7. Совпадение двух активных долгот (с разными периодами вращения) на одном меридиане сопровождается наиболее сильными геомагнитными возмущениями, период таких совпадений в различные годы изменяется от 1,9 до 2,7 года.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акасофу С., Чепмен С. Солнечно-земная физика. Ч. 2. — М.: Мир, 1975. — 509 с.
2. Витинский Ю. И. Центры активности и их активные долготы. — Изв. ГАО, 1972, № 189—190, с. 10—22.
3. Витинский Ю. И. и др. Солнце и атмосфера Земли/ Витинский Ю. И., Оль А. И., Сазонов Б. И. — Л.: Гидрометеониздат, 1976. — 350 с.
4. Витинский Ю. И. Цикличность и прогнозы солнечной активности. — Л.: Наука, 1973. — 256 с.
5. Витинский Ю. И. Морфология солнечной активности. — М.: Наука, 1966. — 199 с.

6. Захарова Н. М. Особенности поля H_{500} на северном полушарии в естественных синоптических сезонах.— Труды Гидрометцентра СССР, 1969, вып. 43, с. 23—58.
7. Логинов В. Ф. и др. Проявление 27-дневного солнечного цикла в нижней атмосфере/Логинов В. Ф., Шерстюков Б. Г., Высотский А. М.— Труды ВНИИГМИ—МЦД, 1978, вып. 37, с. 97—112.
8. Логинов В. Ф. Спектральный анализ индексов солнечной и геомагнитной активности.— Труды ВНИИГМИ—МЦД, 1975, вып. 23, с. 63—68.
9. Мустель Э. Р. Солнечные корпускулярные потоки и их воздействие на атмосферу Земли.— В кн.: Научные информации. М., 1968, вып. 10, с. 98—175.
10. Рубашев Б. М. О практическом применении данных о солнечной активности к прогнозам погоды.— Труды ГГО, 1977, вып. 355, с. 3—16.
11. Рубашев Б. М. Проблемы солнечной активности.— М.; Л., Наука, 1964.— 362 с.
12. Чепмен С. Солнечная плазма, геомагнетизм и полярные сияния.— В кн.: Геофизика. Околоземное космическое пространство. М., 1964, с. 243—382.
13. Csada J. K. Large scale magnetic dipole and multipole progressive waves in the photosphere.— *Solar Phys.*, 1976, vol. 47, N 2, p. 557—561.
14. Eddy J. A., Gilman P. A., Trotter D. E. Solar Rotation during the Maunder Minimum. *Solar Phys.*, 1976, vol. 46, N 1, p. 3—14.
15. Fraser-Smith A. C. Spectrum of the geomagnetic activity index Ap. «*Geophys. Res.*», 1972, N 22, p. 4209—4220.
16. Wilcox J. M., Gonzalez W. A rotating solar magnetic «dipole» observed from 1926 to 1968.— *Science*, 1971, vol. 174, N 820.

Б. Г. Шерстюков, В. Ф. Логинов

АКТИВНЫЕ ДОЛГОТЫ СОЛНЦА И ИХ ПРОЯВЛЕНИЕ В АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ

Основанием для постановки данной темы послужил установленный в многочисленных работах геофизиков факт наличия 27-дневного цикла в геофизических явлениях. Существование этого цикла, связанного с солнечной активностью, свидетельствует о наличии на Солнце устойчивых активных и пассивных долгот. Чередование активных и пассивных долгот на Солнце вызывает появление определенной цикличности в солнечной активности и связанной с ней геофизической активности. Если активные долготы на Солнце устойчивы и с ними связан определенный тип атмосферных процессов, то возникает возможность учитывать солнечную активность в практике прогнозов погоды. Такие попытки делались неоднократно [9], но этот вопрос не решен до сих пор. И это понятно, так как характер солнечно-атмосферных связей не отличается стабильностью и, как показано в ряде работ [2, 6], зависит от района, сезона, типа возмущений на Солнце и в Космосе. Кроме того, расположение активных долгот на Солнце меняется в пространстве, их число не остается постоянным во времени. Только решение этих вопросов позволит подойти к корректному учету эффекта вращения Солнца в практике долгосрочных прогнозов погоды. Зависимость характера солнечно-атмосферных связей от географического района и сезона подробно рассмотрена в работе [6]. Что касается типа возмущений на Солнце и в Космосе, то этот фактор в работе [6] учитывался через фазу 11-летнего цикла. Однако прямой зависимости характера солнечно-атмосферных связей от фазы 11-летнего цикла, как следует из работы [6], нет.

Солнце, как известно имеет дифференциальное вращение. Угловая скорость вращения разных гелиографических широт различна, синодический период вращения активных областей на Солнце от 27 до 28 дней практически равновероятен [10]. Однако различие периодов вращения активных областей на 1 день дает расхождение из гелиографических широт на $\approx 180^\circ$ через 1 год.

В этой связи возникает основная задача подобных исследований — поиск геоэффективных долгот на Солнце и изучение их динамики во времени.

В настоящей работе рассматривается проявление в атмосферных процессах активных долгот Солнца, выявленных по геомагнитным возмущениям. Применяются метод наложения эпох и корреляционный метод. В работе использованы значения геомагнитных индексов $C-9$ (1884—1931 гг.), Ap (1932—1975 гг.). Значения индекса Ap были приведены к шкале индекса $C-9$ по таблицам из работы [1]. Использовался показатель асимметрии запятненности

полушарий Солнца $A = \frac{N-S}{N+S}$, где N и S — соответственно пло-

щади пятен в северном и южном полушариях Солнца. За 1884—1955 гг. взяты данные наблюдений Гринвичской обсерватории. Для характеристики атмосферной циркуляции взяты данные каталога Г. Я. Вангенгейма. Солнечный календарь Кэррингтона [5] использовался для определения дат прохождения через центральный солнечный меридиан нулевой кэррингтоновской долготы.

В работе [7] показано, что в различные дни солнечного оборота при всех прочих равных условиях наблюдается противоположный характер связи индексов геомагнитной активности с повторяемостью зональной формы циркуляции по Г. Я. Вангенгейму [3]. Причем в различные годы аналогичные связи сопоставляемых характеристик не приходятся на одни и те же дни солнечного оборота. За половину векового цикла интервал с положительной связью сместился на половину солнечного оборота (180°). Интересно, что сравнение за те же годы повторяемости формы циркуляции по оборотам Кэррингтона с повторяемостью секторов положительной популярности межпланетного магнитного поля показало их противоположный характер для 1926—1952 и 1953—1972 гг.

Поскольку как первый, так и второй отрезок времени включал различные фазы 11-летнего цикла, объяснение полученного характера связи западной формы циркуляции с геомагнитной активностью и секторной структурой межпланетного магнитного поля лежит глубже, чем это ранее представлялось.

В настоящей работе было рассмотрено изменение характера связи вышеуказанных характеристик в различные годы. Для этого за каждые последовательные 39 оборотов Кэррингтона, начиная с 1891 гг., методом наложения эпох были получены средние кривые для геомагнитной активности ($C-9$, Ap) и для повторяемости формы W . В качестве репера брались даты прохождения кэррингтоновской долготы через центральный солнечный меридиан. По полученным кривым были подсчитаны асинхронные коэффициенты корреляции (r) между геомагнитной возмущенностью и повторяемостью формы циркуляции W . Оказалось, что наилучших абсолютных значений они чаще достигают при сдвиге на $+2$, $+3$ дня (перестройка атмосферной циркуляции отстает от геомагнитных возмущений), но знак корреляции бывает различный.



Рис. 1. Коэффициент корреляции r между кривыми, полученными методом наложенных эпох по оборотам Кэррингтона для индекса С-9 и повторяемости формы циркуляции W в различные годы (1), и показатель асимметрии A запятненности полушарий Солнца за те же годы (2).

Сравнение коэффициентов корреляции r , полученных по трехлетним интервалам (по 39 оборотов), с асимметрией запятненности A полушарий Солнца в соответствующие трехлетия показало обратную связь между ними. На рис. 1 приведены кривые r (значения получены при сдвиге +2 дня) и A . Коэффициент корреляции между ними составляет 0,54 ($P_{\text{сл}} < 1\%$). Это означает, что эффект проявления активных долгот в атмосферной циркуляции зависит от асимметрии запятненности полушарий Солнца. Анализ средних кривых для геомагнитной активности показал, что они чаще всего содержат 14-дневную волну или суперпозицию двух 14-дневных волн и что эти волны медленно смещаются относительно календаря Кэррингтона. Ранее эти особенности активных долгот рассматривались нами более подробно и было показано, что существует две пары активных долгот, причем в каждой паре активные долготы квазижестко связаны и если одна из них расположена в северном полушарии Солнца, то другая в южном. Период вращения одной пары активных долгот около 27 сут., другой пары — около 27,4 сут. В связи с асимметрией активности полушарий Солнца самые сильные геомагнитные возмущения наблюдаются, когда через центральный солнечный меридиан проходит активная долгота, расположенная в активном полушарии.

При $A > 0$ наиболее геоэффективны северные активные долготы, а при $A < 0$ — южные активные долготы. Поэтому для выделения эффекта северных активных долгот Солнца были выбраны средние кривые геомагнитной активности в трехлетия с $A > 0$, затем были определены поправки на сдвиг активных долгот. Аналогично для выделения эффекта южных активных долгот были выбраны средние кривые в трехлетия с $A < 0$ и затем определены поправки на смещение активных долгот. В табл. 1 приведены

№ оборота	405—443	444—482	483—521	522—560	561—599	600—638	639—677	678—716	717—755	756—794
Сдвиг	3	5	7	17	4	15	19	25	4	4
№ оборота	795—833	834—872	873—911	912—950	951—989	990—1028	1029—1067	1068—1106	1107—1145	
Сдвиг	5	6	13	19	24	5	7	14	18	
№ оборота	1146—1184	1185—1223	1224—1262	1263—1301	1302—1340	1341—1379	1380—1418	1419—1457		
Сдвиг	25	4	15	27	5	12	22	7		
№ оборота	1458—1496	1497—1535	1536—1574	1575—1613	1614—1635					
Сдвиг	20	27	8	11	12					

значения сдвигов (в днях) в отсчете от кэррингтоновской долготы. Разбив таким образом весь ряд на две выборки, далее методом наложенных эпох по календарю Кэррингтона с учетом поправок получили кривые для W отдельно по шести естественным синоптическим сезонам [3]. Аналогично были получены средние кривые для геомагнитных возмущений. Затем считались асинхронные коэффициенты корреляции между средними кривыми W и со-

Таблица 2

	Предзимье	Зима	Весна	ППЛ	ВПЛ	Осень
$A > 0$	$+0,51_{+1}$	$+0,44_{-2}$	$+0,57_{+3}$	$-0,50_{+2}$	$-0,72_0$	$+0,51_{-2}$
$A < 0$	$+0,50_{+4}$	$+0,39_0$	$+0,39_0$			$+0,44_0$

ответствующими кривыми геомагнитной активности. В табл. 2 приведены значимые коэффициенты корреляции и сдвиг, при котором они были получены.

Для 27 точек 95%-ным уровнем значимости обладает значение коэффициента корреляции 0,39, значимыми здесь принимались коэффициенты корреляции $\geq 0,39$.

Данные табл. 2 показывают, что в зависимости от сезона меняется не только знак корреляции, но и сдвиг между анализируемыми характеристиками, при котором достигается наилучший коэффициент корреляции. Так как с активной долготой связаны не только корпускулярные потоки, но и все виды проявлений солнечной активности, то запаздывание изменений циркуляции атмосферы относительно геомагнитной активности, возможно, связано с таким агентом, который приходит к Земле раньше корпускулярных потоков. Таким агентом могут быть космические лучи и электромагнитное излучение. Величина запаздывания в некоторых случаях может также зависеть от устойчивости атмосферы в разные сезоны года. При $A > 0$ прямая связь между повторяемостью формы циркуляции W и геомагнитной активностью наблюдается во все сезоны года, за исключением первой и второй половины лета. При $A < 0$ во все сезоны коэффициенты корреляции менее значимы. Это, возможно, связано с тем, что за рассмотренный интервал времени южное полушарие было в среднем менее активно. Сравнение результатов, полученных при $A > 0$ и $A < 0$, показывает, что при $A > 0$ коэффициент корреляции W и $C-9$ по модулю больше летом, чем зимой, а при $A < 0$ коэффициент больше в холодное полугодие, чем в теплое.

Совместный анализ кривых W и $C-9$ и при $A < 0$ в первую и вторую половину лета, когда коэффициенты корреляции между W и $C-9$ были близки к нулю, показал, что в различных участках календаря (10—14 дней) можно говорить о связи разного знака между W и $C-9$.

Выше было указано, что в зависимости от показателя A активизируется воздействие на геомагнитосферу одной из пары активных долгот. Аналогичные эффекты прослеживаются, хотя менее явно, в атмосфере, но здесь, возможно, суммируется воздействие двух или более агентов активного Солнца, возмущающих атмосферную циркуляцию. В различные сезоны и в зависимости от показателя A результирующее воздействие космических агентов на атмосферу может быть различного знака и проявляться с разным запаздыванием относительно геомагнитных возмущений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акасофу С., Чепмен С. Солнечно-земная физика. Ч. 2.— М.: Мир, 1975.— 509 с.
2. Витинский Ю. И. и др. Солнце и атмосфера Земли/ Витинский Ю. И., Оль А. И., Сазонов Б. И.— Л.: Гидрометеиздат, 1976.— 350 с.
3. Гирс А. А. Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов.— Л.: Гидрометеиздат, 1974.— 485 с.
4. Захарова Н. М. Особенности поля H_{500} на северном полушарии в естественных синоптических сезонах.— Труды Гидрометцентра СССР, 1969, вып. 43, с. 23—58.
5. Каталог индексов солнечной и геомагнитной активности.— Обнинск: Изд. ВНИИГМИ—МЦД, 1976.— 203 с.
6. Логинов В. Ф. и др. Проявление 27-дневного солнечного цикла в нижней атмосфере/ Логинов В. Ф., Шерстюков В. Г., Высотский А. М.— Труды ВНИИГМИ—МЦД, 1978, вып. 37, с. 97—112.
7. Логинов В. Ф. и др. Эффект 27-дневного периода вращения Солнца в атмосферной циркуляции/ Логинов В. Ф., Шерстюков В. Г., Высотский А. М.— В кн.: Экспресс-информация. Метеорология. Обнинск, 1974, вып. 9(29), с. 24—27.
8. Мустель Э. Р. Солнечные корпускулярные потоки и их воздействие на атмосферу Земли.— В кн.: Научные информации. М., 1968, вып. 10, с. 98—175.
9. Рубашев Б. М. О практическом применении данных о солнечной активности к прогнозам погоды.— Труды ГГО, 1977, вып. 355, с. 3—16.
10. Рубашев Б. М. Проблемы солнечной активности.— М.; Л.: Наука, 1964.— 362 с.

Б. Г. Шерстюков, В. Ф. Логинов

КАЛЕНДАРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ В ГЕОМАГНИТНОЙ АКТИВНОСТИ

Реальность календарных особенностей в метеорологических характеристиках показана в многочисленных работах, но до сих пор не существует механизма, удовлетворительно объясняющего их существование. В работе [4] указывалось на наличие календарных особенностей в геомагнитных индексах $C-9$ и Ap и в повторяемости секторов одного знака межпланетного магнитного поля (ММП).

Дифференциальность вращения Солнца объясняет появление рекуррентных возмущений с периодами от 27 до 28,5 сут [3]. Для того чтобы из года в год прохождение активных долгот через центральный солнечный меридиан (ЦСМ) приходилось на одни и те же дни года, необходимо, чтобы период вращения активных долгот целое число раз укладывался в год. Таким периодом может быть $T = 365,25/13 = 28,09$ сут. Рекуррентные возмущения других периодов при осреднении по календарным дням за много лет будут погашены.

Рассмотрим реальность модели календарных особенностей, основываясь на анализе геомагнитных индексов $C-9$ (1884—1931 гг.) и Ap (1932—1975 гг.). Для получения однородного ряда значения Ap были предварительно приведены к шкале индекса $C-9$ по таблицам из работы [1]. Для того чтобы исключить тренд, из суточных значений геомагнитных индексов были вычтены средние годовые значения. Затем по календарным дням получены средние значения для каждого дня года. Согласно работе [4] из полученных значений были вычтены скользящие средние по 30 точкам, чтобы исключить полугодовой год геомагнитной активности.

При вычислении скользящих средних укорачивания ряда не происходило, так как ось времени (год) замыкалась — декабрь соединялся с январем.

На рис. 1 (кривая 1) представлены геомагнитные возмущения, полученные в результате указанных вычислений. На этой

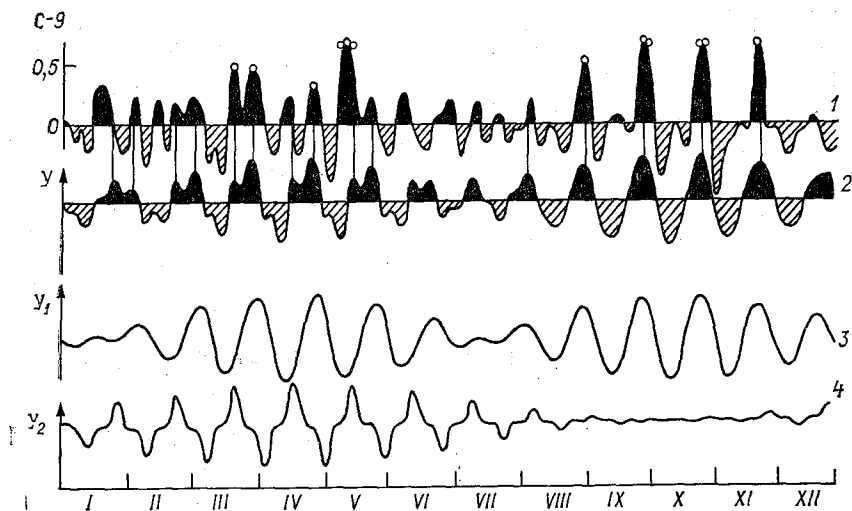


Рис. 1. Вычисленные за 1884—1975 гг. календарные особенности геомагнитной активности после скользящего осреднения по пяти точкам (1) и смоделированные колебания (2). Колебания, из которых складывается смоделированная кривая (3, 4).

кривой выделены значимые точки. Значимыми считались те точки, в которых удвоенное среднее квадратическое отклонение не перекрывалось с нормой.

Кривая 1 показывает, что осенью наблюдается четыре четко выраженных пика в геомагнитной активности, они наблюдаются через 28 дней, в середине года геомагнитные возмущения имеют меньший период и амплитуду, а весной наблюдается четыре сдвоенных пика геомагнитной активности, также отстоящих друг от друга на 28 дней. Спектральный анализ не показал в календарных особенностях возмущений 28-дневного периода, что связано со смещением фазы 28-дневных колебаний осенью по сравнению с весной, однако совпадение фазы одной из вершин пиков весной и осенью позволило установить значимый 14-дневный период.

Нами ранее было показано, что активные долготы Солнца, выявленные по геомагнитным индексам, встречаются парами на расстоянии около 180° долготы, причем, если одна лежит в северном полушарии Солнца, то другая — в южном. Из работы [2] известно, что центры активности северного полушария наиболее геоэффективны осенью, а центры активности южного полушария — весной. Это значит, что весной и осенью можно ожидать наиболее четкого проявления 28-дневного периода геомагнитных возмущений, вызванных корпускулярными потоками из районов активных долгот. При переходе от весны к осени фаза колебаний должна измениться на полпериода (осенью геоэффективной становится активная долгота, отстоящая на 180°).

Для проверки такой модели строились синусоиды с периодом 28,09 дней и умножались на синусоиду, моделирующую изменение гелиографической широты Земли. Фаза годовой синусоиды была выбрана так, чтобы интервал максимальной амплитуды 28-дневных колебаний результирующей синусоиды совпадал с характером наблюдаемых значений календарных особенностей геомагнитных возмущений. Оказалось, что наилучшее согласие достигается, если нуль годовой синусоиды проходит через 18 января. Далее строилась функция

$$Y_1 = \sin(2\pi\omega_1(i+A)/365,25)^a \sin(2\pi\omega_2(i-18)/365,25),$$

где $\omega_1=13$ — частота появления 28-дневных пиков за год; $\omega_2=1$; i — номер дня года; A — сдвиг 28-дневной синусоиды, определяющий начальную фазу теоретической кривой.

Функция Y_1 строилась при различных A и a , в каждом случае считался коэффициент корреляции между наблюдаемыми календарными особенностями геомагнитного поля и моделируемыми значениями. Наилучший коэффициент корреляции имел значение 0,34 при $A=-1$ и $a=5$. Однако такая модель не объясняет наличие двухвершинных пиков весной. Модель не может объяснить пиков весной, которые находятся в фазе с осенними пиками с периодом 28 дней. Поэтому в модель было введено дополнительное колебание с периодом 28 дней, амплитуда которого максимальна весной и минимальна осенью (Y_2). Эта функция Y_2 записывалась в следующем виде:

$$Y_2 = \sin(2\pi\omega_1(i+A+G)/365,25)^b \frac{1}{2} (\sin(2\pi\omega_2(i-18)/365,25+1)).$$

Здесь G означает сдвиг второй синусоиды с $T=28,09$ относительно первой. Суммарная кривая получалась в виде $Y=Y_1+Y_2$. Кривые вычислялись при различных A , a , b , G и в каждом случае считался коэффициент корреляции наблюдаемых и смоделированных значений геомагнитной активности по календарным дням. Наилучший коэффициент корреляции $r=0,39$ оказался при $A=0$, $b=5$, $a=5$, $G=11$.

Поскольку модель призвана объяснить календарные особенности только с периодами около 28 и 14 дней, для ее подтверждения целесообразно из наблюдаемых значений исключить короткопериодные флуктуации. С этой целью были получены скользящие средние по пяти точкам для рассматриваемых выше значений геомагнитной активности по дням года. Далее к этой сглаженной кривой была применена модель Y . Сравнение сглаженной кривой с функцией Y показало, что наилучший коэффициент корреляции 0,48 наблюдается при $A=0$, $a=1$, $b=5$, $G=10$. Приведенные здесь результаты показывают, что активные долготы с периодом 28,09 дней, при учете их основных свойств, в значительной мере объясняют появление календарных особенностей в геомагнитных индексах. Понятна и неустойчивость этих особенностей в различные годы, так как в различные годы 11-летнего цикла меняется период вращения активных долгот.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акасофу С., Чепмен С. Солнечно-земная физика. Ч. 2.— М.: Мир, 1975.— 648 с.
2. Мустель Э. Р. Солнечные корпускулярные потоки и воздействие на атмосферу Земли.— В кн.: Научные информации. М., 1968, вып. 10, с. 98—175.
3. Рубашев Б. М. Проблемы солнечной активности.— М.; Л.: Наука, 1964.— 362 с.
4. Шерстюков Б. Г., Логинов В. Ф. Календарные особенности температуры в различных частях первого естественного синоптического района.— Труды ВНИИГМИ — МЦД, 1978, вып. 37, с. 36—41.

Н. И. Михайлова

ЦИКЛИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА И РИТМЫ ПЛАНЕТ

В сверхдолгосрочном прогнозировании важная роль отводится цикличности. В результате многочисленных исследований выяснилось, что циклические колебания бывают различной деятельности и амплитуды и изменяются в зависимости от времени года и географического района.

По мнению многих ученых, многоритмичный характер колебаний природных процессов объясняется влиянием комплекса космико-географических факторов, среди которых ведущая роль принадлежит солнечной активности [1]. В том числе академик М. В. Келдыш считал, что прогресс в области долгосрочных прогнозов следует ожидать в создании космической теории погоды [2]. Начиная с работы Вольфа в 1859 г. до наших дней, неоднократно предпринимались попытки объяснить флуктуации солнечной активности воздействием планет.

Несмотря на отсутствие приемлемой теории, работы в этом направлении стимулируются известными успехами в результатах чисто эмпирических сопоставлений. К настоящему времени известно несколько десятков работ такого плана.

Интересные исследования проведены группой ученых Главной астрономической обсерватории. Анализ гелиоцентрических эклиптических долгот Юпитера в эпохи максимумов солнечной активности с учетом ориентации эклиптики в пространстве позволил авторам [3, 4] высказать предположение о влиянии планет на солнечную активность.

В результате многолетних исследований возможного механизма связи между космическим пространством и атмосферой Земли Б. И. Сазонов пришел к заключению, что ведущая роль в этом процессе принадлежит протонам высоких энергий — космическим лучам, способным передавать значительную долю своей кинетической энергии слоям атмосферного воздуха. Сложный характер цикличности автор объясняет соединением планет, оставляющих в потоке солнечной плазмы области слабых и неупорядоченных

магнитных полей. Эти области могут служить каналами, по которым протоны высоких энергий могут проникать из Галактики в атмосферу Земли [5].

Таким образом, результаты исследований различных авторов дают основание для сравнения циклов, обнаруженных во временных температурных рядах, с ритмами, образующимися при соединении планет.

Первоначальный поиск и расчет циклических параметров температуры воздуха был проведен по средним зимним температурным данным Ворошиловграда [6], затем по январским температурам Киева. Экстраполяция найденных гармоник позволила нам спрогнозировать температуру января в Киеве на 25 лет вперед.

Далее была предпринята попытка проанализировать непрерывный ряд средних месячных температур с января по декабрь, поскольку дискретные ряды по данным отдельных месяцев не позволяли рассчитать параметры циклов с периодом колебаний меньше 8 лет. Для этой цели был использован ряд наблюдений с 1926 по 1972 г. над температурой воздуха в Киеве. Как и ранее, вычислению циклических составляющих предшествовали расчет отклонений температуры от норм и исключение тренда по уравнению прямой. Полученные в результате этих расчетов значения

$\Delta t^{\circ}\text{C}$ были умножены на отношение $\frac{\sigma_{\text{я}}}{\sigma_i}$, с тем чтобы в какой-то степени исключить расхождение в колеблемости температуры различных месяцев. Здесь $\sigma_{\text{я}}$ — среднее квадратическое отклонение для средней месячной температуры января, σ_i — аналогичный показатель варьирования для очередного месяца.

Только после рассмотренной предварительной обработки температурных данных был проведен их спектральный анализ, т. е. были рассчитаны значения функции C_i в зависимости от значений периода колебаний T_i . Величину C_i вычисляют по формулам

$$C = \sqrt{A^2 + B^2}; \quad (1)$$

$$A = \frac{2}{N} \sum_{i=1}^N t_i \cos \frac{2\pi}{T} i; \quad (2)$$

$$B = \frac{2}{N} \sum_{i=1}^N t_i \sin \frac{2\pi}{T} i. \quad (3)$$

Здесь C — амплитуда колебаний, T — период колебаний, $t^{\circ}\text{C}$ — текущее значение средней месячной температуры во временном ряду, N — длина ряда, равная 540 мест.

В соответствии с формулами (2) и (3) при расчете коэффициентов A и B определяется степень соответствия временного ряда гармонике с периодом T_i : чем ближе их совпадение, тем больше амплитуда колебаний и тем значительней пики функции C_i .

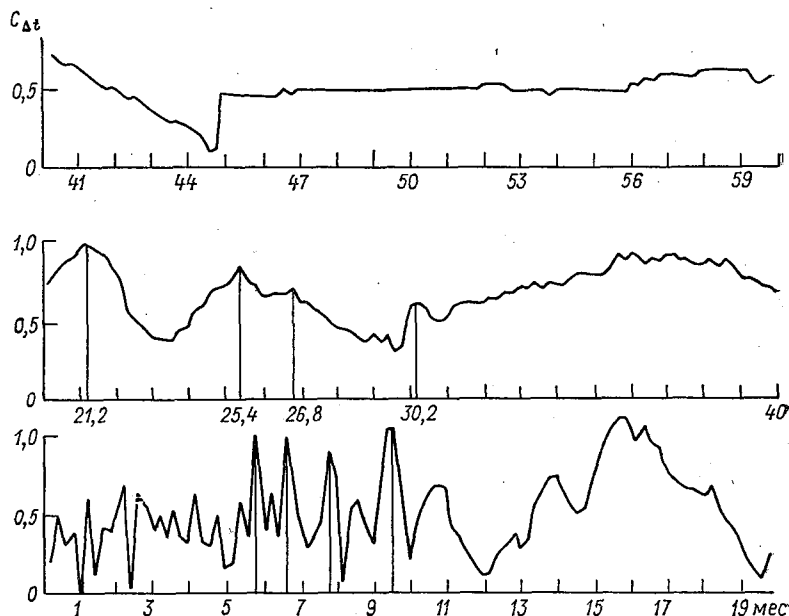


Рис. 1. Периодограмма температуры воздуха $C_{\Delta t}$ при изменении периодов колебания (T_i) от 1 до 60 мес (Киев, январь—декабрь 1955—1969 гг.).

На рис. 1 представлена периодограмма средних месячных значений $C_{\Delta t}$ по данным Киева за период с 1955 по 1969 г. Спектр построен с шагом 0,2 мес. На нижней горизонтальной оси его отмечаются периоды колебаний (T_i) от 0,2 до 20, на средней — от 20,2 до 40 и на верхней — от 40,2 до 60 мес.

Если проанализировать пики этого спектра, то можно выделить ритмы, отмеченные в табл. 1. Амплитуды колебаний их значительны ($0,6—1,0^\circ\text{C}$), причем это лишь половина размаха колебаний. В этой же таблице указаны периоды колебаний (T_i), которые могут возникнуть при парном соединении планет от Венеры до Юпитера на прямой по одну сторону Солнца. Для ряда планет указаны значения ($T/2$), так как при определенном механизме воздействия возможно возникновение циклов с периодом $T/2$.

Если сравнить ритмы и периоды колебаний, то можно видеть очень близкое их совпадение; предельное расхождение в продолжительности периодов колебаний не превышает 0,2—0,3 мес. В спектре земных температур отсутствует лишь ритм Земля—Венера (19,2 мес) и слабо выражен 13-месячный ритм Земля—Юпитер, что вероятнее всего обусловлено близким совпадением фаз этого цикла и 14-месячного, обусловленного колебанием земной оси, а также возникновением интерференционного 15—16-месячного ритма.

Кроме пиков, совпадающих с ритмами планет, на периодограмме (рис. 1) можно отметить лишь три размытые вершины, вероятно, интерференционного происхождения (14—16, 30—40, 56—59 мес). О происхождении пика на частоте 21,3 мес будет сказано ниже. Ритмы с периодами менее 5 мес не рассматривались, поскольку по средним месячным данным выделить и рассчитать их параметры практически невозможно. В связи с этим в табл. 1 не

Таблица 1

Периодичность соединения планет и ритмы температуры воздуха (мес)

Планеты	Время между соединением планет (T и $T/2$)	Ритмы температуры воздуха (Киев, I—XII 1957—1969 гг.)	Амплитуда колебаний, °C
Земля—Юпитер	13,1	—	—
Земля—Юпитер	6,6	6,6	1,0
Земля—Марс	25,6	25,4	0,8
Земля—Венера	19,2	—	—
Земля—Венера	9,6	9,4—9,6	1,0
Юпитер—Марс	26,8	26,8	0,7
Юпитер—Марс	—	13,7—14,1	0,7
Юпитер—Венера	7,8	7,8	0,9
Марс—Венера	11,3	10,5—11,1	0,7
Марс—Венера	5,7	5,8	1,0

приводятся ритмы Меркурия, соединение которого с различными планетами происходит через короткие интервалы времени (3—5 мес). Однако этим ритмам, по-видимому, принадлежит ведущая роль в образовании размытых вершин на частотах 15—17 мес.

Спектральный анализ был проведен для 10 наиболее длиннорядных станций Украины. На каждой из них довольно отчетливо выделяются пики, соответствующие ритмам с периодами 115—118, 143—148, 193—198 и 225—230 мес, несколько слабее — на частотах 60, 70—75 и 93—96 мес.

Реальны ли эти ритмы, каково их происхождение? Интересные выводы по этому вопросу можно получить, если сопоставить пики спектра с расчетами, представленными в табл. 2.

Можно предположить, что изменение амплитуд колебаний связано с различным положением Земли на ее орбите в момент соединения планет, при этом меняются угол наклона земной оси, расстояние от Солнца, а следовательно, и условия проникновения корпускулярного потока к различным точкам земной поверхности. В таком случае продолжительность производных ритмов можно рассчитать, основываясь на данных о промежутках времени между парными соединениями планет и периоде обращения Земли вокруг Солнца.

Например, промежуток времени между соединением Марса и Земли на прямой по одну сторону от Солнца составляет 25,6 мес. При каждом очередном соединении Земли с Марсом ее гелиоцент-

рическая долгота будет отличаться от долготы в момент предыдущего соединения на число градусов, или отрезок орбиты, который она проходит за $25,6 - 24 = 1,6$ мес. Соединение рассматриваемых планет в той же части земной орбиты произойдет после семикратной встречи Земли и Марса $12:1,6 = 7,5$, т. е. через $25,6 \times 7,5 = 192$ мес. Следовательно, период производного ритма, обусловленного изменением амплитуды квазидвухлетнего цикла,

Таблица 2

Производные ритмы планет и температуры воздуха (мес)

Планеты	Ритмы планет	Циклы температуры воздуха	Амплитуды
Юпитер—Венера	$12 - 7,8 = 4,2$; $12:4,2 = 2,86$; $7,8 \times 2,86 = 22,4$	20—22	0,75—1,0
Земля—Венера	$24 - 19,2 = 4,8$; $12:4,8 = 2,5$; $19,2 \times 2,5 = 48$	45—60	0,5
Юпитер—Марс	$26,8 - 24 = 2,8$; $12:2,8 = 4,3$; $26,8 \times 4,3 = 116$ (9,6 г.)	115—118	0,5—1,1
Юпитер—Земля	$13,1 - 12 = 1,1$; $12:1,1 = 10,9$; $13,1 \times 10,9 = 143$ (11,9 г.)	142—148	0,5—1,1
Марс—Земля	$25,6 - 24 = 1,6$; $12:1,6 = 7,5$; $25,6 \times 7,5 = 192$ (16,0 г.)	192—200	0,5—1,1
Марс—Венера	$12 - 11,3 = 0,7$; $12:0,7 = 17,2$; $11,3 \times 17,2 = 194$ (16,1 г.)	192—200	0,5—1,1

равен $192:12 = 16$ годам. Это один из наиболее устойчивых циклов, хорошо известный многим исследователям. Однако происхождение его до последнего времени оставалось неясным.

Расчеты, аналогичные описанным выше, были произведены для всех парных соединений планет, указанных в табл. 1. Периоды производных ритмов, полученные в результате этих вычислений, приводятся в табл. 2. В этой же таблице перечислены периоды колебаний температуры воздуха.

Если их сопоставить, то можно снова наблюдать практическое совпадение ритмов космоса с периодами колебаний земных температур. Особенно велики амплитуды ритмов на частотах 115—117, 143—148 и 193—197 мес, возникающих под влиянием планет Земля, Юпитер, Марс. Последнее обстоятельство, по-видимому, может служить одним из доказательств связей Солнце—атмосфера Земли и значительной роли космических лучей [5]. Таким образом, большая часть пиков, прослеживающихся в спектрах земных температур на частотах от 90 до 200 мес, может быть объяснена возникновением производных ритмов при соединении планет. Этой же причиной, по-видимому, обусловлено и происхождение 21—22-месячного цикла на спектре рис. 1. По данным табл. 2 можно видеть, что производный ритм такой продолжительности может возникнуть при соединении Юпитера с Венерой.

В общей сложности во временных рядах температуры воздуха,

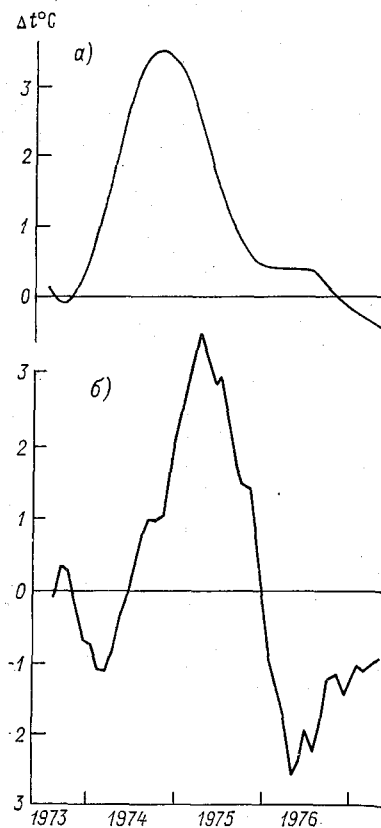


Рис. 2. Прогностическая (а) и фактическая (б) кривые хода средних месячных температур при 13-месячном осреднении (Киев, январь—декабрь 1973—1977 гг.).

в интервале частот от 5 до 250 мес, насчитывается около 20 циклов, практически совпадающих с ритмами планет. Это обстоятельство дает основание предполагать реальность существования этих ритмов и целесообразность расчета их параметров.

Для определения прогностической ценности обнаруженных циклов все рассчитанные гармоники были просуммированы и проэкстраполированы до 1983 г. Полученная прогностическая кривая в интервале 1973—1977 гг. была сопоставлена с ходом фактических средних месячных температур, подвергнутых 13-месячному скользящему осреднению (рис. 2). Такое осреднение позволило в какой-то степени исключить колебания температуры фактического ряда за счет еще не учтенных ритмов с периодами меньше 15 мес (это наиболее короткий цикл, использованный для прогно-

за — табл. 3). Коэффициент корреляции между рассматриваемыми кривыми оказался равным $0,65 \pm 0,07$. Ошибка уравнивания составила $0,9^\circ\text{C}$. Как следует из рис. 2, учет ритмов космоса позволил довольно близко предсказать необычайно высокую положительную аномалию температуры 1975 г. и последующее резкое ее падение с заблаговременностью более двух лет.

Для решения вопроса о том, на какую территорию может быть распространен прогноз, полученный по данным Киева, и для вы-

Таблица 3

Периоды и амплитуды ритмов,
использованных для прогноза температуры
(Киев, январь—декабрь 1927—1972 гг.)

	Период колебаний, мес	Амплитуда, $^\circ\text{C}$
Луна	224 (18,6 г.)	0,4
Земля—Марс	192 (16 г.)	1,1
Солнце, Земля—Юпитер	141 (11,8 г.)	0,89
Юпитер—Марс, Юпитер—Сатурн	119 (9,9 г.)	0,54
Колебания земной оси	88 (7,35 г.)	0,54
Земля—Венера	48	0,33
Интерференция	33,7	0,51
Юпитер—Марс	26,8	0,88
Земля—Марс	25,6	0,46
Венера—Юпитер	20	0,78
Венера—Земля	19,2	0,3
Интерференция	15,4	0,56

яснения пространственных закономерностей циклических колебаний температуры были построены периодограммы для наиболее длиннорядных станций Украины, позволяющие проследить за изменением характера ритмики с севера на юг и с запада на восток республики. Везде наиболее четко выделяются пики на частотах 8, 16, 28—35 и 45—50 лет. Далее были построены периодограммы по данным непрерывных рядов средних месячных температур с января по декабрь, позволившие проанализировать закономерности более мелких по продолжительности ритмов. Расчеты были проведены для станции Кишинев, Тернополь, Умань, Кировоград, Днепропетровск, Ворошиловград, Киев, Харьков, Полтава, Одесса за период с 1891 по 1940 г.

Для определения общности спектров температуры в различных районах значения функции $S_{\Delta t}$ для отдельных пунктов были прокоррелированы между собой, значения коэффициентов корреляции оказались очень высокими, для каждой пары станций не опускались ниже 0,8.

Эти результаты дают основание считать, что характер ритмических колебаний является общим для основной территории Украины. Однако следует отметить и некоторое различие спектров,

проявляющееся главным образом в уменьшении амплитуд колебаний с севера на юг. Последнее обстоятельство, по-видимому, может служить одним из подтверждений космического происхождения большинства ритмов, поскольку известно, что солнечно-атмосферные эффекты наиболее резко выражены в высоких геомагнитных широтах.

Таким образом, полученные в настоящей работе результаты еще раз подтверждают целесообразность привлечения космических закономерностей к проблеме сверхдолгосрочного прогноза погоды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Логинов В. Ф. и др. Засухи, их возможные причины и предпосылки предсказания/Логинов В. Ф., Неушкин А. И., Рочева Э. В. Обзор.—Обнинск, Изд. ВНИИГМИ—МЦД, 1976.—72 с.
2. Келдыш М. В. Космические исследования.—В кн.: Октябрь и научный прогресс. М., 1967, с. 87—166.
3. Васильева Г. Я. и др. К вопросу о природе солнечной активности/Васильева Г. Я., Кузнецова Д. А., Шпитальная А. А.—В кн.: Солнечные данные. Л., 1971, № 8, с. 96—99.
4. Васильева Г. Я. и др. К вопросу о влиянии галактических факторов на солнечную активность/Васильева Г. Я., Кузнецов Д. А., Шпитальная А. А.—В кн.: Солнечные данные. Л., 1972, № 2, с. 99—106.
5. Дружинин И. П. и др. Космос — Земля — прогнозы/Дружинин И. П., Сазонов Б. И., Ягодинский В. Н.—М.: Мысль, 1974.—288 с.
6. Михайлова Н. И. О циклической структуре временных рядов температуры воздуха.—Труды УкрНИГМИ, 1975, вып. 139, с. 118—127.

А. И. Гордиенко, Б. А. Слепцов-Шевлевич

МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ИНДЕКСОВ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ

После обнаружения более 20 лет назад двухлетнего цикла в изменениях зонального ветра в экваториальной стратосфере интерес к этому явлению со стороны исследователей атмосферы и гидросферы Земли заметно возрос.

В последние годы этот цикл найден в колебаниях повторяемости форм атмосферной циркуляции [1, 15], вариациях тепловой напряженности течений Куроисио [10] и Гольфстрим [5], колебаниях ледовитости арктических морей [3] и т. д. Довольно обширная библиография по этой проблеме представлена в работах Т. В. Покровской [14], А. Л. Каца [8, 9], Х. П. Погосяна [13], А. И. Угрюмова [19], Б. А. Слепцова-Шевлевича [15, 16], В. Ф. Сухой [18] и др.

В результате изучения квазидвухлетнего цикла выяснилось, что по величине амплитуд он стоит на втором месте после сезонного астрономического цикла и относительная регулярность его проявления является главной причиной межгодовых и сезонных преобразований общей циркуляции атмосферы и связанных с ними гидрометеорологических процессов.

По поводу происхождения квазидвухлетней цикличности в научной литературе пока не сложилось общепринятого мнения. Согласно гипотезе А. Л. Каца [8], например, механизм возникновения рассматриваемого цикла тесно связан с процессами макромасштабного взаимодействия атмосферы и океана. Однако тот факт, что квазидвухлетняя цикличность вначале возникает в стратосфере и мезосфере, а затем опускается к тропосфере [14, 15, 17—19], в определенной степени может свидетельствовать о космической (по крайней мере внешней к системе атмосфера—океан) природе его происхождения. Не случайно поэтому все чаще высказывается мысль о возможном воздействии солнечной активности в качестве импульса квазидвухлетней и иной цикличности в колебаниях атмосферных и океанических процессов [1, 11, 14, 17]. Тем более, что в колебаниях непосредственно самой солнечной актив-

ности некоторыми авторами [12, 16] обнаруживается двухлетний ритм.

Авторы настоящей статьи не ставят специальной целью исследование причин возникновения квазидвухлетнего цикла, а делают попытку показать глобальный характер его проявления на примере различных индексов атмосферной циркуляции.

Объектом исследования послужили индексы циркуляции Х. Лэма [20], Г. Я. Вангенгейма — А. А. Гирса [4] и А. Л. Каца [7]. Так как индексы атмосферной циркуляции являются выражением ее различных форм и интенсивности, а от формы циркуляции зависят погодные характеристики, то, выявив некоторые закономерности квазидвухлетней цикличности индексов атмосферной циркуляции, получим возможность хотя бы качественно оценить ее роль в межгодовой изменчивости климатических характеристик.

Индексы атмосферной циркуляции Г. Я. Вангенгейма — А. А. Гирса и А. Л. Каца общеизвестны, широко используются в теории и практике и не нуждаются в пояснении.

Индексы Х. Лэма представляют собой разности атмосферного давления, снятые со средних месячных (январских и июльских) барических карт для отдельных точек по отдельным районам земного шара. Некоторые индексы являются средними разностями между самыми высокими и самыми низкими средними месячными значениями давления над определенными районами, например над азорским и исландским центрами действия атмосферы. Последние, как известно, в определенной степени отражают интенсивность западного переноса над Северной Атлантикой.

Индексы атмосферной циркуляции Лэма имеют ряд преимуществ по сравнению с другими индексами. Они, во-первых, охватывают продолжительный период времени. Отдельные индексы имеют продолжительность наблюдений до 214 лет, что позволяет исследовать временную изменчивость квазидвухлетней цикличности в колебаниях общей циркуляции атмосферы. Кроме того, индексы Лэма позволяют исследовать общие закономерности двухлетнего цикла в изменениях общей циркуляции атмосферы не только в северном полушарии, но и в южном, причем на достаточно обширной территории.

И, наконец, критерии Лэма, снятые с январских и июльских карт, позволяют изучить сезонную изменчивость квазидвухлетней цикличности в колебаниях циркуляционных характеристик, что особенно важно для выяснения вопроса о взаимодействии циркуляции обоих полушарий в кульминационные моменты развития.

В настоящей статье использованы месячные и годовые значения индексов атмосферной циркуляции. Индексы каждого месяца сглаживались за весь период наблюдений по трехчленной формуле [5, 16]. Затем вычислялись последовательные разности между исследуемыми значениями ряда и их сглаженными значениями.

Используемый метод простейшей фильтрации позволяет выделить двухлетние колебания исследуемых характеристик достаточно надежно. Как показали З. М. Гудкович и Т. И. Санцевич [6],

точность выделения амплитуд двухлетних колебаний относительно действительно наблюдающихся достигает 100%.

В дальнейшем полученные таким способом разности именовались нами аномалиями квазидвухлетнего цикла. Пример вычисления аномалий квазидвухлетнего цикла в колебаниях формы атмосферной циркуляции W приведен в табл. 1.

Таблица 1

Аномалии квазидвухлетнего цикла в колебаниях формы циркуляции W
(средние годовые значения)

Годы	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1890	—	+13	—3	—11	+4	+7	—15	+12	—8	+35
1900	—31	—3	—10	+10	—3	+16	—18	+20	—11	—3
1910	+4	—2	—7	+6	+12	—18	+11	+3	—4	+2
1920	—17	+19	—12	+19	—12	+5	+11	—24	+25	—10
1930	—5	—2	+22	—25	+16	—1	+3	—27	+26	+2
1940	—2	—19	+12	+10	—7	+1	—4	—10	+14	+6
1950	—7	+1	—8	+6	+4	—6	+8	+4	—13	+8
1960	—23	+25	+5	—17	+10	—1	+1	—2	+1	—

В полученных рядах аномалий всех индексов атмосферной циркуляции прослеживается тенденция к чередованию знаков аномалий с периодом, близким к двум годам. Обращает внимание тот факт, на который указывал Б. А. Слепцов-Шевлевич [15], что наибольшие амплитуды межгодовых колебаний у всех индексов атмосферной циркуляции чаще всего наблюдаются спустя 1—3 года после максимума 11-летнего цикла солнечной активности. Необходимо также обратить внимание на то, что наиболее значительные аномалии двухлетнего цикла в колебаниях индексов атмосферной циркуляции при достижении своего максимума или минимума через год меняют свой знак на противоположный, достигая при этом по абсолютной величине значения, приблизительно равного прошлогоднему. И, напротив, аномалии с малыми значениями меняют знак на противоположный и достигают своего максимума в большинстве случаев нерегулярно. Эти две тенденции прослеживаются у всех рядов аномалий индексов атмосферной циркуляции.

Короче говоря, квазидвухлетний цикл в колебаниях индексов атмосферной циркуляции проявляет определенную зависимость от четных и нечетных 11-летних солнечных циклов [2].

Для проверки неслучайности вскрытого явления была произведена статистическая оценка реальности его путем автокорреляции полученных результатов со сдвигом между двумя выборками из одной и той же совокупности, равным одному году. Средние значения коэффициентов автокорреляции из 12-месячных выборок для форм циркуляции W , C , E (по Г. Я. Вангенгейму — А. А. Гирсу [4]) и индексов зональной (J_a) и общей (J') циркуляции атмосферы (по А. Л. Кацу [7]) представлены в табл. 2.

Затем были вычислены средние аномалии двухлетнего цикла отдельно для четных и нечетных лет для W, C, E, J₃ и J'. Расчет их производился по формулам

$$\Delta \bar{W}_ч = \frac{\Sigma \Delta W_ч}{n_ч},$$

$$\Delta \bar{W}_н = \frac{\Sigma \Delta W_н}{n_н},$$

Таблица 2

Средние значения коэффициентов автокорреляции (r) и критерий значимости (T) квазидвухлетнего цикла в изменениях форм циркуляции W, C, E и индексов J₃ и J'

Формы и индексы циркуляции	Коэффициент автокорреляции r	Δr	Критерий, T
W	-0,625	$\pm 0,028$	5,41
C	-0,724	$\pm 0,031$	6,31
E	-0,585	$\pm 0,027$	5,08
J ₃	-0,726	$\pm 0,038$	3,14
J'	-0,921	$\pm 0,043$	4,01

Примечание. Расчет Δr производился по формуле $\Delta r = \frac{1-r^2}{\sqrt{n-1}} \sqrt{1 + \frac{11r^2}{2n} + \frac{75r^2-13}{2n^2} + \dots}$

где $\Sigma \Delta W_ч$, $\Sigma \Delta W_н$ — алгебраические суммы отклонений «фактического» и сглаженного рядов четных и нечетных лет соответственно; $n_ч$, $n_н$ — количество четных и нечетных лет в ряду. Результаты вычислений представлены в табл. 3.

Таблица 3

Средние аномалии двухлетнего цикла в колебаниях средних годовых значений форм и индексов атмосферной циркуляции W, C, E, J₃ и J' в четные и нечетные годы

Формы и индексы циркуляции	Четные годы	Нечетные годы
W	-0,97	+1,28
C	-0,66	+1,59
E	-2,71	+2,84
J ₃	-0,17	+0,17
J'	+0,39	-0,33

Аналогичные результаты были получены при вычислении средних аномалий квазидвухлетнего цикла и коэффициентов автокорреляции для индексов Лэма. Значения коэффициентов автокорреляции представлены в табл. 4.

При этом обрабатывались ряды всех 42 индексов независимо от

Коэффициенты автокорреляции (r), оценка их значимости (критерий T) и среднеквадратические отклонения (σ_2) аномалий двухлетней цикличности индексов атмосферной циркуляции Лэмба

№ ин-декса	Северное полушарие												№ ин-декса	Южное полушарие											
	январь						июль							январь						июль					
	r	T	σ_2	№ ин-декса	r	T	σ_2	№ ин-декса	r	T	σ_2	№ ин-декса		r	T	σ_2	№ ин-декса	r	T	σ_2					
1	-0,72	10,32	4,05	21	-0,67	9,20	1,86	7	-0,66	6,66	1,11	29	-0,60	6,06	0,92	30	-0,67	5,67	1,34						
2	-0,66	9,61	1,98	22	-0,66	9,61	1,10	8	-0,73	6,24	0,87	31	-0,75	6,23	0,41	32	-0,60	6,05	1,12						
3	-0,65	6,69	1,64	23	-0,67	7,10	0,61	9	-0,66	5,52	0,50	33	-0,60	6,05	1,72	34	-0,53	5,35	1,72						
4	-0,70	6,34	4,82	24	-0,70	7,07	0,51	11	-0,71	7,51	1,58	35	-0,58	5,74	2,72	36	-0,56	4,75	0,95						
5	-0,73	6,65	3,04	25	-0,67	6,60	1,18	12	-0,59	5,95	1,47	37	-0,72	3,22	1,46	41	-0,72								
6	-0,50	4,56	3,76	26	-0,71	6,99	1,14	15	-0,74	6,27	0,90	40													
10	-0,71	8,02	2,48	27	-0,69	6,36	0,67	16	-0,68	6,52	1,41	38													
13	-0,62	5,64	2,51	28	-0,76	7,17	1,10	19	-0,68	5,35	1,54	41													
14	-0,67	6,10	2,26	32	-0,60	6,37	0,7	20	-0,71	3,11	1,38														
17	-0,68	6,19	6,24	36	-0,64	6,30	2,5	42	-0,60	2,32	1,31														
18	-0,68	6,08	6,01	37	-0,72	7,09	1,01																		
				38	-0,67	6,50	5,71																		
				39	-0,73	7,19	10,83																		

продолжительности рядов. Естественно, что такой подход, возможно, мог сказаться на точности полученных результатов. Особенно это касается индексов, значения которых определены за период около 20 лет. Однако выборочная проверка для некоторых индексов путем умышленного сокращения рядов и приведение их по продолжительности к сравниваемым показала незначительные (5—7%) расхождения с полными рядами. На этом основании результаты автокорреляции считались вполне сравнимыми у всех индексов Лэма, несмотря на различную продолжительность их рядов.

Из табл. 4 видно, что полученные значения коэффициентов автокорреляции почти для всех индексов оказались достаточно высокими и значимыми ($T > 3$).

Вычисление средних аномалий позволяет выяснить немаловажный вопрос о пространственной структуре двухлетнего цикла в масштабе всего земного шара и характере изменения амплитуд цикла в зависимости от широты места.

Для большей наглядности средние значения аномалий квазидвухлетнего цикла в колебаниях индексов Лэма отдельно для июля и января были нанесены на карты и проведены изаномалы через 0,4 мбар (рис. 1). Причем карты строились отдельно для нечетных и четных лет.

Как видно из рисунка, в четные и нечетные годы географическое распределение и знак аномалий индексов носят четко выраженный противоположный характер. В нечетные годы (рис. 1 а) обширная территория обоих полушарий занята областью положительных аномалий. В четные годы (рис. 1 б) картина полностью меняется. Обращает на себя внимание особенно «активное» и стабильное ядро проявления квазидвухлетней цикличности, расположенное в районе Северной Атлантики.

Однако данные по южному полушарию следует считать только ориентировочными, потому что изаномалы проведены с весьма малой степенью достоверности (использованы данные всего только восьми индексов).

Для доказательства неслучайности результатов, представленных на рис. 1, были вычислены средние квадратические отклонения аномалий квазидвухлетнего цикла для всех индексов Лэма (табл. 4). Построенные карты (не приводятся здесь) изолиний средних квадратических отклонений аномалий двухлетнего цикла полностью соответствуют пространственному распределению средних аномалий квазидвухлетней изменчивости индексов атмосферной циркуляции. Как непосредственно сами средние аномалии квазидвухлетнего цикла (рис. 1), так и их средние квадратические отклонения (табл. 4) обнаруживают явную зависимость от широты места. Оба указанных параметра увеличиваются с широтой, достигая максимальных значений в субарктике, и локализуются над севером Канады, Аляской и акваторией Северной Атлантики (рис. 1).

Анализ рисунка позволяет заключить, что явление квазидвух-

летней цикличности в колебаниях циркуляции атмосферы (равнозначно — в перестройке барического поля Земли) присуще обоим полушариям. Причем причины, вызывающие перестройку барического поля в четные и нечетные годы, воздействуют на эту перестройку в обоих полушариях однозначно. Полученный результат вполне согласуется с выводами авторов работы [17]. Это может свидетельствовать в пользу гипотезы о космической природе квазидвухлетнего цикла.

Все вышеуказанные выводы свидетельствуют о реальности существования квазидвухлетней изменчивости в колебаниях циркуляционных характеристик атмосферы Земли. Однако какие-либо практические выводы из всего сказанного получить затруднительно. В самом деле, если мы имеем дело с цикличностью, то эта вскрытая периодичность должна характеризоваться достаточно строгими параметрами — периодом, фазой и амплитудой.

Получить эти характеристики можно, используя гармонический анализ месячных данных. К сожалению, мы располагаем полными рядами месячных данных только индексов Г. Я. Вангенгейма — А. А. Гирса для форм циркуляции W, C, E. Индексы А. Л. Каца для этой цели малоприспособны, так как мала продолжительность их рядов.

Нами рассчитывались гармоники первого и второго порядка. Расчет первой производился с испытательным периодом 24 мес, а второй — с периодом, определенным из сравнения гармонических кривых первого порядка. Например, рассчитывалась и строилась на графике ежемесячного хода аномалий индекса атмосферной циркуляции формы C за период с января 1901 г. по декабрь 1902 г. соответствующая гармоника, затем таким же образом рассчитывалась и строилась гармоника за период с января 1902 г. по декабрь 1903 г. и т. д.

Из сопоставления рисунков (не приводятся здесь) по гармоническим кривым легко определяется период обнаруживаемого цикла как промежуток времени между последовательными экстремумами гармоник.

Расчет гармоник второго порядка производился уже с учетом вскрытого с помощью построения гармоник первого порядка периода.

Таким образом, были вычислены основные параметры квазидвухлетнего цикла в колебаниях формы циркуляции C за период с 1891 по 1968 г.

Анализ гармонического материала показал, что основные параметры квазидвухлетнего цикла испытывают существенные изменения в отдельные «эпохи». Периоды с ярко выраженной двухлетней изменчивостью, когда амплитуды цикла растут, фаза достаточно устойчива и по гармоникам легко определяется период цикла, сменяются «эпохами», когда наблюдается «сбой» цикличности, выражающийся в уменьшении амплитуд, резком колебании фаз и невозможности, как правило, определения периода из-за малости амплитуд гармоник. Однако эти «сбои» не беспорядоч-

Июль

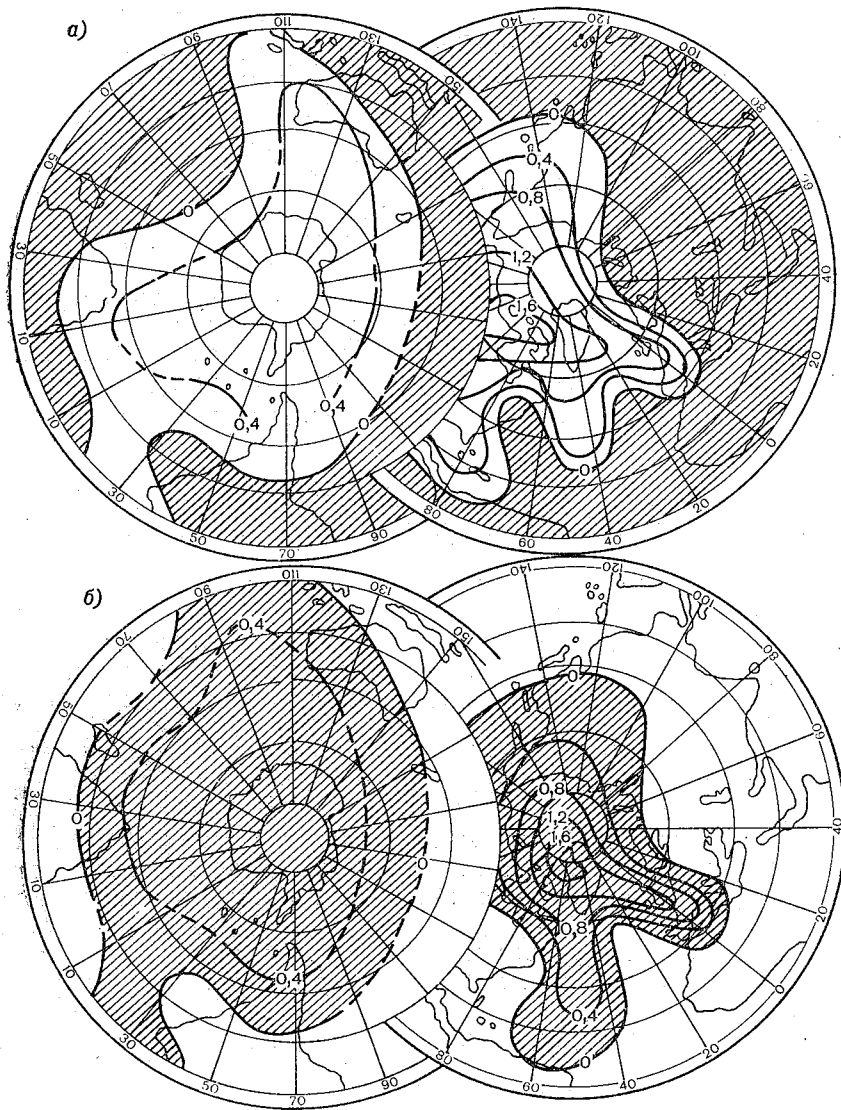
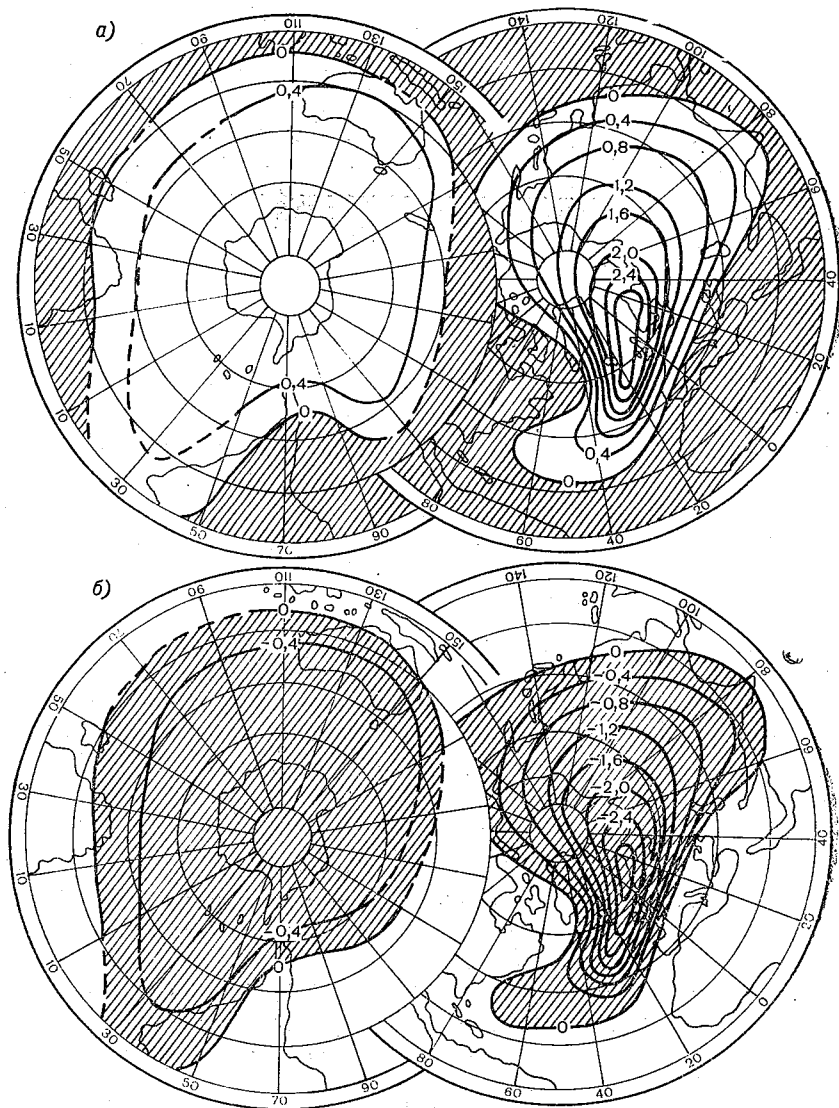


Рис. 1. Средние аномалии (мбар) квазидвухлетнего цикла в колебаниях
годы.

Области отрицательных

Январь



индексов атмосферной циркуляции Х. Лэмба в нечетные (а) и четные (б) аномалий заштрихованы.

ны, а более или менее регулярны и подчинены, по-видимому, циклу большей длительности, например 11-летнему.

Средний период цикла оказался равным 25,6 мес, меняясь от 21 до 30 мес.

Минимальные амплитуды (мбар) наблюдались: в 1895—1896 гг. ($R=0,6$), 1913—1914 гг. ($R=0,2$), 1930—1931 гг. ($R=0,5$), 1939—1940 гг. ($R=0,3$), 1957—1958 гг. ($R=0,4$). Максимальные амплитуды цикла имели место в следующие годы (для сравнения справа указаны годы максимума 11-летнего цикла солнечной активности):

1893—1894 ($R=4,5$) 1893 г.
1903—1904 ($R=4,5$) 1905 г.
1916—1917 ($R=2,9$) 1917 г.
1927—1928 ($R=2,0$) 1928 г.
1935—1936 ($R=2,2$) 1937 г.
1946—1947 ($R=3,5$) 1947 г.

Таким образом, рассчитанные методом гармонического анализа максимальные амплитуды двухлетнего цикла наблюдаются почти в те же годы, когда наступает наивысшая фаза 11-летнего цикла солнечной активности. Такое совпадение вряд ли можно считать случайным. Изменение фазы цикла, хотя и с меньшей определенностью, находится в зависимости от чередования четных и нечетных 11-летних циклов. Этот вывод хорошо согласуется с выводами Б. А. Слепцова-Шевлевича [16].

Аналогичные результаты были получены для форм W и E.

Вычисления показали, что отношение амплитуд двухлетнего цикла к амплитудам годовых вариаций индексов атмосферной циркуляции в среднем составляет 35—40% средней амплитуды в годовом ходе, что свидетельствует о важной роли двухлетнего цикла в формировании режима атмосферной циркуляции. Кроме того, фаза максимума двухлетнего цикла не всегда совпадает с такой же фазой сезонного хода в циркуляции атмосферы. Сезонные вариации и двухлетний цикл в изменениях атмосферной циркуляции генетически различны, возможно, по своему происхождению, хотя и относятся к одному и тому же процессу. Поэтому они не могут и не протекают одновременно. По этой причине максимумы двухлетнего цикла, обусловленного внешним, по-видимому, воздействием на атмосферу, наступают несколько раньше соответствующих им максимумов годовых вариаций в атмосферной циркуляции. Это запаздывание колеблется в пределах 1,5—2 мес. На это обстоятельство указывалось и ранее [16]. Проведенный спектральный анализ индексов атмосферной циркуляции Лэма подтвердил наличие в их вариациях цикличности с периодом, близким двум годам. Наиболее определенно это можно сказать в отношении индексов, характеризующих интенсивность атмосферной циркуляции в северо-восточных районах Атлантики.

Подводя итог данному исследованию, можно сделать следующие выводы.

За рассматриваемый период времени интенсивность атмосферной циркуляции Земли претерпевала межгодовые (квазидвухлетние) колебания, особенно заметные в высоких (субполярных) широтах. Наиболее активные области проявления квазидвухлетней цикличности в северном полушарии Земли располагаются в районах Северной Атлантики и западного сектора Арктики.

Период выделенных колебаний меняется от 21 до 30 мес и составляет в среднем 25,6 мес.

Амплитуда квазидвухлетнего цикла испытывает существенные изменения во времени и находится в очевидной связи с циклами большей длительности. В среднем она составляет 35—40% общей изменчивости интенсивности атмосферной циркуляции.

Причина, вызывающая неоднозначные межгодовые различия в интенсивности атмосферной циркуляции обоих полушарий, по-видимому, носит космический, по крайней мере внешний к системе атмосфера — подстилающая поверхность, характер.

Можно думать, что более детальное исследование этой проблемы позволит выявить как саму причину квазидвухлетних колебаний атмосферной циркуляции, так и механизм (или механизмы) внешних воздействий на барическое поле Земли.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беме Е. В. 26-месячные колебания общей циркуляции земной атмосферы и их причины.— В кн.: Труды симпозиума по солнечно-корпускулярным эффектам в тропосфере и стратосфере. Л., 1973, с. 28—46.
2. Витинский Ю. И. Прогнозы солнечной активности.— Л.: Наука, 1973.— 150 с.
3. Волков Н. А., Слепцов-Шевлевич Б. А. О цикличности в колебаниях ледовитости Арктических морей.— Труды ААНИИ, 1971, т. 308, с. 5—35.
4. Гирс А. А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы.— Л.: Гидрометеоздат, 1971.— 384 с.
5. Гордиенко А. И. Двухлетняя цикличность тепловой напряженности системы Гольфстрим.— В кн.: Проблемы Арктики и Антарктики. Л., 1977, вып. 51, с. 135—146.
6. Гудкович З. М., Санцевич Т. И. Особенности проявления барической волны «полносного прилива» над Арктикой в разные сезоны.— Труды ААНИИ, 1971, т. 303, с. 121—137.
7. Кац А. Л. Сезонные изменения общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы.— Л.: Гидрометеоздат, 1960.— 184 с.
8. Кац А. Л. Двухлетняя цикличность в экваториальной стратосфере и общая циркуляция атмосферы.— Метеорология и гидрология, 1964, № 6, с. 3—10.
9. Кац А. Л. Квазидвухлетняя цикличность и макромасштабные взаимодействия океан — атмосфера (важнейшие итоги экспедиции 1970 г.).— Метеорология и гидрология, 1971, № 7, с. 10—19.
10. Корт В. Г. О крупномасштабном взаимодействии океана и атмосферы (на примере северной части Тихого океана).— Океанология, 1970, т. 10, № 2, с. 222—239.
11. Максимов И. В. Геофизические силы и воды океана.— Л.: Гидрометеоздат, 1970.— 448 с.
12. Павельев С. В., Павельева З. С. Цикличность солнечной активности.— Труды ГГО, 1965, вып. 181, с. 92—109.
13. Погосян Х. П. О некоторых особенностях цикличности ветра в экваториальной стратосфере.— Метеорология и гидрология, 1973, № 9, с. 14—26.

14. Покровская Т. В. Синоптико-климатические и гелиофизические долгосрочные прогнозы погоды.—Л.: Гидрометеиздат, 1969.—254 с.

⑤ Слепцов-Шевлевич Б. А. К изучению двухлетней изменчивости атмосферной циркуляции в северном полушарии Земли.—В кн.: Проблемы Арктики и Антарктики. Л., 1968, вып. 29, с. 36—44.

16. Слепцов-Шевлевич Б. А. Двухлетний ритм короткопериодных флюктуаций солнечной активности.—Труды ААНИИ, 1977, т. 340, с. 150—160.

⑪ Слепцов-Шевлевич Б. А. и др. Квазидвухлетний цикл в колебаниях барического поля северного полушария Земли/Слепцов-Шевлевич Б. А., Волков Н. А., Гордиенко А. И.—Труды ААНИИ, 1977, т. 341, с. 114—118.

18. Суховой В. Ф. Изменчивость гидрологических условий Атлантического океана.—Киев.: Наукова думка, 1977.—216 с.

⑨ Угрюмов А. И. Квазидвухлетняя цикличность весенне-летней циркуляции атмосферы.—Труды Гидрометцентра СССР, 1971, вып. 77, с. 5—82.

20. Lamb H. H., Johnson A. I. Secular variations of the Atmospheric circulation since 1750.—Geophys. Memoirs, 1966, vol. 14, № 110.

Н. И. Яковлева

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ СТРУКТУРА АНОМАЛИЙ УРОЖАЕВ ЯРОВОЙ ПШЕНИЦЫ И МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПО ТЕРРИТОРИИ СССР

Существует целый ряд работ, посвященных изучению пространственных особенностей аномалий урожаев и синоптических ситуаций на территории СССР [1—3, 7, 8—11]. В этих исследованиях проводилось, как правило, сопоставление явлений засух или метеорологических условий по различным районам.

В работе Е. А. Аксариной и В. М. Пасова [1] использован метод разложения полей по естественным ортогональным функциям (е. о. ф.) и получены основные формы е. о. ф. метеорологической составляющей урожаев яровой пшеницы по 102 областям СССР за период 1945—1970 гг.

В данной работе также излагаются результаты сопоставления естественных ортогональных составляющих (е. о. с.) аномалий урожаев яровой пшеницы и комплекса метеорологических характеристик по основным сельскохозяйственным районам СССР. По сравнению с работой [1] ряды урожайности дополнены до 1974 г. (с 1945 г.). Кроме того, в сопоставительном анализе использовалось не одно метеорологическое поле, а поля шести основных агрометеорологических характеристик. Кстати отметим, что е. о. ф. урожаев были рассчитаны примерно одновременно с расчетами работы [1], но не были тогда опубликованы, а сейчас используются не только для подтверждения опубликованных результатов, но и для дальнейшего анализа.

В расчете е. о. с. использовались отклонения урожаев от тренда (y') по 94 областям СССР. Расчет производился по трем вариантам. Два счета е. о. с. — по двум редким сеткам областей, смещенным одна относительно другой с более или менее равномерным выделением областей по территории. Одна сетка включала 37 областей (а), а вторая — 35 (б). Это позволило получить е. о. с. по каждой сетке одним этапом счета, не привлекая прием последовательного счета, который используется в расчете е. о. с. по матрице большой размерности («густая» сетка точек) [6]. Третий

слабее в 1965, 1974, 1962 и 1952 гг. В 1968 г. наибольший «вес» имеет трехъядровая форма X_4 (неурожаи на Украине и в Восточном Казахстане, хорошие урожаи в районах Поволжья и Западного Казахстана), а 1969 г. характеризуется наибольшим вкладом X_2 с засушливостью на юге Украины и Северного Казахстана одновременно и т. д. Однако в большинстве случаев лет характер распределения аномалий y' сложный, с мало различающимися вкладами первых е. о. с. (см. табл. 1).

Из анализа корреляционной матрицы следует, что корреляционные связи между y' районов, находящихся в противофазе (юг ЕТС и Северный Казахстан — согласно форме X_1 — рис. 1), не очень высокие, достигают максимально $-0,30$; $-0,46$ ($\pm 0,16$) между отдельными областями. Специфика такой структуры нашла отражение в сравнительно небольшом вкладе первой е. о. с. (около 20% дисперсии), и это тоже свидетельствует о сложном характере пространственных связей аномалий урожаев. В какой-то мере можно предположить, что отклонения (y') от тренда включают, кроме метеорологической составляющей, некоторые колебания урожаев за счет других неучтенных случайных факторов.

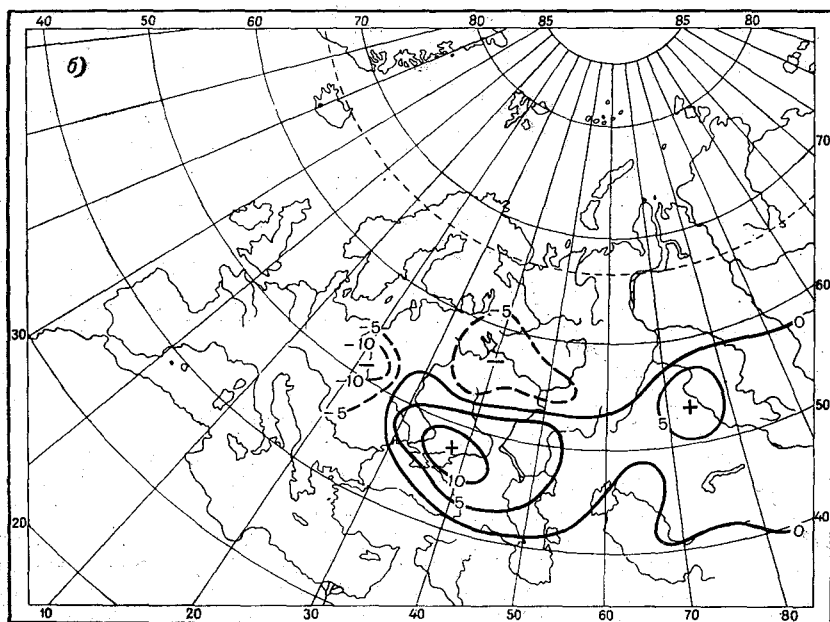
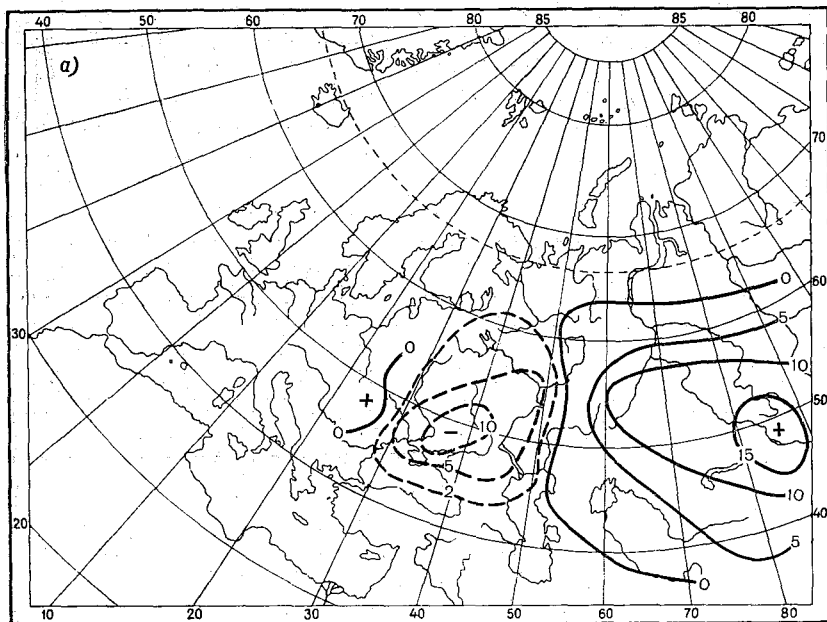
Наибольшая пространственная дисперсия в колебаниях урожаев, определяемая по сумме квадратов первых четырех временных е. о. с. за каждый год, приходится на две компактные группы лет: 1954—1958 гг. (с абсолютным максимумом в 1957 г.) и 1968—1974 гг. (с первым максимумом в 1969 г. и вторичным в 1972—1974 гг.). Причем между первыми максимумами (1957—1969 гг.) временной интервал составляет 12 лет. Полная пространственная

дисперсия ($\sum_{j=1}^{g+1} a_j^2$) по годам соответствует в целом сумме квадратов первых четырех временных коэффициентов разложения. Максимум 1969 г. раза в три превосходит максимум 1957 г., а максимум 1972—1974 гг. — раза в два. Оценка временного хода суммы квадратов первых е. о. с., рассчитанных по корреляционной матрице (с нормированием на дисперсию каждого элемента ковариационной матрицы), дает наличие основных максимумов в те же годы (1957, 1969, 1973), но в этом случае экстремумы выравниваются и становятся почти одинаковыми.

Естественно предположить, что некоторым основным формам е. о. ф. в полях y' соответствуют аналогичные формы е. о. ф. метеорологических полей, поскольку крупномасштабные отклонения урожаев от тренда вызваны прежде всего аномалиями метеорологических условий.

По небольшой территории Средней Азии такое сопоставление сделано между формами е. о. ф. y' и H_{500} мбар в работе [1], где отмечается соответствие первых трех е. о. ф.

О наличии по крайней мере противофазы в синоптических процессах над югом ЕТС и Казахстаном отмечалось в ряде работ [1, 2, 5, 7 и др.]. В данной статье использовались для сопоставления не отдельные метеорологические поля, а поля новой статистической комплексной характеристики, рассчитанной на основе



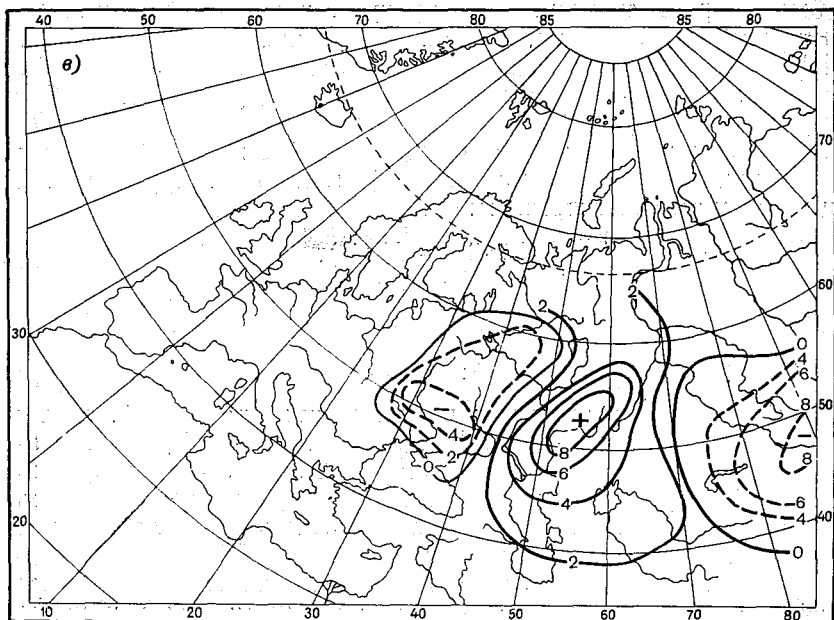


Рис. 1. Первые три е. о. ф. аномалий урожаев яровой пшеницы по территории СССР по варианту «в» (94 области).

а) $X_1(y')$, б) $X_2(y')$, в) $X_3(y')$.

шести агрометеорологических параметров (k_i), от которых зависит формирование урожаев сельскохозяйственных культур. Расчет таких комплексов с использованием метода разложения по е. о. с. производился ранее для некоторых задач [6, 13, 14]. В данном случае на 22 станциях юга ЕТС и Северного Казахстана за апрель—июль 1960—1975 гг. собрана информация по шести параметрам (k_i): температуре воздуха в 15 ч, дефициту влажности воздуха d в 15 ч, относительной влажности воздуха f в 15 ч, суточной амплитуде температуры воздуха ($\Delta t_{\text{в}}$) и почвы ($\Delta t_{\text{п}}$) и температуре поверхности почвы $t_{\text{п}}$. Этот комплекс из шести параметров вначале был подвергнут статистической процедуре разложения по е. о. ф. на каждой станции. Оказалось, что вклад первой е. о. с. представляет значительную долю общей дисперсии от всего исходного комплекса на любой из 22 используемых станций (78—90%). Это означает, что первый коэффициент разложения a_1 (k_i) можно рассматривать как новый комплексный параметр, учитывающий специфику всего комплекса исходной информации. Такое утверждение справедливо еще и потому, что статистическая форма зависимости между k_i в первой е. о. ф. (X_1) оказалась идентична на всех станциях независимо от ее климатических условий [7, 13, 14].

В дальнейшем ряды a_1 (k_i) на 22 станциях были снова подвергнуты повторному разложению на е. о. с. для выявления осо-

бенностей пространственной структуры нового комплексного агрометеорологического параметра. Полученные на втором этапе счета е. о. ф. метеорологического комплекса $X_j(k_i)$ сопоставлялись с е. о. ф., рассчитанными по урожаю $X_j(y')$. Точного количественного сопоставления сделать нельзя, так как использовались в указанных расчетах разные сетки точек (22 и 94). Однако в рисунке первых е. о. ф. (вариант «в») можно обнаружить много общего с таким соответствием:

$$\begin{aligned} X_j(y') &= X_j(k_i), \\ X_1 &= X_2, \\ X_2 &= X_4, \\ X_3 &= X_1, \\ X_4 &= X_3. \end{aligned}$$

Наиболее четкое соответствие приходится на е. о. ф. с противофазой двух районов — ЕТС и Казахстан (X_1-X_2). Вклад этой е. о. ф. метеорологического комплекса также соответствует примерно 21% общей дисперсии, как и в вариантах счета по урожаям. Максимальные коэффициенты корреляции в колебаниях метеорологического комплекса районов ЕТС — Казахстан составляют —0,50 (из анализа корреляционной матрицы), что примерно одинаково по величине с соответствующими коэффициентами корреляции в варианте с урожаями. На рассматриваемой территории распределение дисперсии каждой из характеристик метеорологического комплекса ($t, \Delta t_v, \Delta t_n, f, d, t_n$) характеризуется примерно одинаковой закономерностью: наибольшие ее значения располагаются с небольшими вариациями в районе Поволжья и Восточного Казахстана. Исключение составляет поле относительной влажности, наибольшие значения σ_f^2 — в Казахстане. Для сравнения отметим, что максимум дисперсии дефицита влажности, наоборот, приходится на район Поволжья. Интересно в связи с этим отметить, что наибольшая изменчивость урожаев, точнее коэффициент вариации [8, 9, 12], также наблюдается в районе Поволжья с сохранением повышенных значений в Северном Казахстане, особенно в восточной ее части (до 0,50—0,60). Были сопоставлены не только е. о. ф. (урожаи — метеорологический комплекс), но их временные вклады в отдельные годы (коэффициенты разложения). Коэффициенты разложения е. о. с. метеорологического комплекса вначале осреднялись за май—июнь, так как эти месяцы наиболее оптимальные для оценки средних за вегетационный период метеорологических условий, формирующих урожай.

Оказалось, что наиболее четкие корреляционные связи между коэффициентами разложения также соответствуют е. о. ф. с противофазой в двух указанных районах. Так, коэффициент корреляции между $a_1(y')$ и $A_2(k_i)$ равны 0,82, 0,75, 0,71 ($\pm 0,13$) соответственно для разных вариантов счета по y' (а, б, в). Для остальных е. о. ф. соответствие коэффициентов разложения проявляется хуже (0,3—0,5). Кстати отметим, что $A_2(k_i)$ имеет высокую кор-

реляцию непосредственно с колебанием урожаев Северного Казахстана, равную 0,82, и с аномалиями урожаев по СССР (y' СССР), равную 0,87. Это означает, что синоптические процессы, ответственные за создание противоположных условий погоды над ЕТС и Казахстаном, создают и наиболее аномальные колебания урожаев яровой пшеницы в крупных районах. Таким образом, можно еще раз подтвердить, что аномалии урожаев от тренда

Таблица 2

Коэффициенты корреляции между отклонениями урожаев яровой пшеницы y' от тренда по СССР и РСФСР и y' отдельных областей

	БССР	Северо-запад ЕТС	Центрально- черноземный район	Центральная часть ЕТС	Волго-Вятский район	Северный Кавказ	УССР	Поволжье	Южный Урал	Казахская ССР	Западная Сибирь	Восточная Сибирь
СССР	-0,03	-0,18	0,19	-0,11	0,13	0,30	0,03	0,44	0,60	0,80	0,66	0,26
РСФСР	-0,19	-0,06	0,24	0,11	0,30	0,40	0,28	0,56	0,63	0,66	0,44	0,29

определяются основными особенностями метеорологических условий погоды на рассматриваемой территории.

Поскольку наиболее значимой компонентой как в метеорологических условиях, так и в аномалиях урожаев является наличие контрастности в районах ЕТС—Казахстан, это обстоятельство используется Э. И. Гирской и Б. И. Сазоновым [3] в решении обратной задачи: по синоптическим показателям, ответственным за указанную контрастность адвекции разных знаков, оценить возможные колебания урожаев на больших территориях. Ими были предложены индексы Z_1 и Z_2 [3, 4]. В частности, индекс Z_1 имеет устойчивую и достаточно высокую корреляционную связь с $A_2(k_i)$, ограждающей метеорологическую контрастность в районах. ЕТС — Казахстан, определяемую коэффициентом корреляции $0,68 \pm 0,09$.

Таким образом, в статье показаны количественные, статистически обоснованные формы зависимости колебаний урожаев от метеорологических факторов.

Хотелось бы обратить внимание еще на одно обстоятельство, которое с очевидностью вытекает из факта повышенной изменчивости урожаев в районе Северного Казахстана и Поволжья [8, 9, 12]: колебания урожаев в целом по стране (y' СССР) и РСФСР (y' РСФСР) существенно зависят от колебаний урожаев Северного Казахстана и Поволжья. Тем более что районы Северного Казахстана характеризуются большими посевными площадями.

Указанное обстоятельство подтверждается количественными оценками корреляционных связей y' СССР (y' РСФСР) с y' по отдельным областям (табл. 2). Наибольшие коэффициенты кор-

реляции получены между y' СССР (y' РСФСР) и y' Казахской ССР ($R=0,80; 0,66$), y' Южного Урала ($0,60, 0,63$), y' Поволжья ($0,44, 0,56$) и т. д. В то же время аналогичные коэффициенты корреляции с y' Украинской ССР составляют $0,03, 0,28$, а с y' Центральночерноземного района $0,19, 0,24$. Оценка значений корреляции в табл. 2 произведена по данным 30-летнего ряда (1945—1974 гг.) и составляет $\sigma = \pm 0,18$.

В заключение автор выражает благодарность Е. К. Молькентин за выполнение расчетов е. о. с. на ЭВМ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аксарина Е. А., Пасов В. М. Закономерность распределения метеорологической составляющей урожаев яровой пшеницы по территории СССР.— Труды ВНИИГМИ—МЦД, 1977, вып. 36, с. 41—50.
2. Байдал М. Х., Утешев А. С. О сопряженности явлений засух юга Европейской территории СССР и северной половины Казахстана.— Труды КазНИГМИ, 1959, вып. 11, с. 130—144.
3. Гирская Э. И. и др. Показатели метеорологической засухи/Гирская Э. И., Сазонов Б. И., Кропф Е. И.— Труды ГГО, вып. 403, с. 00.
4. Гирская Э. И. и др. Макроциркуляционный индекс засушливости и урожайности яровой пшеницы/Гирская Э. И., Сазонов Б. И., Яковлева Н. И.— См. наст. сб.
5. Дроздов, О. А. О связи различных сторон климата.— Труды ГГО, 1958 вып. 84, с. 24—43.
6. Естественные составляющие метеорологических полей/А. В. Мешерская Л. В. Руховец, М. И. Юдин, Н. И. Яковлева — Л.: Гидрометеиздат, 1970, 199 с.
7. Кац А. Л. Необычное лето 1972 года.— Л.: Гидрометеиздат, 1973.— 58 с.
8. Пасов В. М. Изменчивость урожая зерновых культур в различных климатических зонах СССР.— Метеорология и гидрология, 1973, № 7, с. 82—86.
9. Пасов В. М. Изменчивость урожаев озимой ржи в связи с особенностями климата.— Труды ИЭМ, 1974, вып. 2(39), с. 135—142.
10. Покровская Т. В. Синоптико-климатологические и гелиогеофизические долгосрочные прогнозы погоды.— Л.: Гидрометеиздат, 1969.— 253 с.
11. Покровская Т. В. К вопросу о совместном анализе циркуляционных и гелиогеофизических факторов формирования засух.— Труды ГГО, 1975 вып. 354, с. 15—22.
12. Сазонов Б. И., Яковлева Н. И. Зависимость урожайности яровой пшеницы от средних метеорологических условий вегетационного периода по территории СССР.— Труды ГГО, 1978, вып. 403, с. 00.
13. Федорова А. В. и др. Исследования комплекса метеорологических элементов с помощью эмпирических ортогональных функций/Федорова А. В., Яковлева Н. И., Молькентин Е. К.— Труды ГГО, 1974, вып. 298, с. 111—116.
14. Яковлева Н. И., Молькентин Е. К. К вопросу о комплексном индексе агрометеорологических условий.— Труды ГГО, 1979, вып. 386 с. 22—30.

Т. В. Покровская

О НЕКОТОРЫХ ИТОГАХ ДОЛГОСРОЧНЫХ ПРОГНОЗОВ ПОГОДЫ

В Главной геофизической обсерватории (ГГО) имеется уже довольно большой опыт оперативных синоптико-климатологических прогнозов месячных аномалий температуры воздуха и атмосферных осадков. В качестве предикторов использованы различные показатели циркуляции — по Г. Я. Вангенгейму, А. Л. Кацу, Л. А. Вительсу, прогностические же связи были установлены статистическим путем [23]. Приводимые ниже выводы получены с использованием данных и для некоторых методов.

Для оценки оправдываемости прогнозов температуры (по знаку аномалии) нами взят общепринятый показатель ρ . Он связан со значением числа оправдавшихся прогнозов P , взятого в процентах к общему числу прогнозов, простым соотношением $\rho = 2(P - 50)$, если оба показателя выражены в сотых долях единицы. Никаких допусков при оценке не вводилось.

Рассмотрены методы, для которых имеются опубликованные данные за период не менее 4 лет, при неизменной методике прогнозов, для крупных территорий и за все месяцы года (для макроциркуляционного метода ААНИИ — без ноября и декабря, поскольку для этих месяцев прогнозы не составляются). Список рассмотренных серий прогнозов дан в табл. 1, а результаты оценки оправдываемости — в табл. 2.

Отметим, что для серии 6 имеются также данные М. Ш. Болотинской [2], здесь же использованы данные А. А. Гирса [7] как более однородные.

Данные табл. 2 позволяют сделать следующие выводы для серий 1—5.

1. Отмечается устойчивое превышение оправдываемости над уровнем случайности, хотя и небольшое (значения ρ положительные).

2. Итоги по всем сериям очень сходны, причем цифра, полученная для самого раннего ряда 1, в дальнейшем не была превзойдена.

Таблица 1.

Материалы, использованные для проверки прогнозов

№ серии	Метод	Автор и источник	Период	Число лет	Район	Заблаговременность, мес
1	Синоптический	Б. П. Мультиановский, С. Т. Пагава, Гидрометцентр СССР [13, 14]	1941—1947	7	ЕТС	>2
2	Синоптико-климатологический	Т. В. Покровская, ГГО [18, 24]	1961—1975	15	ЕТС	1—4
3	Синоптико-климатологический	Т. В. Покровская, ГГО [18, 24]	1964—1975	12	ЗС	1—4
4	Синоптико-статистический	Г. В. Свиныхов, ДВНИГМИ [10 ²]	УП 1969—1973	4,5	ВС, ДВ	4
5	Макроциркуляционный	А. А. Гирс, ААНИИ [7]	1964—1969	6	СП	В декабре на январь—октябрь
6	Макроциркуляционный	А. А. Гирс, ААНИИ [7]	1964—1969	6	Арктика	То же

Примечание. ЕТС — Европейская территория СССР; ЗС — Юг Западной Сибири и север Казахстана; ВС — Восточная Сибирь; ДВ — Дальний Восток; СП — Северное полушарие.

Таблица 2

Оправдываемость прогнозов знаков аномалии температуры ρ (сотые доли)

№ серии	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Среднее
1	4	—2	24	28	16	18	2	26	24	—2	—6	42	14
2	2	12	1	39	7	11	7	11	15	11	24	15	13
3	8	—28	9	46	—2	9	5	14	—14	9	1	15	6
4	13	—8	1	35	28	11	12	12	—2	14	1	16	12
5	8	5	—4	24	13	25	10	0	8	0	—	—	9
6	29	18	4	17	60	13	26	18	33	47	—	—	26
Среднее (1—5)	7	—4	6	34	12	15	7	12	6	6	5	22	11

3. Обращает на себя внимание исключительное сходство годового хода оправдываемости по всем сериям. Максимум приходится на апрель, минимум — на февраль или март, второй максимум — на ноябрь или декабрь.

Прогнозы по Арктике [7] оправдывались существенно лучше, чем прогнозы серий 1—5. При этом максимум сдвинут на май, а второй максимум намечается в последнем прогнозируемом месяце — октябре.

Дополнительно были рассмотрены также результаты прогнозов Л. Р. Ракиповой [22] и расчетов Е. В. Воробьевой [4]. Прогно-

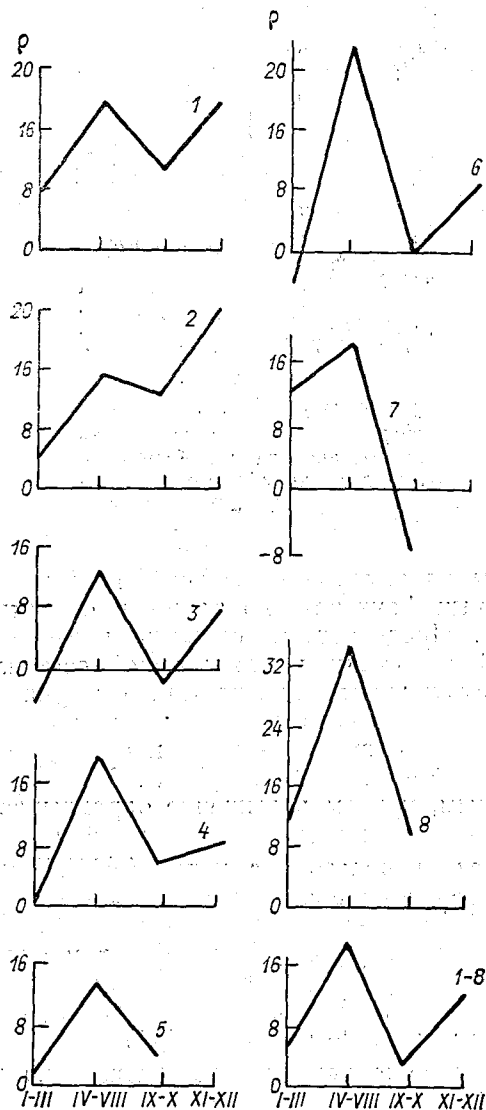


Рис. 1. Оправдываемость ρ прогнозов аномалий средней месячной температуры (со-
тые доли) для различных методов.

1 — Гидрометцентр СССР (Мультиановский, Пага-
ва), ЕТС; 2 — ГГО (Покровская), ЕТС; 3 — ГГО
(Покровская), Западная Сибирь и Северный Ка-
захстан; 4 — ДВНИГМИ (Свинухов), Дальний
Восток и Восточная Сибирь; 5 — ААНИИ (Гирс),
северное полушарие; 6 — ГГО (Ракипова), ЕТС;
7 — ГГО (Воробьева), ЕТС; 8 — ГГО (Воробьева),
Западная Сибирь и Северный Казахстан; 1-8 —
в среднем для всех методов.

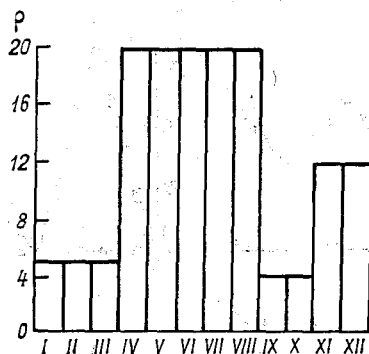


Рис. 2. Оправдываемость p прогнозов аномалий средней месячной температуры (сотые доли) в среднем для всех методов.

зы Ракиповой выполнялись по совершенно иной методике, без учета циркуляционных факторов, но также в оперативном порядке (1963—1968 гг.). Предикторами служили компоненты теплового баланса для той же станции, для которой составлялся прогноз. В случае неопределенности прогностических указаний прогнозы не составлялись. Придав всем таким случаям оценку 50% ($p=0$), т. е. отождествив их с прогнозами нормы, получаем результаты, сравнимые с итогами табл. 2 ($p=0,10$). Годовой ход оказался также аналогичным, причем повышение оправдываемости от марта к апрелю выражено очень резко, p возрастает от $-0,14$ до $0,24$.

Е. В. Воробьева использовала метод ААНИИ, применив аналогии, подобранные ранее для Арктики, к расчету по ЕТС и Западной Сибири с Северным Казахстаном. Расчет выполнен для периода 1953—1963 гг. Знаки рассчитанных и фактических аномалий для ЕТС совпали в 56% всех случаев ($p=0,12$), а для Западной Сибири — в 62% ($p=0,24$). Максимумы приходились соответственно на июнь ($0,26$) и май ($0,54$).

В целях сглаживания неровностей годового хода оправдываемости, вызванных прежде всего небольшим числом прогнозов, нами было произведено осреднение по следующим частям года: январь—март, апрель—август, сентябрь—октябрь, ноябрь—декабрь. Наглядно ход оправдываемости для каждой серии и в среднем для них представлен на рис. 1 и 2. Рисунок 1 показывает аналогичность годового хода для всех серий прогнозов. Средние значения оправдываемости p по рассмотренным 8 сериям прогнозов следующие для указанных частей года: $0,05$, $0,20$, $0,04$, $0,12$, в среднем за год $0,12$. На рис. 2 полученные значения оправдываемости приняты неизменными для всех месяцев, входящих в каждую часть года. Видно существенное различие в успешности

прогнозов по частям года. Из отдельных прогнозов к средним данным ближе всего подходит совершенно плосковершинная кривая, полученная для методики Ракиповой.

В табл. 4 работы [17] приводится сводка ежегодных данных оправдываемости месячных прогнозов Гидрометцентра по СССР в целом за 1967—1976 гг. Подсчет по этой таблице средних значений ρ по месяцам и за год дает цифры того же порядка, что и в табл. 2, причем максимум ($\rho=0,16$) приходится также на апрель (см. [28]).

Все вышесказанное говорит о наличии некоторого общего предела оправдываемости долгосрочных прогнозов, притом невысокого и неповышающегося с течением времени. Однако за отдельные месяцы или сезоны года успешность прогнозов существенно выше, что должно иметь и практическое значение.

Большой интерес вызывают результаты прогнозирования аномалий осадков, но данных по этому элементу опубликовано мало и по ним труднее получить выводы, отчасти из-за системы прогнозирования и проверки (разделение совокупности значений осадков на три градации), отчасти из-за несовершенства исходных климатологических данных — неточность и многообразие норм, неоднородность рядов и т. п.

В работе [25] была произведена обстоятельная проверка прогнозов по методике Е. В. Воробьевой, в которых использованы в качестве предикторов индексы циркуляции А. Л. Каца. Эта проверка дала положительные результаты, так как было выполнено необходимое условие — превышение оправдываемости над уровнем случайности, который определяется исходя из климатологической повторяемости трех градаций. Однако возможно, что нужно будет еще ввести поправку на завышение в прогнозах повторяемости градации «норма», имеющие место почти для всех методов. Эта необходимость отпадает при использовании, как и в случае прогнозов температуры, всего двух градаций — выше и ниже нормы. Такая проверка была произведена для прогнозов осадков по методике Л. А. Вительса за 1954—1960 гг. по 9 районам ЕТС [27]. Оказалось, что оправдываемость составляет 55%. ($\rho=0,10$), что вполне сопоставимо с данными табл. 2. Для северо-запада и центра ЕТС превышение над уровнем случайности составляет 12% ($\rho=0,24$), как для лучших месячных прогнозов температуры. Важно, что для районов ЕТС западнее 42° в. д. подобное превышение удержалось и в периоде 1965—1974 гг., согласно проверке С. В. Касогледовой, хотя использовались те же прогностические связи, определенные по материалам до 1940 г. [20].

Можно было ожидать, что осадки хуже прогнозируются, чем температура, но это пока не подтвердилось. Подобный вывод намечается и в диссертации А. Ольшович, применившей физико-статистический метод М. И. Юдина для прогнозов по Центральной Европе [12].

Низкий потолок оправдываемости, показанный в табл. 2, объясняется хорошо известной сложностью процессов в цирку-

ляции самой атмосферы, преобладающая которых затухает в течение двух-трех недель. С гидродинамической точки зрения это представление проанализировано Г. И. Марчуком [9, 10]. В его модели прогнозируемая аномалия температуры над континентами выражается через сумму двух интегралов, первый из которых содержит метеорологические характеристики (кинематика и термика), а второй — значения потоков тепла из океана. Модель показывает, что с увеличением времени интегрирования первое слабое, дающее информацию о начальных метеорологических полях, уже не дает полезного прогностического вклада, отражая только шумы и приближаясь к нулю вследствие процессов диссипации. Существенным остается только второй интеграл.

Е. Н. Блинова в качестве первого исходного положения своего метода прогнозов использует совместно уравнения гидротермодинамики воздуха и теплопроводности океана и суши [1].

С помощью синоптических, синоптико-климатических, физико-статистических методов выявлено громадное число синхронных и асинхронных связей между аномалиями температуры и осадков над континентами и состоянием гидросферы (температура поверхности, ледовитость, направление и интенсивность течений и др.). Связи эти издавна использовались для прогнозов или в качестве единственных, как, например, у В. Ю. Визе [3], или в комплексе с циркуляционными факторами, например в сезонных прогнозах Гидрометцентра [14] и в физико-статистическом методе М. И. Юдина [29].

Из сказанного следует, что учет только циркуляционных предикторов перспективен лишь для прогнозов на ограниченный срок, не более чем на месяц.

С выводом о бесполезности таких предикторов для прогнозов большой заблаговременности, на первый взгляд, не вяжутся небольшие положительные результаты оправдываемости для ряда методик за определенные месяцы (табл. 2, рис. 1 и 2).

Объяснение состоит в том, что многие циркуляционные показатели хорошо отражают не только внутриагосферные процессы, но также и взаимодействие атмосферы с гидросферой и в значительной степени состояние самой гидросферы. Поэтому с помощью таких циркуляционных предикторов устанавливаются, выражаясь кратко, связи не только типа «воздух—воздух», но и типа «вода—воздух», а также «воздух—вода—воздух» и т. д. Это в полной мере относится к типизации Вангенгейма—Гирса [6, 7 и др.], которая была применена к прогнозам серий 2—3 [табл. 1 и 2], притом в предельно простом виде, с использованием только одних месячных чисел дней с формами W, E, C. Эти характеристики рассматривались как определенные синоптическим путем первые естественные составляющие циркуляционных и метеорологических полей. Обычно первыми составляющими не ограничиваются. Однако «естественность» типов дает возможность с успехом применять их для многообразных синоптико-климатических и прогностических разработок.

Сравнительно хорошая успешность прогнозов на апрель по методике 2—3 с применением предикторов W, E, C может объясняться следующим образом [19]. Для этого месяца имеют место четкие синхронные зависимости режима температуры и осадков на ЕТС от гидротермического состояния Баренцева моря: малая ледовитость и повышенная температура в море — повышенная температура и малые осадки на территории, и наоборот. Вместе с тем, согласно океанографическим исследованиям, основные запасы тепла поступают в Баренцево море с Нордкапским течением в октябре—декабре, что и определяет режим в море на долгое время, включая и весну. Притоку тепла способствуют синоптические процессы типа E. Весной планетарная атмосферная циркуляция ослабевает и на первое место выступают факторы регионального порядка. Для ЕТС это — гидротермическое состояние Баренцева моря. Положительная термическая аномалия на его акватории способствует образованию высотного гребня над ним, и возникающая циркуляция — адвекции теплого воздуха на большей части ЕТС, особенно в юго-восточных районах. Таким образом, прослеживается последовательность процессов типа «воздух—вода—воздух», где первым членом является циркуляция E осенью и в предзимье, вторым — ледовитость и температура Баренцева моря по апрель включительно, третьим — атмосферная циркуляция и метеорологический режим на ЕТС в апреле.

Более полная схема прогноза включает еще одну связь того же типа, в которой первый член выражает циркуляцию типа W в феврале—марте, второй — ледовые и термические условия, сложившиеся к этому времени в Арктике, третий — значения предиктанта, т. е. температуры на ЕТС в апреле. Эти связи меньшей заблаговременности могут усилить или ослабить действие первых [19].

Хорошая оправдываемость прогнозов для Западной Сибири и Северного Казахстана на апрель также может быть связана с рассмотренными процессами (серия 3).

Для других серий прогнозов апрельский максимум оправдываемости также можно объяснить сезонным ослаблением общей циркуляции атмосферы и усилением роли региональных факторов — термического и ледового состояния прилежащих морей, в «памяти» которых еще сохраняются результаты воздействия предшествующих синоптических процессов. Для метода 1, по-видимому, имеет значение связь ультраполярных реперных процессов со степенью выхолаживания Арктики, о чем можно судить по некоторым данным работы [28]. Добавим, что прогнозы Гидрометцентра на апрель за 1969—1976 гг. имели оправдываемость по r 0,32, что является очень высоким результатом и должно быть связано с удачным выбором реперных полярных воздействий.

Для метода 4 (ДВНИГМИ) аналогом влияния Баренцева моря должно быть воздействие Охотского. Термический режим этого моря в системе 4 является одним из наиболее значимых предикторов и он должен оказывать существенное влияние на

температуру воздуха именно в Приморском крае, которая и предсказывается по данной методике наиболее успешно.

Второй максимум оправдываемости прогнозов осуществляется в предзимье, т. е. в период максимального напряжения планетарной атмосферной циркуляции, особенно ее зональной составляющей, что хорошо показано индексами А. Л. Каца. В данном случае этот фактор циркуляции и может реализовать асинхронные связи. Последовательность процессов можно представить себе следующим образом. Согласно Г. И. Марчуку и Ш. А. Мусаеляну, существенное значение имеет предшествующее прогревание поверхностного слоя воды в субтропических и уверенных широтах Атлантики в течение весны и лета, зависящее от состояния облачности. Марчук указывает, что имеется сдвиг во времени порядка одного-двух сезонов между прогревом воды и достижением нагретыми водами зоны конфронтации с атмосферой и гидросферой в высоких широтах Атлантики. Это и служит предпосылкой долгосрочных прогнозов на гидродинамической основе.

Такая предпосылка реализуется в период максимального развития западного переноса, который в свою очередь зависит от поля температуры в Северной Атлантике и является важнейшим фактором формирования аномалий температуры на ЕТС. Значение облачности над Атлантикой в этом процессе на обширном фактическом материале, включая и спутниковые данные, детально проанализировано в обстоятельной работе Ш. А. Мусаеляна [11]. Ценность этого исследования заключается не только в непосредственном приложении к прогнозам, но и в естественной увязке гидродинамической концепции с феноменологической (по терминологии автора).

Согласно корреляционным связям, если летом облачность над Атлантикой существенно больше нормы, то в Европе вероятна зима с температурой ниже нормы (и наоборот). Подчеркнуто, что этот вывод справедлив при условии хорошо развитой зональной циркуляции в нижней половине тропосферы в период реализации прогноза. Отмечено, что для прогнозирования температуры на ЕТС лучшая связь достигается, если температуру относить к сентябрю—ноябрю, а облачность — к апрелю—июню (берутся вообще трехмесячные средние). Оба эти тезиса, т. е. о значении зональной циркуляции в предзимье, а облачности — весной и летом, достаточно сходятся с нашим объяснением максимума оправдываемости в предзимье, так как в системе прогнозов 2—3 повышение числа прогностических признаков на ноябрь приходится на предшествующий май.

Однако в системе прогнозов 2 еще большее число предикторов относится к октябрю двумя годами ранее, т. е. к заблаговременности — 23 мес. Для декабря это заблаговременность — 24 мес, для января — 26 мес. Это наводит на мысль о проявлении двухлетней или сверхдвухлетней цикличности (по данным Мусаеляна, в некоторых случаях лучшие связи имеют заблаговременность порядка года, а не 3—6 мес). По мнению ряда исследователей, сверх-

двухлетняя цикличности имеет космическое происхождение, т. е. является также внеатмосферным фактором. Совместно с рассматриваемым влиянием Атлантики этот фактор и может обеспечить асинхронные прогностические связи.

По поводу причины повышенной оправдываемости прогнозов в ноябре—декабре можно заметить также, что в работах С. Т. Пагавы находятся указания на большое влияние Атлантики на термический режим ЕТС в предзимье и на уменьшение этого влияния в сезон зимы [15, 16]. В работе [5] из многих возможных сочетаний предикторами взяты аномалии температуры воды в Атлантике за ноябрь, а предиктантами — аномалии температуры воздуха на ЕТС за декабрь. Это подтверждает значимость последнего члена рассматриваемой прогностической схемы — переноса тепла с Атлантики, именно для сезона предзимья.

Большие заслуги в исследованиях взаимодействия «океан—атмосфера—континент» принадлежит Нэмайесу [33, 34].

Что касается прогнозов для Арктики, то их система целиком основана на схемах преемственности типов W, E, C с детализацией по типам циркуляции второго сектора — 3, M₁, M₂. Повышенная успешность этих прогнозов объясняется как детальностью и тщательностью методики, так и удачным выбором предикторов. По самой своей природе они должны быть особенно эффективными для Арктики, термический режим которой явно складывается под большим влиянием процессов в гидросфере. Особенно это характерно для Западной Арктики, открытой для атлантических воздействий. Заметим, что по методическим разработкам А. А. Гирса обеспеченность прогностических связей для районов Баренцева и Карского морей выше, чем для более восточных районов [7]. Естественно, что влияние гидросферы «на месте» дает более существенный прогностический эффект, чем на расстоянии.

Взаимодействие в системе «земля—воздух» также дает свой вклад в формирование аномалий погоды, в определенных случаях немалый, даже решающий, хотя в целом, согласно Г. И. Марчуку, менее существенный, чем основной вклад со стороны системы «вода—воздух». Ограничимся указаниями на литературу [8, 29, 30, 31].

Все изложенное дает основание прийти к следующим выводам. Долгосрочные прогнозы погоды имеют реальную, хотя и невысокую оправдываемость, с увеличением ее для периода с апреля по август, а по территории — для основных сельскохозяйственных районов ЕТС, Западной Сибири и Северного Казахстана [4, 26].

Анализ оправдываемости прогнозов необходим для выбора направления их развития. Невысокие на данный день результаты заставляют обратиться и к учету космических факторов. Реальность солнечно-земных связей убедительно показана Кингом [33]. Опыт учета их для прогнозов дан в работе [21]. Комплексирование различных подходов вообще должно способствовать разрешению всей проблемы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Блинова Е. Н. Состояние перспективы развития гидродинамических методов долгосрочных прогнозов погоды.— Метеорология и гидрология, 1972, № 10, с. 23—32.
2. Болотинская М. Ш. Обеспеченность и эффективность долгосрочных прогнозов погоды для Арктики.— Проблемы Арктики и Антарктики, 1972, вып. 40, с. 37—45.
3. Визе В. Ю. К вопросу о долгосрочном предсказании количества осадков в апреле и мае в южно-центральной и восточной районах Европейской России.— Геофизический сб., 1925, т. 4, вып. 3, с. 87—98.
4. Воробьева Е. В. К вопросу о распространении макроциркуляционного метода долгосрочных прогнозов погоды на территорию СССР.— Труды ГГО, 1964, вып. 164, с. 84—89.
5. Гандин Л. С. О применении метода канонических корреляций в метеорологии.— Труды ГГО, 1967, вып. 208, с. 5—22.
6. Гирс А. А. Тепловой режим Советской Арктики при основных формах атмосферной циркуляции.— Метеорология и гидрология, 1966, № 10, с. 19—23.
7. Гирс А. А. Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов.— Л.: Гидрометеиздат, 1974.— 488 с.
8. Кац А. Л. Необычное лето 1972 г.— Л.: Гидрометеиздат, 1973.— 60 с.
9. Марчук Г. И. Численное решение задач динамики атмосферы и океана.— Л.: Гидрометеиздат, 1974.— 304 с.
10. Марчук Г. И. Гидродинамические модели в динамике атмосферы и океана.— В кн.: Проблемы современной гидрометеорологии. Л., 1977, с. 8—45.
11. Мусаелян Ш. А. О природе некоторых сверхдлительных атмосферных процессов. Предварительные феноменологические аспекты проблемы.— Л.: Гидрометеиздат, 1978.— 143 с.
12. Ольшович А. Долгосрочный прогноз температуры и осадков для Центральной Европы физико-статистическим методом: Автореф. дисс. на соискание учен. степени канд. физ.-мат. наук.— Ленинград, 1976.— 14 с.
13. Основы синоптического метода долгосрочных прогнозов погоды/Т. А. Дулетова, С. Т. Пагава, А. А. Рождественский, Н. А. Ширкина.— Л., М.: Гидрометеиздат, 1940.— 368 с.
14. Основы синоптического метода сезонных прогнозов погоды/С. Т. Пагава, Н. А. Аристов, Л. И. Блюмина, З. Л. Туркетти.— Л.: Гидрометеиздат, 1966.— 363 с.
15. Пагава С. Т., Захарова Н. М. Способ прогноза резких изменений общего характера погоды в течение естественного синоптического сезона.— Труды Гидрометцентра СССР, 1973, вып. 120, с. 3—30.
16. Пагава С. Т. Развитие синоптического метода долгосрочного прогноза значительных аномалий и резких изменений погоды за последние 5 лет.— Труды Гидрометцентра СССР, 1974, вып. 155, с. 3—16.
17. Петросянец М. А. Служба погоды и перспективы ее развития.— В кн.: Проблемы современной гидрометеорологии. Л., 1977, с. 46—52.
18. Покровская Т. В. К вопросу о возможностях синоптико-климатологических прогнозов.— Труды ВГМС, 1963, вып. 3, с. 127—131.
19. Покровская Т. В. Синоптико-климатологические и гелиогеофизические долгосрочные прогнозы погоды.— Л.: Гидрометеиздат, 1969.— 255 с.
20. Покровская Т. В., Косогледова С. В. Данные по оправдываемости прогнозов Л. А. Вительса.— В кн.: Л. А. Вительс. Синоптическая метеорология и гелиогеофизика. Избранные труды. Л., 1977, с. 206—208.
21. Покровская Т. В., Чичасов Г. Н. Опыт детализации прогностических корреляционных связей по фазам солнечной активности.— В кн.: Применение статистических методов в метеорологии: Труды II Всесоюзного симпозиума по применению статистических методов в метеорологии.— Л., 1977, с. 126—130.
22. Ракипова Л. Р. Результаты прогноза средних месячных аномалий температуры по компонентам теплового баланса.— В кн.: Применение статистических методов в метеорологии. Труды Всесоюзного симпозиума по применению статистических методов в метеорологии. Л., 1971, с. 235—237.

23. Руководство по месячным прогнозам погоды.—Л.: Гидрометеиздат, 1972.— 366 с.

24. Свинухов Г. В. Синоптико-статистические методы долгосрочных прогнозов погоды на Дальнем Востоке.—Л.: Гидрометеиздат, 1977.— 168 с.— (Труды ДВНИГМИ. Вып. 65).

25. Соколова А. П. Результаты оценки прогнозов месячных сумм осадков с большой заблаговременностью.—Труды ГГО, 1970, вып. 258, с. 110—113.

26. Соколова А. П. Опыт прогнозирования аномалий температуры с использованием типов циркуляции по Г. Я. Вангенгейму.—Труды ГГО, вып. 330, 1975, с. 131—135.

27. Спицина Н. Л. Результаты проверки прогнозов месячных аномалий осадков по методу Л. А. Вительса.—Труды ГГО, 1963, вып. 148, с. 77—89.

28. Чистякова Е. А., Казакова Н. В. Анализ прогнозов погоды на апрель 1969—1972 гг.—Труды Гидрометцентра СССР, 1973, вып. 122, с. 99—105.

29. Юдин М. И. Физико-статистический метод долгосрочных прогнозов погоды.—Л.: Гидрометеиздат, 1968.— 28 с.

30. Charney J. G. Dynamics of deserts and drought in the Sahel.—Quart. J. Roy. Met. Soc., 1975, vol. 10, N 428, p. 193—202.

31. Charney J. G. et al. A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi-arid regimes.—J. Atm. Sci., 1977, vol. 34, N 9, p. 1366—1385.

32. King J. W. Sun-weather relationships.—Solar-terrestrial physics and meteorology: working document. SCOSTEP, Washington, D. C., 1975, p. 109—125.

33. Namias J. Nature and possible causes of the north-eastern United States drought during 1962—65. Mon. Wea. Rev., 1966, vol. 94, N 9, p. 543—554.

34. Namias J. Negative ocean-air feedback systems over the North Pacific in the transition from warm to cold seasons. Mon. Wea. Rev., 1976, vol. 104, N 9, p. 1107—1121.

А. В. Ефанова, Н. Д. Смирнова

ПРИМЕНЕНИЕ ДИСКРИМИНАНТНОГО АНАЛИЗА ПРИ ВЫБОРЕ ПРЕДИКТОРОВ ЗАСУХ НА ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕР- РИТОРИИ СССР

При выборе предикторов прогнозирования засух с большой заблаговременностью можно основываться на закономерностях их распределения в 11-летнем цикле солнечной активности. В работах Т. В. Покровской [3, 4] сформулированы выводы о том, что засухи на Европейской территории СССР (ЕТС) приурочены в основном к годам восходящей ветви (В), а засухи в Северном Казахстане — к годам нисходящей ветви (Н) планетарного индекса геомагнитной возмущенности K_p , отражающего корпускулярную радиацию Солнца.

Нами использован каталог засух Покровский [3], в основу которого положен каталог Каменьковой, основанный на ряде агрометеорологических и метеорологических показателей. На восходящую ветвь K_p пришлось следующие годы засух Европейской территории СССР: 1891, 1892, 1906, 1914, 1924, 1936, 1938, 1939, 1946, 1950, 1951, 1957, 1959, 1968, 1972, 1975.

Все дальнейшие разработки основываются на годах восходящей ветви K_p как предиктантах. Общее число лет восходящей ветви K_p , включая годы максимума как переходные, составляет 54 года. В качестве характеристик атмосферной циркуляции использованы месячные числа дней с типами W, E. С типизации Вангенгейма — Гирса за предшествующие годы.

Для выявления возможных предикторов вычислялись средние значения числа дней с типами циркуляции W, E. С для лет с засухами. Месяцы и типы циркуляции, для которых средние групповые значения характеристик циркуляции лет засух существенно отличались от нормы, использованы в качестве предикторов. Рассмотрены предикторы с заблаговременностью от нескольких месяцев до 9 лет.

На рис. 1 приведен ход числа дней (отклонений от нормы) типов циркуляции с заблаговременностью от 2 до 4 лет. Западная форма циркуляции, как правило, в годы, предшествующие засухе,

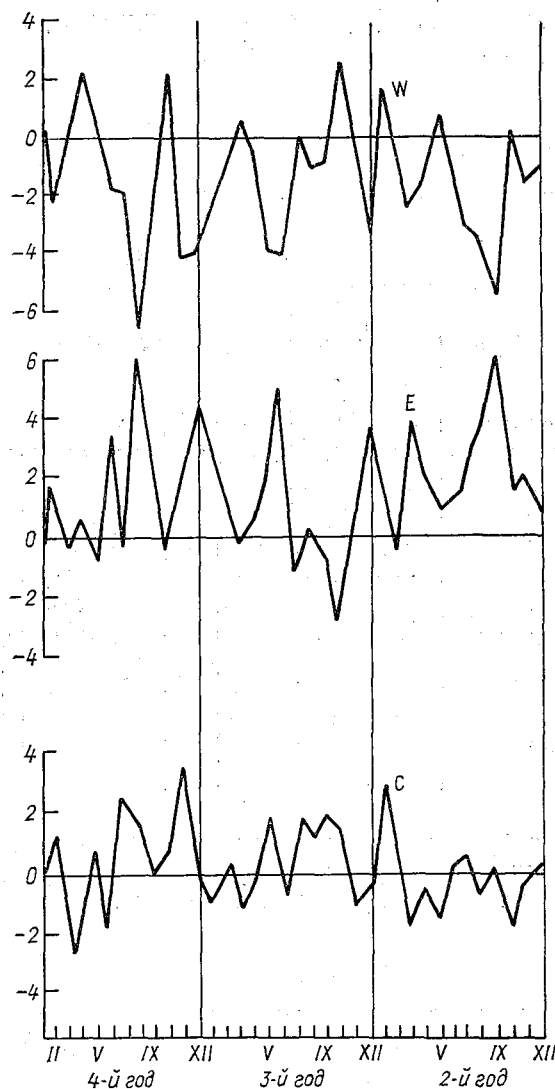


Рис. 1. Средние групповые отклонения от нормы числа дней с типами W, E, C.

имеет ослабленное развитие, особенно это характерно для сентября — 2-го года и августа — 4-го года. Процессы восточной формы (E) перед годами с засухами, наоборот, развиты, ход же меридиональной циркуляции (C) менее характерен.

За 9-летний интервал времени, в ряде случаев объединяя в одну группу прогностические признаки смежных 2—3 мес и более, ото-

брано 82 предиктора. По формам циркуляции они распределились следующим образом:

W	E	C	Сумма
32	26	24	82

Наиболее информативной по числу прогностических признаков оказалась западная форма циркуляции, наименее — меридиональная.

Таблица 1

Коэффициенты двухгрупповой корреляции

Тип	Заблаговременность		r	r/σ _r	Тип	Заблаговременность		r	r/σ _r
	Год	Месяц				Год	Месяц		
W	1	IV—V	—0,36	2,0	C	5	VII—VIII	—0,48	2,7
W	2	III—IV	—0,34	2,0	W	6	VI—VII	—0,36	2,0
W	3	V—VI	—0,45	2,4	W	7	VIII—IX	0,39	2,2
E	3	XII—I	0,34	2,0	W	7	VII	—0,45	2,6
E	3	X	—0,36	2,0	W	7	III—IV	0,40	2,2
W	4	VIII	—0,56	3,5	E	7	I—IV	—0,43	2,8
W	4	VI—VIII	—0,45	2,6	C	7	I—III	0,38	2,1
W	4	XI—XII	—0,48	2,8	C	7	VII	0,45	2,6
E	5	VIII	0,40	2,2	C	7	VIII—IX	—0,34	2,0
W	5	I—III	—0,52	3,2	C	7	VI	—0,51	3,0
W	4	IX	—0,38	2,1	C	8	I—III	—0,36	2,0
W	5	XI—XII	—0,44	2,6	C	9	I	0,42	2,3
E	5	VII—IX	0,41	2,4					

Проверка отобранных предикторов на значимость определялась по коэффициентам (*r*) двухгрупповой (бисерийной) корреляции [1] засух с типами циркуляции по формуле

$$r = \frac{M_1 - M_0}{\sigma_b z_p} pq, \quad (1)$$

где M_1 и M_0 — средние значения числа дней с формами циркуляции для групп лет с засухами (M_1) и без засух (M_0); p — вероятность засух; q — дополнение до единицы. $q = 1 - p$; σ_b — среднее квадратическое отклонение для всего ряда; z_p — высота ординаты кривой плотности нормального распределения с $\sigma = 1$. Статистически значимыми считались связи с критерием $r/\sigma_r \geq 2,0$. Из 82 предикторов значимыми оказалось 25. В табл. 1 приведены двухгрупповые коэффициенты корреляции, значения которых изменяются от 0,34 до 0,56.

Отметим ряд особенностей распределения прогностических связей по годам различной заблаговременности (табл. 2).

Максимальное количество предикторов относится к типу W, с одинаковым числом для трех лет 9-летнего интервала: —4, —5, —7-й год. По форме C максимум падает на —7-й год. На пер-

вых и последних годах указанного интервала число значимых связей мало. Таким образом, наибольшее количество предикторов за-
сух наблюдается при «средней» заблаговременности с максимумом на 5-м и 7-м годах.

В табл. 3 приведено распределение прогностических признаков по месяцам. Число случаев их больше числа предикторов, поскольку для предикторов суммировались признаки нескольких

Таблица 2

Число значимых предикторов по типам W, E, C

Тип	Годы									Сум- ма
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
W	1	1	1	3	3	1	3	—	—	13
E	—	—	2	1	1	—	1	—	—	5
C	—	—	—	—	1	—	4	1	1	7
Всего	1	1	3	4	5	1	8	1	1	25

Таблица 3

Число прогностических признаков по месяцам

Месяц	Годы									Сум- ма
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
I				•	•		••	•	•	6
II					•		••	•		4
III		•					•••			6
IV	•	•					••			4
V	•		•				•			2
VI			•	•		•	•			4
VII				•	••	•	••			6
VIII				•••	••		••			7
IX					••		••			4
X			•							1
XI			•	•	•					2
XII			•	•	•					3
Всего	2	2	4	8	11	2	16	3	1	49

смежных месяцев. Результаты таблицы позволяют судить о некоторых внутригодовых особенностях прогностических признаков в каждом году 9-летнего отрезка времени.

При наибольшей заблаговременности прогностические признаки имеют тенденцию обнаруживаться в зимние месяцы, а при заблаговременности от —4-го до —7-го года наибольшую прогностическую информацию несут июль—август. Максимальное число прогностических признаков приходится на —7-й год (как и в табл. 2).

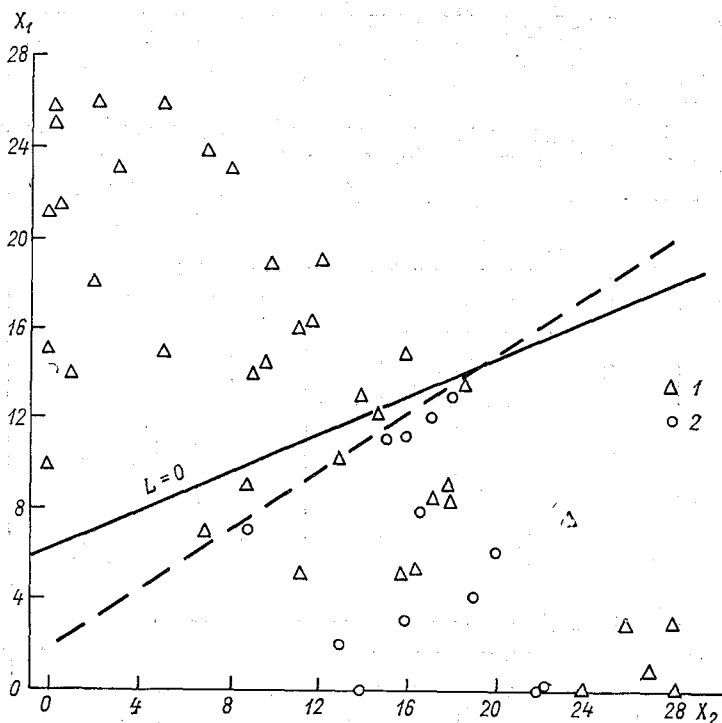


Рис. 2. Комплексный график для прогнозирования засух на ЕТС по типам циркуляции W, E и с заблаговременностью 4 года.

1 — годы без засух, 2 — годы с засухами.

На втором этапе работы вычислялась линейная дискриминантная функция двух переменных [2], которая определяется соотношением

$$L = b_0 + b_1 X_1 + b_2 X_2, \quad (2)$$

где b_0 , b_1 , b_2 — соответствующие коэффициенты; X_1 и X_2 — значения комбинируемых предикторов (числа дней с типами W, E, C различной заблаговременности). Известно, что при $L=0$ прямая наилучшим образом разграничивает выборку на две группы случаев. В данной задаче эта прямая разделяет поля с большой и малой повторяемостью засух. Нами вычислены дискриминантные функции и построены графики для всех возможных комбинаций предикторов с критерием $r/\sigma_r \geq 2,0$. По осям графиков откладывались значения предикторов, а в поле — годы восходящей ветви Kp, 52 года (54—2) с указанием случаев засух (13 случаев). Кроме $L=0$, в поле графика проводилась разделительная (пунктирная) линия на глаз (рис. 2). Обе эти линии в большинстве случаев проходят достаточно близко друг к другу. Результаты такого разделения проверялись по формуле Бернулли

Вероятность засух при данной комбинации предикторов. Уравнения дискриминантной функции

№	Комбинация предикторов						Уравнение дискриминантной функции	Вероятность засух, %			
	X ₁			X ₂				P _{L=0}	P _{m,n} (q)	P _{вяз}	P _{m,n} (q)
	фор-ма	год	месяц	фор-ма	год	месяц					
1	W	-4	VI-VIII	C	-4	IV	L = 0,32539 - 0,00844 X ₁ - 0,01018 X ₂	43	0,72	45	0,01
2	W	-4	VI-VIII	E	-4	VIII	L = 0,06539 - 0,00707 X ₁ + 0,00983 X ₂	40	1,14	46	0,25
3	W	-3	V-VI	E	-3	V-VI	L = 0,17117 - 0,01137 X ₁ + 0,00031 X ₂	42	0,58	42	0,5
4	W	-3	V-VI	E	-4	XI-XII	L = 0,33213 - 0,00915 X ₁ - 0,01005 X ₂	40	2,01	45	0,01
5	W	-3	V-VI	W	-4	VIII	L = 0,30060 - 0,00692 X ₁ - 0,01989 X ₂	50	0,40	48	0,17
6	W	-4	XI-XII	E	-4	VIII	L = 0,34035 - 0,00813 X ₁ - 0,01947 X ₂	45	1,60	43	0,72
7	W	-4	V-VI	E	-4	VIII	L = 0,02348 - 0,00820 X ₁ + 0,01091 X ₂	42	1,07	44	0,72
8	W	-4	VIII	E	-4	VIII	L = 0,26547 - 0,02517 X ₁ - 0,00161 X ₂	43	0,49	50	0,17
9	W	-5	I-III	C	-5	VI-VIII	L = 0,53873 - 0,01172 X ₁ - 0,01528 X ₂	50	0,40	53	0,26
10	W	-7	VII	C	-7	VI	L = 0,44959 - 0,01806 X ₁ - 0,02660 X ₂	47	0,15	48	0,15

$$P_{m,n} = \frac{n!}{m!(n-m)!} p^m q^{(n-m)} \quad (3)$$

По этой формуле определялась вероятность случайного появления данного числа засух в поле с их повышенной повторяемостью. Вероятность такого появления q колеблется от десятых долей процента до 2%. Понятно, что при визуальном проведении линии можно получить более высокую повторяемость P в поле с их преобладанием и малыми значениями случайности q . Поэтому соответствующие цифры в значительной мере условны, но все же они дают возможность ориентировочной оценки прогностических связей (табл. 4).

На рис. 2 приведен пример прогностического графика, где скомбинированы предикторы — 4-го года (табл. 4, № 8). Примеры предикторов засух и уравнений дискриминантных функций приведены в табл. 4. Эти результаты используются нами для целей прогноза засух на Европейской территории СССР. Все вычисления производились на ЭВМ БЭСМ-6.

Из проведенного анализа можно сделать следующие выводы.

1. Найденны предикторы для прогнозирования засух на ЕТС с заблаговременностью до 9 лет по типам W, E. C.

2. Самой информативной по прогностическим признакам является западная форма (W), причем наибольшее число их отмечается при 7-летней заблаговременности.

3. В годовом ходе наиболее информативными оказались следующие месяцы: январь, март, июль и август.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Брукс К., Карузерс Н. Применение статистических методов в метеорологии.— Л.: Гидрометеиздат, 1963.— 237 с.
2. Пановский Г. А., Брайер Г. В. Статистические методы в метеорологии.— Л.: Гидрометеиздат, 1972.— 241 с.
3. Покровская Т. В. Синоптико-климатологические и гелиогеофизические долгосрочные прогнозы погоды.— Л.: Гидрометеиздат, 1969.— 254 с.
4. Покровская Т. В. К вопросу о совместном анализе циркуляционных и гелиогеофизических факторов формирования засух.— Труды ГГО, 1975, вып. 354, с. 15—22.

Е. В. Воробьева, С. Б. Дмитриева, Л. П. Примова

СОПРЯЖЕННОСТЬ АТМОСФЕРНЫХ ПРОЦЕССОВ И ФОРМИРОВАНИЕ ЗАСУШЛИВЫХ ЯВЛЕНИЙ

Непрерывно растущие требования к точности и заблаговременности долгосрочных прогнозов погоды заставляют обращаться к использованию различных способов построения прогностических схем. Наиболее легко формализуемым и в связи с этим практически более простым для реализации является физико-статистический подход к разработке методов долгосрочных прогнозов. В настоящее время имеется много схем долгосрочных статистических прогнозов метеоэлементов, различающихся между собой как по моделям, так и по методам отбора предикторов.

Некоторые преимущества имеет синоптико-статистической подход, который основывается на учете закономерностей формирования атмосферных процессов, обуславливающих появление аномалий в распределении метеоэлементов. В определенной степени благодаря этому успешность синоптических и синоптико-статистических методов пока не превзойдена. Это обстоятельство послужило основанием для выбора синоптико-статистического подхода к разработке способов долгосрочного прогнозирования засушливых условий.

На начальном этапе постановки исследования имело определенный смысл выяснение возможностей применения ранее разработанных методик прогноза температуры и осадков к прогнозу засушливых условий.

В синоптико-климатическом направлении, начало которому положил Л. А. Вительс, в ГГО разработаны методы долгосрочных прогнозов осадков [3, 6, 7] и температуры [6, 15].

Л. А. Вительс исходил из наличия в атмосфере процессов большого пространственно-временного масштаба. Он считал, что крупным аномалиям осадков, наблюдающимся на обширной территории, предшествует длительная подготовка, поэтому важно выявить закономерности процессов, предшествующих крупным аномалиям осадков. В качестве рабочего аппарата им приняты характеристики барико-циркуляционного режима в виде повторяемости циклонической и антициклонической циркуляции.

Основные принципы были подтверждены и развиты в работах [6, 7, 15].

Метод Т. В. Покровской основан на использовании в качестве предикторов характеристик атмосферной циркуляции по Г. Я. Вангенгейму и солнечной активности [15].

В основу способа прогноза аномалий месячных сумм осадков [6—8] положены закономерности сопряженности атмосферных процессов, развивающихся в различных частях Северного полушария. Изыскание прогностических возможностей базировалось на концепции обусловленности атмосферных процессов евразийской части полушария воздействием процессов, преимущественно интенсивности зонального переноса в средней тропосфере в западной (тихоокеано-американской) части полушария. Выявленные закономерности сопряженности атмосферных процессов и зависимости, вытекающие из сути 2-летней цикличности в интенсивности циркуляции, позволили прийти к выводу о возможности значительно увеличения заблаговременности прогнозов [7—9]. В качестве характеристики циркуляции приняты индексы зональной циркуляции А. Л. Каца [13].

В настоящей работе, следуя выводам и основным принципам указанных методов [6, 15], предпринята попытка выявить циркуляционные условия, сопутствующие засушливым явлениям и в предшествующие им достаточно продолжительные интервалы времени (до 2,5 лет), а также выявить те особенности циркуляционного режима, которые могли бы явиться прогностическими признаками формирования резких аномалий режима увлажнения. Использовались каталог индексов Л. А. Вительса [4], характеризующих барико-циркуляционный режим у поверхности земли в первом естественном синоптическом районе с 1900 по 1975 г., индексы, дающие оценку интенсивности зональной циркуляции в средней тропосфере умеренных широт ($I_{ам}$), рассчитанные по А. Л. Кацу для зоны 35—75° с. ш., 20—140° з. д. (тихоокеано-американский сектор) по ежедневным картам АТ₅₀₀ за 1949—1976 гг. и осредненные по месяцам, а также данные о температуре на среднем энергетическом уровне ($T_{сам}$). Последние рассчитаны в узлах сетки, кратных 5° широты, 10° долготы, и осреднены в зоне 20—140° з. д., 35—75° с. ш. Эти данные использованы за период с 1891 по 1972 г. (январь—декабрь).

Выявление циркуляционных особенностей (выраженных различными индексами) в период засушливых явлений и предшествующие им длительные интервалы времени производилось как путем их сопоставления при разных условиях температурно-влажностного режима, так и путем получения корреляционных зависимостей.

Существует очень много подходов к определению засух и соответственно этому довольно большое количество каталогов засух. Для настоящих разработок был использован вновь созданный каталог засух [11]. Согласно [11], индекс засушливости Z_2 характеризует метеорологическую засуху, т. е. метеорологические условия

в целом за вегетационный период с мая по июль, в основных зернопроизводящих районах СССР, от Восточной Украины на западе до бассейна р. Иртыш на востоке, от Прикаспийской низменности на юге до Карельской АССР на севере. Индекс Z_2 изменяется от +10 до -10. Его значения +10 соответствуют экстремально засушливым условиям в зернопроизводящих районах СССР как по интенсивности, так и по площади распространения. Индекс со значением -10 соответствует экстремально холодным и влажным условиям в период с мая по июль с учетом площади, охваченной этими условиями, 0 — условиям, близким к норме. Целесообразность использования указанного индекса засушливости была продиктована возможностью анализа длинного ряда наблюдений (1891—1975 гг.), создавшейся в результате присвоения каждому году соответствующего индекса засушливости.

Было произведено ранжирование индексов засушливости и разделение на 5 классов:

- к I классу (экстремальная засушливость) отнесены годы с индексом засушливости от +10 до +6,

- ко II классу (умеренная засушливость) — годы с индексом от +5 до +2,

- к III классу (условия, близкие к норме) — годы с индексом от +1 до -1,

- к IV классу (умеренные гидротермические условия) — годы с индексом от -2 до -5,

- к V классу (избыточное увлажнение) — годы с индексом от -6 до -10.

В соответствии с индексацией [5] в группу лет I класса включены годы: 1921, 1891, 1897, 1939, 1957, 1906, 1931, 1936, 1948, 1972, 1975, 1892, 1901, 1920, 1938, 1954; в группу лет II класса: 1898, 1949, 1951, 1959, 1967, 1911, 1955, 1963, 1914, 1923, 1924, 1929, 1966, 1946, 1970; в группу лет III класса: 1905, 1910, 1927, 1940, 1952, 1961, 1965, 1893, 1899, 1903, 1907, 1917, 1922, 1930, 1953, 1962, 1971, 1933; в группу лет IV класса: 1895, 1902, 1925, 1968, 1932, 1934, 1943, 1960, 1937, 1944, 1947, 1909, 1950, 1958, 1908, 1919, 1956, 1973, 1976; в группу лет V класса: 1904, 1916, 1935, 1912, 1915, 1926, 1894, 1900, 1918, 1928, 1945, 1964, 1969, 1896, 1913, 1942, 1941. Обработка материалов производилась отдельно для каждой группы лет или двух групп смежных классов.

Следуя принципам методов [7, 8] и используя указанные выше различные характеристики циркуляции, были выявлены циркуляционные особенности, свойственные различным условиям засушливости в вегетационный период в соответствии с классификацией [11] и предшествующий достаточно продолжительный период времени (до 2—2,5 лет).

На рис. 1 приведены групповые характеристики барико-циркуляционного режима у поверхности земли, выраженные в повторяемости положительных аномалий числа дней с антициклонической циркуляцией (N_A) в мае—июле по восьми выделенным Л. А. Вительсом естественным синоптическим районам (ЕСР), ко-

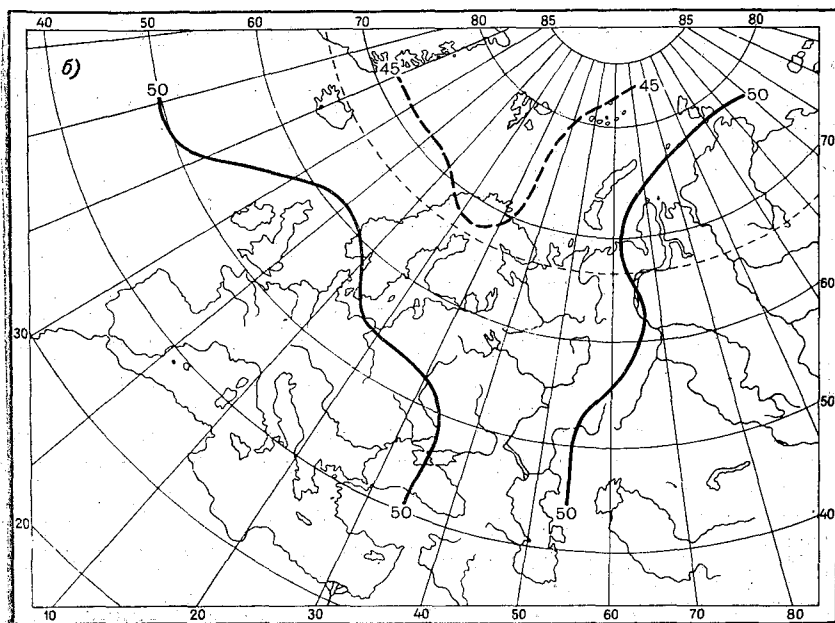
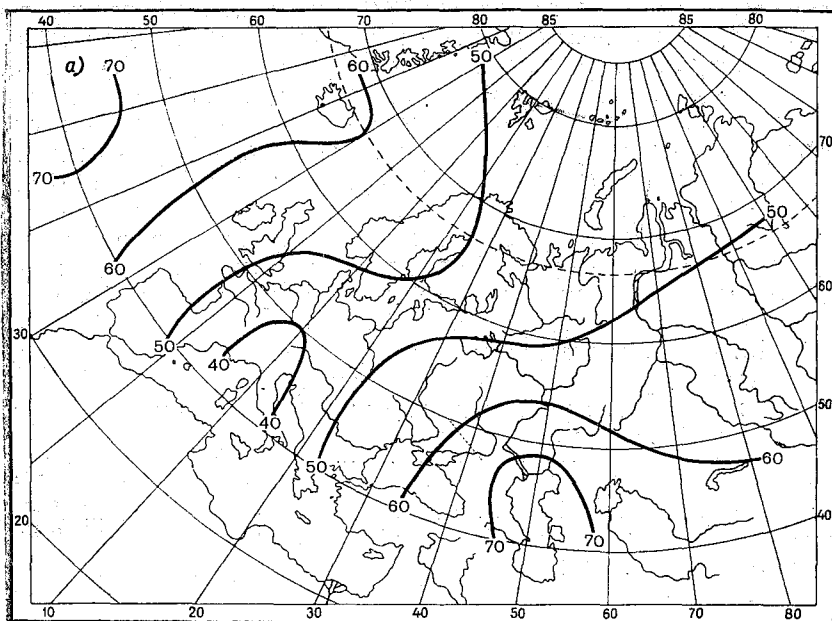


Рис. 1. Повторяемость антициклонической циркуляции в засушливые и увлажненные вегетационные периоды (май—июль).

а — для засушливых лет (I и II классы), б — для увлажненных лет (IV и V классы).

которые получены для засушливых и увлажненных групп лет. Как видно из рисунка, различия в повторяемости антициклонической циркуляции в целом за сезон не столь велики (15—20%), как можно было бы предполагать. Это показывает, что в некоторых случаях и циклоническая циркуляция может сопутствовать процессу образования засух.

Известно [5, 12, 14], что в большинстве своем атмосферные фронтальные разделы по мере продвижения с запада на юго-восток летом становятся сухими, лишенными не только осадков, но и облачности. Через степную часть Украины в среднем за год в 45% случаев, а в летний сезон до 70%, атмосферные фронты проходят без выпадения осадков [14], через районы бассейна Дона и Волги — в 27 и 30% случаев соответственно [5]. Однако для мая эти различия весьма существенны (30—60%). В засушливые май в районе Нижнего Дона и Нижнего Поволжья в 80—90% случаев антициклоническая циркуляция превышает норму. Это может свидетельствовать о большем вкладе циркуляции в этот месяц в формирование засушливости. В июне влияние циркуляционного фактора, по-видимому, слабее, что видно по небольшим различиям ΔN_A , а также по тому, что при прохождении фронтальных разделов (т. е. при других циркуляционных условиях) в июне в 40% случаев осадков не выпадает [5]. Отсюда следует, что процесс формирования засух является весьма сложным и определяется не только процессом антициклогенеза над изучаемым районом.

В экстремально сухие и влажные годы на ЕТС, особенно по данным мая, достаточно четко проявляется сопряженность атмосферных процессов над Западной Европой с одной стороны и над ЕТС — с другой. В засушливые сезоны в 70% случаев антициклоническая циркуляция в Западной Европе ниже нормы, ее повторяемость почти вдвое меньше, чем в южных районах ЕТС, где преобладает антициклоническая циркуляция. Ослаблен исландский минимум (повторяемость положительных аномалий N_A составляет около 70% по сравнению с 40% во влажные годы).

Заметно отличается группа засушливых лет от группы лет с избыточным увлажнением по циркуляционным условиям в средней тропосфере, выраженным индексом интенсивности зональной циркуляции ($I_{ам}$), и термическому режиму в атмосфере, выраженному индексами $T_{с ам}$, $T_{с евр}$. В засушливые годы температура на среднем энергетическом уровне T_c как в американской, так и евразийской части полушария в мае и июне существенно выше, чем в годы с избыточным увлажнением. Эти различия статистически значимые, но наибольшие они в предшествующие отдаленные по времени периоды. Последнее обстоятельство можно объяснить тем, что и интенсивность зонального переноса ($I_{ам}$), и температура на среднем энергетическом уровне ($T_{с ам}$) рассчитаны для западной части полушария, и поэтому требуется значительно большее время для того, чтобы влияние этих факторов существенно отразилось бы на формировании процессов в Евразии (ЕТС). Подтверждение этому было получено в результате анализа хода индекса $I_{ам}$ и $T_{с ам}$

и характеристик барико-циркуляционного режима в течение длительного интервала времени, предшествующего засушливым месяцам и месяцам с избыточным увлажнением в вегетационный период сельскохозяйственных районов.

Принцип сопоставления и выделения прогностических указаний как отдельных этапов — фаз процессов, на которых контрастность процессов выражена достаточно резко, широко используется при разработке методов долгосрочных прогнозов [3, 6, 7, 15]. Он тем более применим к прогнозу засушливых условий, форма представления которых (индексация) в значительной степени затрудняет построение корреляционных зависимостей.

При использовании этого принципа был проведен анализ барико-циркуляционного режима в первом естественном синоптическом районе отдельно для каждого из восьми выделенных Л. А. Вительсом районов [3], а также анализ хода интенсивности зональной циркуляции в средней тропосфере умеренных широт и термического режима на среднем энергетическом уровне в западной части полушария для двух групп лет, характеризующихся резко различным режимом увлажнения в вегетационный период (май—июль) в основных сельскохозяйственных районах. Оказались достаточно существенными различия в интенсивности зональной циркуляции в западной части полушария в осенне-зимние месяцы, примерно за 1,5 и 2,5 года до осуществления засушливых или увлажненных вегетационных периодов. В это же время заметны различия в температуре на среднем энергетическом уровне, а следовательно, во всей толще атмосферы. Так, например, за 2,5 года (т. е. в предшествующие 30-е, 31-е мес) до засух температура на среднем энергетическом уровне отменялась преимущественно ниже нормы (в 78% случаев), а до вегетационного периода с избыточным увлажнением — в 65% случаев выше нормы. Обратное соотношение наблюдалось в 13-е—14-е мес, т. е. несколько более чем за год. Оказалось, что различия в ходе кривых в ближайшие предшествующие месяцы меньше, чем в отдаленные.

Как следует из [10], такая же закономерность выявилась и в ходе корреляционной функции связи между температурой на среднем энергетическом уровне в тихоокеано-американской части полушария и температурой у поверхности земли на ЕТС. Отсюда следует, что температурные условия в толще атмосферы и интенсивность атмосферной циркуляции отражаются на формировании термического режима у поверхности земли через 1,5—2,5 лет и более. Это видно и из графика множественной корреляции (рис. 2) и табл. 1. Например, на поле А, соответствующем ослабленной антициклонической циркуляции в 1-м и 5-м ЕСР, попали годы с засухами (градации индексов $+10 \div +6$) — 11 случаев, с умеренной засушливостью (градации $+5 \div +2$) — 9 случаев, с умеренной увлажненностью (градации $-2 \div -6$) — 7 случаев, со значительной увлажненностью (градации $-6 \div -10$) — всего 5 случаев. На поле Б соотношение повторяемости различных градаций обратное. Таким образом, из 26 случаев индексов засушливости I и II класса 20 слу-

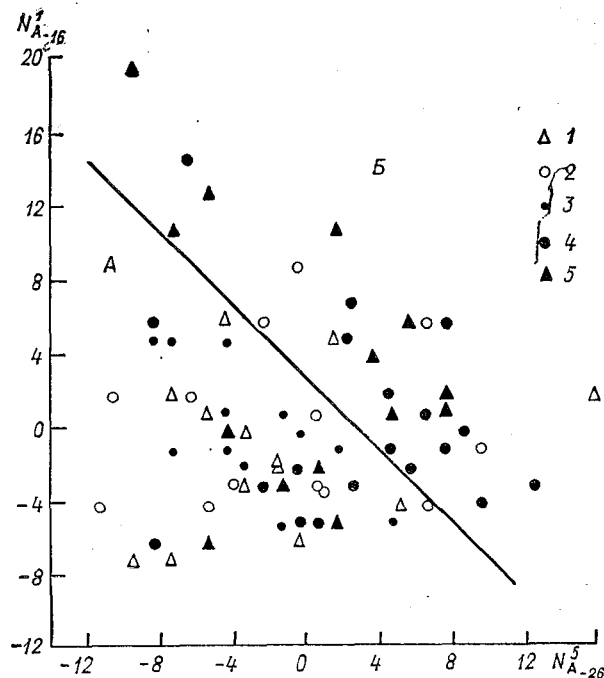


Рис. 2. График множественной корреляции засушливых явлений и барико-циркуляционного режима у поверхности земли.

1 — экстремальная засушливость (I класс); 2 — умеренная засушливость (II класс); 3 — условия, близкие к норме; 4 — умеренные гидротермические условия (IV класс); 5 — избыточное увлажнение (V класс).

чаев характеризовались ослабленной антициклонической циркуляцией в предшествующие 16-е и 26-е мес в 1-м и 5-м районах по сравнению с остальными 6 случаями. В поле *Б* попало всего 2 случая из 13 с экстремальной засушливостью (градация $+6 \div +10$) (табл. 1, графа «а»). В табл. 1 (графа «б») представлено соотношение градаций для множественной корреляционной связи индексов засушливости с интенсивностью зональной циркуляции в тихоокеано-американском секторе за 18 и 19 мес до явления. Видно, что в поле *А* из 13 случаев 10 относится к градациям 1 и 2 (засухи) и ни одного случая не попало с избыточным увлажнением. В поле *Б* из 12 случаев только один относится к градации умеренные засухи. Обращает на себя внимание тот факт, что для множественной корреляции между индексами засушливости и температурой на среднем энергетическом уровне в западной части полушария ($T_{с\text{ ам}}$), взятой со сдвигом во времени около 30 мес (табл. 1, колонка В), также видно на каждом поле графика преобладание одной из двух экстремальных градаций засушливости.

Для того, чтобы выявить элементы случайности связи в полученных соотношениях, рассчитывалась средняя квадратическая ошибка в определении повторяемости выделенных градаций за засушливости по формуле

$$\sigma = \sqrt{\frac{P(1-P)}{n}}$$

где P — повторяемость (%) одной градации, $1-P$ — дополнение этого значения до 100, n — число случаев в данной группе. Во

Таблица 1

Повторяемость (число случаев)
градаций индексов засушливости

Градации индексов засушливости	Поле графика			
	а		б	
	А	Б	А	Б
1	11	2	4	0
2	9	4	6	1
3	15	3	3	4
4	7	12	0	5
5	5	9	0	2

всех случаях разность обеспеченности градаций по участкам графиков существенно превышает ошибку.

Дополнительно по формуле Бернулли

$$P_{m,n} = \frac{n}{m!(n-m)!} p^m q^{n-m}$$

была рассчитана вероятность (%) того, что повторяемость засухи (градации 1, 2) в соответствующем поле графика случайна. Элемент случайности для приведенных соотношений оказался невелик ($P_{m,n} < 5\%$) и составляет соответственно 0,4 и 0,1.

Данные материалы показывают, что такие характеристики, как температура на среднем энергетическом уровне, интенсивность атмосферной циркуляции, рассчитанные для западной части полушария, режим циркуляции у поверхности земли, обладают долговременной памятью и могут быть основой для разработки комплексного метода прогнозирования засушливых явлений с заблаговременностью до 2—2,5 лет.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борисенков Е. П. Вопросы энергетики атмосферных процессов.— Л.: Гидрометеиздат, 1960.— 168 с.
2. Борисенков Е. П. Теория расчета некоторых характеристик состояния атмосферы.— Труды ААНИИ, 1966, т. 279, с. 5—13.
3. Вителъс Л. А. Многолетние изменения барико-циркуляционного режима и их влияние на колебания климата.— Труды ГГО, 1948, вып. 8 (70), с. 51.

4. Вительс Л. А. Месячные, сезонные и годовые характеристики барико-циркуляционного режима европейского естественного синоптического района, 1900—1964 гг.—Л.: Гидрометеиздат, 1965.—128 с.

5. Воробьева Е. В., Згурко В. Б. Вероятность выпадения осадков в зависимости от синоптических условий температуры и влажности воздуха в теплое олугодие на юге ЕТС.—Труды ГГО, 1954, вып. 45 (107), с. 27—35.

6. Воробьева Е. В. Сопряженность атмосферных процессов в северном олушарии.—Л.: Гидрометеиздат, 1962.—113 с.

7. Воробьева Е. В. Опыт сверхдолгосрочного прогноза месячных сумм осадков на основе учета сопряженности атмосферных процессов.—Труды ГГО, 1969, вып. 245, с. 67—71.

8. Воробьева Е. В. Некоторые пути увеличения заблаговременности месячных и сезонных прогнозов погоды.—Труды ГГО, 1975, вып. 354, с. 23—29.

9. Воробьева Е. В., Соколова А. П. Опыт прогнозирования аномалий месячных сумм осадков на ЕТС и в Северном Казахстане с заблаговременностью более года.—Труды ГГО, 1976, вып. 378, с. 148—156.

10. Воробьева Е. В., Приемова Л. П. Информативность некоторых характеристик атмосферы для сверхдолгосрочного прогнозирования.—См. наст. б., с. 00.

11. Гирская Э. И. и др. Макроциркуляционный индекс засухи и урожайность яровой пшеницы/Гирская Э. И., Сазонов Б. И., Яковлева Н. И.—См. наст. б., с. 00.

12. Дроздов О. А. К вопросу об изменении осадков в связи с системой олузащитных мероприятий в степных и лесостепных районах ЕТС.—В кн.: Вопросы гидрометеорологической эффективности олузащитного лесоразведения. Л., 1950, с. 30—37.

13. Кац А. Л. Об изучении и оценке общей циркуляции атмосферы.—Метеорология и гидрология, 1954, № 6, с. 13—19.

14. Мишутин Д. А. Сухие атмосферные фронты в южных степях Украины.—Метеорология и гидрология, № 6, 1952, с. 35—36.

15. Покровская Т. В. Синоптико-климатологические и гелиогеофизические долгосрочные прогнозы погоды.—Л.: Гидрометеиздат, 1969.—253 с.

Е. В. Воробьева, Л. П. Прицмова

ИНФОРМАТИВНОСТЬ НЕКОТОРЫХ ХАРАКТЕРИСТИК АТМОСФЕРЫ ДЛЯ СВЕРХДОЛГОСРОЧНОГО ПРОГНОЗИ- РОВАНИЯ

В области долгосрочного прогнозирования наиболее реальным и технически сравнительно просто реализуемым представляется физико-статистический подход. Однако при этом возникает по меньшей мере две трудности. Первая связана с необходимостью выбора физической модели процесса, позволяющей разрабатывать долгосрочный прогноз с большой заблаговременностью, вторая — с выбором системы предикторов (или комплексного предиктора), лучшим образом отвечающей принятой модели.

Методы прогноза, основанные на статистических связях, не обоснованных физически понятным механизмом, как правило, не приводят к положительным результатам. История долгосрочного прогнозирования знает немало таких примеров. Дело в том, что самые современные методы оценки статистической значимости связей предиктор — предиктант не могут дать однозначного ответа на вопрос о возможности их дальнейшего использования в прогностических целях, поскольку во времени они неустойчивы [8]. Кроме того, обычно применяющиеся методы отбора прогностически наиболее значимых предикторов путем перебора их большого числа создают условия для ложного представления о высокой степени связи с выбранной системой предикторов в силу связности самих предикторов. Все это указывает на необходимость физического обоснования предполагаемой модели связи предикторов и предиктантов.

Нестационарность рядов метеорологических элементов, а также обобщенных показателей атмосферных процессов, особенно сильно проявляющаяся на длительных промежутках времени, создает значительные трудности для прогнозирования.

При разработке методики сверхдолгосрочного прогноза погоды в первую очередь должны рассматриваться в качестве предикторов такие показатели, которые характеризуют процессы с большой инерционностью, т. е. с долговременной метеорологической памятью, и показатели, описывающие периодические процессы в ат-

мосфере, т. е. предикторы с циклической памятью. Этим требованиям удовлетворяют сопряженность атмосферных процессов в различных частях северного полушария, осуществляющаяся посредством механизма связи атмосфера—океан—атмосфера [5, 7, 9], и цикличность, проявляющаяся в геофизических характеристиках [6, 9, 12]. Например, средняя месячная температура, осадки, характер атмосферных процессов в различных районах СССР в значительной степени определяются предшествующей интенсивностью зонального переноса воздуха на средних уровнях атмосферы в тихоокеано-американском секторе северного полушария. Причем оказалось практически возможным использовать эту характеристику интенсивности циркуляции в качестве предиктора для прогноза месячных и сезонных аномалий температуры и осадков с заблаговременностью год и более [5, 7, 9, 13, 10], а также продолжительности ледовых явлений [11]. Эта зависимость объясняется существованием механизма передачи возмущений в атлантический сектор полушария и возникающими процессами взаимодействия в системе океан—атмосфера. Она в определенной степени подкреплена и практическими результатами [10, 13]. Вместе с тем имеется необходимость выявления новых достаточно информативных с точки зрения прогноза с сверхдолгосрочной заблаговременностью показателей, которые могли бы быть использованы в прогностических схемах.

В этих целях представляет интерес оценить прогностическую информативность таких, например, энергетических характеристик атмосферы, как кинетическая, потенциальная, полезная потенциальная энергия. Поскольку мы не располагали необходимым архивом таких данных (достаточно длинные ряды, 60—70 лет, на пространстве северного полушария), на данном этапе в связи с поставленной задачей считалось целесообразным проанализировать температуру на среднем энергетическом уровне (T_c), которая является одним из параметров, характеризующим полезную потенциальную энергию.

В работах [1, 2] показано, что в атмосфере существует устойчивый уровень (410—420 мбар), для которого отношение внутренней энергии (I) к потенциальной (Π) такое же, как для всей атмосферы в целом. Температура на этом уровне (T_c) является средней температурой всего столба атмосферы единичного сечения. Согласно работам [2, 3], лабильная энергия столба атмосферы единичного сечения (L) определяется выражением

$$L = \frac{j c_p}{g} \int_0^{p_0} T dp = \frac{j c_p}{g} T_c p_0, \quad (1)$$

где T — температура, T_c — температура среднего энергетического уровня, p_0 — давление у поверхности земли, c_p — удельная теплоемкость при постоянном давлении, g — ускорение свободного падения, j — механический эквивалент теплоты.

Под полезной потенциальной энергией понимается величина

$$L' = L - L_p = L(1 - a),$$

где $a = T_{\text{ср}} P_{\text{ор}} / T_{\text{с}} P_0$, а $(1 - a)$ — множитель, характеризующий коэффициент полезного действия атмосферы как тепловой машины. Этот множитель определяет ту долю приходящей к атмосфере солнечной энергии, которая идет на генерацию кинетической энергии атмосферной циркуляции [4].

Е. П. Борисенков показал [1], что температуру среднего энергетического уровня $T_{\text{с}}$ можно рассчитать, зная температуру (T_0) и давление (p_0) у поверхности земли и плотность на среднем энергетическом уровне ($\rho_{\text{с}}$), по формуле

$$T_{\text{с}} = \frac{p_0}{\rho_{\text{с}} R} \left(\frac{T_{\text{с}}}{T_0} \right)^{\frac{T_{\text{с}}}{T_0 - T_{\text{с}}}} \quad (2)$$

Для определения $\rho_{\text{с}}$ им предложена эмпирическая зависимость

$$\rho_{\text{с}} = a(b - T_0), \quad (3)$$

где a и b — эмпирические коэффициенты, слабо зависящие от p_0 . Были вычислены значения $T_{\text{с}}$ за период с 1891 по 1972 г. Расчеты выполнены для узлов регулярной сетки с шагом 5° по широте и 10° по долготе в зоне $40-75^\circ$ с. ш.

Учитывая наличие установленной в работе [5] сопряженности атмосферных процессов северного полушария, значения $T_{\text{с}}$ в узлах сетки были осреднены по крупным регионам: 1) тихоокеано-американскому сектору ($20-140^\circ$ з. д., $40-75^\circ$ с. ш.) — $T_{\text{с ам}}$; 2) евразийскому сектору (20° з. д. — 100° в. д., $40-75^\circ$ с. ш.) — $T_{\text{с евр}}$. Далее с использованием ряда с 1891 по 1972 г. для каждого календарного месяца (январь—декабрь) были построены нормированные взаимные корреляционные функции связи между средними месячными значениями аномалий температуры воздуха у поверхности земли по станциям ЕТС, Западной Сибири, Северного Казахстана (T_i) и осредненной по площади температурой на среднем энергетическом уровне отдельно для тихоокеано-американского (r') и евразийского (r'') частей северного полушария в пределах временного интервала $0-96$ мес ($t=0, 1, 2, \dots, 96$) с шагом 1 мес. Пример хода корреляционной функции приведен на рис. 1. Полученные данные показали, что в совокупности для всей рассматриваемой территории синхронные связи r_0' невелики, хотя выделяются месяцы и районы со статистически значимыми коэффициентами корреляции ($\frac{r_0'}{\sigma_{n'0}} \geq 2,6$), дополнительно свидетельствующими о со-

пряженной связи между атмосферными процессами западной и восточной частей северного полушария [5]. Выявилось, что синхронные связи температуры у поверхности земли с температурой на среднем энергетическом уровне евразийской части полушария существенно более тесные, чем с температурой на среднем энергетическом уровне американской части. Коэффициенты корреляции достигают значений $-0,70 \div -0,80$.

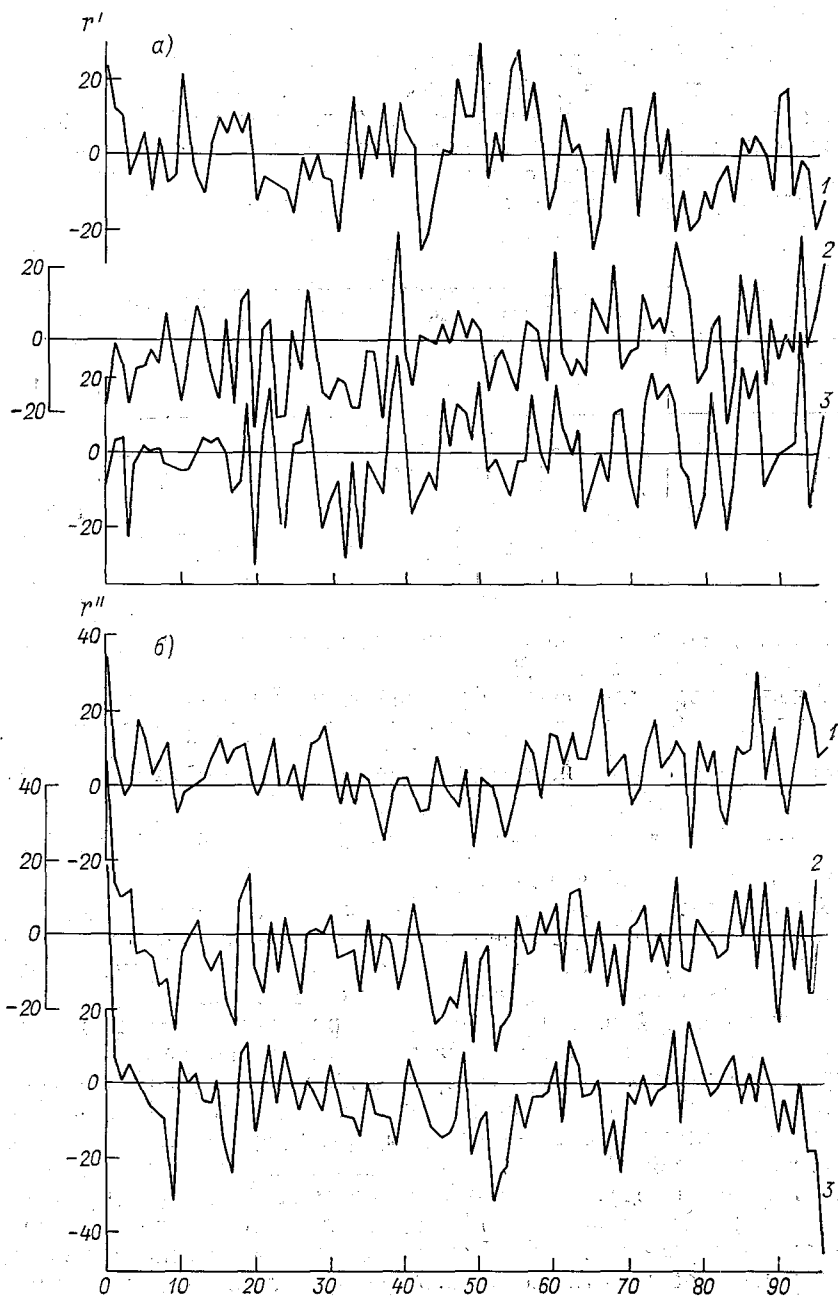


Рис. 1. Значения коэффициентов корреляции между температурой у поверхности земли и температурой на среднем энергетическом уровне в тихоокеано-американской (а) и евразийской (б) частях полушария (сотые доли).

1 — Кустанай, 2 — Вологда, 3 — Сыктывкар.

Различия между распределением r_0'' в отдельные месяцы заключаются лишь в незначительных флюктуациях самих значений r_0'' , а локализация более высоких и более низких значений r_0'' от месяца к месяцу сохраняется, его значения в северных широтах почти в два раза больше, чем в южных. Например, для октября в среднем по территории значение r_0'' составляет 0,52, при этом

Таблица 1

Временной сдвиг (в годах), для которого имеет место наибольшее число статистически значимых связей r' и r''

Вид связи	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$r'(T_i, T_{сам})$	2—3	3—4	4—5	4—5 7—8	6—7	4—5 7—8	≈ 3	1—2 5—6	7—8	7—8	7—8	до 1
$r''(T_i, T_{север})$	2—3 6—7	3—4 7—8	3—4 5—6	до 1 4—5 7—8	до 1 4—5 7—8	до 1 5—6	до 1 2—3	до 1 1—2 4—5 7—8	до 1 3—4 4—5	до 1 5—6 6—7	до 1 6—7	4—5 5—6 7—8

в южных районах оно колеблется в пределах 0,30—0,40, а в северных — в пределах 0,70—0,80.

Анализ корреляционных функций r' и r'' показал, что практически для любого месяца можно выделить группу статистически значимых зависимостей. Наибольшее число с $\frac{r'}{\sigma_{r'}} \geq 2,6$ выявилось

для февраля, июля, ноября, а с $\frac{r''}{\sigma_{r''}} \geq 2,6$ — для января, марта, мая, августа, сентября и декабря.

Анализ числа статистически значимых асинхронных связей по градам сдвига во времени (заблаговременности) показал, что с увеличением заблаговременности теснота связей не уменьшается. Такой же вывод был получен ранее при использовании в качестве предиктора одной из характеристик циркуляции атмосферы — интенсивности зонального переноса в средней тропосфере умеренных широт американской части северного полушария [7, 9]. Он достаточно четко подтверждается и при использовании $T_{сам}$ и $T_{север}$, что иллюстрирует рис. 2, на котором приведено число статистически значимых связей r' и r'' по градам заблаговременности (в среднем за год). Отдельным районам свойственны специфические особенности хода r' и r'' , но, несомненно, общим является указанная закономерность. Данные отдельных месяцев выявили некоторые особенности сезонного распределения заблаговременности (табл. 1).

Из данных табл. 1 следует, например, что для холодного сезона наибольшее число статистически значимых связей r' и r'' имеется со сдвигом на 2—3, 4—5, 7—8 лет, в то время как со сдвигом до 1 года число таких связей невелико. Для летних и осенних

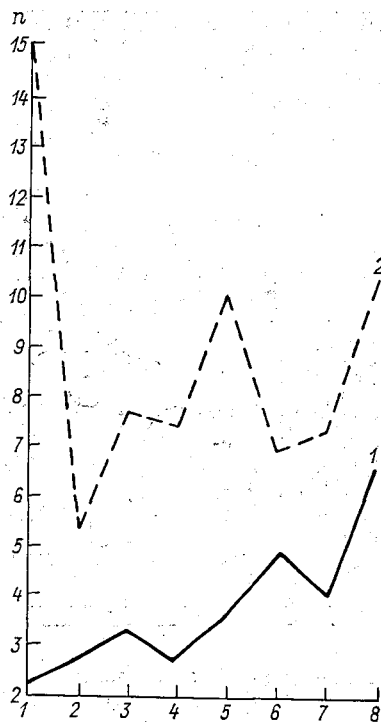


Рис. 2. Число (n) статистически значимых коэффициентов корреляции по грациям заблаговременности (январь—декабрь) в годах.
1 — r' (T_i , $T_{\text{сав}}$); 2 — r'' (T_i , $T_{\text{севр}}$).

месяцев наряду с очень большим сдвигом (7—8 лет) имеет место достаточно большое число значимых зависимостей со сдвигом до 1 года.

Кривые распределения по грациям заблаговременности числа значимых коэффициентов корреляции r' и r'' имеют общую тенденцию к увеличению n с увеличением заблаговременности (рис. 2). Наиболее ярко это проявляется для связи средней месячной температуры воздуха (T_i) на территории Европейской части СССР, Западной Сибири и Северного Казахстана с температурой на среднем энергетическом уровне в тихоокеано-американском секторе (кривая 1). Отсюда следует, что данная характеристика атмосферы ($T_{\text{сав}}$) недостаточно информативна для прогноза с заблаговременностью 1 год и менее. Наибольшее число значимых r' наблюдается при сдвиге на 8 лет.

Для распределения числа значимых r'' , т. е. коэффициентов корреляции между средней месячной температурой воздуха и температурой на среднем энергетическом уровне в евразийской части

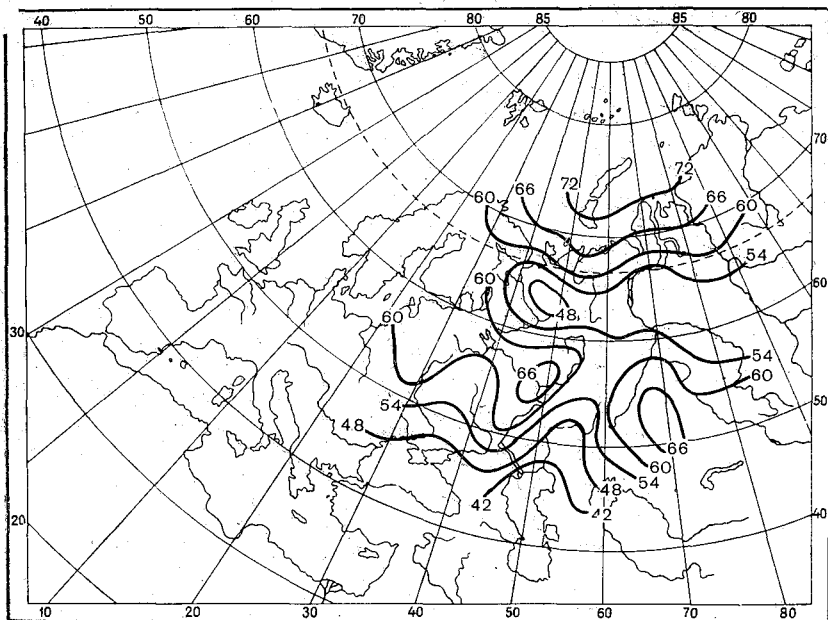


Рис. 3. Средняя (январь—декабрь) заблаговременность связей, имеющих максимальные значения коэффициентов корреляции в интервале времени 1—96 мес ($r'_{\max}$).

полушария, характерна высокая повторяемость значимых r'' с заблаговременностью до 1 года, хотя имеют место значимые коэффициенты корреляции при сдвиге 4—5, 6—7 и 8 лет. При этом после резкого уменьшения числа значимых связей в интервале 1—2 года в последующие интервалы времени по мере увеличения заблаговременности число их возрастает. Кривые рис. 2 показывают, что для прогноза со сверхдолгосрочной заблаговременностью (в данном случае рассмотрены связи до 8 лет) больше прогностических указаний можно будет получить при использовании в качестве предиктора температуры на среднем энергетическом уровне тихоокеано-американской части полушария, а для прогноза с заблаговременностью до 1 года — температуры на среднем энергетическом уровне евразийского сектора полушария.

Для выявления особенностей пространственного распределения оптимальной заблаговременности сверхдолгосрочного прогноза проведена следующая обработка материалов. По данным временных корреляционных функций $r'(T_i, T_{с\text{ ам}})$, $r''(T_i, T_{с\text{ евр}})$ для каждой станции выбранной сети в интервале времени от 1 до 96 мес фиксировался временной сдвиг, к которому относится наибольшее значение коэффициентов корреляции $r'_{\max}$ и $r''_{\max}$. Затем в результате осреднения за январь—декабрь для каждой станции был получен средний временной сдвиг (рис. 3). Коэффициенты корреляции

ляции составляют 0,27—0,31, в отдельные месяцы значений 0,41.

Пространственные особенности распределения характеризуются тем, что наибольшие значения $r_{\max}$ расположены в северных районах ЕТС и Западной Сибири, в Северном Казахстане и южных районах ЕТС. Примерно для этих же районов характерна наибольшая заблаговременность связи (T_i , $T_{\text{сам}}$). Оказалось, что по территории значение временного сдвига для связи $r'_{\max}$ (T_i , $T_{\text{сам}}$) колеблется в пределах 39—71 мес. При этом в северных районах связь наиболее тесная при сдвиге во времени 6 лет (71 мес), в южных — при сдвиге около 40 мес. Значение временного сдвига связи $r''_{\max}$ (T_i , $T_{\text{севр}}$) по территории колеблется от 16 до 69 мес, т. е. нижний предел существенно меньше. Последнее обстоятельство указывает на то, что температура на среднем энергетическом уровне в евразийской части полушария может быть использована в качестве предиктора для прогнозов меньшей заблаговременности, чем $T_{\text{сам}}$. Данные отдельных месяцев показали их отличительные черты в распределении временного сдвига, но, несомненно, общим для всех месяцев является то, что максимальные значения коэффициентов корреляции r' и r'' относятся к большим временным сдвигам, достигающим нескольких лет. Отсюда, во-первых, следует вывод о возможности дальнейшего увеличения заблаговременности метеорологических прогнозов до нескольких лет. Во-вторых, по-видимому, используемые в различных физико-статистических методах прогнозов прогностические связи не являются наилучшими (оптимальными) из возможных, поскольку они, как правило, получены в ограниченном диапазоне сдвига во времени (в большинстве случаев до 5—6 мес и менее), относящемуся к наименее информативному как по количеству значимых связей, так и по значению коэффициентов корреляции.

Приведенные материалы также позволяют сделать вывод о том, что температура на среднем энергетическом уровне является носителем информации, необходимой для сверхдолгосрочного прогнозирования. Теснота связи с увеличением интервала временного сдвига, как правило, не только не уменьшается, но и увеличивается. Это указывает на существование некоторого механизма связи с долговременной памятью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борисенков Е. П. Вопросы энергетики атмосферных процессов.— Л.: Гидрометеиздат, 1960.— 168 с.
2. Борисенков Е. П. Теория расчета некоторых характеристик состояния атмосферы.— Труды ААНИИ, 1966, т. 279, с. 5—13.
3. Борисенков Е. П., Чернухин М. Ш. WMO Technical Note N 129. Energy fluxes over polar surfaces. Geneva, 1973, 219 p.
4. Борисенков Е. П., Приемов В. Н. Энергетическая оценка климатических трендов последнего столетия.— В кн.: Письма в астрономический журнал. М., 1976, т. 2, № 1, с. 44—49.
5. Воробьева Е. В. Сопряженность атмосферных процессов в северном полушарии.— Л.: Гидрометеиздат, 1962.— 113 с.
6. Воробьева Е. В. Циклические изменения интенсивности зональной

циркуляции в средней тропосфере и их временные вариации.— Труды ГГО, 1967, вып. 211, с. 56—67.

7. Воробьева Е. В. Опыт сверхдолгосрочного прогноза месячных сумм осадков на основе учета сопряженности атмосферных процессов.— Труды ГГО, 1969, вып. 245, с. 67—71.

8. Воробьева Е. В., Дмитриева С. Б. Пространственная структура прогностических связей в вековом и 11-летнем циклах геомагнитной возмущенности.— Труды ГГО, 1974, вып. 316, с. 18—34.

9. Воробьева Е. В. Некоторые пути увеличения заблаговременности месячных и сезонных прогнозов погоды.— Труды ГГО, 1975, вып. 354, с. 23—29.

10. Воробьева Е. В., Соколова А. П. Опыт прогнозирования аномалий месячных сумм осадков на ЕТС и в Северном Казахстане с заблаговременностью более года.— Труды ГГО, 1976, вып. 378, с. 148—156.

11. Макаревич Т. Н. и др. Долгосрочные прогнозы продолжительности ледовых явлений Дуная/Макаревич Т. Н., Ефимова З. А., Савина Л. К.— Труды ГГИ, 1972, вып. 197, с. 3—24.

12. Покровская Т. В. Синоптико-климатологические и гелиогеофизические долгосрочные прогнозы погоды.— Л.: Гидрометеониздат, 1969.— 254 с.

13. Соколова А. П. Результаты оценки прогнозов месячных сумм осадков с большой заблаговременностью.— Труды ГГО, 1970, вып. 258, с. 110—113.

Л. М. Шереметова

АВТОКОРРЕЛЯЦИОННЫЙ И СПЕКТРАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ЦИКЛИЧНОСТИ ОСАДКОВ СЕВЕРНОЙ АФРИКИ

В работах по исследованию осадков Судано-Сахельской зоны, выполненных ранее [7, 8], отмечалось, что в колебаниях атмосферных осадков на этой территории наблюдаются циклы различной продолжительности. Их изучение проводилось методами нормированных разностных интегральных кривых и скользящего осреднения по трем и пяти годам рядов атмосферных осадков 13 станций Северной Африки.

В данной работе для этой же территории приведены результаты анализа автокорреляционных функций и спектрального разложения, проведенного с целью выявления квазипериодичности в структуре многолетних рядов атмосферных осадков, определения длительности и амплитуды циклов.

Теоретические основы этих методов и особенности их использования при анализе статистической структуры временных гидрометеорологических рядов подробно изложены в обширной литературе [1—5 и др.].

Как показал опыт предыдущих исследований [3, 6], для подтверждения найденных колебаний можно брать интервал вплоть до $5/7$ длительности ряда. Это увеличение интервала максимального сдвига от $1/3$ (как рекомендуется в технических заметках ВМО) до $5/7$ ряда дало возможность гораздо лучше изучить структурные особенности многолетних рядов осадков. Поэтому в данной работе максимальный сдвиг был доведен до 54 лет при длине ряда $n=70\div 80$ лет, до 36 лет при $n=50\div 60$ лет и до 18—30 лет при $n<50$ лет. Из-за уменьшения числа коррелируемых пар автокорреляция при $\tau \rightarrow \tau_{\max}$ (τ — сдвиг во времени) получается завышенной, однако может быть использована для качественной констатации наличия цикла.

Вычисление автокорреляционной функции и спектральное разложение производилось по годовым значениям осадков без предварительного осреднения исходных рядов, так как оно сокращает число членов ряда и усложняет интерпретацию полученных результатов.

Для анализа отбирались многолетние ряды без нарушения однородности. За основу были взяты данные 13 станций, использованные в работах [7, 8], с периодом наблюдений 1891—1975 гг. Для более точного представления распределения циклов по территории число станций было увеличено до 25, но за счет более короткорядных станций.

При анализе графиков автокорреляционных функций определялась длительность и амплитуда циклов колебаний, а также их статистическая надежность. Достоверность полученных циклов подтверждалась спектральным разложением.

Окончательная вероятность случайного появления данного цикла определялась по формуле

$$P = (E_i - 1) \prod_i^m P_i,$$

где $E_i = \frac{\tau_{\max} - \tau_0}{m}$; $\tau_{\max}$ — максимальный сдвиг, который был использован при расчете автокорреляционной функции; τ_0 — минимальная длина цикла, которую можно определить в данном ряду ($\tau_0 = 2$); m — повторность цикла; Π — знак произведения; P_i — вероятность выхода каждой ординаты данного цикла за пределы $k\sigma$. Эта формула взята из работы [3].

В статье рассматриваются сравнительно короткопериодные колебания осадков, вероятность случайного возникновения которых меньше 20%. Это колебания от 2 до 19 лет. В каждом пункте наблюдаются свои частоты, чаще всего не более 2—3, но на отдельных станциях 5—7. Некоторые из них обнаруживаются сравнительно часто, другие крайне редко. В табл. 1 приведены длительности циклов и их характеристики для всей исследуемой территории. Данные о надежности циклов приведены по трем классам: 1 — вероятность случайного появления менее 1%, 2 — от 1 до 10%, 3 — от 11 до 20%.

Наблюдается определенная группировка длительности циклов, что подтверждает достоверность обнаруженных циклов. Наиболее распространенными по площади оказались 2—3-летние циклы. Они занимают около 70% площади, но практически отмечаются на всех станциях, только не за весь период наблюдений. На преобладание этих циклов в колебании осадков Нигерии указывается в работе [9]. К. Дитер [10], исследуя соотношения ежегодных сумм осадков в Западной Африке и повторяемостей крупномасштабных синоптических положений в Европе, указал на 2—3-летнюю периодичность как наиболее часто встречающуюся.

Амплитуды этих циклов в основном небольшие, причем на западе территории они больше. Амплитуды больше 15% наблюдаются в местах, где цикл является 3-летним (станции Ати и Бобо Диулосо). На коррелограммах цикл 2—3 года можно проследить многократно, поэтому статистически он надежен. Наибольшая достоверность по спектру отмечается на станциях Уагадугу и Вау (спектральная плотность соответственно 0,69 и 0,58). Четкий

Таблица 1

Цикличность атмосферных осадков

Станция	Период наблюдений	Длительность цикла в годах	Амплитуда, %	Достоверность по спектру и длительность цикла в годах	Класс надежности, %
Дакар	1900—1975	2—3 в середине периода 3—4 с перебо- ями на 5—6 с конца 20-х годов	— 6	0,32 (2,8) 0,35 (5,7)	1
Тамбакунда	1931—1975	11—12 2—3 3—5	18 4 11	0,45 (12,0) 0,39 (2,6) 0,28 (3,4)	1 1 2
Каес	1934—1973	2—4	14	0,30 (3,0)	1
Бамако	1934—1975	10—11	24	0,31 (10,3)	2
Тимбукту	1929—1975	2—3 4—5 8—9	— 6 24	0,27 (2,7) 0,34 (4,5) 0,63 (9,0)	1 3 1
Мопти	1935—1975	5—7	27	0,45 (6,5)	1
Бобо- Диуласо	1941—1975	3 с переходом на 2 в 60-х годах	11	0,33 (3,0)	3
Гао	1937—1975	5—6 7—8	9 —	0,33 (6,0) 0,11 (8,0)	2 3
Уагадугу	1934—1976	2—3 4—5 7—8	20 14 11	0,69 (2,7) 0,16 (4,2) 0,20 (7,2)	1 1 2
Ниамей	1934—1976	2—3	9	0,28 (2,4)	2
Канди	1934—1976	2—3 3—4	11 5	0,22 (2,4) 0,28 (4,0)	1 3
Агадес	1934—1976	2—3 7—8	12 13	0,22 (2,8) 0,26 (7,2)	1 1
Зиндер	1933—1976	Циклы не- достоверны			
Майдугури	1910—1972	2—3 4—5	5 8	0,28 (3,0) 0,16 (4,5)	1 3
Ати	1936—1975	3	18	0,28 (3,0)	1
Форт-Аршамбо	1941—1975	2—3	7	0,18 (2,4)	2
Абеше	1941—1975	3—4	10	0,24 (3,6)	3
Эль-Фашер	1919—1975	5—6 15	9 24	0,21 (5,5) —	1 3
Вау	1905—1975	2—3 4—5 начиная с 30-х годов	9 — 15	0,58 (2,8) 0,19 (4,3)	1 2
Эль-Обейд	1902—1975	6—7 2—3 8—9	15 3 15	0,44 (7,2) 0,36 (2,8) 0,32 (8,3)	3 1 1
Хартум	1899—1975	16—18 2—3 7—8	12 3 13	— 0,38 (2,9) 0,37 (7,7)	2 1 1

Станция	Период наблюдений	Длительность цикла в годах	Амплитуда, %	Достоверность по спектру и длительность цикла в годах	Класс надежности, %
Малакаль	1909—1975	2 в конце периода	—	0,23 (2,8)	—
		3—4 с перебоем на 2	9	0,33 (3,2)	1
		4—5	4	0,37 (4,2)	1
		6—7	6	0,31 (6,8)	2
		9—12	4	0,35 (9,8)	2
Аккра	1888—1975	2—3 в начале и конце периода	—	0,26 (2,6)	—
		3—4	9	0,47 (3,7)	1
		4—5	7	0,54 (4,6)	1
		7—8	15	0,45 (7,6)	1
		9—12	9	0,25 (10,3)	1
		15—16	22	0,16 (16,0)	1
		19	16	—	2
		2 четко выражен с одним перебоем	6	0,48 (2,0)	1
Лагос	1892—1975	4	4	0,14 (4,0)	1
		6	12	0,25 (6,0)	1
		8	16	0,14 (8,3)	2
		12	10	0,26 (12,0)	2
		3	5	0,29 (2,8)	3
Банги	1931—1974	4—5	13	0,54 (4,8)	1
		9—10	24	0,15 (10,3)	2
		14	28	0,17 (14,4)	2

2-летний цикл обнаруживается на ст. Лагос, это ясно видно и на графике распределения осадков по годам. Интересно отметить, что севернее Лагоса 2—3° в. д. наблюдающийся 2—3-летний цикл оказывается ближе к 2-летнему (на станциях Ниамей и Канди он равен 2,4 года). На всей остальной территории он ближе к 3-летнему (2,7—3,0).

Рассмотрим теперь группы (семейства) циклов, различающиеся по длительности в 2 раза, где короткие циклы могли бы быть обертонами более длительных.

Семейство циклов 3—4, 6—7, 7—8, 14—16 лет. Циклы длительностью 3—4 года охватывают 40% площади, встречаются преимущественно на западе и юго-западе Судано-Сахельской зоны, амплитуды их в основном меньше 15%. Наибольшая достоверность по спектру 0,47 определена на ст. Аккра.

Цикл 6—7 лет хорошо выражен на юге Судана с амплитудой 15% и на юге Мали (на ст. Мопти амплитуда 27% с хорошей статистической достоверностью).

Циклы длительностью 7—8 лет с амплитудами 15% занимают довольно большие площади на берегу Гвинейского залива, в Судане и всю центральную часть Сахеля. Они стоят на третьем месте

после циклов 2—3 и 3—4 по площади распространения. Наличие этого цикла в Африке отмечали и другие авторы [6, 10, 11].

Цикл 14—16 лет в чистом виде на исследуемой территории не встречается. Он разбивается на циклы длительностью 14, 15, 16—16 лет, а в Судане 16—18 лет. Амплитуда их в основном больше 20%, вероятность случайного появления этих циклов меньше 10%.

Семейство циклов 4—5, 8—9, 19 лет. Эта группа циклов совсем не встречается в центральной части Сахеля и, как правило, не занимает больших площадей. Амплитуда возрастает по мере увеличения длительности циклов. Цикл 4—5 лет хорошо выражен на побережье Гвинейского залива и на юге Центральноафриканской империй (спектральная плотность 0,54, $p > 1\%$). Наибольшая достоверность цикла 8—9 лет обнаружена на ст. Мопти (0,63). Цикл 19 лет встретился только один раз на побережье Гвинейского залива. На этой же карте нанесен цикл 9—10 лет с амплитудой 24%, обнаруженный на ст. Банги.

Семейство циклов 5—6, 10—11 и 11—12 лет. Оно близко к циклам солнечной активности. Циклы 5—6 лет встретились только 2 раза: в Судане и Мали. 6-летний цикл на ст. Лагос появился как следствие четкого 2-летнего колебания. Из этого семейства наиболее распространены циклы 10—11 лет, они занимают почти весь запад Сахеля с амплитудой больше 15%. На крайнем западе Сенегала четко выражены 11—12-летний цикл (спектральная плотность 0,45). На станциях Мопти и Уагадугу тоже проявляются эти циклы, но достоверность их невелика, поэтому они не попали в табл. 1. Циклы 9—12 лет обнаружены на берегу Гвинейского залива и в Судане.

Таким образом, по данным наблюдений за осадками в течение 70—80 лет на 25 станциях обширной части территории Африки к северу от экватора показано, что колебания осадков носят циклический характер. Циклы сохраняются в течение какого-то интервала лет, а затем могут менять длину или исчезать совсем, но тем не менее при учете структуры в последние годы могут быть использованы для предвидения фона увлажнения.

В данной работе удалось установить, что на исследуемой площади в колебании годовых сумм осадков наблюдаются различной достоверности следующие циклы: 2—3, 3—4, 4—5, 5—6, 6—7, 7—8, 8—9, 9—10, 9—12, 10—11, 11—12, 14—16 и 19 лет. Эти циклы разбиты на группы и дано их территориальное распределение. По занимаемой площади наибольшее распространение имеют циклы 2—3, 3—4, 7—8, 4—5, 6—7 и 11—12 лет. Есть районы, где встречаются 1—2 цикла и, наоборот, районы различной цикличности. Например, вдоль 10° с. ш. располагается зона, где обнаруживаются только циклы 2—3, 3—4 года. Вдоль $10—15^\circ$ в. д., т. е. в средней части Судано-Сахельской зоны, в колебании сумм осадков отмечены циклы 2—3 и 7—8 лет. На территории Мали, Судана и на берегу Гвинейского залива встречается до семи циклов различной продолжительности.

В дальнейшем предполагается изучение циклов с помощью ин-

теграла (последовательного суммирования ординат) автокорреляционной функции. Этот способ помогает выявить в колебаниях атмосферных осадков длинные волны, так как он увеличивает амплитуды длительных циклов и подавляет амплитуды коротких.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Винников К. Я. и др. Методика расчета корреляционных функций и спектров временных метеорологических рядов./Винников К. Я., Гриб Н. К., Поляк И. И.— Труды ГГО, 1973, вып. 308, с. 27—46.
2. Дроздов О. А. О некоторых критериях статистической структуры многолетних метеорологических рядов.— Труды ГГО, 1975, вып. 354, с. 117—136.
3. Дроздов О. А., Григорьева А. С. Многолетние циклические колебания атмосферных осадков на территории СССР.— Л.: Гидрометеиздат, 1971.— 156 с.
4. Пановский Г. А., Брайер Г. В. Статистические методы в метеорологии.— Л.: Гидрометеиздат, 1972.— 209 с.
5. Рубинштейн Е. С., Полозова Л. Г. Современное изменение климата.— Л.: Гидрометеиздат, 1966.— 268 с.
6. Циклические колебания атмосферных осадков на территориях Евразии и северной Африки/О. А. Дроздов, А. С. Григорьева, К. В. Еременко, И. В. Малкова.— Труды ГГО, 1975, вып. 330, с. 3—35.
7. Шереметова Л. М. О многолетнем ходе осадков в Судано-Сахельской зоне Африки.— Труды ГГО, 1977, вып. 386, с. 122—129.
8. Шереметова Л. М. Циклические колебания атмосферных осадков Северной Африки.— Труды ГГО, 1978, вып. 409, с. 00.
9. Ayode J. O. Annual rainfall trends and periodicities in Nigeria.— Nigerian Geograph. J., 1973, vol. 16, No. 2, p. 167—176.
10. Dieter K. Periodische und statistische Beziehungen zwischen den jährlichen Häufigkeiten der Grosswetterlagen Europas und der räumlichen Verteilung der jährlichen Niederschlagssummen in Teilen Westafrikas.— Erdkunde, 1975, Bd. 29, N 4, S. 248—267.
11. Landsberg H. How is our climate fluctuating? — Paper presented at the Climate and Plant Productivity Symposium of the American Association for the Advancement of Science on February 20, 1976, p. 1—17.

Л. П. Спирина, Б. И. Сазонов

О СВЯЗИ СРЕДНИХ ШИРОТНЫХ АНОМАЛИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ И ДАВЛЕНИЯ НА СЕВЕРНОМ ПОЛУШАРИИ

Во многих исследованиях была показана согласованность колебаний климата и планетарной циркуляции. Проведены качественные оценки синхронности хода различных природных явлений, связанных со смещением границ биоценозов, колебаниями уровней озер, потеплением высоких широт и т. д., и характеристик атмосферной циркуляции. Е. С. Рубинштейн [2] была дана количественная оценка тесноты связи между числом дней с зональной циркуляцией (по Б. Л. Дзердзеевскому) и температурой воздуха, осредненной по северному полушарию. Полученные коэффициенты корреляции оказались невысокими. Несоввершенство типизаций атмосферных процессов отмечается как одна из причин, влияющих на тесноту связи.

Поскольку изучение колебаний климата во многом сводится к анализу многолетних изменений зональных (поширотных) температур Δt , то вполне естественно при сопоставлениях с атмосферной циркуляцией обратиться прежде всего к зональным средним по давлению Δp .

Авторы настоящей статьи поставили задачу исследовать связи (синхронные и асинхронные) между Δp и Δt как средними характеристиками для ряда широтных зон внетропической части северного полушария. В качестве исходного материала были взяты средние широтные аномалии температуры [3], рассчитанные для 14 широтных кругов, взятых с 5-градусным интервалом ($85-20^\circ$ с. ш.), и средние широтные аномалии давления, рассчитанные Э. Динисом [4] для 13 широтных кругов, с 10 и 5-градусным интервалом ($90, 80, 70, 65, 60, \dots, 20^\circ$ с. ш.). Данные по температуре были обработаны до 1975 г., по давлению — до 1967 г. Для продолжения последних потребовалась бы дополнительная разработка по определению сходства широтных норм, используемых в бюллетенях Гидрометцентра СССР [3] и опубликованных в работе Диниса [5].

Предварительное сопоставление норм p и t показало существ-

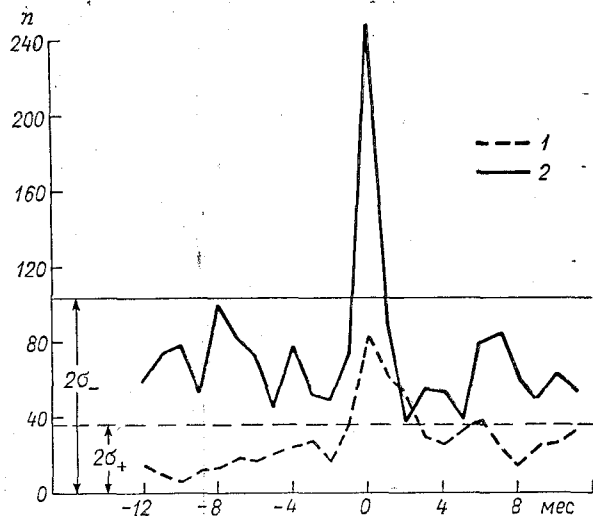


Рис. 1. Распределение повторяемости значимых коэффициентов корреляции ($r/\sigma_r > 2$) между средними широтными аномалиями давления и температуры по месяцам временного сдвига (от -12 до $+12$ мес.).
1 — для положительных коэффициентов корреляции, 2 — для отрицательных.

венное расхождение в полярных и низких широтах. В первом случае это может быть объяснено разными априорными схемами циркуляции, которыми пользовались для расчерчивания карт при отсутствии данных (хорошо выраженная циклоничность или антициклоничность), во втором, по заключению Диниса, — остающимися до настоящего времени неполными либо малодостоверными данными из-за неточного определения высоты барометра. Чтобы не нарушать однородность, границы исследуемого периода были определены длиной рядов по давлению (1899—1967 гг.).

Для нахождения тесноты связи между зональными характеристиками p и t были составлены программа корреляции со сдвигом t на ± 12 мес относительно p и подпрограмма предварительного исключения временного параболического тренда в рядах p и t . Итог корреляции для двух конкретных широт определялся 288 коэффициентами (12 мес по давлению $\times$ 24 мес по температуре). Из полученной совокупности данных были выбраны статистически значимые прямые и обратные связи с критерием $r/\sigma_r > 2$ (коэффициент корреляции $\pm 0,24$ являлся доверительной границей 5%-ного уровня значимости для 68 пар данных).

На рис. 1 представлено распределение их повторяемостей по месяцам временного сдвига. Ни в предшествующих, ни в последующих месяцах относительно нулевого не отмечено сколько-нибудь явно выраженных связей между p и t . Это указывает на

Таблица 1
Годовой ход связи между давлением и температурой в центрах областей повышенной
повторяемости значимых коэффициентов корреляции

Коррели- руемые аномалии	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$p_{80^{\circ}} - t_{65^{\circ}}$	-0,42	-0,48	-0,42	-0,49	-0,10	-0,14	-0,16	0,00	-0,41	-0,52	-0,24	-0,26
$p_{65^{\circ}} - t_{50^{\circ}}$	-0,53	-0,57	-0,42	-0,39	-0,20	-0,14	-0,28	-0,34	-0,43	-0,52	-0,38	-0,42
$p_{50^{\circ}} - t_{45^{\circ}}$	-0,38	-0,58	-0,24	0,00	0,16	-0,03	0,04	0,29	-0,10	-0,11	-0,40	-0,23
$p_{50^{\circ}} - t_{70^{\circ}}$	0,39	0,39	0,00	0,16	-0,03	0,11	-0,01	-0,00	0,12	0,09	0,16	0,38

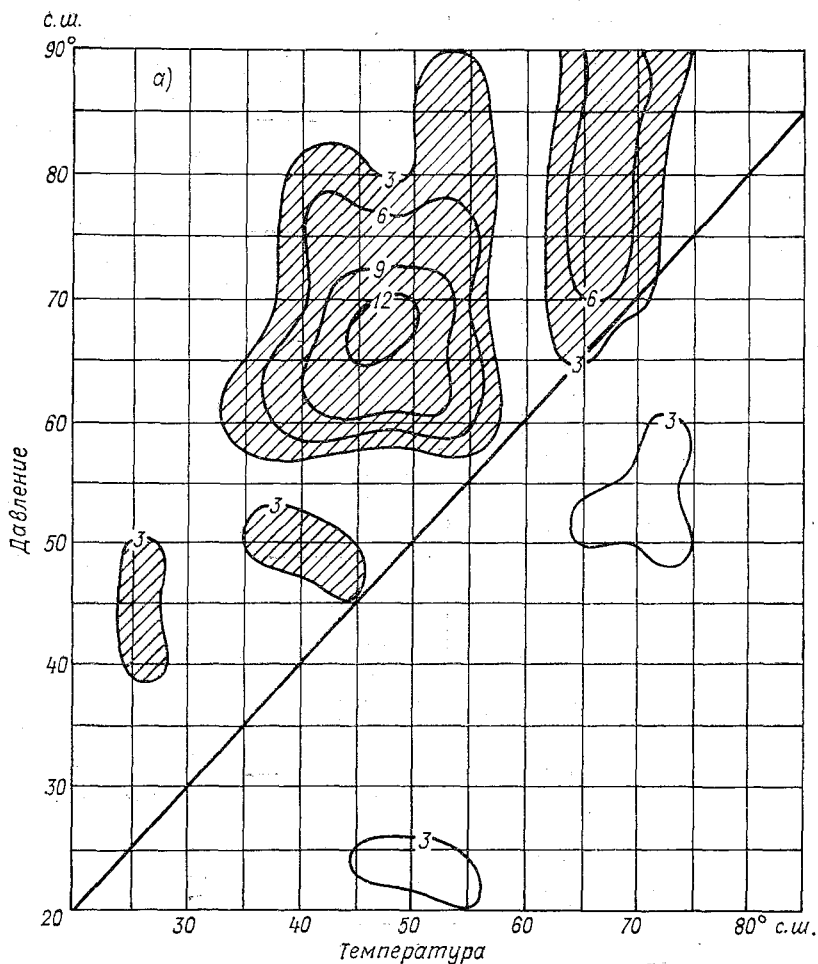
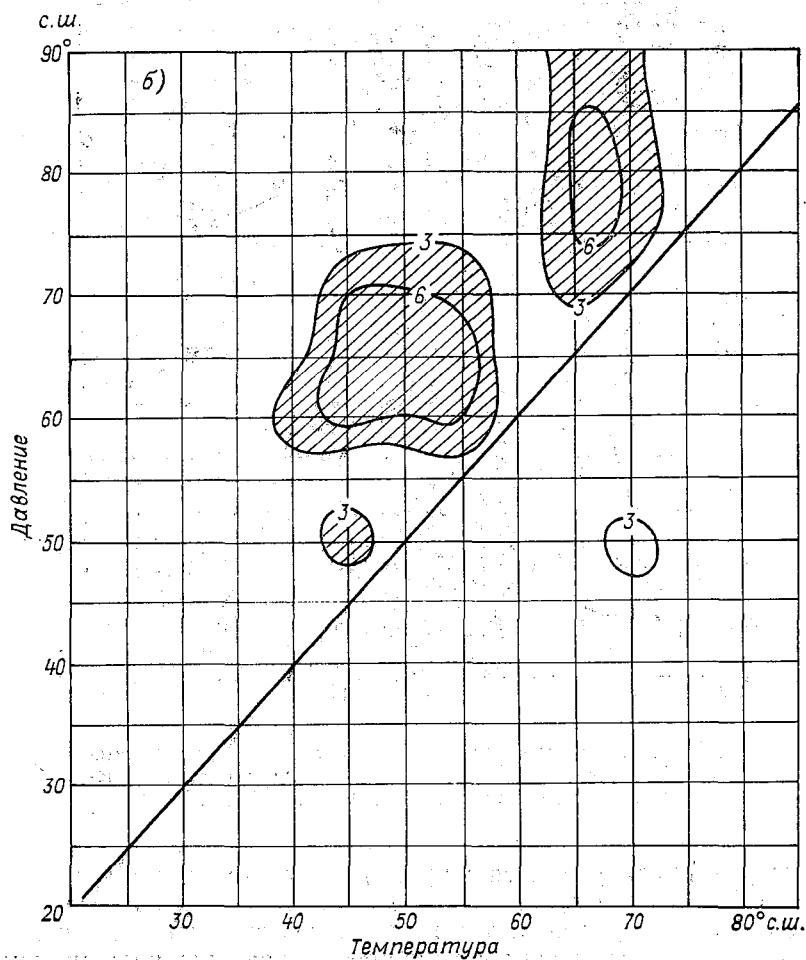


Рис. 2. Распределение повторяемостей значимых синхронных связей
а — с критерием $r/\sigma_r > 2$;

отсутствие значительного во времени упреждения полем температуры полей давления и наоборот. Особо выделились по повторяемости синхронные связи.

Далее исследовалось их распределение по широтам. Отбор значимых коэффициентов корреляции проводился по нескольким критериям ($r/\sigma_r > 1,5$; > 2 ; $> 2,5$; > 3). При усилении жесткости критерия изменялись конфигурация и количество областей с высокой повторяемостью связей, что видно из сравнения рис. 2а и б, на которых дано распределение синхронных связей с критерием значимости $r/\sigma_r > 2$ и > 3 соответственно.



между средними широтными аномалиями температуры и давления
 б — с критерием $r/\sigma_r > 3$.

Очерченные области выявляют районы наибольшей повторяемости значимых связей. Области, в которых давление и температура связаны обратной зависимостью, заштрихованы. Максимально возможное число значимых связей в каждой узловой точке рисунка равно 12 — по числу месяцев в году.

Обращает на себя внимание четкое разграничение групп широт, объединенных прямой и обратной зависимостью: средние широтные аномалии давления связаны обратной зависимостью с температурой более низких широт и прямой — с температурой более высоких широт. Правда, прямая связь слабо выражена как

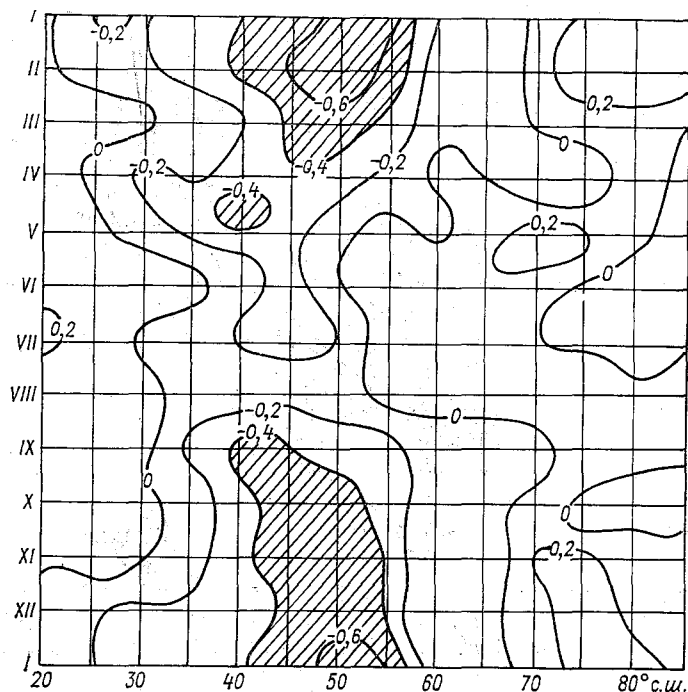


Рис. 3. Внутригодовые синхронные связи средних широтных аномалий давления (60° с. ш.) со средними широтными аномалиями температуры ($85, 80, \dots, 20^\circ$ с. ш.).

по числу коррелирующихся широтных пар, так и по количеству месяцев (не больше 3). Отсутствие значимых связей на разграничительной линии (температура и давление одной и той же широты не коррелируются) указывает на преобладающую роль циркуляционного фактора в формировании средних широтных аномалий, а не радиационного.

Рассмотрим внутригодовой ход тесноты синхронных зависимостей на примере четырех областей, в которых уровень значимости коэффициентов корреляции превышал 3σ (рис. 2).

Как следует из табл. 1, наиболее тесные связи наблюдаются в холодный период. Для группы $p_{65^\circ} - t_{50^\circ}$ они отмечаются почти во всех месяцах. Ведущая роль в формировании этих связей отводится исландскому минимуму, наиболее мощному и стабильному (курсивом выделены коэффициенты корреляции с критериями значимости $r/\sigma_r > 2$) циркуляционному образованию на северном полушарии. Поскольку его положение в среднем годовом выводе определяется 60° с. ш., то на рис. 3 показана теснота внутригодовых синхронных связей p_{60° с t на всех широтных поясах исследуемой части полушария. Заштрихованы области с $r \geq 0.40$.

При углублении исландского минимума усиливается адвекция теплого воздуха из более низких широт на Евразию, возрастает интенсивность западного переноса от Атлантики до Западной Сибири, формируются материковые очаги положительных аномалий температуры. Именно Евразия вносит основной вклад в средние широтные значения аномалий температуры. Этот вывод хорошо согласуется с преобладанием крупных областей, отмеченных в [1] повышенной повторяемостью больших аномалий температуры на Евразийском континенте в холодный период.

Природа обратной связи для группы широт $p_{90-80^\circ} - t_{70-65^\circ}$, возможно, имеет схему, аналогичную первой, но связанную с полярным циклоном, расположенным в районе Земля Франца-Иосифа — Баренцево море. Остальные очаги связей на данной стадии разработок еще не нашли своего объяснения.

Из анализа статистических зависимостей между средними широтными значениями аномалий p и t следует, что:

1) связи между ними только синхронные, асинхронные на всех фазах временного сдвига не выходят за пределы 2σ ;

2) характер четкого разграничения зон с прямыми и обратными связями указывает на ведущую роль циркуляционных факторов (а не радиационных) в формировании средних широтных температур;

3) развитие циклонов над Атлантикой и Советским сектором Арктики играет определяющую роль в формировании обширных температурных аномалий над Евразией.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зорина В. П. Пространственное распределение больших аномалий температуры воздуха в северном полушарии. — В кн.: Проблемы Арктики и Антарктики. Л., 1966, вып. 24, с. 46—52.

2. Рубинштейн Е. С., Григорьева А. А. О роли атмосферной циркуляции в колебаниях климата северного полушария. — Труды ГГО, 1975, вып. 354, с. 49—69.

3. Синоптический бюллетень. Северное полушарие. 1961—1975 гг. — М.; Обнинск: изд. Гидрометцентра СССР — ВНИИГМИ — МЦД.

4. Спирина Л. П. О вековом ходе средней температуры воздуха северного полушария. — Метеорология и гидрология, 1969, № 1, с. 85—90.

5. Dinius E. Monatliche und jährliche Breitenkreismittel des Luftdrucks auf der Nordhalbkugel für die Jahre 1899 bis 1967. — Berichte des Deutschen Wetterdienstes, Nr. 109 (Bd 15), Offenbach A. M., 1968, s. 109—1018.

С. И. Костин

О ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДЕНДРОМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ИНДОКИТАЙСКОГО МУССОНА

Для выяснения метеорологических условий за прошлое время широко используют дендрометрические данные. Обычно их получают по измерениям ширины колец годичных приростов деревьев, произрастающих в лесах умеренной зоны. В этой зоне они хорошо проявляются благодаря сезонным изменениям погоды. В тех же местах, где таких изменений нет, например в зоне влажного тропического леса, годичные кольца деревьев отсутствуют. Они образуются здесь только у деревьев, произрастающих в муссонных лесах тропического пояса, где сезонность условий погоды хорошо выражена. В дождливые сезоны эти леса сходны с влажными тропическими лесами, в сухие же сезоны деревья в них сбрасывают листья.

Особенно хорошо проявляются муссоны в Юго-Восточной Азии, где они отличаются большой интенсивностью и захватывают огромные районы. Над Индокитаем, по П. Педлаборду [2], летом создается муссон юго-западного направления. Он представляет собой воздушный поток, приходящий с экватора и несущий морской экваториальный воздух, в котором создаются осадки ливневого характера. Зимой же в Индокитай приходит с севера и северо-востока сухой и теплый континентальный воздух. Таким образом, в Индокитае создается тропический муссонный климат с двумя сезонами — сухим и теплым зимним, влажным и жарким летним.

В области муссонного климата рост и развитие растительности в сильной степени определяется количеством атмосферных осадков, а также их распределением по сезонам. Особенно важное значение имеют осадки летнего сезона, а также сроки наступления и окончания влажного и сухого сезонов. От этих факторов зависит урожай сельскохозяйственных культур, в частности риса. При раннем наступлении сухого сезона или задержании его урожай может погибнуть.

Отклонения количества осадков, а также сроков наступления и окончания влажного и сухого периодов от нормальных значений в сильной степени отражаются на годовых приростах древесины деревьев, произрастающих в муссонных тропических лесах, и поэтому они могут дать представление об интенсивности тропических муссонов за отдельные годы и, в частности, за время, когда наблюдения над осадками еще не проводились.

С этой целью был взят поперечный спил с кряжа дерева лим (семейство бобово-цезальпиниевые), произраставшего в северных районах Вьетнама в условиях влажного тропического климата. По данным [5], оно растет в смеси с другими породами в северной и средней частях Вьетнама, а также в Лаосе. Лим представляет собой мощное дерево высотой до 40 м, со стволом у некоторых экземпляров до 1 м в диаметре. Он относится к группе деревьев, имеющих тяжелую, «железную» древесину. Листья у него опадают в середине декабря при наступлении сухого периода, а распускаются в феврале—марте при наступлении влажного периода. Кряжи лима поступили в Воронежскую область в 1956 г. Вероятно, спил был сделан около 1950 г. Взятый с одного кряжа спил имел толщину 12 см, диаметр около 60 см.

Средние многолетние годовые суммы осадков в местах произрастания лима колеблются от 1350 до 2850 мм [4]. Такие резкие колебания вызываются особенностями рельефа местности. На склонах, обращенных в сторону влажного муссона, осадков выпадает много, на противоположных склонах — меньше, а в долинах рек создается относительно засушливый климат.

Для рассмотрения колебаний годовых сумм осадков в северной части Вьетнама были взяты данные по трем станциям — Лаогай, Винь и Монгай. Они показали, что осадки там значительно изменяются от года к году в зависимости от интенсивности влажного муссона и продолжительности дождливого сезона. Так, по ст. Лаогай годовые суммы за время с 1899 по 1943 г. колебались от 2534 мм (1932 г.) до 1052 мм (1941 г.). Наименьшие количества осадков на севере Вьетнама, судя по данным взятых станций, выпадают в январе—феврале. С марта количество осадков увеличивается, и больше всего их выпадает в июле—сентябре.

Сравнение изменений годовых приростов древесины лима с колебаниями годовых сумм осадков по трем взятым метеорологическим станциям показало, что наибольшая связь приростов имеется с суммами осадков в Лаосе за время с 1899 по 1943 г. (рис. 1). Это дало возможность установить, что взятый для исследования лим произрастал в северной части Вьетнама, в районе Лаогай (Лаогай расположен примерно в 250 км к северо-западу от Ханоя). Возраст лима по количеству годичных колец древесины составляет 249 лет.

Годичные слои древесины лима хорошо проявляются (толщина их определялась с точностью до 0,1 мм). Каждое годичное кольцо состоит из двух слоев древесины — ранней и поздней, различающихся между собой по цвету и структуре. Ранняя древесина

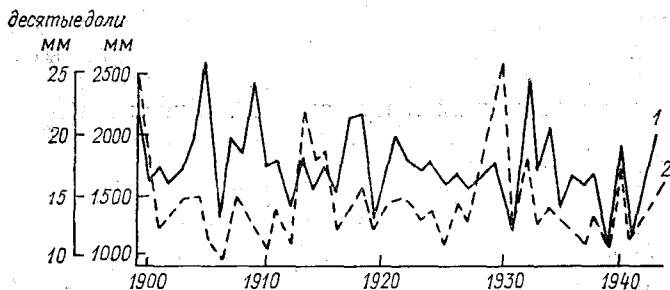


Рис. 1. Многолетние колебания годовых количеств осадков (мм) по данным ст. Лаогай (1) и приростов древесины лима (десятые доли миллиметра) (2).

образуется с началом влажного сезона, когда у лима распускаются листья, поздняя — за время разгара летнего муссона. Толщина слоев ранней древесины гораздо меньше, чем поздней, кроме того, она очень мало изменяется от года к году. Изменения толщины годовичных слоев определяются главным образом толщиной летней древесины, образующейся за время наибольшей интенсивности влажного муссона. Однако за некоторые годы максимумы и минимумы годовых сумм осадков и приростов древесины лима не совпадают. За 1899—1943 гг., т. е. за 45 лет, было 7 таких случаев. Это объясняется тем, что прирост древесины лима зависит не только от интенсивности осадков, но и от времени наступления и окончания влажного сезона, а также от характера распределения осадков за этот сезон.

Колебания толщин годовичных слоев древесины лима, сглаженных по 3-летним скользящим средним, показаны на рис. 2 (кривая 1). Видно, что изменения годовичных слоев лима носят циклический характер, причем продолжительность циклов в среднем близка к продолжительности 11-летнего солнечного цикла. Это указывает на то, что интенсивность муссонов в Индокитае связана с изменениями солнечной активности в ее 11-летних циклах. Уокер установил, что в эпохи максимумов циклов пониженное давление в экваториальном поясе еще более понижается, а повышенное давление в субтропических широтах усиливается. Это подтвердили также Е. Е. Федоров и В. Ю. Визе, которые установили так называемый закон акцентации барических систем, по которому при усилении солнечной активности в 11-летнем цикле происходит дальнейшее понижение давления в областях его уменьшенных значений, а в областях повышенного давления наблюдается дальнейший рост его [3]. В низких широтах это создает большие разности давления между барическими областями экваториального и субтропического поясов, что приводит к усилению общей циркуляции атмосферы и, следовательно, к усилению тропических муссонов в эпохи максимумов 11-летних солнечных циклов.

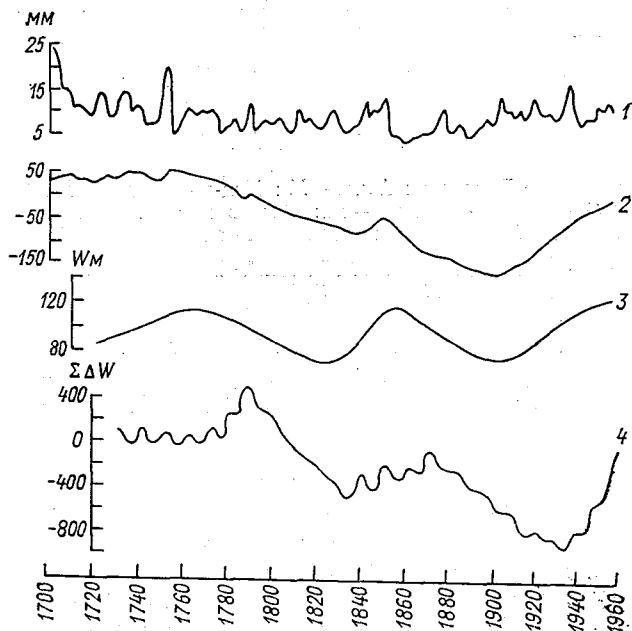


Рис. 2. Связь изменений годовых приростов древесины с солнечной активностью.

1 — изменение прироста древесины лима (десятые доли миллиметра), сглаженное по 3-летним скользящим средним; 2 — интегральная кривая этих изменений; 3 — вековые изменения солнечной активности, выраженные числами Вольфа W_m , сглаженные по 4-летним скользящим средним; 4 — разностная интегральная кривая изменений годовых чисел Вольфа $\Delta \Sigma W$.

Весьма характерная интегральная кривая изменений прироста древесины лима обнаруживает значительные колебания за 249 лет (рис. 2, кривая 2). На рисунке ярко проявляются максимумы прироста в XVIII и XX вв. и менее значительный максимум в XIX в. Они определялись повышенным количеством осадков, что в свою очередь было связано с интенсивностью муссонов и с вековыми изменениями солнечной активности (кривая 3 и 4). Повышенные приросты древесины лима наблюдались при росте солнечной активности в ее вековом ходе, когда интенсивность муссонов увеличивалась, и наоборот, приросты лима понижались при спаде солнечной активности и ослаблении интенсивности муссона.

Следует указать, что приведенная на рис. 2 кривая 3 была получена по методу Глайсберга, т. е. по максимальным значениям чисел Вольфа в 11-летних солнечных циклах, сглаженных по 4-летним скользящим средним, а кривая 4 была построена на основе интегральных сумм годовых отклонений чисел Вольфа от среднего значения. Связь колебаний прироста лима с солнечной активностью лучше всего проявляется при сравнении кривых 2 и 3.

Таким образом, интенсивность Индокитайского муссона испытывает изменения, в известной мере соответствующие изменениям солнечной активности в 11-летнем и вековом ходе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Добби Э. Юго-Восточная Азия.— М.: Изд-во иностр. лит., 1952.— 352 с.
2. Педеляборд П. Муссоны.— М.: Изд-во иностр. лит., 1963.— 195 с.
3. Рубашев Б. М. Проблемы солнечной активности.— М.; Л.: Наука, 1964.— 362 с.
4. Сохрина Р. Ф. и др. Давление воздуха, температура воздуха и атмосферные осадки северного полушария/Сохрина Р. Ф., Челпанова О. М., Шарова В. Я.— Л.: Гидрометеиздат, 1959.— 474 с.
5. Яценко-Хмелевский А. А., Байдалини Н. А. Определитель и краткая характеристика основных лесопромышленных древесин Вьетнама, поступающих на деревообрабатывающие предприятия СССР. Методические указания.— Л.: изд. Ленинградской лесотехнической академии, 1959.— 40 с.

Э. И. Гирская, Б. И. Сазонов, Н. И. Яковлева

МАКРОЦИРКУЛЯЦИОННЫЙ ИНДЕКС ЗАСУШЛИВОСТИ И УРОЖАЙНОСТЬ ЯРОВОЙ ПШЕНИЦЫ

Из многочисленных публикаций [3, 6, 8, 12, 13], в которых рассматриваются макроциркуляционные процессы в период весенне-летних засух, вытекает, что все авторы в той или иной мере связывают периоды засух с длительным сохранением антициклона над рассматриваемой территорией. Привлечение аэрологических данных к исследованию засух еще с большей наглядностью показывает, что особенно сильные и жестокие засухи связаны с формированием высоких антициклонов.

Частая повторяемость антициклонов над районами Нижнего Поволжья создает угрозу засух в восточной части ЕТС и Западном Казахстане. В этих районах из 90 дней летнего периода 50 дней приходится на антициклоническую циркуляцию. Восточная часть ЕТС и Западный Казахстан находятся в районе критического увлажнения, и более длительное существование антициклонов сразу же создает реальные условия засухи.

В работе [5] нами были предложены три индекса засушливости, Z_1 , Z_2 и Δp , характеризующие степень развития антициклонов над районами Урала и Нижнего Поволжья. Индекс Z_1 основан на температурных разностях, которые создаются на периферии стационарного высокого антициклона [4]. Другой показатель степени развития антициклона — Z_2 основан на учете высоких отрицательных коэффициентов корреляции между месячными аномалиями температуры и осадков, которые могут наблюдаться только в тех районах, в которых эти аномалии контролируются степенью развития стационарного антициклона. Также в качестве возможного индекса рассматривались аномалии приземного давления Δp , осредненные по станциям, находящимся в климатическом центре этого высокого антициклона.

Как было показано в работе [5], индексы Z_1 , Z_2 и Δp , прямо или косвенно характеризующие степень развития антициклона над востоком ЕТС, взаимосвязаны, коэффициенты корреляции между ними и их комбинациями за 86-летний период (при $\sigma_r = \pm 0,11$) представлены в табл. 1.

Как видно из таблицы, индексы засушливости Z_1 , Z_2 и Δp связаны между собой таким образом, что только около 30—40% дисперсии являются для них общими, т. е. все три индекса в той или иной мере характеризуют мощность развития антициклона на востоке ЕТС. Из табл. 1 можно видеть, что комбинированные индексы (Z_1+Z_2 и $Z_1+Z_2+\Delta p$) выбирают уже 60—80% общей дисперсии

Таблица 1
Коэффициенты корреляции между
макроциркуляционными индексами засушливости

	Z_1	Z_2	Δp	Z_1+Z_2	$Z_1+Z_2+\Delta p$
Z_1	1	0,57	0,61	0,87	0,89
Z_2		1	0,56	0,78	0,80
Δp			1	0,65	0,81
Z_1+Z_2				1	0,92
$Z_1+Z_2+\Delta p$					1

С помощью факторного анализа [9] была сделана попытка исследовать внутреннюю структуру корреляционной матрицы, представленной в табл. 1, — выяснить, сколькими причинами (факторами) объясняется эта матрица.

Из табл. 2 можно сделать вывод, что главный фактор, на описание которого фактически и были ориентированы все три индекса — Z_1 , Z_2 и Δp , оказывается практически полностью описанным

Таблица 2
Факторные нагрузки в индексах засушливости
и их комбинациях

	Z_1	Z_2	Δp	Z_1+Z_2	$Z_1+Z_2+\Delta p$
Фактор 1	0,87	0,80	0,78	0,94	0,99
Фактор 2	0,36	—0,18	—0,30	0,19	—0,08
Факторные дисперсии	0,89	0,67	0,70	0,92	0,99

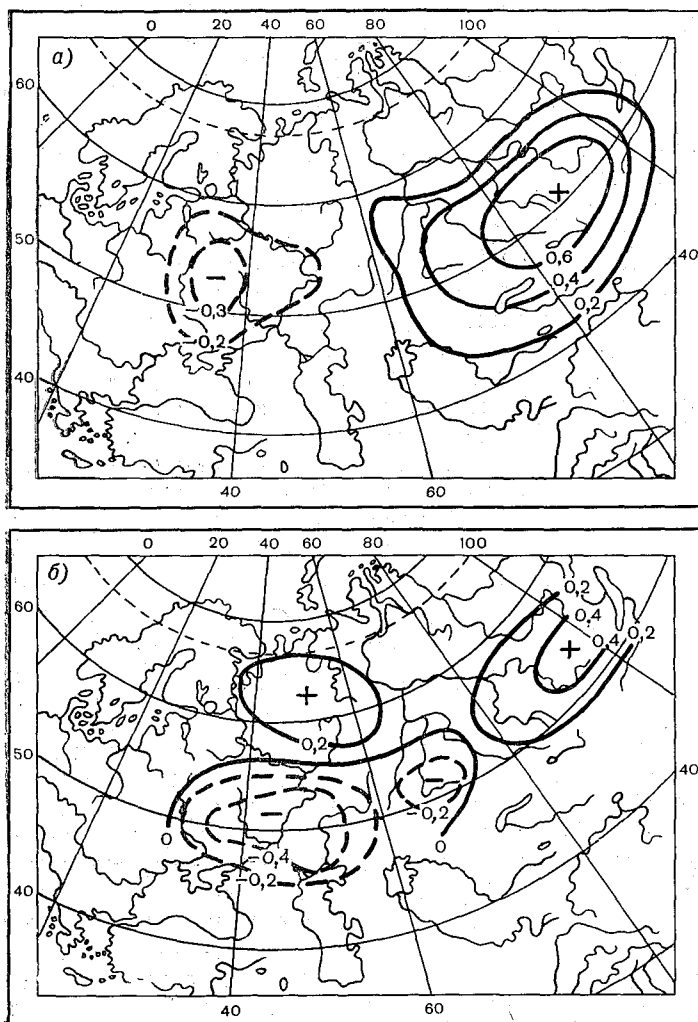
комбинированным индексом $Z_1+Z_2+\Delta p$. В отдельные годы каждый из индивидуальных индексов может оказаться по тем или иным причинам непоказательным. Комбинированные же индексы лишены в значительной мере этого недостатка и дают исчерпывающую информацию о степени развития высокого антициклона над востоком ЕТС и Западным Казахстаном летом. Фактор 2 существенно меньше фактора 1 и знаки нагрузок на переменные различны. Это говорит о том, что все три индивидуальных показателя засушливости характеризуют главным образом развитие летнего антициклона и лишь в незначительной степени какие-то другие атмосфер

ные процессы. Переменность знака второго фактора, по-видимому, объясняется тем, что индекс Z_1 , как будет показано ниже, характеризует ситуацию не только над районами Нижнего Поволжья, но и на Алтае, в то время как Z_2 и Δp более характерны для востока ЕТС (в центре высокого антициклона).

Чтобы уточнить специфику макроциркуляционных индексов Z_1 , Z_2 и Δp , было проведено их сопоставление с колебаниями областных урожаев яровой пшеницы за 30-летний период (с 1945 по 1976 г.) по территории СССР. Урожайность бралась в отклонениях от параболического тренда. Такое сопоставление показало, что каждый из макроциркуляционных индексов Z_1 и Z_2 имеет свою специфику в характеристике условий засушливости по территории СССР. На рис. 1 представлены карты коэффициентов корреляции Z_1 , Z_2 и Δp с урожайностью. Сравнение этих карт обнаруживает черты некоторого сходства и различия. Сходство заключается в наличии сопряженных областей с различными знаками корреляций, расположенными преимущественно по широте. Однако центры областей для разных индексов несколько смещены по территории. Для индекса Z_1 такими сопряженными областями являются две области, одна — с максимум отрицательной корреляции над южной частью ЕТС ($-0,38$), вторая — над азиатской территорией СССР с максимум положительной корреляции над Западной Сибирью и Алтаем (район к юго-востоку от Новосибирска) с коэффициентами корреляции, достигающими $+0,60 \div +0,65$. Таким образом, из двух сопряженных районов индекс Z_1 более показателен для урожаев Восточного Казахстана и Алтая. Вместе с тем, это означает, что в зависимости от знака разности температурных аномалий на восточной и западной периферии рассматриваемого высокого антициклона возникает засуха в одном из сопряженных районов и переувлажнение в другом. Для индекса Z_2 сопряженные районы расположены: один — с центром в Поволжье ($R = -0,40 \div +0,49$), охватывая район Западного Казахстана, другой — в Западной Сибири (но к востоку от Новосибирска) с коэффициентами корреляции $+0,36 \div +0,50$ (рис. 1 б). В северных районах ЕТС имеется второй сопряженный район с $R = +0,23 \div +0,27$. Таким образом, индекс Z_2 одинаково показателен для обоих сопряженных районов (Поволжья, Западного Казахстана и Западной Сибири), хотя и с более слабыми R , чем Z_1 .

Для индекса Δp (рис. 1 в) одна из сопряженных областей располагается несколько севернее, чем подобная область для Z_1 и Z_2 , с максимальными коэффициентами корреляции ($R = -0,30$), вторая сопряженная область вытянута с юго-запада на северо-восток с максимальными коэффициентами корреляции в районе Новосибирска и Алтая ($R = -0,43$). Таким образом, индекс Δp , так же как и индекс Z_1 , более показателен для районов Алтая и Западной Сибири, хотя и с меньшими коэффициентами корреляции, чем Z_1 .

Интересно отметить, что примерно аналогичные по сопряженности районы в колебаниях урожаев на территории СССР получены в одной из первых форм естественных ортогональных функ-



ций урожайности [14]. Отсюда можно сделать заключение о том, что действительно наличие сопряженности в колебаниях урожаев для районов ЕТС, Казахстана и Западной Сибири объясняется действием мощного антициклона над востоком ЕТС. Макроциркуляционный индекс Z_1 улавливает его действие через температурный контраст воздушных масс, вовлеченных в антициклонический вихрь.

Специфика индексов Z_1 , Z_2 и Δp особенно заметна при сопоставлении их с урожайностью укрупненных районов (табл. 3). Урожайность Восточного и Южного Казахстана, Западной Сибири

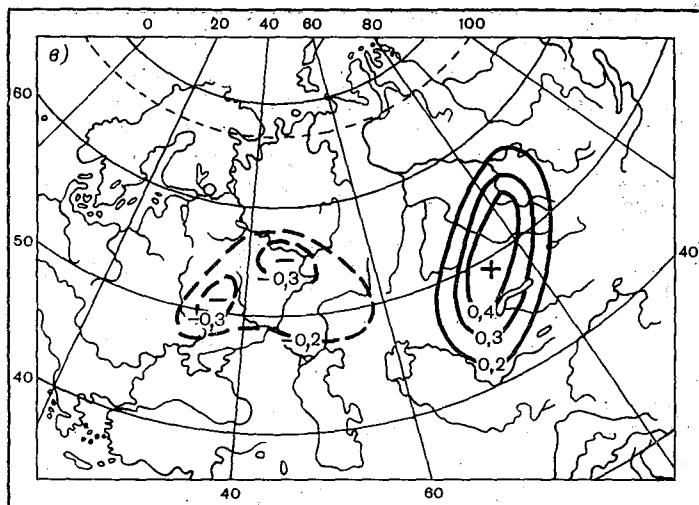


Рис. 1. Коэффициенты корреляции между Z_1 (а), Z_2 (б), Δp (в) и урожайностью яровой пшеницы.

хорошо связана с Z_1 и практически не связана с Z_2 , в то время как урожайность Поволжья и Центральнoчерноземного района хорошо коррелирует с Z_2 . Индекс Δp во всех районах связан с урожайностью хуже, чем Z_1 и Z_2 , хотя в одних районах он связан как Z_1 , а в других как Z_2 . Комбинации индексов $Z_1 + Z_2$ и $Z_1 + Z_2 + \Delta p$ нивелируют корреляционную связь во многих районах — уменьшаются экстремумы, но в то же время в районах, где связь с индексами Z_1 , Z_2 или Δp практически отсутствовала, с комбинированными индексами она статистически значима (коэффициенты корреляции, превышающие 2σ , в таблице выделены курсивом). В табл. 4 приводится значение комбинированного индекса $Z_1 + Z_2 + \Delta p$.

Для сравнения в табл. 3 приводятся коэффициенты корреляции первых составляющих разложения по естественным ортогональным функциям гидротермических коэффициентов для юга ЕТС и Северного Казахстана [11] с урожайностью яровой пшеницы. Эти связи имеют примерно такой же порядок, как и для Z_1 , Z_2 и их комбинаций. В то же время вычисление гидротермических коэффициентов является трудоемким процессом. Эти коэффициенты в своей основе отражают агрометеорологические условия развития растений, т. е. процессы, не несущие информации о физических причинах формирования засух. Таким образом, макроциркуляционные индексы Z_1 , Z_2 и их комбинации, отражающие крупномасштабный фон метеорологических условий над большими площадями основных зернопроизводящих районов СССР, от центра

ЕТС до Алтая, являются в то же время хорошими показателями продуктивности. Однако, если говорить о деталях, то в оценке урожая яровой пшеницы Z_1 более показателен для районов Западной Сибири (к юго-востоку от Новосибирска), а Z_2 — для районов Поволжья и Западного Казахстана, т. е. для тех районов, которые характеризуются наибольшими коэффициентами корреляции между средней месячной температурой и районными осадками.

Таблица 3

Коэффициенты корреляции индексов засушливости с урожайностью яровой пшеницы укрупненных районов ($\delta_r = \pm 0,19$)

Район	Z_1	Z_2	Δr	$Z_1 + Z_2$	$Z_1 + Z_2 + \Delta r$	ГТК a_1 юг ЕТС	ГТК a_2 Север- ный Ка- захстан
Центральночер- ноземный	-0,35	-0,47	-0,30	-0,44	-0,41	0,36	0,16
Поволжский	-0,27	-0,65	-0,26	-0,45	-0,41	0,43	0,32
Донецко-При- днепровский	-0,47	-0,35	-0,32	-0,49	-0,46	0,60	-0,20
Южный Ка- захстан	0,70	0,08	0,54	0,56	0,57	-0,22	0,40
Западная Сибирь	0,60	0,19	0,38	0,53	0,49	-0,37	0,23
Восточный Казахстан	0,42	-0,22	0,13	0,23	0,21	-0,22	0,61
Среднее по ЕТС	-0,36	-0,49	-0,29	-0,46	-0,43	0,46	0,09
Среднее по Ка- захстану и За- падной Сибири	0,57	0,08	0,35	0,44	0,42	-0,27	0,41

Индекс Δr хуже, чем Z_1 и Z_2 , связан с урожайностью и его возможно использовать только в комбинации с Z_1 и Z_2 .

Сравнение индексов засушливости Z_1 и Z_2 с каталогами засух различных авторов для ЕТС дает хорошее совпадение. Так, с каталогом Н. Т. Каменьковой [7] совпадающие годы засух с положительными значениями Z_1 и Z_2 составляют 74%, а с каталогом А. М. Алпатьева [1] 88 и 87% соответственно. Сравнение Z_1 и Z_2 с площадными характеристиками температуры и осадков (своеобразный показатель засушливости по данным А. В. Мещерской [10]) на ЕТС показало тоже хорошее совпадение — 93 и 87% соответственно. Сопоставление индексов засушливости с казахскими и казахско-европейскими засухами [2] дало возможность установить, что Z_1 и Z_2 хорошо описывают наиболее часто повторяющиеся засухи и являются непрерывными и достаточно чувствительными индикаторами метеорологических условий.

В результате проведенных сравнений можно сделать заключение, что макроциркуляционные индексы засух Z_1 и Z_2 улавливают основные особенности каталогов засух разных авторов. Вместе

с тем очевидно их несомненное преимущество: индексы являются количественными характеристиками, отличаются простотой расчетов — одним числом характеризуются пространственная картина засух на большой территории и степень развития высокого антициклона. Наличие длинных рядов наблюдений по температуре и осадкам, необходимых при вычислении Z_1 и Z_2 , позволяет иметь продолжительные каталоги степени засушливости вегетационного

Таблица 4

Комплексный индекс засушливости ($Z_1 + Z_2 + \Delta p$) за период с 1891 по 1976 г.

1891	28,9	1913	-23,2	1935	-15,7	1957	19,6
1892	8,4	1914	23,9	1936	31,8	1958	-2,6
1893	-5,1	1915	-23,1	1937	-1,2	1959	21,3
1894	-14,3	1916	-15,4	1938	-16,8	1960	14,7
1895	2,0	1917	6,1	1939	13,1	1961	-4,0
1896	-18,4	1918	-29,6	1940	3,9	1962	-10,0
1897	36,0	1919	1,8	1941	-20,7	1963	9,9
1898	23,9	1920	16,3	1942	-22,2	1964	-1,3
1899	-1,2	1921	18,4	1943	-4,5	1965	-19,0
1900	-35,2	1922	-8,1	1944	-17,9	1966	16,3
1901	21,0	1923	0,9	1945	-30,7	1967	14,8
1902	-3,9	1924	5,0	1946	7,2	1968	5,1
1903	18,2	1925	11,1	1947	-5,9	1969	-28,6
1904	-35,6	1926	-2,7	1948	15,8	1970	9,4
1905	9,4	1927	1,7	1949	14,3	1971	-7,9
1906	30,1	1928	-23,7	1950	-25,3	1972	34,8
1907	9,3	1929	4,7	1951	-7,2	1973	6,2
1908	-12,1	1930	-15,9	1952	-6,7	1974	-21,9
1909	-20,7	1931	15,9	1953	-10,3	1975	28,2
1910	7,3	1932	-3,5	1954	32,3	1976	-22,7
1911	7,5	1933	-3,7	1955	15,1		
1912	-11,9	1934	5,4	1956	-13,5		

периода, которые могут быть успешно использованы при разработке долгосрочных прогнозов засух в зернопроизводящих районах СССР. Индексы характеризуют определенные физические явления в общей циркуляции земной атмосферы.

Предложенные методы вычисления таких индексов, как $Z_1 + Z_2$, могут быть проведены практически для любого района земного шара, периодически страдающего от засух.

В заключение можно отметить, что наш многолетний опыт работы с различными индексами засушливости приводит нас к выводу о том, что даже лучшие из существующих индексов, характеризующих одним числом агрометеорологические и макроциркуляционные условия на больших территориях за вегетационный период, не в состоянии выбрать более 40% дисперсии урожая. Дальнейшее совершенствование показателей засушливости возможно лишь при учете динамики метеорологических процессов на основе использования ежедневных данных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алпатъев А. М., Иванов В. Н. Характеристика и географическое распределение засух.— В кн.: Засухи в СССР, их происхождение, повторяемость и влияние на урожай. Л., 1958, с. 31—45.
2. Байдал М. Х., Утешев А. С. О сопряженности явлений засух юга Европейской территории СССР и северной половины Казахской ССР.— Труды КазНИГМИ, 1959, вып. 11, с. 130—144.
3. Витвицкий Г. Н. Макроциркуляционные процессы в период весенне-летних засух на Европейской территории СССР.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1977, № 3, с. 28—38.
4. Гирская Э. И. Сопряженность температурных аномалий северного полушария. Автореферат диссертации на соискание ученой степени канд. геогр. наук. Л., ГГО, 1971, 13 с.
5. Гирская Э. И. и др. Макроциркуляционный индекс засухи (Э. И. Гирская, Б. И. Сазонов, Е. И. Кропп.— Труды ГГО, 1979, вып. 403.
6. Дрогайцев Д. А. Циркуляционная характеристика засухи в Поволжье.— Метеорология и гидрология, 1961, № 5, с. 1—10.
7. Каменькова Н. Т. К вопросу об изучении весенне-летних засух на Европейской территории СССР.— Труды ГГО, 1964, вып. 164, с. 43—53.
8. Курганская В. М. Характеристика засушливых периодов с точки зрения общей циркуляции атмосферы.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1953, № 2, с. 19—28.
9. Лоулл Д. А., Максвелл А. Факторный анализ как статистический метод.— М.: Мир, 1967.— 140 с.
10. Мещерская А. В., Блажевич В. Г. Каталоги аномалий осадков и температуры для основных сельскохозяйственных районов юга ЕТС. Северного Казахстана и Западной Сибири.— Метеорология и гидрология, 1977, № 9, с. 76—84.
11. Мещерская А. В. и др. Гидротермический коэффициент и каталоги аномальных лет/Мещерская А. В., Блажевич В. Г., Ильинская И. И.— Труды ГГО, 1978, вып. 400, с. 149—157.
12. Попова Н. А. Аэрологические условия возникновения засух и суховеев в Среднем Поволжье.— Сб. Куйбышевской ГМО, 1964, вып. 1, с. 47—73.
13. Селезнева Е. С. К вопросу аэрологического освещения засух на юго-востоке Европейской части СССР.— Труды ГГО, 1936, вып. 7, с. 23—30.
14. Яковлева Н. И. Пространственная структура аномалий урожаев яровой пшеницы и метеорологических характеристик по территории СССР.— См. наст. сб.

СОДЕРЖАНИЕ

Б. И. Сазонов. Завихренность атмосферы и высокоскоростные потоки солнечного ветра	3
Б. И. Сазонов. Анизотропия космических лучей и развитие циклонов	9
Б. И. Сазонов, Н. Н. Сазеева, С. В. Касогледова. Солнечная запятненность и температура Земли	17
Б. Г. Шерстюков, В. Ф. Логинов. Активные долготы Солнца и геомагнитная активность	25
Б. Г. Шерстюков, В. Ф. Логинов. Активные долготы Солнца и их проявление в атмосферной циркуляции	37
Б. Г. Шерстюков, В. Ф. Логинов. Календарные особенности в геомагнитной активности	43
Н. Н. Михайлова. Циклические колебания температуры воздуха и ритмы планет	47
А. И. Гордиенко, Б. А. Слепцов-Шевлевич. Межгодовая изменчивость индексов атмосферной циркуляции	55
Н. И. Яковлева. Пространственная структура аномалий урожая яровой пшеницы и метеорологических характеристик по территории СССР	67
Т. В. Покровская. О некоторых итогах долгосрочных прогнозов погоды	75
А. В. Ефанова, Н. Д. Смирнова. Применение дискриминантного анализа при выборе предикторов засух на Европейской территории СССР	86
Е. В. Воробьева, С. Б. Дмитриева, Л. П. Приемова. Сопряженность атмосферных процессов и формирование засушливых явлений	93
Е. В. Воробьева, Л. П. Приемова. Информативность некоторых характеристик атмосферы для сверхдолгосрочного прогнозирования	102
Л. М. Шереметова. Автокорреляционный и спектральный анализ цикличности осадков Северной Африки	111
Л. П. Спирина, Б. И. Сазонов. О связи средних широтных аномалий температуры и давления на северном полушарии	117
С. И. Костин. О возможности использования дендрометрических данных для изучения индокитайского муссона	124
Э. И. Гирская, Б. И. Сазонов, Н. И. Яковлева. Макроциркуляционный индекс засушливости и урожайность яровой пшеницы	129

Труды ГГО, вып. 428

ГЕЛИОГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ПОГОДЫ И КЛИМАТА

Редактор Г. И. Слабкович. Техн. редактор Г. В. Ивкова. Корректор Л. И. Хромова.

Сдано в набор 30.01.79. Подписано в печать 01.11.79. М-13230. Формат 60×90^{1/16}. Бумага тип. № 1. Лит. гарн. Печать высокая. Печ. л. 9,5. Уч.-изд. л. 9,79. Тираж 570 экз. Индекс МЛ-113. Заказ № 84. Цена 70 коп. Гидрометеиздат, 199053, Ленинград, 2-я линия, д. 23. Типография издательства «Волгоградская правда», г. Волгоград, Привокзальная площадь. Дом печати.