

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И КОНТРОЛЮ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

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

Выпуск

443

ГЕЛИОГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ
ПОГОДЫ И КЛИМАТА

Под редакцией
д-ра физ.-мат. наук Л. Р. РАКИПОВОЙ
и
канд. физ.-мат. наук Н. И. ЯКОВЛЕВОЙ



ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1981

551.590.2

551.59

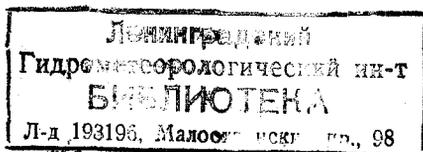
551.590.32

Содержатся статьи по двум группам вопросов: 1) синоптико-климатологические исследования засушливых явлений, характера урожайности зерновых культур и суровых зим на территории СССР и на других континентах земного шара, их связи с рядом внутриаиатмосферных и внешних факторов включая геомагнитную активность; 2) теоретические и статистические исследования взаимодействия между тропосферой и стратосферой с учетом солнечно-атмосферных связей. Представлены физико-статистические схемы сверхдолгосрочного прогноза средних месячных аномалий температуры воздуха и осадков. Рассмотрены вопросы формирования озоносферы, динамические и теоретические эффекты озона, эффекты солнечных вспышек в напряженности электрического поля атмосферы. Дан анализ потеплений в страто- и мезосфере и их влияния на тропосферные процессы.

Расчитан на метеорологов, гелиогеофизиков, климатологов, работников в области долгосрочных прогнозов погоды, преподавателей, аспирантов и студентов гидрометеорологической специальности.

The collection contains the results of the investigation, which concern two problems: 1) The synoptical and climatological study of droughts, crop capacity conditions, rigorous winters and their relationships with inner and external factors, including geomagnetic activity. The physical-statistical methods of long-term forecasts of monthly mean temperature and precipitation are presented; 2) Theoretical and statistical investigations of interaction between the troposphere and the stratosphere with taking into account the solar-terrestrial influences on weather and climate. The questions of the ozonosphere forming, the dynamic and thermal ozone effects, the influences of solar flares on the electrical field in the atmosphere are considered. The analysis of the warming in the stratosphere and its effect on the tropospheric processes is presented.

The publication is intended for meteorologists, geliogeophysicists, climatologists, weather forecast service workers, teachers and post-graduates specializing in hydrometeorology.



Е. П. Борисенков, Л. Е. Борисова

**УТОЧНЕННАЯ ФИЗИКО-СТАТИСТИЧЕСКАЯ СХЕМА
СВЕРХДОЛГОСРОЧНОГО ПРОГНОЗА СРЕДНИХ
МЕСЯЧНЫХ АНОМАЛИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА
ДЛЯ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ**

743474

Общепризнано, что по мере роста производительных сил, объема промышленного и сельскохозяйственного производства неуклонно возрастает зависимость результатов хозяйственной деятельности от гидрометеорологических условий [8].

В абсолютном выражении потери от неблагоприятных гидрометеорологических условий возрастают в первом приближении пропорционально возросшему производству [1, 9]. При этом последствия от некоторых неблагоприятных гидрометеорологических условий сказываются длительное время, исчисляемое не только месяцами, но и годами. Примером этого могут служить засухи в Сахели, последствия которых по крайней мере на несколько лет определили условия проживания на территории нескольких африканских государств. Всем памятны засухи в Западной Европе в 1976 г., в СССР в 1972 и 1975 гг., наводнения в Индии и другое.

Недобор зерна в период некоторых сильных засух насчитывает десятки миллионов тонн и ощутимо сказывается на мировых запасах продовольствия. В результате большие засухи и другие неблагоприятные гидрометеорологические условия захватывают сферу межгосударственных отношений, связанных с экспортом и импортом сырья и продовольствия.

Последствия подобных засух проявляются в течение нескольких лет. Так например, в животноводстве они проявляются через год-два и более.

Не менее серьезные осложнения вызывают холодные зимы, значительные отрицательные аномалии температуры в вегетационный период, переувлажнение в период уборки урожая и др. [8].

В этих условиях планирование мероприятий, связанных с оценкой будущего состояния целых отраслей народного хозяйства, требует знания складывающихся гидрометеорологических условий в различных районах страны и мира с заблаговременностью несколько месяцев, сезонов и даже нескольких лет.

В отличие от долгосрочных прогнозов заблаговременностью от 1—2 недель до 1—2 месяцев и сезона, практические методы которых развиваются в нашей стране и за рубежом, под сверхдолгосрочными прогнозами мы будем понимать прогнозы заблаговременностью 2 сезона и более. Прогнозы такого вида находят-ся в самых начальных стадиях развития.

Известно, что в гидродинамической теории прогнозов малой заблаговременности существует предел предсказуемости погоды, оцениваемой 2—3 неделями [14]. При этом погода понимается как совокупность значений метеорологических элементов в любой точке трехмерного пространства в любой момент времени. Внутри этого предела можно говорить о прогнозе погоды. Что касается долгосрочных, а тем более сверхдолгосрочных прогнозов, то такие прогнозы в терминах погоды в настоящее время и в ближайшем будущем вряд ли возможны. Реально можно говорить пока о прогнозах такой заблаговременности отдельных осредненных характеристик, определяющих крупные черты состояния атмосферы (средние месячные аномалии температуры, давления, осадков, вероятности появления тех или иных опасных экстремумов типа засух, холодных зим, переувлажненных периодов и др.). Нам представляется, что в смысловом и терминологическом отношении более правильным называть сверхдолгосрочные и долгосрочные прогнозы не прогнозами погоды, а сверхдолгосрочными (долгосрочными) метеорологическими прогнозами. В них не должно вкладываться то понимание прогноза погоды, которое вкладывается, например, в содержание и формулирование краткосрочных прогнозов погоды. Прежде всего это следует сделать в интересах потребителя и самих прогнозистов, которые не в состоянии давать прогнозы погоды (в прямом смысле этого понятия) большой заблаговременности.

И для большинства потребителей надежные прогнозы общего фона складывающихся гидрометеорологических условий большой заблаговременности имеют более существенное значение, нежели прогнозы такой же заблаговременности отдельных деталей погоды.

Можно указать три принципиально разных подхода к задаче долгосрочного и сверхдолгосрочного метеорологического прогноза. Прежде всего это гидродинамический и (или) комбинированный гидродинамико-статистический подход, наиболее четко сформулированный в работах Г. И. Марчука, синоптический и физико-статистический подходы.

В настоящей статье рассматривается возможность сверхдолгосрочного прогнозирования температурного фона по северному полушарию (40° с. ш. и севернее) физико-статистическим мето-

дом. Принципиальные основы такого подхода впервые были изложены в работе [3]. Практическая реализация методов физико-статистического прогноза полей аномалий температуры и давления заблаговременностью несколько месяцев опубликованы в работах [4, 5, 11].

Принципиальная возможность прогнозирования общего фона метеорологических условий с такой большой заблаговременностью основывается, с нашей точки зрения, на том, что длительные изменения крупномасштабных атмосферных процессов зависят главным образом от внешних (по отношению к атмосфере) источников энергии или возмущающих факторов. Прежде всего это притоки энергии от деятельной поверхности и в первую очередь от деятельного слоя океана, являющегося весьма инерционной системой, и притоки энергии на верхней границе атмосферы. Не менее существенным являются складывающиеся под воздействием этих возмущающих факторов макроциркуляционные условия в самой атмосфере, т. е. крупномасштабные характеристики общей циркуляции атмосферы. Важное значение оказывает наличие автоколебательных процессов, существование циклических, точнее квазициклических, процессов в атмосфере под воздействием внешних климатообразующих факторов [12], сопряженность макросиноптических процессов в различных частях полушария, а в принципе, и всего земного шара.

Проявление этих воздействий прежде всего должно выявиться не в значениях метеозаписей в отдельных точках, а в обобщенных характеристиках состояния атмосферы.

В связи с этим основной задачей построения прогностических схем физико-статистическим методом является выбор оптимальных «предсказателей» (предикторов). Для этой цели первым и обязательным этапом является представление гидрометеорологических полей в компактной форме в виде количественных показателей. Этот этап включает сокращение объемов информации, т. е. отфильтрирование «метеорологических шумов» или высокочастотных компонент.

Это достигается, с одной стороны, путем использования в качестве исходных осредненных полей, в нашем случае средних месячных полей аномалий, а, с другой стороны, путем представления полей в виде коэффициентов их разложения по различного рода полиномам.

В наших исследованиях мы использовали два типа разложенных метеорологических полей — по естественным ортогональным функциям [6, 13] и по нормированным полиномам Чебышева [2, 10].

Оба эти подхода позволили получить ряд принципиальных и важных выводов для разработки практических физико-статистических методов долгосрочных и сверхдолгосрочных метеорологических прогнозов.

Один из них заключается в том, что обобщенные характеристики, т. е. первые наиболее информативные коэффициенты раз-

ложений, несут в себе основную полезную информацию о временных и пространственных особенностях крупномасштабных атмосферных процессов. Если автокорреляционные функции большинства метеорологических элементов устремляются к нулю уже через 5—7 дней и далее колеблются на уровне «шума», то автокорреляционные, и в особенности взаимные пространственно-временные корреляционные функции первых коэффициентов разложения осредненных метеорологических полей содержат полезную прогностическую информацию далеко за пределами предсказуемости. Полезная прогностическая информация проявляет себя для этих характеристик со сдвигом от нескольких месяцев до одного-двух лет. При этом несмотря на не очень высокие значения корреляционных функций, превышающие ошибку их определения не более чем на 0,2—0,3, значимость корреляционных связей с увеличением заблаговременности от 1—2 месяцев до нескольких сезонов не уменьшается, а даже несколько увеличивается.

Проведенный анализ позволил установить, что принципиально можно ставить задачу построения физико-статистических методов сверхдолгосрочных метеорологических прогнозов заблаговременностью несколько сезонов и более. При этом теоретическая оценка уровня оправдываемости таких прогнозов, которую можно произвести, например, методом «просеивания» [3, 6], не ниже, чем оправдываемость месячных и сезонных прогнозов.

Второй важный вывод, который был получен в процессе проведенного анализа, заключается в том, что необходимо обязательно учитывать сопряженность атмосферных процессов в разных районах, по крайней мере в пределах полушария. Это связано с оценкой поведения центров действия атмосферы над океаническими акваториями и континентами, а также длинных и ультрадлинных волн, в которых сосредоточены основные запасы вихревой кинетической и полезной потенциальной энергии.

С этой целью мы разбили полушарие на 4 сектора. Два из них (I и III) — океанические сектора (атлантический и тихоокеанский), а два других (II и IV) — континентальные (европейско-азиатский и северо-американский). Разбивка по секторам и используемая регулярная сеть точек показана на рис. 1.

При построении практических схем прогноза из двух рассмотренных типов разложений было отдано предпочтение разложениям по полиномам Чебышева [4, 5], работать с которыми мы начали с 1963 г.

Преимущество полиномов Чебышева (в отличие от естественных ортогональных составляющих), по нашему мнению, прежде всего в их ясном физическом смысле. Каждый коэффициент разложения характеризует вполне конкретный тип поля. Эти коэффициенты приобрели в метеорологии вполне определенный физический смысл. Так, коэффициент A_{00} характеризует среднее поле для данного района и данного месяца, коэффициенты A_{01} , A_{10} — зональный и меридиональный градиент поля соответствен-

но и т. д. В процессе анализа были установлены зависимости некоторых коэффициентов разложения метеорологических полей по полиномам Чебышева и типов циркуляции Г. Я. Вангенгейма — А. А. Гирса [7].

Коэффициенты Чебышева удобны и экономичны при реализации на ЭВМ, не требуют пересчета массива данных при удлинении ряда. Архив данных пополняется ежемесячно простым до-

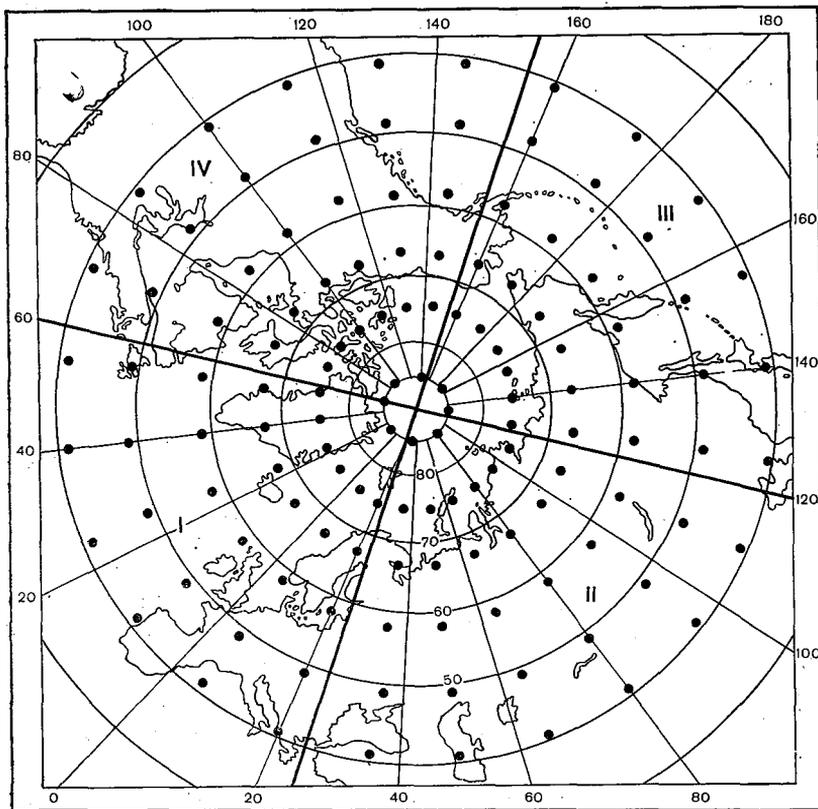


Рис. 1. Сеть точек и номера секторов, используемые для прогноза аномалии температуры.

счетом (разложением) текущих средних месячных полей. Следует отметить, однако, что при восстановлении полей более быструю сходимость дают разложения по естественным ортогональным функциям.

В настоящее время нами создан архив коэффициентов разложений полей аномалий средней месячной температуры по полиномам Чебышева за 40 последних лет, а для аномалий среднего месячного давления на уровне моря и геопотенциала по-

верхности 500 мбар за 25-летний период. Для разложений используется сеть точек 9° по широте и 15° по долготе, всего 144 точки (см. рис. 1). Коэффициенты разложения получены для каждого из четырех секторов для сетки 6×6 точек.

Второй этап построения физико-статистической схемы прогноза заключается в выборе наиболее информативных предсказателей и наиболее оптимальной заблаговременности прогноза для данного набора предсказателей. Как мы уже указывали, это достигается путем анализа временных и пространственных автокорреляционных и автоковариационных, а также пространственно-временных взаимных корреляционных и ковариационных функций для наиболее информативных коэффициентов разложения метеорологических полей.

Важно при этом отметить, что минимальный сдвиг по времени не является оптимальной заблаговременностью прогноза. Так, например, самой не оптимальной заблаговременностью является интервал 1—2 месяца.

Выше мы подчеркивали, что одним из главных принципов составления сверхдолгосрочных метеорологических прогнозов является учет теплосодержания в деятельном слое океана. Поскольку мы, к сожалению, не располагаем необходимыми архивными данными по теплосодержанию деятельного слоя океана за указанный период, была принята гипотеза, согласно которой коэффициенты A_{00} для аномалий температуры воздуха, осредненные за несколько месяцев, над океаническими акваториями должны содержать в себе информацию о теплосодержании океана.

В связи с этим в новой схеме в качестве основных предсказателей были приняты осредненные за 4 месяца коэффициенты разложения полей аномалий температуры воздуха в следующем виде:

$$\bar{A}_{00, k, t} = \frac{A_{00, k, t-1} + A_{00, k, t-2} + A_{00, k, t-3} + A_{00, k, t-4}}{4}$$

Здесь первые два знака в индексе указывают вид коэффициента разложения, третий — указывает номер сектора ($k=1, 2, 3, 4$), четвертый — время в месяцах относительно исходного момента времени t ; черта — знак осреднения.

Учет макроциркуляционных процессов осуществлялся путем включения в качестве предсказателей коэффициентов разложения $B_{01, k}$ абсолютного геопотенциала поверхности 500 мбар. Этот коэффициент характеризует интенсивность зональной циркуляции в средней тропосфере соответствующего сектора и достаточно хорошо повторяет индекс Е. Н. Блиновой [7].

В схему вводились значения коэффициентов в отклонениях от «нормы» для каждого сектора. Для этого дополнительно было проведено разложение по полиномам Чебышева полей норм средних месячных значений геопотенциала поверхности 500 мбар.

Для приземных значений температуры и давления непосредственно использовались данные об аномалиях.

Состояние центров действия атмосферы и их взаимодействие было учтено коэффициентами разложения $C_{00,k}$ полей аномалий давления на уровне моря. Это дало возможность принять во внимание взаимодействие пар исландского минимума и азорского максимума, алеутского минимума и тихоокеанского максимума, а также состояние сибирского антициклона и барического поля над северо-американским континентом.

При прогнозировании по регионам необходимо иметь свои наборы предсказателей [5]. Поэтому выбор дополнительных предикторов производился с учетом реальных макросиноптических особенностей районов.

Так, в первых схемах такие уточнения делались для северной полярной области, для которой прежде была предназначена схема. В данной усовершенствованной схеме такие уточнения были сделаны применительно к территории СССР.

Для прогноза в каждой из 128 точек полушария использовалась одна и та же система из 24 предсказателей, хотя из изложенного выше очевидно, что некоторые предсказатели следовало бы уточнить применительно к каждому району. В качестве 25-го предсказателя использовались значения аномалий температуры исходного месяца в точке, для которой дается прогноз.

Подробный анализ закономерности поведения коэффициентов разложения представляет самостоятельный интерес и здесь нами не рассматривается. Некоторые данные такого анализа приведены в работе [7]. Математическая процедура построения прогноз-тической схемы достаточно подробно описана в работах [3, 4].

Расчеты по нахождению коэффициентов разложения, эмпирических функций влияния, по составлению оперативных прогнозов были реализованы на ЭВМ БЭСМ-6 В. А. Кузнецовым. Вся процедура составления прогноза практически полностью автоматизирована. Подготовка и подсчет прогнозов занимают сравнительно мало времени. Однако подготовительная часть работы по поддержанию схемы в рабочем состоянии является трудоемкой и связана с переработкой больших массивов информации.

Функции влияния были получены для нескольких заблаговременностей. Однако регулярные прогнозы составлялись с заблаговременностью 11 месяцев—одной из оптимальных заблаговременностей. Для этой заблаговременности были произведены оценки оправдываемости прогнозов на независимом материале за апрель—июль 1975 г. и весь 1976 г. В 1977 и 1978 гг. прогнозы в опытным порядке составлялись оперативно и оценивались в оперативных условиях. Всего по данной усовершенствованной методике было оценено 40 независимых прогнозов. Оценки проводились по величине ρ по 8 районам для каждой из 142 станций северного полушария.

В целом по территории СССР для прогнозов за этот период $\rho=0,27$, а по северному полушарию $\rho=0,24$.

В табл. 1 приведена оценка оправдываемости прогнозов за отдельные годы для разных районов полушария. Как следует из таблицы, резкого изменения в оценках для различных лет не наблюдается. Схема оказалась сравнительно устойчивой. По этой схеме, в частности, были предсказаны такие аномальные явления, как зимние холода конца 1978 г. В целом по полушарию оправдываемость прогнозов несколько ниже, чем по СССР, что, по нашему мнению, объясняется тем, что подбор предсказателей производился применительно к территории СССР. Для разных районов прогнозы аномалий температуры имели различные

Таблица 1

Оценка оправдываемости (ρ) прогнозов аномалии температуры воздуха по районам северного полушария за 1976—1978 гг.

Район	1976	1977	1978	Среднее
ЕТС (22)	0,19	0,33	0,30	0,26
Западная Сибирь (12)	0,37	0,40	0,18	0,31
Казахстан (12)	0,22	0,51	0,27	0,34
Восточная Сибирь (42)	0,39	0,16	0,23	0,26
СССР (99)	0,32	0,28	0,24	0,27
Советская Арктика (11)	0,24	0,27	0,29	0,26
Гренландия (6)	0,27	0,17	0,39	0,27
Северная Америка (21)	0,25	—0,03	0,14	0,12
Северная Атлантика (16)	0,27	—0,24	0,26	0,13
Северное полушарие (142)	0,29	0,19	0,24	0,24

Примечание. В скобках указано число станций, по которым проводилась оценка в данном районе.

оценки. Несколько лучше оправдываемость прогнозов по Казахстану ($\rho=0,34$). Для районов ЕТС, Восточной Сибири и Арктики значения ρ составляют 0,26. Низкую оправдываемость в отдельные годы имели прогнозы по Северной Америке и Северной Атлантике (0,12, 0,13).

Оценки, полученные на независимом материале, указывают на практическую значимость таких прогнозов. В результате проведенного усовершенствования метода удалось повысить оправдываемость прогнозов и устойчивость схемы при сравнительно большой заблаговременности прогнозов.

Здесь мы не касаемся анализа оправдываемости прогнозов другой заблаговременности, а также возможности повышения оправдываемости прогнозов за счет оптимального комплексирования прогнозов, даваемых различными методами, и прогнозов, даваемых на один и тот же месяц, но различной заблаговременности.

По нашему мнению, это одно из перспективных направлений дальнейшего повышения качества прогноза и устойчивости физико-статистических прогностических схем.

Из-за недостатка необходимых архивов гидрометеорологической информации, в частности данных по океану, космо-физических данных и т. д., в схему не удалось включить ряд предсказателей, которые значительно обогатили бы ее в физическом отношении и способствовали бы повышению оправдываемости прогнозов. В этом направлении, по нашему мнению, также следует искать новые пути усовершенствования физико-статистических прогностических схем.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. д'Арге Р. К. Климат и экономическая деятельность. — В кн.: Расширенные тезисы докладов Всемирной конференции по климату. — Женева: ВМО, 1979, с. 385—406.

2. Багров Н. А. Аналитическое представление метеорологических полей. — Труды ЦИП, 1958, вып. 64, с. 3—25.

3. Борисенков Е. П. Физико-статистические методы анализа и предвычисления метеорологических полей. — Труды ААНИИ, 1963, т. 263, 230 с.

4. Борисенков Е. П., Борисова Л. Е. К вопросу численного прогноза средних месячных аномалий температуры статистическим методом. — Труды ААНИИ, 1965, т. 262, с. 185—192.

5. Борисенков Е. П., Борисова Л. Е. Физико-статистическая схема предвычисления средних месячных аномалий температуры воздуха на полушарии. — Труды ААНИИ, 1967, т. 275, с. 310—318.

6. Борисенков Е. П., Романов М. А. Алгоритмы и программы статистической обработки информации на ЭВМ. — Л.: Гидрометеоиздат, 1969. — 263 с.

7. Борисова Л. Е. Коэффициенты разложения метеорологических полей по полиномам Чебышева как характеристики преобразования циркуляционных эпох и их стадий. — Труды ААНИИ, 1972, т. 313, с. 225—232.

8. Расширенные тезисы докладов Всемирной конференции по климату. — Женева: ВМО, 1979. — 406 с.

9. Израэль Ю. А. Развитие гидрометеорологической службы в Советском Союзе. — Бюллетень ВМО, 1978, т. 27, № 2, с. 103—112.

10. Крупицкая Т. М., Чернин К. Е. Аппроксимация двумерных полей полиномами Чебышева. — Труды ААНИИ, 1964, т. 271, с. 31—44.

11. Руководство по месячным прогнозам погоды. — Л.: Гидрометеоиздат, 1972, с. 123—125.

12. Физические основы климата и его изменений. Национальная программа СССР ПИГАП — КЛИМАТ. — Обнинск: изд. ВНИИГМИ—МЦД, 1975. — 147 с.

13. Borisenkov E. P. A quantitative description of some characteristics of the atmosphere general circulation and their relation to the radiation regime of the Arctic. — Proc. Symp. Arctic. Heat Budget and Atmospheric Circulation. NSF. The RAND Corporation. California, 1966, p. 30.

14. The physical basis of climate and climate modelling. — GARP Publications, Ser. N. 16. — Geneva: WMO — ICSU, 1975. — 265 p.

Т. В. Покровская, Н. И. Ефремова

О СООТНОШЕНИИ ГЕЛИОФИЗИЧЕСКИХ И ЦИРКУЛЯЦИОННЫХ ФАКТОРОВ В ФОРМИРОВАНИИ ЗАСУХ

Засухи являются теми крайне существенными аномалиями в характере погоды, для которых установлен ряд надежных статистических связей с солнечной активностью [8, 12, 17]. В числе основных результатов проведенных исследований привлекают внимание связи наступления засух с корпускулярной слагающей солнечной активности. Это показано или путем анализа засух по фазам 11-летнего цикла планетарного индекса геомагнитной возмущенности K_p , или путем выявления 22-летнего цикла засух и осадков, который объясняют циклом этой длительности в магнитных характеристиках групп солнечных пятен.

В статье [4], помещенной в настоящем сборнике, по большому ряду каталогов, показано распределение засух на Европейской территории СССР по двум фазам 11-летнего цикла планетарного индекса K_p — восходящей и нисходящей его ветви. При этом подтверждено заключение об увеличении вероятности засух в годы восходящей ветви K_p и уменьшение ее в годы нисходящей ветви, сделанное в работе [12].

В настоящей статье при рассмотрении этого же вопроса используется один каталог засух не только для ЕТС, но также для Казахстана (северная половина его территории) и для Западной Сибири (юго-запад, включая Омскую, Новосибирскую, Томскую, Кемеровскую области и Алтайский край). При этом учтена статистическая значимость соотношений. Кроме того, рассмотрены связи с атмосферной циркуляцией (в синхронном сопоставлении) с целью суждения о сравнительном значении внеземных и земных факторов формирования засух.

Засухи на ЕТС выбирались по каталогу Н. Г. Каменьковой [7], составленному за 1891—1959 гг. и продолженному Т. В. Покровской [12 и др.]. Учитывались весенне-летние засухи (апрель — июнь) большого распространения по площади, связь

которых с солнечной активностью лучше, чем более локальных и с более поздним началом засух. Н. Г. Каменьковой засухи определялись по ряду климатологических и агрометеорологических показателей с использованием обширной литературы, но установить единый количественный критерий для всех засух начиная с 1891 г. не представилось возможным.

В работе [4] использован вариант типизации Каменьковой, включающий все определенные ею засухи, а не только засуху с большим распространением, как в настоящей статье. Поэтому число засух в [4] больше и вероятности их несколько иные, однако вывод о влиянии солнечной активности общий для этих работ.

Таблица 1

**Урожайность яровой пшеницы в Северном Кавказе.
Проценты от тренда**

Год	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1880	77	80	94	70	98	96	130	108	56	142
1890	80	52	105	68	194	144	132	80	127	102
1900	73	77	97	148	79	142	77	129	124	76
1910	79	50	106	94	148	107	117	98	90	105
1920	30	64	74	60	72	115	173	77	146	108
1930	84	45	56	65	140	127	76	95	150	90
1940	68	106	78	86	115	90	105	109	85	108
1950	137	73	100	132	134	35	135	58	116	130
1960	119	94	87	62	115	46	141	71	123	108
1970	132	106	141	119	67	58	120	72	—	—

Засухи в Казахстане учитывались до 1940 г. включительно по монографии А. С. Утешева [15], за последующие годы — по ряду источников [2, 10, 13, 16]. А. С. Утешев принял жесткий количественный критерий засухи — снижение урожая основной зерновой культуры Северного Казахстана, яровой пшеницы, до 73 % и ниже ожидаемого по тренду. Отклонение $\pm 27\%$ от нормы является средней многолетней изменчивостью урожайности. Каталог урожайности приводится в табл. 1. Тренд за послевоенные годы принят близким к использованному в работе [2]. Эти данные являются средними для всей северной половины Казахстана.

В процессе анализа выявилась целесообразность разделения северной территории Казахстана на западную и восточную половины, что и было произведено Утешевым. Данные из его монографии нами уточнены и продлены с использованием фактических данных по урожайности.

Вместе с тем оказалось целесообразным учитывать засухи, охватывающие одновременно и ЕТС и Казахстан, а также ЕТС и западную его часть. Для этих засух, охватывающих не только ЕТС, мы включили в каталог и засухи не самого большого распространения. Использовался тот же список Каменьковой. В совокупности с засухами во всем Северном Казахстане или в его западной половине эти европейские засухи занимают также очень большую площадь.

Каталог засух в Западной Сибири был составлен на основании литературных данных и сведений по урожайности за послевоенные годы [2, 5, 6, 8, 9, 11, 13, 14, 16]. При этом отбирались также более сильные засухи, с тем же критерием (73 % от тренда), если были данные по урожайности.

В результате анализа для ЕТС и Казахстана по территориальному признаку составлены нижеперечисленные четыре основные группы засух (1891—1978 гг.). В каждую группу входят различные годы. Затем по этим группам образованы некоторые комбинации.

I. ЕТС (Е) — 1892, 1914, 1938, 1946, 1950, 1959, 1968 (атмосферная засуха), 1972 (всего 8 случаев).

II. ЕТС и западная половина Казахстана (Е+Зап. К) — 1891, 1897, 1901, 1906, 1924, 1927, 1936, 1939, 1957 (9 случаев).

III. ЕТС и весь Казахстан (Е+К) — 1911, 1920, 1921, 1931, 1951, 1963, 1965, 1975 (8 случаев).

IV. Казахстан, весь (К) — 1893, 1900, 1923, 1932, 1933, 1940, 1955, 1967, 1974, 1977 (10 случаев). По условиям отбора, критерий $\leq 73\%$ урожайности должен выполняться не только в среднем для всей территории (см. табл. 1), но и для каждой ее половины.

Годы засух в Западной Сибири (Зап. Сиб.) следующие: 1900, 1911, 1920, 1921, 1929, 1931, 1936, 1940, 1951, 1955, 1963, 1965, 1969, 1974, 1975, 1976 (всего 16 случаев). Из них только три не сопровождались засухами на других вышерассмотренных территориях; остальные 13 (80%) были одновременными с казахстанскими.

Может встать вопрос объединения этих территорий. Однако в климатологических и агрометеорологических исследованиях принято рассматривать их отдельно. В частности, О. А. Дроздов отмечает различие в цикличности засух [5]. Практически важно, например, различие засушливости в 1976 и 1977 гг.

Связь засух с солнечной активностью, по указанным территориальным группам представлена в табл. 2. В качестве основных фаз взяты фазы восходящей (В) и нисходящей (Н) ветви K_p . Годы минимума по характеру связи присоединены к ветви Н, а годы максимума, как переходные, взяты отдельно. Число лет: фазы В — 47, фазы Н — 33, максимума (М) — 8. Для последних, ввиду малого числа случаев, вероятности по фазам не приводятся.

✓
 Таблица 2 показывает несомненное различие вероятностей засух в зависимости от фазы K_p . Для группы европейских засух, включая и захватывающие запад Казахстана (I и II), характерно, как уже отмечалось, повышение вероятности в годы восходящей (В) ветви K_p и понижение — в годы нисходящей (Н). Для казахстанских засух, включая и распространившиеся на ЕТС (III и IV), отмечается обратное соотношение. В годы солнечной активности, способствующие засухам на соответствующей территории, вероятность засух повышается в 1,5—2 раза по сравнению со средней климатологической. В годы, неблагоприятные для развития засух, их вероятность падает до 3—4 % и менее.

Таблица 2:

Вероятность засух разных территориальных групп в зависимости от фаз В, Н, М индекса геомагнитной активности K_p , 1891—1978 гг.

Группа засух	Число случаев				Вероятность, %			Уровень значимости, %	
	В	Н	М	общее	В	Н	общая	В	Н
I Е	7	—	1	8	15	—	9,1	7,1	4,4
II Е+Зап. К	8	1	—	9	17	3	10,2	5,6	10,2
III Е+К	—	7	1	8	—	21	9,1	3,3	1,8
IV К	2	7	1	10	4	21	11,4	6,4	4,5
I+II Е, Е+Зап. К	15	1	1	17	32	3	19,3	1,6	0,7
III+IV Е+К, К	2	14	2	18	4	42	20,5	0,2	0,2
I+II+III Е, Е+Зап. К, Е+К	15	8	2	25	32	24	28,4	10,9	13,9
I+II+III+IV— все засухи	17	15	3	35	36	45	39,8	10,6	11,1
V Зап. Сиб.	2	1	—	3	4	3	3,4	—	—
V+IV К, Зап. Сиб.	2	2	—	4	4	6	4,5	—	—
V+III Е+К, Зап. Сиб.	—	8	1	9	—	24	10,2	—	13,9
Зап. Сибирь, все засухи	—4	10	2	16	8	30	18,2	3,5	3,6

Все засухи можно объединить в две группы по территориальному признаку — западные, т. е. только на ЕТС или одновременно и в западной части Казахстана, и восточные, т. е. во всем Казахстане с возможным распространением на ЕТС. В табл. 2 это группы I+II и III+IV. Различие вероятностей засух в зависимости от фазы солнечной активности особенно велико для восточной группы: 42 % в годы Н и 4 % в годы В. Для западной группы соотношение вероятностей обратное. При таком территориальном разделении дифференциация вероятностей в зависимости от солнечной активности значительно лучше, чем полученная ранее, например в работе [12].

Уровень статистической значимости связи по формуле Бернулли в виде вероятности p случайного появления данного числа засух на данной фазе показывает хорошую достоверность выводов, особенно для объединенных групп, т. е. западной и восточной (I+II и III+IV).

Вопрос о неодинаковых условиях засухообразования на разных фазах корпускулярного излучения Солнца и о территориальных различиях при одной и той же фазе весьма сложен. Причины этих различий могут скрываться как в явлениях на Солнце и в пространстве Солнце—Земля, так и в геофизических и метеорологических особенностях Земли.

Наиболее широко известное различие в характере корпускулярного излучения на разных фазах 11-летнего цикла—это развитие частых рекуррентных возмущений магнитных полей на Солнце на нисходящей ветви 11-летнего цикла при отсутствии их на восходящей ветви. В последние годы среди процессов в межпланетном пространстве особое внимание привлекает смена направленности секторной структуры магнитного поля. В. Ф. Логиновым показана тесная связь засух на ЕТС с особенностями секторной структуры [8].

Различная реакция на одни и те же космические воздействия на Земле может зависеть от различия геомагнитных широт территорий, наличия или отсутствия на них геомагнитных аномалий и т. д. С другой стороны, существенную роль может иметь атмосферная циркуляция с ее территориальными и сезонными различиями как промежуточное звено в цепи процессов «солнечная активность—погода—климат».

Поставленный вопрос может быть разрешен только в рамках всей проблемы механизма солнечно-земных связей.

Для исследования роли атмосферной циркуляции в формировании засух были использованы наиболее широко распространенные характеристики—число дней с типами циркуляции W, E, C (по Г. Я. Вангенгейму) и с антициклонической циркуляцией A (по Л. А. Вительсу). Последнее учитывалось нами для рассматриваемых в настоящей статье территорий: 4-й и 7-й районы (по Вительсу) для северной и южной половины ЕТС соответственно и 8-й район для южной части Западной Сибири и Казахстана. Все показатели циркуляции осреднены с апреля по июнь.

Случай засух разносился по группам лет $+\Delta$ и $-\Delta$ (положительные или отрицательные отклонения от нормы данных циркуляционных показателей, нулевых отклонений было мало и они в счет не вошли). Использован период с 1891 г. для типизации Вангенгейма и период с 1900 г. для каталогизации Вительса.

Принятый подход имел в виду сравнимость исходных условий для сопоставления роли солнечных и атмосферных факторов. Поскольку для первых была использована только одна из наиболее употребляемых характеристик—цикличность солнечных пятен или геомагнитной возмущенности с разбивкой практически

только по двум фазам, + и — (восходящая и нисходящая ветви), то для циркуляционных факторов следовало подобрать такие же обобщенные показатели. Все же параметров оказывается больше — три типа циркуляции по Вангенгейму и три района по Вительсу из возможных восьми.

Результаты представлены в табл. 3. В отношении типизации Вангенгейма обнаружилась прежде всего практическая неэффективность типа циркуляции W, данные по которому не вошли в таблицу. Отмечается некоторая эффективность типов циркуляции E и C, т. е. различие вероятностей засух при $+\Delta$ и $-\Delta$ для

Таблица 3

Вероятность засух разных территориальных групп при положительных ($+\Delta$) и отрицательных ($-\Delta$) отклонениях сезонных показателей атмосферной циркуляции. Апрель — июнь, % от нормы

Группа засух	Тип циркуляции по Вангенгейму				Район с антициклонической циркуляцией по Вительсу					
	E		C		4		7		8	
	$+\Delta$	$-\Delta$	$+\Delta$	$-\Delta$	$+\Delta$	$-\Delta$	$+\Delta$	$-\Delta$	$+\Delta$	$-\Delta$
I E	9	10	9	9	9	9	16	3	3	17
II E+Зап. К	13	5	7	14	9	9	14	5	3	11
III E+K	13	5	7	9	15	7	16	5	17	6
IV K	11	12	14	9	15	9	16	8	11	4
I+II E, E+Зап. К	22	14	16	23	18	19	30	8	6	28
III+IV E+K, K	24	17	21	18	30	16	32	13	29	19
I+II+III E, E+Зап. К, E+K	36	19	23	32	30	26	46	13	23	30
I+II+III+IV—все засухи .	47	39	37	41	42	37	57	26	40	36
V Зап. Сиб.	—	2	2	—	—	5	3	2	—	3
V+IV K, Зап. Сиб.	2	7	2	2	6	5	5	5	8	3
VI+III E+K, Зап. Сиб. . .	13	5	7	9	12	7	16	5	17	3
Зап. Сибирь, все засухи .	22	14	19	16	21	19	27	15	28	8

засух типа II (E+Зап. К), причем типы циркуляции E и C имеют обратное по знаку влияние. Для засух типа III (E+K) отмечается некоторое влияние типа циркуляции E, а для IV группы засух (чисто казахстанские) — типа C, обратное по знаку по сравнению с его влиянием на засухи группы E+Зап. К.

Эти эффекты невелики, роль случайности в их появлении значительно больше, чем для эффектов солнечной активности, и поэтому уровень значимости в табл. 3 не указан. Лишь для отдельных связей он имеет тот же порядок. Так, при объединении всех засух, без различия территорий, получается более значительная разница вероятностей: при $+\Delta E$ вероятность 47 %, при $-\Delta E$ 31 %. Соответствующие уровни значимости — 7,6 и 6,5 %.

Более четкая связь получается при использовании барикоциркуляционных характеристик Вительса $+\Delta A$, $-\Delta A$, так как они отражают влияние главного циркуляционного фактора засушливости — антициклоничности непосредственно на территориях засухи или вблизи них. Указанное влияние этого фактора видно по вероятностям засух на ЕТС (группа I) в зависимости от $+\Delta A_7$ и $-\Delta A_7$ по 7-му району. Такой же тип соотношений сохраняется и для засух II группы. Для указанных двух групп засух (западный тип) характерно также соотношение с циркуляцией в 8-м районе, но с обратным знаком.

Для засух групп III и IV (восточный тип) повышена вероятность при усиленной антициклоничности во всех трех рассматриваемых районах (по Вительсу), включая и 4-й, т. е. север Европы (каждый район рассматривается независимо от другого).

Эффекты антициклоничности в районах 4, 7, 8, как видно из сравнения данных табл. 2 и 3 (графы вероятности), в ряде случаев приближаются к эффектам солнечной активности, но в общем не превосходят их и имеют несколько более низкую статистическую значимость, возможно за счет более короткого периода. Из числа более четких зависимостей укажем на вероятности засух для группы V (E+Зап. К, E) в зависимости от знака ΔA в районе 7: 30 % при положительной аномалии и 8 % при отрицательной. Уровень значимости около 5 %.

Изложенное вовсе не ведет к выводу о небольшом значении характеристик циркуляции при анализе и прогнозе засух. Следует лишь использовать их гибкость и многообразность, возможность дифференциации по типам синоптических процессов и по территории, что широко применяется (например, 9 разновидностей типов циркуляции по Вангенгейму—Гирсу, 8 районов по Вительсу).

Для примера укажем карты полей осадков при разновидностях типов Вангенгейма [3], весьма контрастные карты антициклоничности с использованием 8 районов (по Вительсу) при дефиците и избытке осадков в различных районах ЕТС [1]. Кроме того, отметим, что в макроциркуляционном методе Вангенгейма—Гирса при типизации полей климатических элементов в зависимости от характера циркуляции имеет большое значение и предыстория развития типов циркуляции: E, развившийся после W, приводит к иному полю температуры или осадков, чем тип циркуляции E, развившийся после C.

Общее заключение сводится к тому, что гелиофизические факторы влияют на развитие засух во всяком случае не меньше, чем циркуляционные. Поэтому при анализе и прогнозе засух целесообразно учитывать комплекс этих факторов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вительс Л. А. Методика долгосрочного прогноза осадков. — В кн.: Синоптическая метеорология и гелиогеофизика. Избр. труды/Под ред. Т. В. Покровской. — Л.: Гидрометеониздат, 1977, с. 69—93.

2. Гидрометеорологические особенности 1973 г. и краткие итоги обслуживания народного хозяйства прогнозами погоды, агрометеорологических условий, режима рек, морей и океанов. — М.: Гидрометцентр СССР, 1974. — 32 с.

3. Гирс А. А. Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов. — Л.: Гидрометеоиздат, 1974. — 488 с.

4. Гирская Э. И., Сазонов Б. И., Ульянова Т. Н. Каталоги засух на Европейской территории СССР и геомагнитная возмущенность. — См. наст. сб.

5. Дроздов О. А. Статистическая значимость некоторых характеристик засух. — Труды ГГО, 1977, вып. 386, с. 26—35.

6. Иванов В. К. Компенсационные соотношения Западной Сибири и Украины в засушливые годы. — Метеорология и гидрология, 1963, № 1, с. 37—40.

7. Каменькова Н. Г. К вопросу об изучении весенне-летних засух на Европейской территории СССР. — Труды ГГО, 1964, вып. 164, с. 43—53.

8. Логинов В. Ф., Неушкин А. И., Рочева Э. В. Засухи, их возможные причины и предпосылки предсказания. Обзор. Обнинск: ВНИИГМИ—МЦД, 1976. — 71 с.

9. Манелля А. И. и др. Динамика урожайности сельскохозяйственных культур в РСФСР. — М.: Статистика, 1972. — 192 с.

10. Народное хозяйство Казахстана в 1974 г. Статистический сборник. — Алма-Ата: Казахстан, 1975. — 320 с.

11. Пасечнюк Л. Е. и др. Характеристика и распространение засух по территории СССР. — Труды ИЭМ, 1977, вып. 11 (79), с. 3—18.

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

13. Раунер Ю. Л. О периодичности засух на территории зерновых районов СССР. — Известия АН СССР. Сер. геогр., 1976, № 6, с. 37—54.

14. Сляднев А. П. Циклические изменения агроклиматических условий в южных широтах Западной Сибири. — В кн.: Климатология и сверхдолгосрочный прогноз. — Л.: Гидрометеоиздат, 1977, с. 105—112.

15. Утешев А. С. Атмосферные засухи и их влияние на природные явления. — Алма-Ата: Наука, 1972. — 176 с.

16. Федоров Е. К. Погода и урожай. — Л.: Гидрометеоиздат, 1973. — 56 с.

17. Roberts W. O. Relationships between solar activity and climate change.— Possible relationships between solar activity and meteorological phenomena.— A symposium, Nov. 1973, NASA, 1975, Washington, D. C., p. 13—24.

Подчеркните лабораторию

Л. Р. Ракипова, Н. И. Яковлева, Л. К. Андреева

ВЛИЯНИЕ ВЕСЕННЕГО ГЕОМАГНИТНОГО ИНДЕКСА K_p НА КОЛЕБАНИЯ УРОЖАЙНОСТИ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ КУЛЬТУР

Предположения о возможном влиянии солнечной активности на урожай сельскохозяйственных культур были высказаны давно. Еще в 18 в. Гершель обнаружил связь индекса солнечной активности и цен на пшеницу.

Влияние геомагнитного индекса K_p на урожай исследовал Буха [3, 4]. Так как для урожая критическим является весенний сезон, то Буха проанализировал значения K_p за май месяц. Оказалось, что валовый сбор сельскохозяйственной продукции в Чехословакии, в ФРГ и в Канаде в отклонениях от многолетнего тренда повторяет временной ход геомагнитной активности в мае (данные по урожаям с 1920 по 1960 г. по Чехословакии, с 1960 по 1975 г. по ФРГ, с 1940 по 1961 г. по Канаде).

Для весеннего периода северного полушария характерны пониженные значения зонального индекса циркуляции и минимум меридионального индекса циркуляции [1].

Согласно представлениям Буха, влияние геомагнитной активности на общую циркуляцию тропосферы северного полушария может осуществляться посредством некоторого триггерного механизма, звеньями которого являются: излучение корпускул активными областями на Солнце — генерация интенсивного электрического тока в авроральном овале на высоте 100 км, сопровождающаяся повышением геомагнитной активности — проникновение планетарных волн давления в тропосферу в авроральном овале — заметная интенсификация циклогенеза вдоль границы аврорального овала, особенно над Атлантическим и Тихим океанами, — генерация интенсивной области низкого давления над геомагнитным полюсом [5]. Этот циклон над геомагнитным полюсом или в его окрестностях является основным звеном триггерного механизма, приводящим к уменьшению интенсивности меридиональных процессов и увеличению интенсивности зональ-

ной циркуляции над северным полушарием и, в частности, над Европой.

Если эта схема верна, то с ее помощью можно было бы объяснить определенные связи, существующие между уровнем геомагнитной активности и урожаем: повышенным значениям K_p в весенний период должно соответствовать увеличение зональности циркуляции, что должно приводить к улучшению агрометеорологических условий и повышению урожайности сельскохозяйственных культур в умеренных широтах Европы.

Мы также проанализировали зависимость урожая яровой пшеницы от геомагнитной активности (K_p). Поскольку индекс K_p имеет ряд низкочастотных составляющих (11 лет, вековой) для устранения их влияния на расчет корреляционных связей использовались средние месячные значения K_p в отклонениях от K_p , осредненных за текущий год. Данные по урожайности брались в отклонениях (y') от теоретического тренда. Рассчитывались корреляционные связи между значениями $(K_p - \bar{K}_p)_{i,p}$

Таблица 1

Число значимых коэффициентов корреляции ($R \geq 0,30$) между значениями y' и $(K_p - \bar{K}_p)_{i,p}$ с сентября прошлого года до августа текущего.

По данным 73 областей

i	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	Случайные значения
n_j	8	6	3	1	6	7	12	20	7	4	8	8	3,7
$\frac{n_j}{73} \%$	11	8,2	4,1	1,3	8,2	9,6	16,5	27,5	9,6	5,5	11	11	5

за отдельные месяцы i от января до августа текущего года p и от сентября до декабря предыдущего года $p-1$ и значениями отклонений y' за текущий год p по 73 областям СССР с 1945 по 1975 г. Затем выбирались месяцы i с наибольшим количеством статистически значимых связей по этим областям. Оказалось, что наиболее значимыми месяцами i являются март и апрель по значениям $(K_p - \bar{K}_p)_i$ (табл. 1).

Картирование корреляции $(R)y'$ и $(K_p - \bar{K}_p)_{i,p}$ за март и апрель показало, что над большей частью ЕТС и северным Казахстаном коэффициенты корреляции имеют положительный знак, а над северным Уралом (район Перми и Свердловска) и западной Украиной (район Ровно) — отрицательный. Таким образом, повышение геомагнитной активности в указанные месяцы приводит к повышению урожайности яровой пшеницы над большей частью основных зернопроизводящих районов СССР и, наоборот, при понижении индекса K_p — к понижению урожайности.

Корреляционные связи K_p и y' в каждом из указанных месяцев имеют некоторые особенности: несколько большие коэффициенты корреляции в апреле получаются над ЕТС (Мордовская АССР, Ульяновская, Белгородская, Донецкая и ряд других

областей: $R = (0,42 \pm 0,49 \pm 0,15)$; над северным Казахстаном в апреле $R = 0,30$, а в марте корреляция усиливается (для Карагандинской области $R = 0,50$). Если учесть, что у Буха наилучшим показателем урожайности по ФРГ и Чехословакии является индекс K_p за май, у нас по ЕТС — за апрель, по северному Казахстану — за март, то можно сделать вывод о наличии некоторого смещения «влияющего» месяца в геомагнитном индексе (с мая на апрель и март) на урожайность в зонах от Европы до Западной Сибири.

На рис. 1 для примера приводится распределение коэффициентов корреляции R между значениями $(K_p - \bar{K}_p)$, осредненными за март и апрель, и y' . В этом случае районы ЕТС и северного

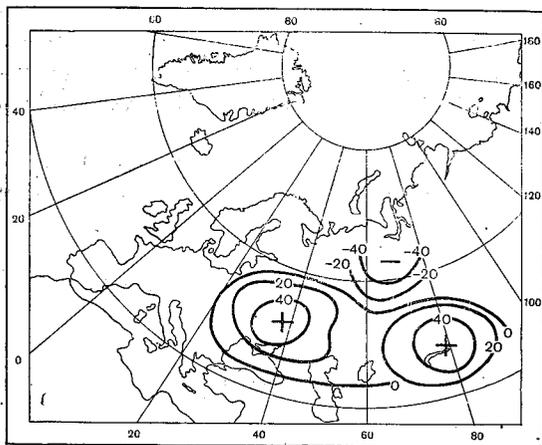


Рис. 1. Распределение коэффициентов корреляции R между значениями $(K_p - \bar{K}_p)$, осредненными за март и апрель, и величиной y' (для яровой пшеницы) по территории СССР.

Казахстана характеризуются примерно одинаковыми значениями $R (0,41 \div 0,47) \pm 0,16$. Интересно отметить, что соответствующие расчеты корреляции чисел Вольфа и y' не выявили особо значимых месяцев с хорошей корреляцией по большому числу областей СССР.

По коэффициентам корреляции можно оценить вклад «чистого» влияния геомагнитного индекса в дисперсию урожайности (R^2) . Максимальный вклад этого влияния соответствует 15—20 % общей дисперсии урожаев. Кстати отметим, что аналогичный вывод можно получить по другим оценкам. Так, при расчете естественных ортогональных составляющих (е.о.с.) по данным y' урожаев по областям СССР [2] в наборе первых е. о. функций выделялась одна из форм с одинаковой фазой колебания y' по ЕТС и северному Казахстану. Если принять, что такая форма е.о.с. для y' определяется геомагнитным индексом, то в соответствии с вкладом этой е.о.с. влияние K_p составляет (по разным вариантам счета) 14,9—19,8% общей дисперсии урожаев по территории [2], что соответствует первой оценке геомагнитного влияния.

Выяснилось также, что существуют вполне значимые различия в особенностях корреляционных связей на восходящей и нисходящей фазах K_p , определяемых по среднему годовому ходу K_p . На восходящей ветви K_p корреляция между $(K_p - \bar{K}_p)_{III, IV}$ и y' усиливается над северной и центральной частью

ЕТС и ослабевает над северным Казахстаном, на нисходящей ветви K_p коэффициенты корреляции R увеличиваются над северным Казахстаном и югом ЕТС и уменьшаются над северной частью ЕТС и особенно над Поволжьем. Причем уменьшение значений R может сопровождаться сменой знака на обратный. Такие закономерности выявлены для марта и апреля, а также в среднем за эти месяцы. Различия между значениями R в двух фазах по отношению к средней квадратической ошибке разности корреляций составляют 1,5—2,8, т. е. являются статистически значимыми. Это означает, что отрицательные аномалии ($K_p - \bar{K}_p$)_i должны вызывать засушливость, а положительные — хорошие урожаи, что особенно отчетливо должно проявляться для ЕТС на восходящей ветви K_p и для северного Казахстана на нисходящей. Эти результаты подтверждают выводы, полученные Т. В. Покровской, о повышенной повторяемости засух на восходящей ветви K_p для ЕТС и на нисходящей для северного Казахстана. Таким образом, корреляционные связи y' с геомагнитным индексом в какие-то периоды могут усиливаться, в другие — ослабевать, что характерно для солнечно-земных связей вообще. И следовательно, можно заранее рассчитывать на более тесные связи для конкретных периодов и районов, если будет ясна в целом пространственно-временная статистическая картина воздействия геомагнитного индекса на метеорологические условия.

Выявленные особенности влияния геомагнитной активности в весенний период на циркуляционные и агрометеорологические факторы представляются интересными и перспективными для проблемы изучения механизмов связей солнечной активности с циркуляцией атмосферы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кац Л. А. Сезонные изменения общей циркуляции атмосферы и сезонные прогнозы. — Л.: Гидрометеиздат, 1960. — 271 с.
2. Яковлева Н. И. Пространственная структура аномалий урожая зерновой пшеницы и метеорологических характеристик по территории СССР. — Труды ГГО, 1977, вып. 386, с. 92—95.
3. Bucha V. Changes in the geomagnetic field and solar wind-causes of changes of climate and atmospheric circulation. — *Studia geoph. geod.*, 1976, v. 20, p. 346—365.
4. Bucha V. Mechanism of solar-terrestrial relations and changes of atmospheric circulation. — *Studia geoph. geod.*, 1977, v. 21, p. 350—360.
5. Bucha V. Connections between geophysical and meteorological processes. — *Studia geoph. geod.*, 1979, v. 23, p. 55—67.

Э. И. Гирская, Б. И. Сазонов, Т. Н. Ульянова

КАТАЛОГИ ЗАСУХ НА ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ СССР И ГЕОМАГНИТНАЯ ВОЗМУЩЕННОСТЬ

Вопросу влияния солнечной активности на формирование засух в разных районах земного шара посвящена обширная литература. И советскими и зарубежными авторами были найдены статистически надежные связи различных показателей активности солнца с метеорологическими элементами отдельных районов земного шара, и в частности с засухами [2, 3, 5, 15]. Исследования показали, что влияние солнечной активности очень сложно и механизм этих связей еще полностью не выяснен. Тем не менее большой интерес представляет гипотеза, выдвинутая Т. В. Покровской [9—11], о том, что засухи на ЕТС возникают преимущественно на восходящей ветви геомагнитной активности (K_p). Эта гипотеза проверялась только на одном каталоге засух Каменьковой — Покровской [4, 9].

Из 17 очень сильных (по площади распространения) засух, которые были выбраны из каталога Каменьковой — Покровской, 15 засух (88%) попадали на восходящую ветвь.

Для окончательной проверки этой гипотезы помимо каталога Каменьковой — Покровской было использовано еще 6 каталогов засух для ЕТС. Рассматривались только те каталоги, которые продлены по настоящее время. Для сравнимости всех каталогов появилась необходимость использовать список засух каталога Каменьковой — Покровской, в который вошли не только сильные засухи.

Авторы рассмотренных нами каталогов с разных точек зрения пытаются дать объективную типизацию лет с учетом состояния погодных условий на территории ЕТС. Так, макроциркуляционные индексы Z_1 и Z_2 основаны на учете степени развития высокого квазистационарного антициклона над востоком ЕТС, с которым как раз и связаны крупные засухи в основных зернопроизводящих районах страны [1]. Причем индекс Z_1 основан на температурных разностях, которые создаются на периферии

этого стационарного антициклона, индекс Z_2 — 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 [1].

Индекс Z_1 характеризует всю ЕТС, индекс Z_2 контролирует юго-восток ЕТС.

Был привлечен также ранжированный каталог первого коэффициента разложения (A_1) гидротермического коэффициента по естественно ортогональным функциям для юга ЕТС [6] и ранжированный по величине каталог А. В. Мещерской и др. [8], основанный на учете площадей комплекса осадки — температура для основных сельскохозяйственных районов юга ЕТС. Степень засушливости определялась площадью распространения комплексного показателя Z , удовлетворяющего следующим условиям: осадки менее 80 % нормы, положительные аномалии температуры более 1°C. В работе [7] было установлено, что важнейшим периодом для вегетации яровых на ЕТС является период от второй декады апреля до первой декады июля. Поэтому при рассмотрении индексов засушливости Z_1 , Z_2 и комплексного показателя засушливости Z в отличие от [1, 8], где эти индексы вычислялись отдельно для апреля, мая, июня и мая, июня, июля, были рассчитаны новые индексы как средние между ними. Это позволило июль и апрель взять с половинным весом по отношению к маю и июню.

Кроме того, для центра и юга ЕТС использовался комплексный показатель засух Э. В. Рочевой и др. [14] ($NT+NP$), учитывающий нормированные значения площадных характеристик аномалий температуры NT и дефицита осадков NP , причем за засуху принимались годы, когда $(NT+NP) \geq \sigma$.

И наконец, был использован каталог засух Ю. Л. Раунера [12, 13], основанный на систематизации материалов по хронологии засушливых лет на ЕТС по различным источникам с привлечением данных по урожайности.

Сопоставление этих каталогов засух, как видно из табл. 1, позволило установить, что процент совпадений лет с засухами, предлагаемых разными авторами, колеблется от 63 до 84% и в среднем составляет 70%. Таким образом, 30% приходится на специфику отдельных каталогов и шумов.

Сопоставление каталогов позволило выделить годы с засухами, которые попадают почти во все каталоги (по семи, шести и пяти каталогам), т. е. в эти 70%, характеризующих общность между всеми каталогами:

7 ...1891, 1897, 1921, 1924, 1936, 1957, 1968

6 ...1901, 1906, 1920, 1934, 1946, 1948, 1950, 1951, 1954, 1972, 1975

5 ...1892, 1914, 1917, 1931, 1938, 1939, 1963, 1966, 1967

Ряды засушливых лет по всем семи, шести и пяти каталогам распределялись по ветвям спада и подъема временного хода годовых значений индекса геомагнитной возмущенности K_p . В от-

Число совпадений лет с засухами (%) за период 1891—1970 гг.

Каталоги	Рау- нера	Мещер- ской и др.	Z_2	ГТК	Роче- вой и др.	Камень- ковой— Покров- ской	Z_1	Сред- нее
Раунера	—	82	82	76	65	84	64	75
Мещерской и др.	82	—	67	74	78	71	68	73
Z_2	82	67	—	70	70	72	66	71
ГТК	76	74	70	—	62	70	68	70
Рочевой и др.	65	78	70	62	—	63	70	70
Каменьковой — Покровской	84	71	72	70	63	—	63	70
Z_1	64	68	66	68	70	63	—	67

личие от гипотезы, в которой к восходящей ветви геомагнитной активности относились годы от первого года после минимального значения каждого цикла до года с максимальным значением K_p , в наших исследованиях к восходящей ветви были отнесены годы с положительной разностью между значениями K_p за последующий и предыдущий годы, к нисходящей — с отрицательной. Это было сделано для того, чтобы учесть влияние отдельных флуктуаций, т. е. подъемов активности на один-два года.

Из данных табл. 2 видно, что по всем семи каталогам, а также по ряду лет с засухами, приведенному выше, от 60 до 75 % засух приходится на восходящую ветвь K_p . Каталог засух по Z_1 , основанный только на циркуляционных факторах, лучше других каталогов подтверждает гипотезу Т. В. Покровской. Приведен-

Таблица 2

Засухи на восходящей (1) и нисходящей (2) фазах геомагнитной активности K_p

Каталоги	Число лет с засухами			Число случаев, %		
	1	2	раз- ность	1	2	раз- ность
Каменьковой — Покровской, 1891—1976	20	14	6	59	41	18
Раунера, 1881—1975	17	9	8	65	35	30
ГТК, 1891—1975	19	10	9	66	34	32
Рочевой и др., 1891—1970	21	10	11	68	32	36
Мещерской и др., 1891—1975	17	8	9	68	32	36
Z_2 , 1891—1976	17	8	9	68	32	36
Число засушливых лет по 7, 6 и 5 катало- гам, 1891—1976	19	8	11	70	30	40
Z_1 , 1891—1976	19	6	13	76	24	52

ные в табл. 2 данные позволяют надеяться, что солнечно-космические факторы будут все больше использоваться в долгосрочных прогнозах погоды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гирская Э. И., Сазонов Б. И., Кропп Е. И. Макроциркуляционный индекс засух. — Труды ГГО, 1979, вып. 403.
2. Дугинов В. И. Опыт прогноза осадков для юга Украины, основанного на солнечно-земных связях. — В кн.: Солнечно-атмосферные связи в теории климата и прогноза погоды. — Л.: Гидрометеиздат, 1974, с. 369—380.
3. Елеков Б. Б. Солнечно-обусловленные изменения фазы и амплитуды меридиональных процессов и засухи на ЕТС, Украине и в Казахстане. — В кн.: Солнечно-атмосферные связи в теории климата и прогноза погоды. — Л.: Гидрометеиздат, 1974, с. 314—326.
4. Каменькова И. Г. К вопросу об изучении весенне-летних засух Европейской территории СССР. — Труды ГГО, 1964, вып. 164, с. 44—53.
5. Марчук Г. И. Физика атмосферы и океана и проблема прогноза погоды. — Метеорология и гидрология, 1976, № 10, с. 39—53.
6. Мещерская А. В., Блажевич В. Г., Ильинская И. В. Гидротермические коэффициенты и каталоги аномальных лет. — Труды ГГО, 1978, вып. 400, с. 150—158.
7. Мещерская А. В., Блажевич В. Г. Каталоги площадей аномалий осадков. — Труды ГГО, 1978, вып. 400, с. 99—112.
8. Мещерская А. В., Блажевич В. Г. Каталоги площадей комплекса осадки — температура для основных сельскохозяйственных районов юга ЕТС, Северного Казахстана и Западной Сибири. — Труды ГГО, 1978, вып. 400, с. 113—133.
9. Покровская Т. В. К вопросу о совместном анализе циркуляционных и гелиогеографических факторов формирования засух. — Труды ГГО, 1975, вып. 354, с. 15—22.
10. Покровская Т. В. Синоптико-климатологические и гелиогеофизические долгосрочные прогнозы погоды. — Л.: Гидрометеиздат, 1969. — 254 с.
11. Покровская Т. В. О связи наступления засух на Европейской территории СССР с корпускулярным излучением Солнца. — Труды ГГО, 1973, вып. 299, с. 126—135.
12. Раунер Ю. Л. О периодичности засух на территории зерновых районов СССР. — Изв. АН СССР, сер. геогр., 1976, № 6, с. 37—54.
13. Раунер Ю. Л. Приложение стохастической модели первичной продуктивности к анализу колебаний урожайности зерновых. — Изв. АН СССР, сер. геогр., 1976, № 2, с. 13—29.
14. Рочева Э. В., Логинов В. Ф. О влиянии океана на формирование засух. — Труды ГГО, 1979, вып. 404.
15. Rudloff H. V. Die Schwankungen der Sonnenaktivität und die daraus folgender Regeln für das mitteleuropäische Grosstettergeschehen. — Meteorol. Rdsch., 1973, 26, 9—11.

А. В. Ефанова

О СВЯЗИ СУРОВЫХ ЗИМ С СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТЬЮ

Суровые зимы создают исключительно неблагоприятные условия для народнохозяйственной деятельности, нанося огромный экономический ущерб. Примером служит минувшая зима 1978/79 гг. в Евразии и Северной Америке. По интенсивности холода зиму 1978/79 гг., пожалуй, можно считать рекордной за последнее столетие на Европейской территории СССР и в США, хотя по продолжительности и охвату территории она уступала зиме 1968/69 гг. В современных условиях вполне возможны защитные меры, которые при их своевременном использовании могут свести к минимуму неблагоприятные последствия экстремальных метеорологических явлений, таких, как сильные засухи или суровые зимы. В последние годы климатические условия, по мнению О. А. Дроздова, характеризуются большой изменчивостью [2], поэтому возрастает необходимость их заблаговременного предвидения, причем можно использовать и солнечно-атмосферные связи.

Наибольшее число работ по этой проблеме относится к 11-летнему циклу. Проявление 11-летней или близкой к ней цикличности в ряде метеорологических явлений является достаточным аргументом наличия воздействия солнечной активности на погоду и климат. В настоящей работе делается попытка использовать закономерности 11-летней цикличности Солнца для анализа некоторых особенностей в наступлении суровых зим на материках северного полушария.

Изучением связи холодных зим с солнечной активностью занимался, например, Филевич [8]. Он установил связь самых низких зимних температур в Польше с годами максимума солнечных пятен в 11-летнем цикле, кончая 18-м циклом, Кеппен [9] при отыскании закономерностей в наступлении холодных зим в Западной Европе пришел к выводу, что интервалы между такими зимами, превышающие 5—6 лет, группируются около 11, 33 и 44 лет. В работе Кинга [7] приведены достаточно убедительные данные о связи значений метеорологических элементов (тем-

пературы и давлении воздуха) с ходом солнечной активности. В работах Л. А. Вительса, Т. В. Покровской, А. А. Гирса и других дается прогноз метеорологических явлений с учетом хода солнечной активности.

При выявлении связи суровых зим с солнечной активностью нами используются числа Вольфа W и планетарный индекс геомагнитной возмущенности K_p , отражающие пятнообразовательную и кордукулярную деятельность Солнца [1, 4]. Сведения

Таблица 1

Суровые зимы на континентах северного полушария, наблюдавшиеся в трех районах и более, 1881—1979 гг.

Годы	Районы	Годы	Районы
1882/83	2, 5, 10	1929/30*	3, 4, 5, 7, 8
1884/85	8, 9, 10, 11	1930/31*	2, 3, 4, 5, 6
1886/87	9, 10, 11	1932/33*	2, 3, 4, 6, 7, 9
1888/89	2, 3, 4, 5	1935/36	5, 8, 9, 11
1890/91	1, 2, 3, 4	1939/40*	1, 2, 3, 11
1892/93*	1—8, 11	1940/41	1, 2, 5
1894/95	1, 3, 5, 6, 11	1941/42*	1, 2
1899/1900*	2, 3, 4, 5, 8	1946/47	1, 3, 5
1903/04	4, 5, 11	1949/50*	2, 3, 7, 9, 10
1904/05	7, 8, 11	1953/54*	1, 2, 3, 7
1907/08	2, 3, 6	1955/56	1, 2, 3, 9
1908/09	5, 9, 10	1956/57	4, 8, 10
1916/17*	1, 2, 5, 8, 9	1962/63	1, 2
1918/19*	3, 4, 5, 6, 8, 9	1965/66	3, 5, 6
1928/29*	1, 2, 3, 4, 5, 8	1968/69*	2, 3, 4, 5, 9
		1978/79*	1, 2, 11

Примечание. Звездочкой отмечены исключительно холодные зимы.

О суровых зимах на материках полушария взяты из каталогов автора [3]. При сопоставлении зим за период 1881—1979 гг. с числами Вольфа в 11-летнем цикле рассматривалось их распределение по фазам вблизи экстремумов. В качестве основных выделены следующие фазы: годы экстремумов (максимум, минимум) и по два года перед и после экстремумов. По каталогу суровых зим за 99 лет (1881—1979 гг.) была отобрана 31 зима (повторяемость $P=31\%$), наблюдаемая в трех районах и более, а также зимы 1942 и 1963 гг., очень холодные в Западной Европе (район 1) и на ЕТС (район 2) (табл. 1).

Приведем список районов исследования.

Евразия:

- 1 — Западная Европа,
- 2 — ЕТС,
- 3 — Западная Сибирь и северный Казахстан,
- 4 — Средняя Азия,
- 5 — Восточная Сибирь,
- 6 — Дальний Восток,
- 7 — Юго-западная Азия,
- 8 — Юго-восточная Азия.

Районы Северной Америки:

- 9 — западный, 10 — северо-восточный, 11 — юго-восточный.

При сопоставлении суровых зим с солнечной активностью годовые значения чисел Вольфа брались за год до начала зимы,

Таблица 2

Число суровых зим по фазам 11-летнего цикла чисел Вольфа

-2	-1	Максимум	+1	+2	-2	-1	Минимум	+1	+2	Всего
1	8	1	4	4	2	3	0	3	3	29

Примечание. Годы максимума чисел Вольфа: 1883, 1893, 1905, 1917, 1928, 1937, 1947, 1957, 1969 и 1979; годы минимума: 1889, 1901, 1913, 1923, 1933, 1944, 1954, 1964, 1976.

т. е. по декабрю, а зимы датированы по январю. Распределение суровых зим, наблюдаемых в трех районах и более, по фазам (годам) 11-летнего цикла приведено в табл. 2. В эту таблицу не включены два случая, отстоящие от экстремумов на 3 года (1886 и 1942 гг.). Из 31 зимы лишь зима 1928/29 г. пришлась на максимум. Суровые зимы наблюдались преимущественно в годы вблизи экстремумов пятнообразовательной деятельности Солнца, но не на самих экстремумах. Распределение зим около обоих экстремумов при объединении лет ± 1 , ± 2 в одну фазу вполне симметричное. Если считать в 14, 17 и 18 солнечных циклах «вторичным» максимумом годы 1907, 1948 и 1958 (кривая в этих циклах имеет плоский максимум), то число зим в фазе после максимума (+1) увеличится до 7 случаев. Особенно четко выделяется фаза (-1) перед максимумом, на нее приходится 8 суровых зим. Из 10 солнечных циклов (с 12-го по 21-ый) только в двух циклах (№ 16, 17) в фазе (-1) перед максимумом не наблюдалась суровая зима.

В годы максимума включен максимум текущего 21-го цикла, который по прогнозу Ю. И. Витинского ожидается в 1979 г. (либо в самом начале 1980 г.). В фазу (+1) за максимумом включены три случая суровых зим, последовавших за «вторичным»

максимумом в циклах 14, 17 и 18. Число случаев появления суровой зимы на материках полушария вблизи максимума чисел Вольфа (табл. 3) увеличивается по сравнению со средним климатологическим более чем в 2 раза; они встречались 8 раз в 10 циклах (—1 год) и 7 раз в 9 циклах (+1 год). Оценка случайности данного распределения суровых зим вблизи экстремумов определялась по формуле биномиального распределения, показывающей вероятность $P_{m, n}$ появления события m раз при n испытаниях:

$$P_{m, n} = \frac{n!}{m!(n-m)!} p^m q^{n-m}, \quad (1)$$

где p — вероятность появления события при каждом испытании.

Эти оценки для лет вблизи максимума указывают на малую вероятность полученного распределения.

Таблица 3

Число случаев суровой зимы вблизи экстремумов чисел Вольфа в 11-летних циклах, 1881—1979 гг.

Фаза цикла		N	m	$P_{m, n}$
Максимум 10 лет	—1	31	8	0,0018
	+1		1	0,1211
			7	0,0108
Минимум 9 лет	—1	31	3	0,2668
	+1		0	0,0403
			3	0,2668

Примечание. N — число суровых зим; m — число зим в фазе.

За 99-летний период наблюдалось 10 рекордных по суровости зим, когда сильные холода занимали территорию пяти районов и более. Это зимы 1892/93, 1899/1900, 1916/17, 1918/19, 1928/29, 1929/30, 1930/31, 1932/33, 1949/50, 1968/69. В этот же список включаем и зиму 1978/79 гг., не уступающую по суровости предыдущим зимам, хотя холода не были столь продолжительными и обширными в Европе и на Северо-Американском континенте. Из перечисленных выше зим только две (1899/1900, 1932/33) наблюдались вблизи минимума чисел Вольфа. Из всего сказанного можно предположить, что вероятность появления суровой зимы в ближайшие 2—3 года (1980, 1981, 1982) остается большой, что особенно относится к зиме 1980/81 гг., так как эта зима приходится на фазу (+1) после максимума 21-го цикла. Указать же географическую локализацию холодов весьма трудно, так как в каждом конкретном случае районы холодов различны.

При изучении связи суровых зим с геомагнитной возмущенностью нами выделены в 11-летнем цикле индекса K_p (1886—1979) следующие фазы: максимум, минимум, восходящая (В) и нисходящая (Н) ветви [6]. В табл. 4 приведены результаты сопоставления суровых зим с индексом K_p . Если годы максимума отнесем к восходящей ветви, то число суровых зим увеличится до 21. Эти данные показывают, что суровые зимы на полушарии чаще ($P=38\%$) наблюдаются на ветви роста корпус-

Таблица 4

Число суровых зим по фазам 11-летнего цикла индекса K_p , 1886—1979 гг.

Фаза цикла	m	Вероятность		$P_{m, n}$	N (лет)
		в фазе	климатологическая		
Максимум +В	4+17	0,38	0,31	0,0580	57
Минимум +Н	3+5	0,22	0,31	0,0814	37

Примечание. m — число зим в фазе; N — длина ветви; $P_{m, n}$ — вероятность случайного появления суровой зимы.

кулярного излучения Солнца. На годы максимума K_p попали следующие очень суровые зимы: 1892/93, 1918/19, 1929/30 и 1968/69 гг. Можно отметить, что в годы неопределенного хода индекса K_p на ветви роста цикла № 16 в Европе наблюдались три года подряд с очень холодными зимами (1940, 1941 и 1942 гг.). Т. В. Покровская считает, что в годы неопределенного хода K_p , т. е. незначительного изменения из года в год, более вероятно возникновение европейско-казахстанских засух. Возможно, что подобная закономерность проявляется и в ходе суровых зим в Европе.

В работе [5] было показано, что холодные зимы на ЕТС лучше увязываются с самими значениями индекса K_p , а не с его ходом в 11-летнем цикле. Нами сопоставлялись суровые зимы каждого района с годовыми значениями индекса $K_p \geq 16$ (табл. 5).

Таблица 5

Число суровых зим при $K_p \geq 16$

	Районы										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	Евразия										Северная Америка
Число зим	16	22	23	18	20	14	11	13	18	12	14
Число зим при $K_p \geq 16$. .	13	18	18	9	13	8	7	9	10	7	9

В районах Европы (районы 1 и 2), Западной Сибири (3), юго-западной Азии (7) суровые зимы наблюдались преимущественно в годы с большими значениями K_p , в остальных районах подобной зависимости не обнаружено.

Кроме того, нами построены кривые хода индекса K_p по месячным значениям, осредненным для определенного числа лет с очень суровыми зимами (рис. 1). Для 14 исключительно суровых зим (в табл. 1 отмечены звездочкой) начиная с января предшествующего года по всем месяцам суммировались значения K_p . Затем по этим средним значениям строились кривые хода индек-

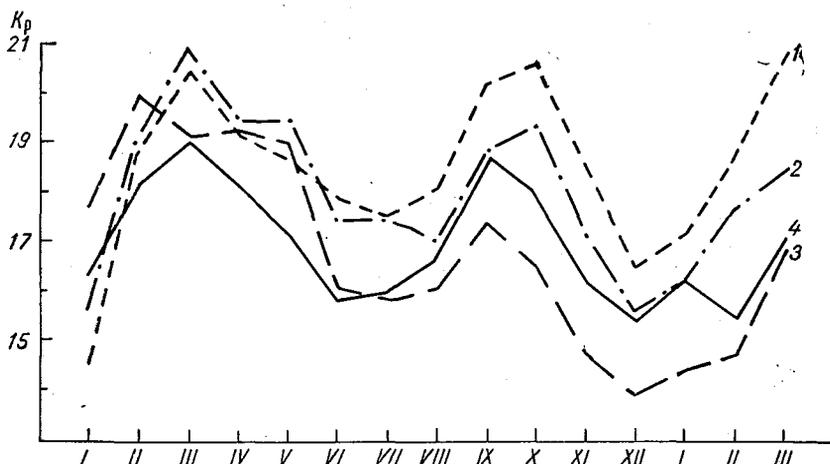


Рис. 1. Годовые значения индекса K_p , предшествующие суровой зиме. 1 — зимы на ЕТС, 2 — зимы на ЕТС и в Западной Европе, 3 — все 14 зим, 4 — средняя многолетняя кривая.

са K_p за предшествующий год и за месяц суровой зимы. Кривая 1 получена для суровых зим на ЕТС, кривая 2 — для суровых зим на ЕТС и в Западной Европе, т. е. для семи зим, кривая 3 — для всех 14 зим. Кривая 4 отражает средний многолетний ход индекса K_p за 1884—1978 гг. с максимумами в периоды равенства. Как видно из рисунка, кривые 1 и 3 располагаются выше кривой многолетних средних значений K_p . Кривая 2 начиная с июля опускается ниже средней многолетней. Из этих сопоставлений можно сделать вывод, что суровым зимам предшествуют высокие значения индекса K_p в период с февраля по июль до начала зимы. Указанные особенности можно использовать как прогностические признаки. Результаты, полученные в работе, позволяют высказать предположение, что зимы ближайших 1980—1982 гг. могут быть особенно суровыми.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Витинский Ю. И. Цикличность и прогнозы солнечной активности. — Л.: Наука, 1973, с. 229—237.
2. Дроздов О. А. О связи увлажнения с термическим режимом. — Труды ГГИ, 1979, вып. 257, с. 13—23.
3. Ефанова А. В. Холодные зимы на континентах северного полушария. — Л.: Гидрометеоздат, 1976, с. 113.
4. Оль А. И. Возмущенность магнитного поля Земли и ее изменения в 11-летнем цикле. — Труды ГГО, 1972, вып. 245, с. 35—48.
5. Покровская Т. В. Синоптико-климатологические и гелиогеофизические долгосрочные прогнозы погоды. — Л.: Гидрометеоздат, 1969. — 254 с.
6. Покровская Т. В. К вопросу о совместном анализе циркуляционных и гелиогеофизических факторов формирования засух. — Труды ГГО, 1975, вып. 354, с. 15—22.
7. King J. W. Solar-terrestrial. Physics and meteorology: A working document issued by Scostep secretariat. July, 1975, с. 109—118.
8. Fillewicz W. Surowe zimy w czasie maksimum plam slonecznych. Gazeta Obserw.—PIHW, 12(156), 1960, с. 6—8.
9. Koppen W. Das gesetz in der wiederkehr strenger winter in westeuropa. — Meteorol. Zeitschrift., 1930, N 6, S. 205—215.

Е. В. Воробьева, В. Н. Приемов

ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ АТМОСФЕРЫ В 11-ЛЕТНЕМ ЦИКЛЕ ГЕОМАГНИТНОЙ ВОЗМУЩЕННОСТИ

Известно, что формирование погоды и климата обуславливается множеством факторов, в том числе и внеземного происхождения. Существует обширная литература, где показано влияние процессов, происходящих на Солнце и в космосе на атмосферу Земли.

В настоящей работе изучались особенности термического состояния атмосферы на разных фазах геомагнитной возмущенности с использованием данных о температуре на среднем энергетическом уровне [2, 3].

Е. П. Борисенков [2, 3] показал, что в атмосфере существует устойчивый уровень (410—420 мбар), для которого отношение внутренней энергии J 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 и одним из параметров, определяющим потенциальную Π , кинетическую K , лабильную L и полезную потенциальную энергию i .

В связи с этим, изучая характер изменений температуры на среднем энергетическом уровне на разных фазах геомагнитной возмущенности, можно получить представление об энергетических изменениях в атмосфере, связанных с изменениями солнечной активности.

Согласно [2, 3], потенциальная энергия единичного столба атмосферы ($\text{Дж}/\text{м}^2$) имеет следующее выражение:

$$\Pi = \frac{R}{g} \int_0^{P_0} T dP = \frac{R}{g} T_c P_0,$$

где T_c — температура на среднем энергетическом уровне; R — газовая постоянная; g — ускорение свободного падения; P_0 — давление у поверхности земли.

Как видно из этого уравнения, потенциальная энергия непосредственно зависит от температуры на среднем энергетическом уровне T_c . Кинетическая энергия описывается выражением $K = P_0 \bar{u}^2 / 2g$. Если положить $P_0 = 1000$ мбар, $g = 9,8$ м/с², $\bar{u} = 30$ м/с, $R = 287$ м²/(с²·К), то можно получить отношение $P/K \approx 150$, т. е. потенциальная энергия в 150 раз больше кинетической.

Энергетическая оценка климатических трендов по интегральным характеристикам дана Е. П. Борисенковым и В. Н. Приемовым [4]. Была выявлена связь колебаний полезной потенциальной энергии с 11-летним и вековым циклами солнечной активности (числа Вольфа).

В настоящей работе по данным средних месячных значений рассматриваются пространственные и временные изменения температуры на среднем энергетическом уровне в связи с изменениями

Таблица I

Повторяемость (%) положительного знака ΔT_c на северном полушарии в разные фазы индекса K_p

Сезон	Фаза			
	минимума	восходящей ветви	максимума	нисходящей ветви
Весна	45	47	50	52
Лето	36	37	63	78
Осень	56	43	66	58
Средняя	46	42	59	60

геомагнитной возмущенности в предположении, что последняя является одним из факторов, влияющих на формирование аномалий метеорологических характеристик и климата.

Использовались 80-летние ряды значений T_c в узлах регулярной сетки с шагом 5° широты и 10° долготы в широтной зоне 40—75° с. ш. северного полушария. Рассчитаны средние многолетние значения T_c и их аномалии отдельно для каждого месяца и сезона по всей совокупности ряда и его частям, выделенным по признаку принадлежности к соответствующим фазам геомагнитной возмущенности K_p . Использованный ряд с 1891 по 1972 г. включает примерно восемь 11-летних циклов индекса K_p (с № 13 по № 20), поэтому сезонные значения T_c получены в результате осреднения для восходящей ветви (ВВ) по 138 случаям, для нисходящей ветви (НВ) — по 69 случаям, для фазы максимума (макс.) — по 21 и фазы минимума (мин.) — по 24 случаям. Полученные материалы картированы и дают представление о пространственном распределении T_c на северном полушарии как в многолетнем среднем, так и в отдельные фазы геомагнитной возмущенности.

Выяснилось, что распределение расчетной характеристики температуры на среднем энергетическом уровне T_c достаточно хорошо отражает основные климатические особенности распределения температуры на разных уровнях тропосферы, полученные по данным аэрологических наблюдений [1, 8]. Это свидетельствует о том, что расчетная характеристика T_c достаточно близко отражает фактически наблюдаемое термическое состояние атмосферы, в то же время имеет существенное преимущество, поскольку данные T_c имеются за 80 лет.

Анализ распределения T_c на северном полушарии показал заметные различия в его структуре, связанные с фазами геомагнитной возмущенности. Это находит отражение прежде всего в локализации очагов тепла и холода, а также в размерах той

Таблица 2

Повторяемость (%) положительного знака ΔT_c

Сектор	Фаза	Весна	Лето	Осень	Средняя
1. Европа	мин.	42	31	62	45
	ВВ	47	46	42	45
	макс.	85	44	75	68
	НВ	75	73	54	67
2. Западная Сибирь	мин.	52	60	69	60
	ВВ	35	6	42	28
	макс.	15	75	31	40
	НВ	73	90	75	79
3. Восточная Сибирь	мин.	29	19	69	39
	ВВ	37	44	44	42
	макс.	85	58	31	58
	НВ	96	85	75	85
4. Тихий океан, северная часть . . .	мин.	62	33	100	72
	ВВ	40	48	44	44
	макс.	31	65	63	53
	НВ	46	48	37	44
5. Северная Америка	мин.	21	29	65	38
	ВВ	79	25	46	50
	макс.	37	58	90	62
	НВ	37	87	27	50
6. Атлантический океан, северная часть	мин.	67	46	23	45
	ВВ	65	54	35	52
	макс.	44	77	71	64
	НВ	31	48	69	49

площади, которая занята на полушарии тем или иным знаком аномалии. Так, в табл. 1 приведена повторяемость положительного знака аномалии T_c , выраженная в процентах от общего числа точек на полушарии в узлах регулярной сетки (288). В среднем в фазы минимума и восходящей ветви на большей части северного полушария температура на среднем энергетическом уровне ниже многолетней средней, т. е. атмосфера более холодная.

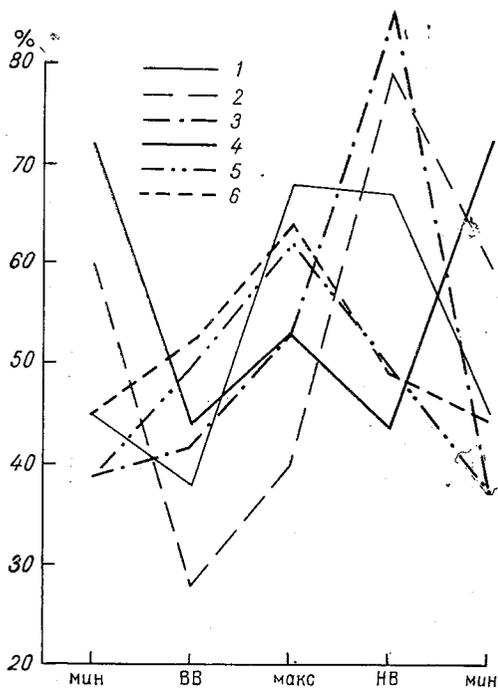


Рис. 1. Распределение по площади (%) положительного знака аномалий температуры (ΔT_c) на среднем энергетическом уровне на разных фазах индекса K_p .

1 — Европа, 2 — Западная Сибирь, Северный Казахстан, 3 — Восточная Сибирь, 4 — Тихий океан, 5 — Северная Америка, 6 — Атлантический океан.

10° з. д.) — северная часть Атлантического океана; для каждого сектора обработка проводилась отдельно.

Данные табл. 2 и рис. 1 показывают процент площади, занятой в разных секторах положительными аномалиями T_c в отдельные фазы K_p . Так, в фазу минимума при общем преобладании на полушарии отрицательных аномалий T_c в секторе 2 (районы Западной Сибири и Северного Казахстана) и в секторе 4 (Тихий океан) 60—70% площади занято положительными аномалиями. В фазе восходящей ветви (ВВ) во всех частях север-

ной и нисходящей ветви преобладают положительные аномалии T_c . Такое соотношение прослеживается во всех сезонах, но более ярко летом, когда в фазах минимума и восходящей ветви положительных отклонений T_c от нормы почти в 2 раза меньше по сравнению с другими фазами индекса K_p .

Для того чтобы нагляднее представить особенности пространственной структуры распределения аномалий T_c по фазам, все северное полушарие было разделено на 6 секторов (по 60°): 1-й сектор (0—50° в. д.) — Европа; 2-й сектор (60—110° в. д.) — Западная Сибирь; 3-й сектор (120—170° в. д.) — Восточная Сибирь; 4-й сектор (180—130° з. д.) — северная часть Тихого океана; 5-й сектор (120—70° з. д.) — Северная Америка; 6-й сектор (60—

ного полушария преобладают отрицательные аномалии T_c , особенно в секторе 2, где всего 28% площади занято положительными аномалиями T_c . Для этого же района характерна более теплая атмосфера в фазе нисходящей ветви. Здесь во всех трех сезонах, особенно летом, положительные аномалии температуры на среднем энергетическом уровне охватывают почти всю территорию (до 90%). Если учесть, что площадь распространения знака аномалии в определенной степени связана с ее значением, то можно сделать заключение, что в фазе нисходящей ветви индекса K_p в районах Западной Сибири и Северного Казахстана создаются наиболее благоприятные условия для формирования таких экстремальных явлений, как засуха, значительные аномалии температуры у поверхности земли и др. Этот вывод, с одной

Таблица 3

Изменения площади, занятой положительными аномалиями ($+\Delta T_c$), связанные с фазами K_p , %

Сектор	Макс.—ВВ	НВ—макс.	Мин.—НВ	ВВ—мин.	Среднее
1. Европа	+30	-1	-22	-7	15
2. Западная Сибирь	+12	+39	-19	-32	23
3. Восточная Сибирь	+16	+27	-46	+3	23
4. Тихий океан	+9	-9	+28	-28	19
5. Северная Америка	+12	-12	+12	-12	12
6. Атлантический океан	+13	-15	-4	+6	9

Примечание. Знак плюс указывает на увеличение площади, занятой положительными аномалиями ΔT_c , знак минус — на уменьшение площади при переходе от одной фазы к другой.

стороны, подкрепляется данными Т. В. Покровской [6, 7], согласно которым засухи в районе Северного Казахстана имеют место, как правило, на нисходящей ветви геомагнитной возмущенности. Аналогичные данные получены Н. И. Ефремовой для Западной Сибири. С другой стороны, тот факт, что толщина атмосферы наиболее теплая в фазе нисходящей ветви, делает более понятным распределение засух по фазам 11-летнего цикла индекса K_p .

В работе [5] показано, что при больших значениях индекса K_p возникают весенние засухи на Украине. Из табл. 2 также видно, что в секторе 1, включающем и Украину, в фазе максимума K_p наиболее интенсивные аномалии T_c (85%) именно весной, а летом атмосфера более холодная и условия для засух менее благоприятны.

В разных районах полушария изменения площади, занятой положительными аномалиями T_c , от фазы к фазе неодинаковые

(табл. 3). Из данных табл. 3 видно, что от фазы ВВ к фазе максимума индекса K_p площадь, занятая $+\Delta T_c$, увеличивается во всех секторах, но наибольшие изменения (до 30%) наблюдаются в европейской части полушария.

В среднем наибольшие изменения происходят в Западной Европе, Западной и Восточной Сибири. В отдельные сезоны здесь, а также в Северной Америке и над Тихим океаном, они достигают 70% и более. В Европе в фазе максимума площадь распространения положительного знака аномалии почти вдвое больше, чем на восходящей ветви. В Западной Сибири при переходе от фазы восходящей ветви к фазе нисходящей ветви повторяемость $+\Delta T_c$ увеличилась почти в 3 раза. Отсюда следует, что в Западной Сибири и Северном Казахстане в фазе НВ атмосфера более теплая.

Значительные изменения повторяемости знака в целом по всему полушарию выявляются при переходе от фазы нисходящей

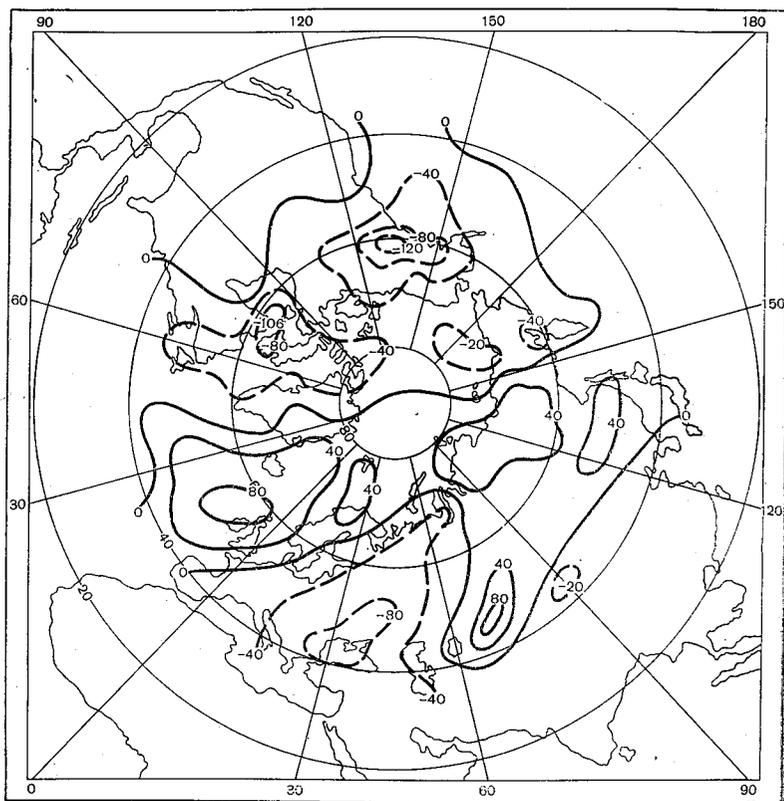


Рис. 2. Изменения (разности) температуры ($^{\circ}\text{C}$) на среднем энергетическом уровне от фазы максимума к фазе нисходящей ветви геомагнитной возмущенности. Декабрь — февраль (НВ — макс.).

Сплошные линии — положительная разность, штриховые — отрицательная.

ветви к фазе минимума индекса K_p . В отдельные сезоны они достигают 60—70%.

Из табл. 2 следует также, что наибольших значений фазовые различия повторяемости $+\Delta T_c$ достигают в летнее время. Например, различия между фазами ВВ и НВ для Западной Сибири и Северного Казахстана составляют 84%, для Северной Америки — 60%. Объясняется это, по-видимому, тем, что летом имеет место наименьшая изменчивость T_c и на фоне этого фазовые различия проявляются ярче.

Возникает вопрос о статистической значимости таких изменений. Предварительные оценки показывают, что максимальная дисперсия повторяемости $+\Delta T_c$ в разных секторах и сезонах для фаз индекса K_p с наименьшим числом случаев (фазы максимума и минимума) имеет порядок 10%. Следовательно, выявленные изменения в 30—40% и более являются значимыми. Для других фаз K_p дисперсия повторяемости знака примерно в 2 раза меньше.

Изменения пространственной структуры термического состояния атмосферы в зависимости от фазы индекса K_p проявляются не только в повторяемости знака аномалии T_c , но и в ее значении, меридиональных градиентов γ_{T_c} и др. В качестве примера на рис. 2 приведена карта разности температуры на среднем энергетическом уровне между фазой максимума и фазой нисходящей ветви (НВ-макс.) для холодного сезона. Выделяются обширные области одинакового знака изменения, в центре которых максимальные значения изменений часто превышают 1°C ; выделяются также очаги отрицательных изменений, т. е. понижения T_c от фазы максимума к фазе нисходящей ветви, над Европой и Северной Америкой и очаги повышения температуры над Западной Сибирью и Атлантическим океаном. Наибольшие по значению изменения в северо-восточной и северо-западной частях Северной Америки ($-1,06$ и $-1,30^\circ\text{C}$ соответственно). Данные о максимальных изменениях разности T_c (по абсолютной величине) в выделенных секторах для летнего и зимнего сезонов приведены в табл. 4.

Оказалось, что в среднем изменения несколько больше по величине летом, чем зимой, и при переходе от фазы нисходящей ветви к фазе минимума и от фазы минимума к фазе восходящей ветви. По абсолютному значению летом изменения превышают 1°C в Европе, Восточной Сибири, Северной Америке и в других районах.

В среднем по всем фазам как зимой, так и летом наибольшие изменения локализуются в Европе, на Североамериканском континенте, а также над Тихим и Атлантическим океанами. Здесь они превышают 1°C . Значительные колебания T_c на всех фазах преобладают в северных широтах. Наибольшее перераспределение тепла между северными и южными широтами наблюдается в зимнее время при переходе от фазы восходящей ветви к фазе максимума K_p и от фазы нисходящей ветви к фазе минимума.

Значения максимальных изменений разности $|d\Delta T_c|$ в разные фазы индекса K_p для зимы (1) и лета (2)

Сектор	ВВ—мин.		макс.—ВВ		ВВ—макс.		мин.—НВ		Среднее	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
1. Европа	0,72	1,43	1,00	0,86	0,85	1,11	0,68	1,37	0,81	1,19
2. Западная Сибирь	0,49	0,63	0,67	0,29	0,72	0,27	0,77	1,04	0,66	0,57
3. Восточная Сибирь	0,60	1,00	0,54	0,48	0,62	0,52	0,91	1,37	0,67	0,69
4. Тихий океан	0,64	1,04	0,77	0,47	0,80	0,24	0,71	1,21	0,73	0,74
5. Северная Америка	0,76	1,12	0,45	0,32	1,00	0,59	0,79	1,43	0,77	0,87
6. Атлантический океан	0,44	1,21	0,68	0,30	0,81	0,50	0,97	1,04	0,73	0,77
Среднее	0,61	1,07	0,68	0,45	0,63	0,54	0,81	1,25		

При переходе от фазы ВВ к фазе максимума в приполярных широтах температура на среднем энергетическом уровне понижается, а в южных широтах повышается; обратное перераспределение обнаруживается при переходе от фазы НВ к фазе минимума.

Таким образом, приведенные материалы позволили выяснить, что смена фазы геомагнитной возмущенности отражается на термическом состоянии атмосферы в той мере, которая оказывается достаточной для изменения потенциальной, а следовательно, и кинетической энергии. Они могут привести к существенной перестройке атмосферной циркуляции. Показателем этого являются изменения меридиональных градиентов температуры на среднем энергетическом уровне. Дальнейшие исследования дадут возможность уточнить и более полно представить структуру пространственно-временных изменений T_c , связанных с изменениями солнечной активности.

Проведенное исследование показывает также, что температура на среднем энергетическом уровне является весьма чувствительным индикатором изменений, происходящих в атмосфере, и может с успехом использоваться в исследованиях связи космос — атмосфера. Выявленные закономерности изменений T_c в зависимости от фазы 11-летнего цикла индекса K_p имеют также практическое применение для диагностирования термического состояния атмосферы при смене фазы геомагнитной возмущенности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас климатических характеристик температуры, плотности и давления воздуха, ветра и геопотенциала в тропосфере и нижней стратосфере северного полушария, вып. 2./Под ред. И. В. Ханевской. — М.: Гидрометеоздат, 1974.
2. Борисенков Е. П. Вопросы энергетики атмосферных процессов. — Л.: Гидрометеоздат, 1960. — 168 с.
3. Борисенков Е. П. Теория расчета некоторых характеристик состояния атмосферы. — Труды ААНИИ, 1966, т. 279, с. 5—13.
4. Борисенков Е. П., Приемов В. Н. Энергетическая оценка климатических трендов последнего столетия. — Письма в астрономический журнал, 1976, т. 2, № 1, с. 44—48.
5. Логинов В. Ф., Рочева Э. В. Засухи в различных районах земного шара и солнечная активность. — Экспресс-информация, 1974, вып. 9(29). Обнинск: изд. ВНИГМИ—МЦД, с. 17—23.
6. Покровская Т. В. Синоптико-климатические и гелиогеофизические долгосрочные прогнозы погоды. — Л.: Гидрометеоздат, 1969. — 254 с.
7. Покровская Т. В. К вопросу о совместном анализе циркуляционных и гелиогеофизических факторов формирования засух. — Труды ГГО, 1975, вып. 354, с. 15—22.
8. Ханевская И. В. Температурный режим свободной атмосферы над северным полушарием. — Л.: Гидрометеоздат, 1968. — 299 с.

С. Б. Дмитриева

**О ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ
БАРИКО-ЦИРКУЛЯЦИОННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК
Л. А. ВИТЕЛЬСА ДЛЯ ВЕРОЯТНОСТНОГО ПРОГНОЗА
ЗАСУХ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**

Таблицы характеристик барико-циркуляционного режима, составленные по ежедневным индексам синоптического каталога Л. А. Вительса [2, 3] и непрерывно пополняемые в оперативном порядке С. В. Касогледовой [4], представляют собой по длительности ряда (1900—1979 гг.) достаточный материал для синоптико-климатологических исследований.

В поставленной перед нами задаче — составить предварительную схему вероятностного прогноза засух Западной Сибири — индексы Л. А. Вительса используются для выявления особенностей макросиноптических процессов предшествующих засушливым и влажным годам в Западной Сибири.

Данные о годах наиболее интенсивных и обширных засух, а также и о годах с оптимальным увлажнением были предоставлены Н. И. Ефремовой. Эти данные получены ею на основе анализа литературных материалов с учетом для засух послевоенных лет урожайности яровой пшеницы в зернопроизводящих районах Западной Сибири (юго-восток, включая Омскую, Новосибирскую, Томскую, Кемеровскую области и Алтайский край) [6].

В группу засушливых лет включено 16 лет с наиболее интенсивными и обширными засухами, в группу лет с хорошим увлажнением — 22 года [7].

В нашей работе для каждого из восьми районов пространства [2], которое в синоптике принято называть первым естественным синоптическим районом (по Б. П. Мультиановскому), проведен расчет сезонных аномалий барико-циркуляционного режима ΔN_A (ΔN_A — отклонение от нормы числа дней с антициклоничностью), предшествующих группе засушливых и увлажненных

лет на территории Западной Сибири.

Предварительный анализ этих расчетов показал, что для предьстории барико-циркуляционного режима засушливых лет характерно увеличение числа случаев (в сумме для восьми районов) со значительными сезонными аномалиями ΔN_A , что имеет определенную прогностическую значимость. Так, из общего числа (136) рассмотренных сезонных аномалий барико-циркуляционного режима перед засушливыми годами (17 сезонов по восьми районам) число случаев с $\Delta N_A \geq |4|$ составило 30, в то время как перед увлажненными годами при одинаковом общем числе рассмотренных сезонных аномалий ΔN_A число случаев с $\Delta N_A \geq |4|$ составило только 8.

Наши материалы показывают, что засухам Западной Сибири (район 8 по Л. А. Вительсу) предшествует длительная устойчивая аномалия барико-циркуляционного режима, охватывающая несколько сезонов. Ниже приводятся сезонные значения ΔN_A в восьмом районе в нулевом сезоне, т. е. в сезоне засухи, и в предшествующих девяти сезонах:

Сезоны	-9	-8	-7	-6	-5	-4	-3	-2	-1
ΔN_A	+2	+1	+3	+4	+3	+0	+1	+6	+6

Эти данные подтверждают отмеченный в работе [5] вывод о комплексе атмосферных процессов, создающих жестокие засухи в Западной Сибири. Л. А. Вительс в работе [1] указывал, что «...в периоды усиления атмосферной циркуляции, когда в районе Баренцева и Карского морей, а также на севере Европы усиливается циклоническая деятельность, в районе 7 надо считаться с усилением антициклонов» (с. 94). Разделение восьми районов на две группы: 1) высокоширотные районы, лежащие к северу от 55° с. ш. в Атлантике и Европе и 60° с. ш. в Западной Сибири,

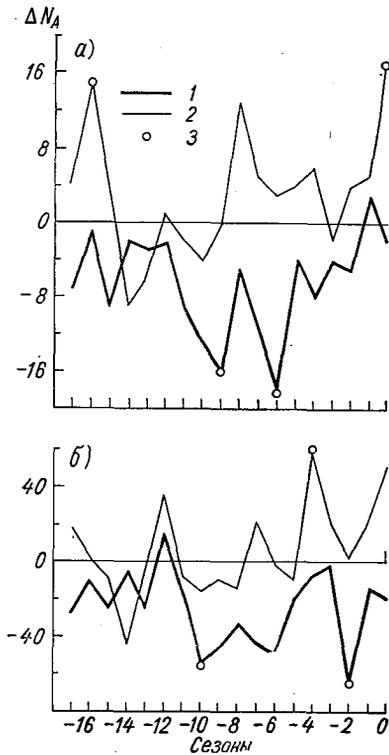


Рис. 1. Ход суммарных сезонных значений аномалий ΔN_A барико-циркуляционного режима перед особо интенсивными засухами в Западной Сибири (а) и перед засухой 1975 г. (б).

1 — высокоширотные районы 1—4; 2 — низкоширотные районы 5—8; 3 — в пределах 2,1—2,8.

т. е. районы 1,2,3,4; 2) районы, лежащие южнее указанных широт, т. е. районы 5, 6, 7, 8, приведенное в работе [1], позволило Л. А. Вительсу сделать ряд выводов об изменении повторяемости антициклонической циркуляции при переходе от одного двадцатилетия к другому (см. [1], с. 53).

Для двух групп районов, выделенных в свое время Л. А. Вительсом, был проделан расчет суммарных сезонных аномалий ΔN_A . Построенные графики хода суммарных сезонных аномалий барико-циркуляционного режима аномалий ΔN_A показывают, что в течение длительного времени перед наступлением наиболее интенсивных и обширных засух в Западной Сибири на всем прост-

Таблица 1

Предикторы, использованные при построении графиков корреляционной зависимости для прогноза засух Западной Сибири

Номер графика	ΔN_A по оси x	ΔN_A по оси y	Номер графика	ΔN_A по оси x	ΔN_A по оси y
1	ΔN_{A-2}^8	ΔN_{A-6}^3	9	ΔN_{A-20}^{1-4}	ΔN_{A-14}^{5-8}
2	ΔN_{A-16}^{5-8}	ΔN_{A-9}^{1-4}	10	ΔN_{A-9}^{1-4}	ΔN_{A-29}^{1-4}
3	ΔN_{A-8}^{5-8}	ΔN_{A-9}^{1-4}	11	ΔN_{A-16}^{5-8}	ΔN_{A-4}^{1-4}
4	ΔN_{A-8}^{5-8}	ΔN_{A-6-5}^{1-4}	12	ΔN_{A-8}^{5-8}	ΔN_{A-4}^{1-4}
5	ΔN_{A-6}^{5-8}	ΔN_{A-4}^{1-4}	13	ΔN_{A-4}^{5-8}	ΔN_{A-4}^{1-4}
6	ΔN_{A-8}^{5-8}	ΔN_{A-16}^{5-8}	14	ΔN_{A-14}^{5-8}	ΔN_{A-14}^{1-4}
7	ΔN_{A-6}^{1-4}	ΔN_{A-9}^{1-4}	15	ΔN_{A-10}^{1-4}	ΔN_{A-8}^{5-8}
8	ΔN_{A-29}^{1-4}	ΔN_{A-21}^{1-4}			

ранстве первого естественного синоптического района существует контрастность барико-циркуляционного режима в высоко- и низкоширотных районах (рис. 1 а). На рис. 1 б в качестве примера показан ход суммарных сезонных аномалий барико-циркуляционного режима в высоко- и низкоширотных районах перед засухой 1975 г. В увлажненные годы такая картина не выявилась.

Выбранные на основе графика (см. рис. 1 а) предикторы (табл. 1) позволили получить прогностические графики, аналогичные представленному на рис. 2 (таких графиков построено 15).

В дальнейшем проводился анализ этих графиков, результаты которого представлены в табл. 2. Первая строка этой таблицы показывает, что три года из имеющегося 77-летнего ряда только в одном из 15 графиков попали в засушливое поле. Это были 1913 и 1937 гг. (график № 15), 1938 г. (график № 1). Фактически

эти три года были годами с хорошим увлажнением. Три года (1963, 1969, 1974) попали в засушливое поле на всех 15 графиках, и все они фактически являются засушливыми (последняя строка табл. 2). Аналогичным образом получены данные фактического распределения для всех других случаев. Из табл. 2 видно, что вероятностный прогноз засух Западной Сибири (имеются в виду

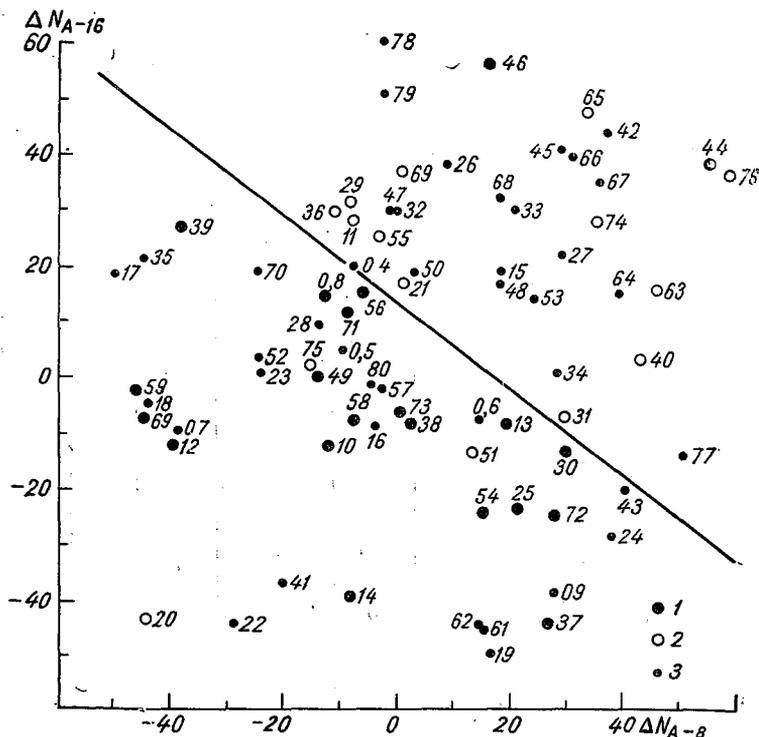


Рис. 2. Зависимость засух Западной Сибири от суммарных сезонных значений аномалий ΔN_A в высоко- и низкоширотных районах.

По оси x отложены ΔN_A в 8-м сезоне, по оси y — ΔN_A в 16-м сезоне; 1 — годы с хорошим увлажнением, 2 — особо интенсивные засухи; 3 — годы, условно названные «нормой».

наиболее интенсивные и обширные засухи) можно дать с обеспеченностью 52% при количестве прогностических указаний от 1 до 15. В этом случае обеспеченность вероятностного прогноза превысит климатологическую вероятность засух на 33%. При количестве прогностических указаний от 1 до 6 можно дать вероятностный прогноз отсутствия засухи в прогнозируемом году.

Таким образом, в этой работе развивается вывод Л. А. Вительса относительно противоположности барического режима на севере

Сравнение прогностического и фактического распределения засух Западной Сибири (по данным 15 графиков)

Количество		Фактическое распределение		
прогностических указаний-графиков	лет	засуха	„норма“	увлажнение
1	3	—	—	3
2	3	—	1	2
3	7	—	2	4
4	6	—	4	2
5	6	—	4	2
6	8	—	7	1
7	7	1	2	4
8	5	1	3	1
9	7	1	5	1
10	5	1	3	1
11	8	2	5	1
12	1	—	1	—
13	4	2	2	—
14	5	4	1	—
15	3	3	—	—
—	77	15	40	22
Климатологическая вероятность, %	100	19	52	29
При количестве прогностических указаний				
от 1 до 6	32	—	18	14
%	100	0	56	44
от 7 до 10	24	4	13	7
%	100	17	54	29
от 11 до 15	21	11	9	1
%	100	52	43	5

ре и юге. Расчет суммарных сезонных аномалий ΔN_A , проделанный для двух групп районов, выделенных в свое время Л. А. Вительсом, позволил получить предварительную схему вероятностного прогноза засух Западной Сибири. В дальнейшем предполагается усовершенствовать данную схему в плане оценки статистической значимости полученных результатов, а также выявления роли отдельных районов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вительс Л. А. Многолетние изменения барико-циркуляционного режима и их влияние на колебания климата.—Труды ГГО, 1948, вып. 8(70), с. 51—108.
2. Вительс Л. А. Характеристики барико-циркуляционного режима.—Л.: Гидрометеониздат, 1965.—127 с.
3. Вительс Л. А., Касогледова С. В. Месячные, сезонные и годовые характеристики барико-циркуляционного режима европейского естественного синоптического района в 1965—1970 гг.—Труды ГГО, 1974, вып. 316, с. 179—197.
4. Касогледова С. В. Месячные, сезонные и годовые характеристики барико-циркуляционного режима европейского естественного синоптического района в 1971—1975 гг.—В кн.: Синоптическая метеорология и гелиогеофизика. Избранные труды.—Л.: Гидрометеониздат, 1977, с. 209—230.
5. Иванов В. К. Метеорологический режим сухих и влажных лет в Западной Сибири и засухи на ЕТС.—Труды Всесоюзного научного метеорологического совещания, т. 8.—Л.: Гидрометеониздат, 1963, с. 270—275.
6. Покровская Т. В., Ефремова Н. И. О соотношении значения гелиофизических и циркуляционных факторов засух.—См. наст. сб.
7. Сляднев А. П. Циклические изменения агрометеорологических условий в южных широтах Западной Сибири.—В кн.: Климатология и сверхдолгосрочные прогнозы. Труды Всесоюзного совещания.—Л.: Гидрометеониздат, 1977, с. 105—112.

В. Н. Сердюк, И. В. Котляр

**МАКРОСИНОПТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
РАЗВИТИЯ И ПЕРЕМЕЩЕНИЯ
АНТИЦИКЛОНОВ В ПЕРИОДЫ ЗАСУХ
1963, 1972 и 1975 гг.**

Среди причин, вызывающих образование засух, главное место занимает антициклоническая циркуляция. Б. П. Мультаповский [7] одним из первых исследовал связь засух с циркуляцией атмосферы и обнаружил, что антициклоны, вызывающие засухи над Европейской территорией, могут входить сюда или с запада из области азорского субтропического антициклона, или с севера из полярного бассейна. Некоторые исследователи основную роль отводили влиянию субтропических антициклонов, а воздействия с севера считали редким явлением [3]. Однако синоптические исследования засух [12 и др.] подтвердили правильность представлений Б. П. Мультаповского о том, что наиболее экстремальные по интенсивности и по площади засухи формируются под влиянием полярного центра действия. Основная роль северных антициклонов обнаруживается и из анализа антициклологенеза во время засух 1963, 1972 и 1975 гг.

Роль антициклонической циркуляции в образовании засух изучали Е. С. Селезнева [11], А. С. Утешев [13], Т. В. Покровская [10], В. И. Волеваха и И. В. Кошеленко [1], Д. Немайес [8] и другие исследователи. Ряд работ посвящен изучению антициклонической циркуляции над районами засух в связи с макроциркуляционными процессами. В. М. Курганская установила три типа циркуляции над северным полушарием при формировании засух в различных его районах [6]. А. Л. Кац изучал особенности циркуляции атмосферы при засухах в связи с предположенной им типизацией процессов [4, 5]. Х. П. Погосян и А. А. Павловская [9] построили схемы полей геопотенциала H_{500} в засушливые годы и в годы с удовлетворительным увлажнением.

Продолжая эти исследования на материалах трех засух последнего времени (1963, 1972 и 1975 гг.), мы обратили внимание

на ряд общих особенностей макроциркуляционных процессов и приземного антициклогенеза в районах засух, представляющих интерес для более полного понимания закономерностей формирования засух.

Ниже приводится обзор циркуляционных процессов за месяцы с засухой указанных лет и сделаны обобщения. Обзор оказалось удобным начать с наиболее экстремального лета 1972 г. Сравнительно слабая засуха 1963 г. рассматривается последней.

Исходными материалами для исследования послужили ежедневные синоптические приземные и высотные карты, а также карты средних месячных значений и их аномалий приземного давления воздуха и геопотенциала H_{500} [14].

По картам AT_{500} строились схемы макропроцессов. Оказалось, что их можно объединить по основным признакам в одну схему макропроцесса, характерного для всех рассмотренных месяцев с засухой (рис. 1). По приземным картам для каждого

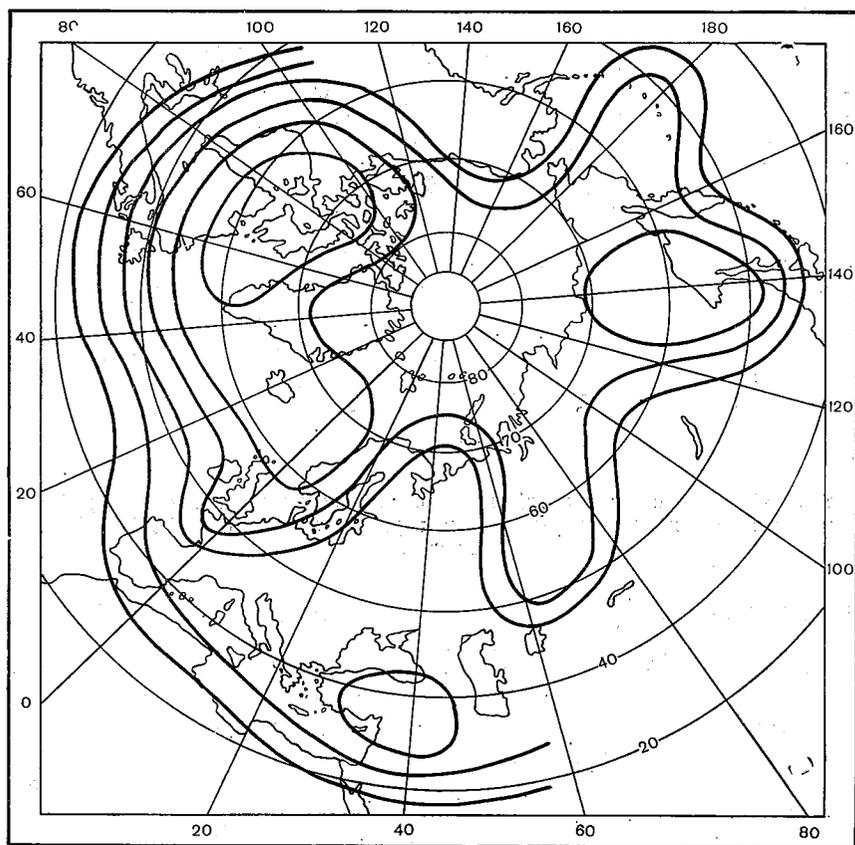


Рис. 1. Схема поля геопотенциала H_{500} , характерного для периодов засухи над ЕТС и Казахстаном.

месяца составлялась сборно-кинематическая карта антициклонов с учетом их развития, а также с указанием гребней, ядер, отрогов. Эти карты использовались при составлении обзора, а здесь приводится обобщенная схема основных путей перемещения антициклонов и районов их наибольшей повторяемости (рис. 2).

В течение июня 1972 г. в средней и верхней тропосфере и в нижней стратосфере умеренных и высоких широт северного полушария прослеживался хорошо выраженный и в большинстве случаев достаточно симметричный относительно полюса планетарный циклонический вихрь. ПВФЗ по его периферии была уме-

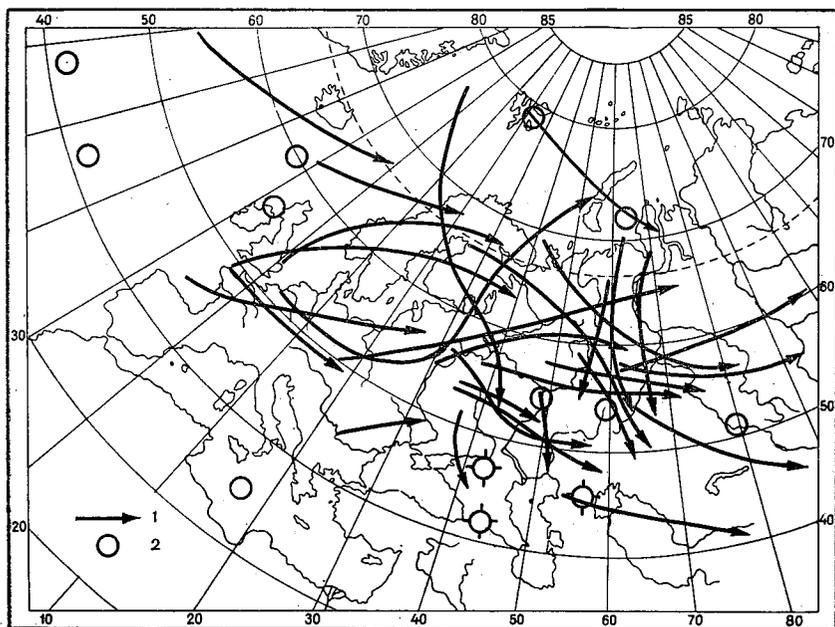


Рис. 2. Схема основных путей перемещения антициклонов (1) и районов наибольшей их повторяемости (2) в периоды засухи над ЕТС и Казахстаном.

ренно возмущена. Число длинных волн составляло от 4 до 6, в большинстве случаев их было 5.

Средняя месячная величина разности абсолютных геопотенциалов H_{500} между субтропическими и высокими широтами была больше нормальной, что указывает на повышенную интенсивность зональной циркуляции.

Непосредственное влияние на процессы антициклогенеза над ЕТС в июне 1972 г. оказали следующие особенности циркуляции атмосферы в пределах атлантико-американского и европейского секторов полушария.

Во-первых, хорошо выраженная для летнего сезона ПВФЗ.

Во-вторых, обширный глубокий и высокий циклон над Канадским Арктическим архипелагом и полуостровом Лабрадор (см. рис. 1). Временами он ослабевал, затем вновь восстанавливался и устойчиво сохранялся в течение всего месяца, поддерживая большую активность ВФЗ на южной своей периферии. В-третьих, устойчивый, ежедневно наблюдавшийся и хорошо выраженный азорский антициклон. И, наконец, в-четвертых, почти ежедневно наблюдавшийся антициклон над советским сектором Арктики, чаще всего вблизи Новой Земли. Положительная аномалия среднего месячного давления здесь составляет 10 мбар.

Хорошо выраженная ВФЗ над атлантико-американским сектором полушария, на южной периферии указанного выше устойчивого циклона, обуславливала активную циклоническую деятельность. Происходила периодическая регенерация субтропических антициклонов и образование глубоких обширных и высоких циклонов, выходивших затем в северную часть Атлантического океана.

В течение месяца через океан прошли три глубоких циклона. Первый образовался 1 июня и вышел к Исландии 2 июня. В дальнейшем он медленно перемещался к востоку, 10 июня подошел к побережью Европы, 16 июня вышел на материк и начал быстро заполняться. Одновременно к Исландии подошел новый глубокий циклон, который затем проделал тот же путь через океан за период с 17 по 24 июня. Третий аналогичный циклон вышел к Исландии 24 июня и подошел к побережью Европы 30 июня.

Во фронтальных зонах по южной и юго-восточной периферии указанных северо-атлантических циклонов развивались циклоны и антициклогенез, новообразующиеся циклоны и антициклоны выходили на Европу. Над Европой в течение всего месяца располагались высотные гребни, сопряженные с северо-атлантическими циклонами как элементами общей длинной волны (см. рис. 1). По мере перемещения к востоку высотного циклона отходил к востоку и высотный гребень. Ось первого гребня 16 июня достигла меридиана 40° в. д. Одновременно у Британских островов образовался новый гребень, сопряженный с новым высотным циклоном. 20—21 июня основание нового гребня объединилось с вершиной старого первого гребня, отошедшего к востоку, и создано впечатление попятного его перемещения. Еще раз этот процесс повторился начиная с 24 июня, одновременно с развитием третьего североатлантического циклона.

Таким образом, в течение всего месяца обнаруживается хорошо выраженная сопряженность циркуляционных процессов над большой территорией — от Канадского Арктического архипелага до Западной Сибири. По-видимому, высотные гребни над ЕТС развивались и поддерживались не только за счет местных физико-географических и термических условий, но и в значительной мере за счет этой сопряженности.

Возникавшие под передней частью высотных гребней новые

антициклоны, с одной стороны, усиливали эти гребни, а с другой, едва образовавшись, объединялись с высотным гребнем и становились средними и высокими барическими образованиями с хорошо развитой не только горизонтальной, но и вертикальной циркуляцией, способствовавшей осушению воздуха.

У земной поверхности в течение месяца ядра высокого давления проходили как с севера, по восточной периферии высотных гребней, так и с запада. Некоторые из них развивались в антициклоны.

В общей сложности антициклонический тип погоды над центральной и южной частями ЕТС наблюдался около 20 дней. Но и в другие дни при наличии циклонической кривизны изобар, фронтальных разделов и облаков осадки, как правило, не выпадали, поскольку на фронтах и в циклонах взаимодействовали в основном те же сухие воздушные массы, которые поступали и трансформировались в антициклонах. Кроме того, из-за преобладания над ЕТС антициклонической фазы в рассмотренной выше квазиустойчивой длинной волне (см. рис. 1) активное развитие антициклонов происходило в смежных ложбинах, над Западной Европой и Западной Сибирью. Здесь же лишь в периоды временного ослабления высотного гребня проходили слабо выраженные частные циклоны.

В июле 1972 г. внешняя часть планетарного циклонического вихря, образованная субтропической ветвью ПВФЗ на широтах 40—50°, как и в июне, располагалась достаточно симметрично относительно полюса. В самой внутренней части, образованной арктической ветвью ПВФЗ, более резко, чем в июне, выделялись две основных ложбины, в одной из которых формировались глубокие обширные циклоны над Канадским Арктическим архипелагом, а в другой — циклоны над Сибирью.

В отличие от июня субтропические антициклоны над Атлантическим океаном были выражены слабее и располагались юго-западнее (на широтах от 27 до 37° и на западных долготах от 35 до 55°). Вместе с тем, к северо-востоку от субтропических антициклонов на широтах 45—65° во многих случаях, особенно во второй половине месяца, развивались антициклоны, связанные с ПВФЗ умеренных широт. Как от первых, так и особенно от вторых антициклонов на Европу часто развивались отроги, в них происходило зарождение антициклонов, оказывавших непосредственное влияние на погоду Европы.

Те из них, которые связаны с отрогами субтропических антициклонов, развивались в субтропической ветви ПВФЗ над Западной Европой и перемещались к востоку или юго-востоку (см. рис. 2).

Антициклоны другой основной группы развивались во внетропических ВФЗ или в районе Балтийского моря и затем перемещались к востоку и юго-востоку, или над Баренцевым и Карским морями, в тыловой части высотной ложбины, направленной на Сибирь, и перемещались в южном и юго-восточном направлениях

по Уралу и Западной Сибири (см. рис. 2). Отроги этих антициклонов занимали восточную и центральную части ЕТС, иногда распространялись на всю ЕТС. 15 июля антициклоны северной и южной групп объединились, и антициклоническая циркуляция заняла всю Европу и Западную Сибирь. Над ЕТС она сохранилась до конца месяца.

В общей сложности антициклоническая циркуляция наблюдалась 11—15 дней над северной частью ЕТС, 20—21 день над западной частью средней полосы ЕТС, Украиной и Западным Казахстаном, 25—26 дней над востоком средней полосы, Поволжьем и Северным Кавказом.

Циклоны проходили в основном по северной окраине ЕТС. Три слабо выраженных циклона прошли через западную часть ЕТС, с юго-юго-востока на северо-северо-запад по западной периферии высотного гребня.

Сопряженность циркуляционных процессов, отмеченная в июне, наблюдалась и в июле. В течение большей части месяца сохранялись высотные циклоны над Канадским Арктическим архипелагом. Из волновых циклонов, возникавших в ВФЗ на юго-восточной периферии этих высотных циклонов, развивались глубокие циклоны над севером Атлантического океана (1—6, 7—12, 13—21, 28—31 июля). Над Европой формировались сопряженные с ними высотные гребни.

Характерно, что с 21 по 26 июля, когда не было высотных циклонов над Канадским Арктическим архипелагом, не было их и над севером Атлантического океана. В это же время был особенно ослаблен высотный гребень над Европой.

В августе 1972 г. сухая погода над ЕТС и Казахстаном сохранялась. Как и в предыдущие два месяца наблюдалась повышенная интенсивность планетарного циклонического вихря в средней и верхней тропосфере. В атлантико-европейском секторе особенно интенсивной была внетропическая ветвь ВФЗ, а субтропическая — ослабленной. Это нашло отражение в локализации процессов цикло- и антициклогенеза и в траекториях циклонов и антициклонов. Циклоны проходили севернее широты 60° , большинство антициклонов в пределах Европы развивалось во внетропической ПВФЗ севернее широты 50° .

Над Северной Америкой и атлантико-европейским сектором полушария наблюдался тот же макропроцесс, что и в предыдущие месяцы (см. рис. 1). Особенностью его являлось то, что циклоны над Северной Америкой располагались южнее, чем в июне и в июле и соответственно дальше к югу отодвигалась ВФЗ на южной периферии всей обширной высотной ложбины. Кроме того, эти циклоны были более подвижны, постепенно перемещались к востоку, на полуостров Лабрадор или Девисов пролив, затем на Атлантический океан.

Особенностью процессов антициклогенеза над Европой, характерной и для других месяцев с засухой, но хорошо выраженной в августе 1972 г., является то, что большинство антицикло-

нов зарождалось над севером Европы в холодных гребнях на периферии отрогов субтропических и североатлантических антициклонов, распространившихся к северо-востоку в область внетропической ПВФЗ. Являясь частями указанных отрогов, эти гребни формировались за холодными фронтами в арктическом воздухе. Продвижение их к юго-востоку (см. рис. 2) и развитие в антициклоны сопровождалось вторжением холодного воздуха.

В то же время над Баренцевым и Карским морями антициклогенез в августе был ослаблен, вхождения антициклонов из этого района почти не было.

Поскольку антициклоны развивались преимущественно севернее широты 50°, Центральный Черноземный район, Поволжье, Украина и Западный Казахстан находились под влиянием или южной окраины антициклонов, проходивших севернее, или западной периферии антициклонов, завершавших свое развитие над югом Урала, востоком Казахстана или югом Сибири. Эта особенность также характерна для всех месяцев с засухой, но наиболее отчетливо она выражена в августе 1972 г. и нашла отражение на карте среднего месячного давления воздуха. Центр антициклона здесь располагается севернее Куйбышева.

Аналогичным образом проанализированы засушливые месяцы других лет: май, июнь, июль 1975 г. и май 1963 г.

В указанные месяцы 1975 г. над полушарием наблюдались циркуляционные процессы, аналогичные тем, что наблюдались летом 1972 г. Интенсивность зональной циркуляции была выше нормальной, хорошо были выражены ПВФЗ, особенно внетропические. Они ежедневно прослеживались вокруг всего полушария. Активно протекала циклоническая деятельность. В ПВФЗ отмечались 4—6 длинных волны, расположенных достаточно симметрично относительно полюса.

Над американским и атлантико-европейским секторами полушария наблюдались макросиноптические процессы, во многом сходные с летними процессами 1972 г. Но в мае—июле 1975 г. они имели некоторые частные особенности. Во-первых, высотные циклоны над северо-востоком Канады не были так устойчиво локализованы, как летом 1972 г. Они были более подвижны и временами смещались к северо-востоку или к востоку, на юг Гренландии или на океан. Соответственно смещались к востоку высотные ложбины и гребни, расположенные восточнее этих циклонов. Во-вторых, в мае и в июне длинные волны, образованные этими ложбинами и гребнями, характеризовались большей, чем летом 1972 г., длиной при той же амплитуде, т. е. были более «плоскими». Поэтому траектории антициклонов над Европой имели несколько большие широтные составляющие. А в июле высотные гребни над ЕТС, хотя и наблюдались в течение всего месяца, были более подвижны, чем в другие рассмотренные месяцы. В отдельные периоды они смещались к востоку на 5—10° в сутки и достигали 65—75° в. д.

В результате указанных особенностей высотного термобари-

ческого поля антициклоны значительно дальше продвигались к юго-востоку и к востоку, и антициклоническая циркуляция распространялась на весь Казахстан и на юг Западной Сибири.

Вместе с тем, основные закономерности образования, развития и перемещения антициклонов, а также характеристики циклонов, обнаруженные в июне — августе 1972 г. прослеживаются и в мае — июле 1975 г.

В 1963 г. резко выраженная засуха наблюдалась лишь в мае, но она охватила очень большую территорию. Над ЕТС (исключая северную ее часть), Казахстаном и югом Западной Сибири антициклоническая циркуляция в этом месяце наблюдалась от 24—26 дней над одними районами до целого месяца — над другими. Преобладала малооблачная погода без осадков.

Макроциркуляционные условия в этом месяце очень сходны с условиями мая-июня 1975 г. При повышенной интенсивности зональной циркуляции и хорошо выраженных ПВФЗ активно развивалась циклоническая деятельность, а в высотном термобарическом поле возникали волны большой длины. Над Европой в течение всего месяца формировались обширные высотные гребни, занимавшие почти всю ее территорию, исключая западную часть. Восточная их периферия проходила по Уралу. Поэтому антициклоны у земной поверхности проходили не только по всей Европе, но и по Казахстану, по югу Западной Сибири, до Байкала.

Над атлантико-американским сектором полушария на широтах от 40 до 55—60° наблюдались широкие, хорошо выраженные фронтальные зоны. У западного побережья Европы эти зоны раздваивались. Одна ветвь проходила по северному побережью Европы и Западной Сибири и огибала с севера высотный антициклон или гребень над ЕТС, а другая — по северному побережью Африки (см. рис. 1).

Такое раздвоение ВФЗ над Европой характерно и для других рассмотренных выше месяцев, лишь в некоторых из них южная ветвь выражена слабо. Тем не менее, характерный для макропроцессов, связанных с засухой над ЕТС, высотный циклон над Ближним Востоком, отмеченный Х. П. Погосьяном и А. Н. Павловской [9], наблюдался часто и непосредственно был связан с циклонической деятельностью на этих южных ветвях ВФЗ.

В итоге проделанного анализа антициклогенеза в периоды засух можно отметить следующее.

Основной причиной возникновения весенне-летних засух является антициклоническая циркуляция. Нисходящие движения воздуха в антициклонах обуславливают разрушение облачности и отсутствие осадков. Кроме того, при нисходящих движениях к земной поверхности поступает адиабатически нагретый сухой воздух, в котором происходит активное испарение с почвы и растений. Наконец, малооблачная погода способствует сильному радиационному нагреву земной поверхности в дневное время, усилению испарения и иссушению почвы и растений.

Анализ синоптических процессов летнего периода 1972 г., весенне-летнего периода 1975 г. и мая 1963 г. показал, что над районами, охваченными засухой, антициклоническая циркуляция была преобладающей. Большинство антициклонов, оказывающих влияние на эти районы, зарождалось в ВФЗ над северо-западом и севером Европы в арктическом или прежнем арктическом воздухе, а пути движения большинства из них проходили севернее широты 50° . На картах среднего месячного давления воздуха центры антициклонов располагаются в районе Куйбышева. Им соответствуют очаги положительных аномалий среднего месячного давления. Над районами, наиболее пострадавшими от засух, в большинстве случаев проходили не центральные, а периферийные части указанных антициклонов или их гребни. В более редких случаях на юг ЕТС распространялись отроги субтропических антициклонов.

Преобладали подвижные антициклоны. Стационарные антициклоны не наблюдались, а случаи медленного их перемещения были сравнительно редки.

В отдельных случаях через районы засух проходили циклоны. Однако они развивались на фоне высокого давления, были слабо развитыми, неглубокими и не могли сопровождаться сильными восходящими движениями, а на их фронтах взаимодействовали сухие воздушные массы. Осадков эти циклоны не давали.

Формирование антициклонической циркуляции над ЕТС и Казахстаном в течение всех семи рассмотренных месяцев связано с однотипными особенностями крупномасштабной циркуляции атмосферы. Во всех случаях разность геопотенциалов H_{500} между субтропическими и высокими широтами и интенсивность западного потока в средней тропосфере умеренных широт были выше нормальных. Хорошо были выражены ПВФЗ, особенно севернее $50-60^\circ$; в них активно развивалась циклоническая деятельность и формировались длинные волны. В пределах американского и атлантико-европейского секторов полушария постоянными и очень устойчивыми компонентами длинных волн являлись аномально развитые глубокие высотные циклоны над северо-востоком Канады (реже — над прилегающей к этому району частью океана). Обнаруживается сопряженность и связь между этими циклонами и ВФЗ на их южной периферии, с одной стороны, и формированием высотных гребней и антициклонов над ЕТС, — с другой.

Сопряженность процессов атлантико-американского и европейского секторов полушария изучала Е. В. Воробьева [2]. Она, в частности, обнаружила, что при большой интенсивности широтного потока в атлантико-американском секторе более активно развиваются высотные гребни и ложбины над Евразией и высказала предположение, что здесь сказывается влияние материка Евразии как орографического препятствия на пути широтного потока.

Приведенный выше анализ случаев с хорошо развитыми высотными гребнями над ЕТС показал, что в каждом из них скорость западного потока на юге умеренных широт атлантико-американского сектора была очень большой. При этом закономерность перемещения высотных ложбин и гребней, обнаруженная над Атлантическим океаном, над Европой нарушалась и наблюдались более медленное перемещение, устойчивая локализация или многократное восстановление высотных гребней над ЕТС. Не исключено, что наряду с термическими и другими факторами здесь оказывали влияние и динамические, связанные с макроорографией.

Вместе с тем прослеживалась непосредственная сопряженность высотных гребней над ЕТС с ложбинами и гребнями, расположенными западнее, как результат распространения волнового процесса с запада на восток. По-видимому, развитие этих гребней и их локализация являются результатом целого ряда факторов. Выяснение их поможет лучше понять физический механизм формирования антициклонов, вызывающих засухи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волеваха В. А., Кошеленко И. В. Анализ блокирующих процессов, приводящих к засушливым явлениям на Украине. — Труды УкрНИГМИ, 1969, вып. 83, с. 50—60.
2. Воробьева Е. В. Сопряженность атмосферных процессов в северном полушарии. — Л.: Гидрометеоздат, 1962. — 115 с.
3. Гуревич Б. С. Макрометеорологический засухообразующий процесс. — Труды ГГО, 1950, вып. 19(81), с. 79—101.
4. Кац А. Л. Сезонные изменения общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы погоды. — Л.: Гидрометеоздат, 1960. — 270 с.
5. Кац А. Л. Необычное лето 1972 г. — Л.: Гидрометеоздат, 1973. — 58 с.
6. Курганская В. М. Характеристика засушливых периодов с точки зрения общей циркуляции атмосферы. — Изв. АН СССР, серия геогр., 1953, № 2, с. 19—28.
7. Мультиановский Б. П. Влияние центров действия атмосферы на погоду Европейской России в теплое время года. Засухи. Геофизический сборник, 1915, т. 2, вып. 3.
8. Немайес Д. Можно ли предсказать засуху и наводнение? — Курьер (Юнеско), август — сентябрь 1973 г.
9. Погосян Х. П., Павловская А. А. Аномалии атмосферной циркуляции, приземного давления и температуры в связи с квазидвухлетней цикличностью. — Л.: Гидрометеоздат, 1977, с. 67—72.
10. Покровская Т. В. Синоптико-климатологические и гелиогеофизические долгосрочные прогнозы погоды. — Л.: Гидрометеоздат, 1969, с. 207—208.
11. Селезнева Е. С. К вопросу аэрологического исследования засух. — Труды ГГО, 1936, вып. 7, с. 23—47.
12. Селянинов Г. Т. Происхождение и динамика засух. — В кн.: Засухи в СССР/Под ред. А. И. Руденко. — Л.: Гидрометеоздат, 1958, с. 5—30.
13. Утешев А. С. Атмосферные засухи северной половины Казахстана. — Труды КазНИГМИ, 1953, вып. 1, с. 5—54.
14. Синоптический бюллетень. Северное полушарие. Май 1963 г. — Центральный институт прогнозов, 1963; июнь, июль, август 1972 г., части I и III, Обнинск, 1974 г.; май, июнь, июль 1975 г., части I и III, Обнинск, 1976.

К ПРОГНОЗИРОВАНИЮ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ПОГОДНЫХ ЯВЛЕНИЙ

Прогнозирование экстремальных погодных явлений, таких как засуха, требует разработки специальных приемов и методов. В современных методах предсказания полей температуры и влажности в результате статистической обработки, предпринимаемой для выявления связей, экстремальные значения выравниваются к норме. В результате и сам прогноз, как правило, выдается в значениях, близких к средним значениям метеоэлемента.

Для практических целей прогноз величин, близких к норме, не представляет интереса, поскольку в своей практической деятельности вопросы планирования и принятия решений человек заранее согласует с этими средними, наиболее вероятными погодными условиями. Прогноз может вообще не даваться, если не ожидается значительных аномалий в метеорологическом режиме. Реальная польза от прогноза появляется лишь когда, во-первых, предсказываются неожиданные явления в погоде и, во-вторых, когда хозяйственник в состоянии учесть эти неожиданные явления и принять меры к уменьшению возможных потерь, т. е. когда прогноз выдается с достаточной заблаговременностью.

Явление не может быть предсказано, если во времени и в пространстве оно проявляет себя случайным образом. В этой связи не все показатели засушливости (физические, биологические, экономические, сельскохозяйственные) могут быть успешно предсказуемы.

Нами был разработан индекс засушливости Z_2 (или Z_{2a}), характеризующий метеорологическую засуху от Украины на западе до бассейна Иртыша на востоке, от Северного Кавказа на юге до нечерноземной зоны на севере. Значение $+10$ характеризует особенно жестокую засуху в этом районе в вегетационный период, 0 соответствует нормальному вегетационному периоду, -10 характеризует условия холодного и очень влажного лета в зернопроизводящих районах СССР. Индекс вычислялся за период

1891—1978 гг. по трехмесячным интервалам: за апрель—июнь (Z_{2a}), за май—июль (Z_2).

В табл. 1 приведено распределение числа лет с различными условиями засушливости в вегетационном периоде. Из табл. 1 видно, что распределение числа лет по разным градациям достаточно равномерно и лишь с вероятностью 10^{-3} можно принять, что это распределение является нормальным. Подобное распределение указывает на то, что особенности вегетационного периода в зернопроизводящих районах СССР формируются под действием некоторого физического фактора, который либо способствует созданию условий засушливости над обширными районами в течение длительного периода, либо не способствует этому. Из многочисленных исследований [5, 6] мы знаем, что таким фактором является развитие антициклонов над степными районами СССР.

Таблица 1

Повторяемость (число лет) условий метеорологической засушливости в зернопроизводящих районах СССР

	Пределы индекса засушливости, от . . . до						
	10. . . 8	7. . . 5	4. . . 2	1. . . -1	-2. . . -4	-5. . . -7	-8. . . -10
Z_{2a} (IV—VI)	11	11	16	12	14	13	11
Z_2 (V—VII)	11	11	10	22	11	10	12
$\frac{Z_2 + Z_{2a}}{2}$	11	11	13	17	13	11	11
Нормальное распределение	1	4	21	36	21	4	1

В отдельные летние периоды антициклон здесь не только часто появляется, но и обнаруживает большую устойчивость во времени, в другие летние периоды эпизодически появляется ослабленный антициклон, — через зернопроизводящие районы проходят траектории циклонов.

Несмотря на то что индекс метеорологической засушливости (Z_2 и Z_{2a}) характеризует большую совокупность данных, осредненных как во времени, так и в пространстве, он не обнаруживает формального распределения, а следовательно, отражает некоторые закономерности, которые, в принципе, могут быть предсказаны. ✓

На возможность предсказания такого экстремального явления, каким является засуха, указывает также определенная частотная структура распределения засух во времени. Здесь уместно сделать одно замечание, имеющее принципиальное значение для исследования экстремальных явлений. Наш ряд индексов засушливости (от -10 до $+10$) позволяет вычислять спектры

мощности и достаточно надежно определять наличие в ряду различных циклов. Однако от такого пути пришлось отказаться в связи с тем, что циклическая структура засух оказалась совершенно отличной от циклической структуры лет с большим увлажнением в зернопроизводящих районах страны. Смещение этих двух частотных структур приводит к тому, что на спектре появляется множество пиков с сомнительной статистической достоверностью. Пришлось использовать более простые, но в данном случае более надежные методы исследования временной структуры засух.

В табл. 2 приводятся интервалы между годами с засухой разной интенсивности, вычисленные по индексам Z_2 и Z_{2a} . Обращает на себя внимание, что в определенных временных интервалах,

Таблица 2

Циклическая структура засух на ЕТС

	Число засух Z_2 (Z_{2a})	Число лет между засухами, годы									
		1	2	3	4	5-6	7-8	9-10	11-14	15-18	
Все засухи, Z_2 (Z_{2a}) $\geq +3$	33 (30)	11 (8)	8 (7)	5 (5)	3 (1)	3 (7)	1 (0)	1 (1)	0 (0)	0 (0)	
Умеренные и сильные засухи, Z_2 (Z_{2a}) $\geq +6$	20 (16)	2 (3)	5 (1)	3 (2)	2 (1)	4 (4)	1 (0)	0 (2)	2 (1)	0 (1)	
Жесткие засухи, Z_2 (Z_{2a}) $\geq +8$	11 (11)	1 (0)	1 (0)	2 (2)	0 (0)	2 (2)	1 (0)	1 (4)	1 (0)	0 (2)	

кратных трем годам, число засух несколько больше. Так, вероятность появления засух через 3 года, через 5—6 и 9—10 лет примерно в два раза выше, чем вероятность появления засух через 4 года, 7—8 и 11—14 лет. Если рассматривать только жесткие засухи, то можно показать, что такое распределение засух не случайно для Z_2 с уровнем значимости порядка 10^{-2} . В табл. 3 приводится повторяемость засух по каталогу Раунера [7]. В районе Поволжья и вообще на территории ЕТС, повторяемость засух через 3, 5—6 лет заметно выше, чем в соседних грациях. В районе Северного и Западного Казахстана эта ритмика выражена слабее, а на Украине она отсутствует.

В табл. 3 использованы все засухи, которые давали некоторое снижение урожая хлебов [5, 7]. Эти данные следует сопоставлять лишь с первой строкой табл. 2. Использование показателей засушливости Z_2 и Z_{2a} дает возможность отобрать небольшое число очень сильных засух и выявить другие временные ин-

тервалы между засухами, такие, как 9—10, 15—18 лет, также кратные трем годам.

Повторение засух через 3 года и 5—6 лет не раз отмечалось в литературе [3, 5, 7]. Так, в районе Поволжья в этом столетии засухи отмечались в 1911, 1914, 1917, 1920, 1921, 1924, 1927, 1930 годах. Две наиболее жестокие засухи за последние двадцать лет также отмечались с интервалом в три года, в 1972 и 1975 гг. На Украине и на Алтае трехлетняя ритмика не прослеживается, и это говорит о том, что высотный антициклон, который стационарирует летом в районе Поволжья и с которым обычно связывают засухи ЕТС, не определяет режим увлажнения летом над этими районами.

Годы с большой увлажненностью летом над ЕТС связаны со смещением траекторий циклонов к югу. Наиболее часто отмечен-

Таблица 3

Циклическая структура засух по каталогу Раунера (1885—1975 гг.)

Район	Число засух	Число лет между засухами, годы						
		1	2	3	4	5—6	7—8	9—10
Поволжье	38	16	3	11	4	2	1	0
Северный и Западный Казахстан	32	9	6	8	3	2	1	0
Украина	38	12	11	9	3	2	0	1
ЕТС								
1885—1975	29	6	4	8	3	5	2	0
1923—1975	50	12	6	11	4	6	4	4

ный промежуток времени между годами с большой увлажненностью в этом районе — это 2 или 7—8 лет. Зная закономерности в ритмике засушливых и увлажненных лет, можно делать некоторые прикидки относительно возможности наступления засух в ближайшие годы. Поскольку засуха не осуществилась в 1978 г., хотя могла быть, учитывая трехлетнюю ритмику, следующими возможными годами с засухой могут быть 1980—1981 гг. Однако 1978 г. был годом с избыточным увлажнением, следующим таким годом может оказаться 1980 г. Вероятно, годом с засухой может оказаться лишь 1981 г.

Используя индексы засушливости, можно определить предпочтительные периоды появления засух по методу Шустера [1, 3]. Складывая последовательно все значения индексов по некоторому заданному периоду, можно выявить такие периоды, когда засушливость устойчиво прослеживается на некотором отрезке заданного периода в течение всех 88 лет.

На рис. 1 приведены средние максимальные значения индексов засушливости Z_2 и Z_{2a} , вычисленные для широкого диапазона

периодов, от 4,5 до 24,5 лет. Прямой показан уровень статистической надежности (0,02%) отклонений максимумов засушливости в различные периоды. Из рассмотрения рисунка можно сделать заключение, что в индексах засушливости статистически надежно прослеживаются три периода: 9,5, 15 и 18 лет. Так, с промежутком в 15 лет наблюдались засухи на ЕТС в 1861, 1876, 1891, 1906, 1921, 1936, 1951, 1966 годах. Следующая засуха в этом периоде, по-видимому, случится в 1981 г. Проявление 18-летнего цикла засух можно заметить в чередовании засух в 1867, 1885, 1903, 1921, 1939, 1957, 1975 годах. Не все указанные годы находили четкое проявление в снижении урожаев в Поволжье; в некоторые годы засухи отмечались в близких к Поволжью районах: на востоке Украины или в Западном Казахстане.

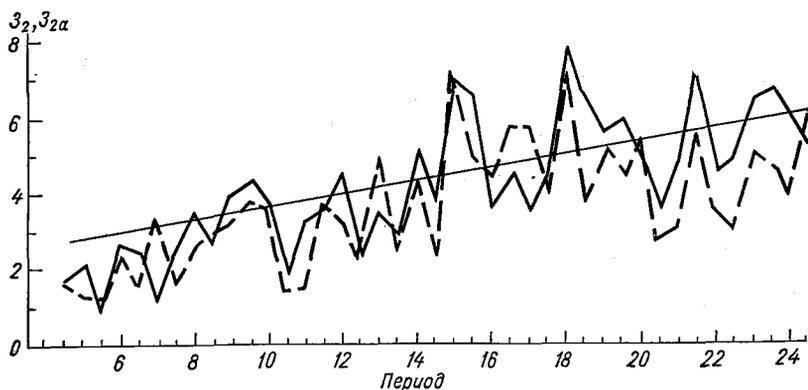


Рис. 1. Средние максимальные значения индексов засушливости, вычисленные при осреднении данных по периодам от 4,5 до 24 лет. Сплошная линия — индекс Z_2 , штриховая — индекс Z_{2a} , прямая — уровень статистической значимости отклонения средних от нуля.

Указанные три периода, как легко видеть, не противоречат той структуре цикличности, которая приводится в табл. 2 и 3. Эти периоды также кратны трем годам.

Если учет ритмики засух помогает выяснить вероятность засухи в ближайшие 2—3 года, то учет цикличности дает возможность экстраполировать ход индексов засушливости на 5—10 лет вперед. Мы предприняли попытку прогнозирования засух с заблаговременностью до 10 лет, используя три периода, выявленные выше — 9,5, 15 и 18 лет. Естественно, никакие тригонометрические функции, типа косинусов, нельзя было подобрать для описания того чередования засушливых и увлажненных лет, которое в среднем наблюдается в указанных трех периодах.

Поскольку и ритмика, и периодическое повторение лет с избыточным увлажнением подчинены иным закономерностям, чем годы с засушливостью, было решено для экстраполяции использо-

вать только положительные значения индекса засушливости. Отрицательные значения во всех трех периодах были заменены нулями. Используя три статистически значимых периода в повторяемости засух, можно найти последовательность хода индексов засушливости в каждом из периодов в годах, следующих за 1978 г. Совместное использование таких временных шаблонов позволяет прогнозировать ход индекса засушливости. В табл. 4 распределение по годам индекса засушливости $Z_2 (Z_{2a})$ на ближайшие 10 лет с помощью трех шаблонов. Четыре года (1979, 1983, 1984, 1988), согласно полученным данным, должны быть годами хорошего увлажнения. Период 1980—1982 гг., вероятно, будет засушливым с сильной засухой в 1981 г.; 1987 г. также окажется годом с засухой.

Таблица 4

Распределение по годам индексов засушливости $Z_2 (Z_{2a})$ в трех статистически значимых периодах 9, 5, 15 и 18 лет

Период	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988
18 лет	1 (0)	0 (0)	0 (0)	0 (0)	0 (1)	0 (0)	0 (2)	0 (0)	1 (0)	0 (0)
15 лет	0 (0)	2 (0)	7 (7)	1 (2)	0 (1)	0 (0)	0 (1)	0 (0)	2 (2)	0 (0)
9,5 лет	0 (0)	0 (0)	2 (0)	3 (1)	0 (0)	1 (0)	0 (0)	2 (2)	4 (4)	0 (0)
Прогноз	1 (0)	2 (0)	9 (7)	4 (3)	0 (1)	1 (0)	0 (3)	2 (2)	7 (6)	0 (0)

Естественно, возникает вопрос о природе столь необычных циклов как 3; 5—6; 15 и 18 лет. Трудно привести какие-то доказательства, но можно высказать достаточно правдоподобное предположение. Уже не раз отмечалось [2, 4], что при определенном расположении планет магнитные поля межпланетной среды могут испытывать значительные возмущения. Это должно сказываться на притоке космических лучей к Земле, а так как между интенсивностью космических лучей и циркуляцией атмосферы имеются определенные связи [2], то ритмика соединения планет может проявляться и в ритмике некоторых экстремальных явлений, таких, как засуха, очень холодная зима и т. п. Соединение трех-четырех планет оказывается таким же редким явлением, как и экстремальные явления в погоде.

Наиболее массивные планеты — Юпитер и Сатурн. Промежуток времени между соединениями и квадратурами Юпитера с Землей равен 2,97 года. Сатурн по отношению к Юпитеру находится в соединениях или квадратурах через 4,95 года. Наконец,

Марс по отношению к Юпитеру находится в этих положениях через 2,23 года. Отсюда, легко получить наиболее характерные ритмы в возмущениях межпланетной среды.

В табл. 5 приведены циклы, происхождение которых может быть обусловлено планетами, расположенными за орбитой Земли — Марсом, Юпитером, Сатурном. Как видно из рис. 1 и табл. 5 в засухах на ЕТС проявляются 2, 3, 5, 9—10, 15 и 18-летние циклы; 9-10, 15 и 18-летние циклы устойчиво проявляют себя на протяжении последних 100—120 лет и, вероятно, могут рассматриваться как определенные периодичности.

Таблица 5

Циклы наиболее мощных возмущений межпланетной среды за орбитой Земли

Время между соединениями и квадратурами, годы			Цикл, годы
Земля—Юпитер	Юпитер—Сатурн	Юпитер—Марс	
—	—	2,23	2
2,97	—	—	3
—	4,95	4,46	5
5,94	—	6,69	—
8,91	9,90	8,92	9—10
—	—	11,15	—
11,88	—	—	—
—	—	13,4	—
14,85	14,85	—	15
—	—	15,6	—
17,8	—	17,8	18
20,8	19,8	20,0	—

Остальные из указанных в табл. 5 циклов осуществляются лишь в некоторых временных интервалах и исчезают в других. Вероятно, роль земных факторов, способствующих формированию засух на ЕТС, способствует лучшему проявлению одних и худшему проявлению других ритмов и периодов. Насколько удовлетворительно приведенное объяснение, покажут дальнейшие исследования долговременных возмущений межпланетного магнитного поля, долговременных вариаций космических лучей и условий появлений различных экстремальных погодных явлений.

В заключение, следует подчеркнуть, что уже первый опыт анализа экстремальных погодных явлений с целью выработки методов их анализа и прогнозирования показывает, что имеются значительные трудности, преодоление которых обычными, раз-

работанными в метеорологии методами, не представляется возможным.

Ввиду того что экстремальные явления, внезапно появляясь в одном году, могут совершенно отсутствовать в ряде предшествующих и последующих лет, традиционное использование тригонометрических функций для анализа прогноза экстремальных явлений оказывается невозможным. В связи с этим наши предложения сводятся к набору определенной последовательности операций, необходимых при анализе, по-видимому, любых экстремальных явлений.

1. Исследуется пространственное проявление экстремального явления и отбираются лучшие параметры для его описания.

2. Разрабатывается индекс, числом характеризующий ежегодное проявление экстремального погодного явления (засуха, холодная зима, и т. п.) по совокупности многих данных, осредненных по пространству.

3. Исследуется закон распределения численных значений индекса и неслучайность формирования экстремального явления.

4. Исследуется частотная структура индекса экстремального явления.

5. Исследуются периодичности в проявлении экстремального явления.

6. Конструируются по всему имеющемуся ряду индексов временные шаблоны хода индекса, используя те периоды, проявление которых в имеющемся ряду не случайно.

7. Определенным указанием на правильность выбора периодов в проявлении экстремального явления может служить совпадение данных рис. 1 и табл. 5.

Исследование экстремального погодного явления может производиться и методами, разработанными в теории массового обслуживания, когда явление рассматривается как случайно возникающее во времени, без связи с другими аналогичными явлениями. Такой подход, часто применяемый на практике, обедняет информацию, заложенную в последовательности редких событий в метеорологии. Экстремальное метеорологическое явление, рассматриваемое на одной станции, создает впечатление случайного явления, однако, если насыщать информацию за счет рассмотрения явления в пространстве и времени, за счет использования набора различных показателей, то легко выявляются связи и особенности, которые помогают в исследовании физики и в прогнозировании этого экстремального метеорологического явления.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Брукс К., Карузерс Н. Применение статистических методов в метеорологии. — Л.: Гидрометеоздат, 1963. — 416 с.
2. Витинский Ю. И., Оль А. И., Сазонов Б. И. Солнце и атмосфера Земли. — Л.: Гидрометеоздат, 1976. — 352 с.
3. Дроздов О. А. Временная структура частоты засух и ее связь с урожайностью. — Труды ГГО, 1976, вып. 378, с. 53—73.

4. Дружинин И. П., Сазонов Б. И., Ягодинский В. Н. Космос, Земля, прогнозы.— М.: Мысль, 1974.— 188 с.

5. Костин С. И. Засухи на Русской равнине за последнее тысячелетие.— Труды ГГО, 1975, вып. 330, 28—36 с.

6. Пагава С. Т., Захарова Н. М. Способ прогноза засушливых сезонов.— Труды Гидрометцентра СССР, 1974, вып. 150, с. 3—22.

7. Раунер Ю. Л. О периодичности засух на территории зерновых районов СССР.— Изв. АН СССР, сер. геогр., 1976, № 2, с. 13—29.

Ким Мун Юк

**О ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ
ТИПИЗАЦИИ Г. Я. ВАНГЕНГЕЙМА
К ДОЛГОСРОЧНЫМ ПРОГНОЗАМ ЛЕТНИХ ОСАДКОВ
В КНДР**

Климат Кореи относится к муссонному типу, для которого характерны сухая холодная зима и влажное теплое, даже жаркое, лето. Дождливым сезоном является период с июня по август. За эти три месяца выпадает 580 мм осадков, что составляет 60% годовой суммы. Значения изменчивости сезонных сумм лежат в пределах 50—150%. Эти особенности режима осадков приводят в некоторые годы к засухам, в другие — к наводнениям. В последнее десятилетие продолжительные засухи в КНДР приводят к значительному понижению уровня воды в водохранилищах оросительных и энергетических систем в результате чего они не могут полностью обеспечить запросы народного хозяйства. Отрицательные последствия засухи увеличиваются и в случае запаздывания муссонных дождей, что также имеет место в последнее время.

В связи со сказанным, Центральным институтом прогнозов КНДР предложена тема по разработке методики долгосрочных прогнозов количества осадков за период муссонных дождей. В настоящей статье приводятся первые результаты этой разработки.

Крупные аномалии в ходе погоды отдельных лет и изменения климата следует понимать как результат проявления процессов общей циркуляции атмосферы в конкретных физико-географических условиях.

Для исследования был использован ряд средних значений количества осадков по 8 станциям за июнь — август (табл. 1 и 2). В качестве исходных для прогнозирования выбраны экстремальные сезоны с дефицитом осадков (<80% нормы) и с избытком осадков (>120% нормы). Количество осадков в эти сезоны может изменяться от 310 мм (1919 г.) до 899 мм (1964 г.). Число

таких сезонов, как видно из табл. 1, за период исследования (1917—1977 гг.) равно 24 и повторяются они с вероятностью P около 0,20.

В качестве характеристик атмосферной циркуляции (предикторов) в первую очередь использовались месячные числа дней с типами циркуляции W, E, C (по типизации Г. Я. Вангенгейма) за исходные и предшествующие годы [2].

На рис. 1 приведены средние групповые отклонения числа дней от нормы с типами циркуляции W, E, и C с заблаговременностью от 1 года до 5 лет и за текущий год. Наиболее заметно ослабление циркуляции типа E за счет увеличения типов C, W в текущий год. Западная форма циркуляции, как правило, в годы, предшествующие засухе, имеет усиленное развитие. Особенно это характерно для сентября за три (-3) года до засухи и для февраля, апре-

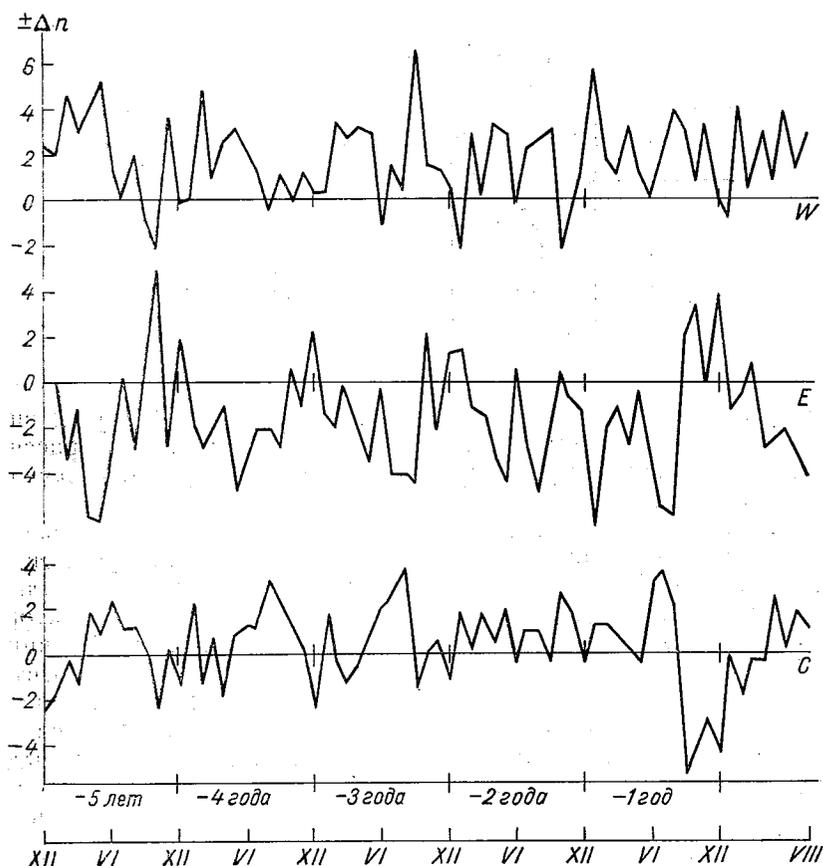


Рис. 1. Средние групповые отклонения числа дней с типами циркуляции W, E, C для группы засушливых лет.

ля и мая за 5 и 7 лет до засухи. Наоборот, процессы восточной формы перед годами с засухами значительно ослаблены. Ход меридиональной циркуляции типа С имеет немалое развитие, но этот тип циркуляции ослаблен осенью и зимой. Это проявляется в период с сентября по декабрь за один год и за 7 лет до засухи.

При отборе предикторов были выбраны те месяцы и типы циркуляции, для которых отношение среднего отклонения по группам экстремальных лет числа дней с данным типом циркуляции от нормы Δn к своей ошибке σ_n превышает 2,0 т. е. $t = \frac{\Delta n}{\sigma_n} \geq 2,0$. Таким образом, выявление предикторов основывается на учете макроциркуляционных процессов, развивающихся в отдельные узловые месяцы [3].

Первоначально было отобрано 55 прогностических признаков. Распределение их приблизительно совпадает с нормальным распределением. Однако, как видно из табл. 3, число фактических

Таблица 3

Сравнение фактического и теоретического числа предикторов

$t = \frac{\Delta n}{\sigma_n}$	Величина случайности, %	Число случаев	
		теоретическое	фактическое
2,0	4,55	17,5	44
2,5	1	3,8	18
3,0	0,03	0,1	4

прогностических, т. е. экстремальных, отклонений от нормы значительно отличается от числа теоретических признаков, рассчитанного по нормальному распределению. Это говорит о неслучайности их отбора.

Проверка выбранных предикторов на значимость определялась по коэффициентам r двухгрупповой корреляции засух с типами циркуляции [1]. Статистическими достоверными считались связи с критерием $r/\sigma_r \geq 2,5$. В табл. 4 приведены предикторы и соответствующие им двухгрупповые коэффициенты корреляции. Как видно из табл. 4 максимальное число предикторов относится к годам —7, —1, затем к —5 и —6. Однако наибольшее число предикторов с особо высокими коэффициентами приходится на год, предшествующий прогнозируемому, т. е. на —1 год; выделяется среди них и —5 год. При заблаговременности более 5 лет число предикторов с большими коэффициентами корреляции ($r \geq 0,50$) уменьшается.

Следующий этап прогнозирования состоит в построении графиков зависимости экстремальных лет от двух предикторов (берутся различные парные комбинации из табл. 4) и вычисления

Таблица 4

Предикторы для прогнозирования экстремального количества осадков
и коэффициенты корреляции

Номер предиктора	Заблаговременность		Тип циркуляции	r	r/σ _r
	год	месяц			
1	-1	I	E	-0,45	2,9
2	-1	VII	E	-0,42	2,6
3	-1	VIII	E	-0,62	4,7
4	-1	IX	C	-0,67	5,4
5	-1	XII	C	-0,50	3,4
6	-1	IX+X+XI+XII	C	-0,66	5,2
7	-2	V	E	-0,45	2,9
8	-2	VIII	E	-0,50	3,4
9	-3	IX	W	0,55	3,9
10	-3	IX	E	-0,43	2,7
11	-3	VIII	C	0,45	2,9
12	-4	II	W	0,47	3,0
13	-4	V	E	-0,42	2,6
14	-5	II+III+IV+V	W	0,67	5,4
15	-5	IV	E	-0,52	3,5
16	-5	IV+V	E	-0,62	4,7
17	-5	V	E	-0,50	3,4
18	-5	X	E	0,55	3,9
19	-6	IV+V	E	-0,46	2,9
20	-6	II	E	-0,45	2,9
21	-6	V	E	-0,44	2,8
22	-6	X	E	0,48	3,2
23	-7	IV+V	W	0,53	3,6
24	-7	XI	W	0,44	2,8
25	-7	XI+XII	W	0,46	3,0
26	-7	II	E	-0,51	3,5
27	-7	IV	E	-0,45	2,9
28	-7	II+III+IV	E	-0,54	3,8
29	-7	II	C	0,43	2,7
30	-7	X+XII	C	0,45	2,7
31	-8	V+VI	E	-0,43	2,7
32	-8	VI	E	-0,48	3,2
33	-9	VI	C	0,43	2,7
34	-10	VI	C	0,44	2,8
35	-10	X+XI	C	-0,42	2,7

дискриминантных функций. Линейная дискриминантная функция двух переменных определяется соотношением [4].

$$L = b_0 + b_1x_1 + b_2x_2, \quad (1)$$

где b_0, b_1, b_2 — соответствующие коэффициенты, x_1 и x_2 — значения комбинируемых предикторов.

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 или влажных лет. Нами вычислены дискриминантные функции и построены графики для парных комбинаций предикторов

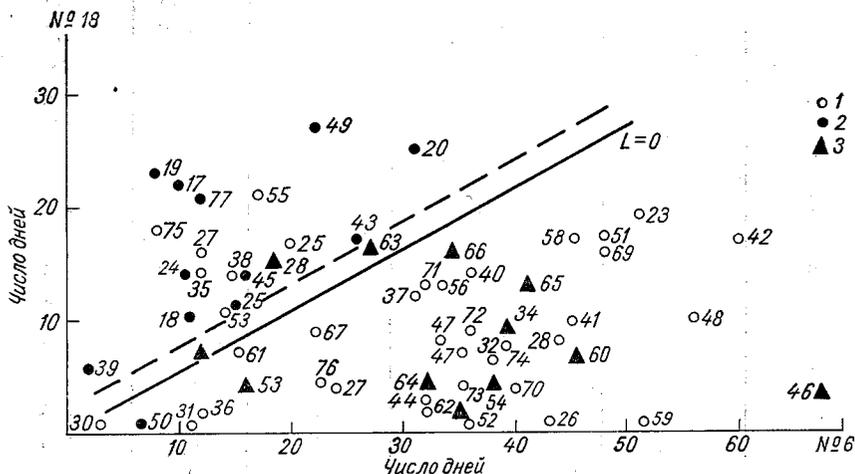


Рис. 2. Комплексный график для прогнозирования засушливых летних сезонов.

1 — норма, 2 — засушливые годы, 3 — влажные годы; штриховая линия — визуально проведенная разделительная линия; цифры у точек — число лет.

с критерием $r/\sigma_r \geq 2,5$. По осям графиков откладывалось число дней выбранных предикторов, а в поле — все годы за 62-летний период. Кроме прямой линии, разграничивающей выборку ($L=0$), в поле графика визуально проводилась разделительная линия. Обе линии в ряде случаев проходят достаточно близко друг от друга. Сопоставление результатов приведено в табл. 5. Вероятность случайного появления данного числа засух m в поле с их повышенной повторяемостью, состоящем из n лет, вычислялась по формуле Бернулли

$$P_{m, n} = \frac{n!}{m!(n-m)!} p^m q^{(n-m)}, \quad (2)$$

где p — средняя климатологическая вероятность засух, $p=0,20$; q — дополнение ее до единицы. Вероятность $P_{m, n}$ такого появления мала и составляет несколько десятых процента.

Таблица 5

Вероятность засушливых и влажных лет (%), определенная по парным комбинациям предикторов

Комбинация предикторов (см. табл. 4)	Засухи		Влажные годы		Засухи и нормы		Влажные годы и нормы		Засухи		Влажные годы		Уровень значимости, %	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
6—18	92	73	92	80	95	86	98	98	60	54	26	22	0,015	0,02
	83	80	83	83	90	95	98	98	53	56	24	23	0,05	0,05
	86	79	100	70	92	86	100	98	50	50	26	24	0,98	0,035
	73	75	70	75	78	84	93	93	44	47	20	22	0,35	0,36

Примечание. 1 — вероятность, определенная по визуально проведенной разграничительной линии; 2 — по прямой $L=0$.

На рис. 2 приведен пример прогностического графика, где скомбинированы предикторы с заблаговременностью — 1 год и — 5 лет (см. табл. 4, № 6 и № 18). Как видно из всей совокупности предикторов и графика, лучшие результаты получаются при комбинировании предикторов данных для типов циркуляции Е и С за осень и предзимье. Полученный результат согласуется с историческим опытом анализа наблюдений, согласно которому, как правило, холодная зима предшествует засушливому, а теплая — влажному лету в КНДР.

Можно отметить, что основная тенденция формирования экстремальных летних сезонов закладывается осенью и зимой при определенных процессах атмосферной циркуляции. Полученные результаты используются нами для целей прогноза засух в Корею.

Следующим этапом методики будет использование данных по типизации А. А. Гирса для тихоокеано-американского сектора З, М₁, М₂ и разновидностей, получаемых при их сочетании с типами циркуляции W, E и C.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Брукс К., Карузерс Н. Применение статистических методов в метеорологии. — Л.: Гидрометеоздат, 1963. с. 237—238.
2. Гирс А. А. Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов. — Л.: Гидрометеоздат, 1974, с. 438—485.
3. Покровская Т. В. Синоптико-климатологические и гелиогеофизические долгосрочные прогнозы погоды. — Л.: Гидрометеоздат, 1969. — 253 с.
4. Пановский Г. А., Брайер Г. В. Статистические методы в метеорологии. — Л.: Гидрометеоздат, 1967, с. 132—136.

Г. Ф. Гетманова

МЕТОДИКА ПРОГНОЗА СРЕДНЕГО МЕСЯЧНОГО КОЛИЧЕСТВА ОСАДКОВ НА ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ СССР В ТЕПЛОЕ ВРЕМЯ ГОДА

Как неоднократно подчеркивалось ранее [3], процессы в ограниченном районе необходимо рассматривать как проявление общей циркуляции атмосферы. Следовательно, возникает необходимость изучения и предсказания метеорологических процессов на Европейской территории Союза на фоне процессов всего северного полушария, считая их взаимосвязанными и во многом взаимообусловленными. Как показали исследования Е. Н. Блиновой [2], одной из важных характеристик атмосферной циркуляции являются длинные термобарические волны, которые играют важную роль в формировании атмосферных процессов большого масштаба.

В этом направлении было сделано немало работ [1, 5] которые показали, что применение теории длинных волн в долгосрочном прогнозировании дает положительные результаты. В настоящей работе ставится задача исследовать возможность применения динамики длинных волн тропосферы, нижней стратосферы и приземных полей аномалий температуры и давления воздуха в целях прогнозирования среднего месячного количества осадков на Европейской территории СССР в теплое время года.

В схеме прогноза среднего месячного количества осадков в качестве предикторов были использованы аномалии средних месячных температур и давления воздуха, геопотенциалы поверхностей H_{500} и H_{100} на северном полушарии, градиенты температуры воды в Северной Атлантике (по четырем кораблям погоды) и среднее месячное количество осадков на ЕТС. Использовались исходные данные за 1957—1974 гг. (всего 18 лет). Значения метеорологических элементов снимались в узлах стандартной сетки точек по широте через 10° , а по долготе через 5° .

Для того чтобы более полно использовать в прогнозе среднего месячного количества осадков физические закономерности общей

циркуляции атмосферы, была сделана попытка подойти к проблеме этого прогноза не сразу, а через прогнозы средних месячных аномалий приземного давления и температуры воздуха на северном полушарии в теплое время года. Постановка и метод решения этой задачи соответствует изложенному в работе [1]. Опишем коротко ход ее решения. Для прогноза фона полей аномалий температуры и давления воздуха на северном полушарии использовались коэффициенты разложения функции $H(\theta, \lambda)$ в двойные ряды Фурье полей аномалий приземного давления и температуры, полей H_{500} и H_{100} . Методика разложения метеорологических полей в двойные ряды Фурье подробно изложена в работе Г. И. Морского [4]. Следуя изложенному, решение данной задачи сводится к представлению метеорологических полей двойным рядом вида

$$H(\theta, \lambda) = \sum_{m=0}^M \sum_{n=0}^N (A_n^m \cos n \theta \cos m \lambda + B_n^m \cos n \theta \sin m \lambda). \quad (1)$$

Так как аргумент θ брался через 5° , то коэффициенты разложения данного ряда можно записать в следующем виде:

$$A_0^0 = 1/72 \sum_{k=0}^{71} a_0(5^\circ k), \quad (2)$$

$$A_n^0 = 1/36 \sum_{k=0}^{71} a_0(5^\circ k) \cos(5^\circ nk), \quad (3)$$

$$A_0^m = 1/72 \sum_{k=0}^{71} a_m(5^\circ k), \quad (4)$$

$$A_n^m = 1/36 \sum_{k=0}^{71} a_m(5^\circ k) \cos(5^\circ nk), \quad (5)$$

$$B_0^m = 1/72 \sum_{k=0}^{71} b_m(5^\circ k), \quad (6)$$

$$B_n^m = 1/36 \sum_{k=0}^{71} b_m(5^\circ k) \cos(5^\circ nk), \quad (7)$$

где

$$a_0 = 1/72 \sum_{k=0}^{71} H(5^\circ k),$$

$$a_m = 1/36 \sum_{k=0}^{71} H(5^\circ k) \cos(5^\circ mk),$$

$$b_m = 1/36 \sum_{k=0}^{71} H(5^\circ k) \sin(5^\circ mk). \quad (8)$$

Значения $H(\theta, \lambda)$ берутся в узлах стандартной сетки точек. На ЭВМ БЭСМ-6 было подсчитано максимальное число коэффи-

циентов разложения ($m=18, n=18$). Процедура восстановления метеорологического поля по полученным коэффициентам хорошо согласуется с фактическим полем метеорологических элементов.

Имея коэффициенты разложения $A_n^m, A_n^0, A_0^m, B_n^m$ и B_0^m найдя для каждого из них, имея ввиду исходные метеорологические поля $H_{500}, H_{100}, \Delta P$ и ΔT , нормы за 18 лет и средние квадратические отклонения σ . Для прогноза полей аномалий приземного давления и температуры воздуха на северном полушарии все значения коэффициентов разложения в двойные ряды Фурье нормировались. Прогнозы средних месячных аномалий давления и температуры составлялись с трехмесячной заблаговременностью. Для этой цели сначала давался прогноз коэффициентов разложения в двойные ряды Фурье и по этим прогностическим коэффициентам восстанавливались прогностические поля средних месячных аномалий давления и температуры.

Прогноз коэффициентов разложения в двойные ряды Фурье осуществлялся по следующей схеме.

Строили систему нормальных условных уравнений, правой частью которых являлись прогнозируемые коэффициенты разложения в двойные ряды Фурье, а в левой части этих условных уравнений учитывались характеристики длинных волн верхней тропосферы, нижней стратосферы и приземных аномалий давления и температуры соответственно. Все условные уравнения располагались в строго хронологическом порядке, начиная с 1957 и по 1974 г.

$$\left. \begin{aligned} \sum_1^n \beta_n A_n^0(500) &= \hat{A}_n^0(500) \\ \sum_1^n \beta_n A_n^0(100) &= \hat{A}_n^0(100) \\ \sum_1^n \beta_n A_n^0(\Delta P) &= \hat{A}_n^0(\Delta P) \end{aligned} \right\} 1957 \text{ г.} \quad (9)$$

и т. д.

$$\left. \begin{aligned} \sum_1^n \alpha_n A_n^0(500) &= \hat{A}_n^0(500) \\ \sum_1^n \alpha_n A_n^0(100) &= \hat{A}_n^0(100) \\ \sum_1^n \alpha_n A_n^0(\Delta T) &= \hat{A}_n^0(\Delta T) \end{aligned} \right\} 1957 \text{ г.} \quad (10)$$

и т. д. Здесь β_n и α_n — прогностические весовые коэффициенты, \hat{A}_n^0 — прогнозируемые значения коэффициентов разложения в двойные ряды Фурье, A_n^0 — исходные коэффициенты разложения в двойные ряды Фурье.

Всего было составлено 648 условных уравнений (за 18 лет, за 6 месяцев теплого полугодия и отдельно для ΔP и ΔT).

Решая данную систему уравнений с помощью ЭВМ БЭСМ-6, находим значения весовых коэффициентов β_n и α_n , которые в дальнейшем, путем их подстановки в уравнение регрессии, использовались для подсчета прогностических A_n^m и B_n^m коэффициентов разложения в двойные ряды Фурье, по которым мы восста-

Таблица 1

Оценка прогнозов аномалий средней месячной температуры ΔT и среднего месячного давления воздуха ΔP на северном полушарии по параметру ρ на зависимом материале

	IV	V	VI	VII	VIII	IX
ΔT	0,12	0,09	0,10	0,10	0,11	0,11
ΔP	0,09	0,11	0,10	0,14	0,11	0,10

навливаем прогностическое поле аномалий давления и температуры воздуха на северном полушарии. Для проверки обеспеченности вышеизложенного метода были составлены прогнозы полей приземных средних месячных аномалий давления и температуры для теплой половины года за период 1957—1974 гг.

Результаты этой оценки приведены в табл. 1.

Как видно из табл. 1, оценки для всех месяцев теплого полугодия по среднему ρ положительны.

Для прогноза среднего месячного количества осадков по территории ЕТС были использованы прогнозы аномалий среднего месячного давления и температуры, которые вырезались из прогноза данных величин по северному полушарию.

Таблица 2

Весовые коэффициенты к прогнозу среднего месячного количества осадков по ЕТС на теплое полугодие

	Исходное среднее месячное количество осадков	Прогноз средних месячных аномалий		$\Delta \Gamma_w$
		давления	температуры	
IV	0,51	0,10	-0,06	-0,02
V	0,20	0,14	0,01	-0,09
VI	0,37	-0,12	-0,05	0,03
VII	-0,11	0,04	-0,10	0,01
VIII	0,28	0,11	0,03	0,04
IX	0,47	-0,02	0,10	-0,29

Оценка прогнозов количества осадков на зависимом материале

	IV		V		VI		VII		VIII		IX	
	p	d	p	d	p	d	p	d	p	d	p	d
1957	0,38	0,74	0,38	0,89	0,16	0,93	0,31	0,59	0,36	0,73	0,31	0,62
58	0,24	1,03	0,50	0,92	0,44	0,86	0,31	0,65	0,44	0,94	0,44	0,79
59	0,47	0,64	0,64	0,67	0,38	0,73	0,38	1,01	0,33	0,65	0,16	0,84
1960	0,22	0,82	0,20	1,08	0,36	0,76	0,44	0,94	0,38	0,67	0,31	0,72
61	0,24	0,71	0,38	0,80	0,50	0,67	0,47	0,74	0,33	0,85	0,24	0,65
62	0,47	0,67	0,26	0,86	0,47	0,85	0,38	0,81	0,24	0,76	0,36	0,68
63	0,20	1,08	0,50	0,78	0,47	0,76	0,16	0,90	0,29	0,94	0,26	0,89
64	0,36	0,54	0,26	0,71	0,53	0,80	0,41	0,69	0,26	0,89	0,36	0,66
65	0,47	0,83	0,33	1,09	0,41	0,88	0,29	1,10	0,33	0,86	0,50	0,75
66	0,22	0,89	0,20	0,85	0,33	0,73	0,29	0,73	0,38	0,73	0,36	0,73
67	0,44	0,76	0,41	0,77	0,44	0,72	0,41	0,90	0,29	0,83	0,38	0,67
68	0,50	0,69	0,36	0,64	0,26	0,79	0,26	0,65	0,44	0,87	0,36	0,75
69	0,36	0,71	0,31	0,68	0,38	0,88	0,38	0,76	0,37	0,62	0,38	0,83
1970	0,50	1,03	0,38	0,82	0,53	0,69	0,50	0,65	0,38	0,93	0,31	0,85
71	0,44	0,74	0,29	0,83	0,47	0,66	0,36	0,71	0,44	0,82	0,36	0,73
72	0,44	0,74	0,44	0,67	0,57	0,93	0,57	0,82	0,53	0,95	0,47	0,88
73	0,24	0,75	0,47	0,72	0,24	0,75	0,53	0,95	0,50	0,77	0,36	0,89
74	0,50	0,88	0,26	0,80	0,41	0,74	0,64	0,85	0,31	0,64	1,00	1,05
Среднее	0,37	0,79	0,38	0,81	0,41	0,78	0,39	0,80	0,36	0,80	0,38	0,78

Снова строилась система нормальных условных уравнений, которую можно представить в следующем виде:

$$\sum_1^n \gamma_1 R_n + \sum_1^n \gamma_2 \Delta P_n + \sum_1^n \gamma_3 \Delta T_n + \sum_1^n \gamma_4 \Delta \Gamma_{wn} = \hat{R}_n \quad (11)$$

где γ_i — весовые прогностические коэффициенты, ΔP_n и ΔT_n — средние месячные аномалии давления и температуры; $\Delta \Gamma_{wn}$ — градиент температуры воды в Северной Атлантике, R_n — среднее месячное количество осадков, \hat{R}_n — прогностическое значение среднего месячного количества осадков.

Для каждого месяца теплого полугодия были получены свои весовые коэффициенты (табл. 2).

Для проверки обеспеченности метода для каждого месяца теплого полугодия были составлены прогнозы среднего месячного количества осадков за период 1957—1974 гг.

Оценка этих прогнозов проводилась по параметрам ρ и d на зависимом материале:

$$\rho = \frac{n_+ - n_-}{n_+ + n_-}, \quad (12)$$

$$d = 1/N \sum_1^N ABS|x' - x|, \quad (13)$$

где x' и x — прогностическое и фактическое среднее месячное количество осадков соответственно.

Результаты оценки приведены в табл. 3.

Оценка прогнозов среднего месячного количества осадков на независимом материале производилась за теплый период 1978 г. Было составлено 6 прогнозов. Средняя относительная ошибка составила ± 16 мм.

Из вышеизложенного можно заключить, что данный подход к решению проблемы прогноза средней месячной суммы осадков расширяет наши возможности в поисках наиболее надежного метода прогнозирования осадков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аржелас Г. Ф., Зверев Н. И. Статистический метод прогноза аномалии средней месячной температуры воздуха на северном полушарии. — Труды Гидрометцентра СССР, 1978, вып. 209, с. 57—63.
2. Блынова Е. Н. Гидродинамическая теория волн давления, температуры, волн и центров действия атмосферы. — Докл. АН СССР, 1943, т. 39, № 7, с. 284—287.
3. Гирс А. А. Основы долгосрочных прогнозов погоды. — Л.: Гидрометиздат, 1960.
4. Морской Г. И., Свиридова С. Г. Сравнительный анализ разложения заданных на сфере полей в двойные ряды Фурье и в ряды по сферическим функциям. — Труды Гидрометцентра СССР, 1967, вып. 11, с. 56—64.
5. Мартазинова В. Ф. Динамика ультрадлинных волн в общей циркуляции атмосферы. — Труды Гидрометцентра СССР, 1973, вып. 122, с. 59—65.

Л. Р. Ракипова, Б. Н. Трубников

О РОЛИ ОКИСЛОВ АЗОТА В ФОРМИРОВАНИИ ОЗОНОСФЕРЫ

Известно, что номенклатурные слои атмосферы не являются изолированными, существует взаимодействие как радиационное, так и термогидродинамическое (макро- и мезомасштабные волны), в частности, между тропо- и стратосферой. Заметным, особенно в связи с солнечно-земными связями, является обмен малыми газовыми составляющими между атмосферными слоями.

Так, окись азота NO, играющая каталитическую роль в разрушении озона, может поступать в стратосферу как из мезосферы, так и тропосферы. Поскольку озон играет важнейшую роль в формировании температурного режима стратосферы, то представляет интерес рассмотрение вопроса о роли окислов азота в формировании температурного режима стратосферы в связи с взаимодействием тропосферы со стратосферой и влиянием солнечной активности.

1. Основные реакции и модели

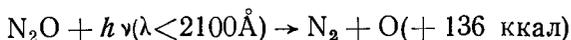
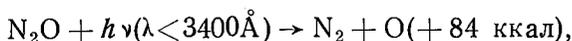
Оценка энергетики реакций, возможных в стратосфере, показала, что закись азота N_2O может проникать в эту область только из тропосферы [6]. В установившихся условиях поток N_2O через тропопаузу можно выразить формулой:

$$\Phi_{N_2O} = n(N_2O) \omega_{N_2O} = n(N_2O) k_v \left(\frac{1}{H_{N_2O}} - \frac{1}{H_M} \right), \quad (1.1)$$

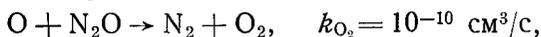
где n — числовая плотность при соответствующих атмосферных условиях, ω_{N_2O} — вертикальная скорость диффузии, k_v — коэффициент вихревой диффузии, H_{N_2O} и H_M — приведенные высоты для N_2O и атмосферы. Высота H_{N_2O} определяется соотношением

$$-\frac{1}{H_{N_2O}} = \frac{1}{n(N_2O)} \frac{dn(N_2O)}{dz} + \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{1}{p(N_2O)} \frac{\partial p(N_2O)}{\partial z}. \quad (1.2)$$

При учете разрушения попадающей в стратосферу закиси азота N_2O фотоионизацией



и реакцией с атомарным кислородом



средняя скорость убывания N_2O в нижней стратосфере будет

$$\frac{n}{2} (N_2O) [I_{N_2O} + 2 \cdot 10^{-10} n(O)] H_{N_2O}, \quad (1.3)$$

так что балансное уравнение можно записать следующим образом [1]:

$$\frac{\partial \Phi(N_2O)}{\partial z} + \frac{n}{2} (N_2O) [I_{N_2O} + 2 \cdot 10^{-10} n(O)] = 0 \quad (1.4)$$

с нижним граничным условием на тропопаузе (12 км)

$$\frac{n(N_2O)}{n(M)} = 2,5 \cdot 10^{-7} \quad (1.5)$$

и исчезающим потоком в термосфере выше 150 км. Константа фотодиссоциации I_{N_2O} изменяется по высоте в следующих пределах [1] при $\lambda < 2500\text{Å}$: от 10^{-10} (на 10 км) до $8 \cdot 10^{-7}$ (на 50 км), при $\lambda = 3150\text{Å}$: от 10^{-9} (на 10 км) до $8 \cdot 10^{-7}$ (на 50 км) и заметно растет с широтой.

В стратосфере, выше 20 км, поглощение молекулярным кислородом и озонном приводит к сильному убыванию коэффициента фотодиссоциации. В тропосфере и нижней стратосфере, ниже 20 км, фотодиссоциация вызывается радиацией, которая достигает земной поверхности ($\lambda < 3150\text{Å}$). Кроме того, коэффициент фотодиссоциации сильно зависит от солнечного зенитного угла, изменяясь в 50 раз в нижней стратосфере от $\sec \chi = 1$ до $\sec \chi = 4$ (χ — солнечный зенитный угол), что соответствует вертикальному распределению озонной концентрации. Согласно [1], уменьшение N_2O за счет фотодиссоциации компенсируется турбулентным переносом через тропопаузу, что определяется уравнением

$$\frac{d}{dz} n_M k_z \frac{df(N_2O)}{dz} - n_M I_{N_2O} f(N_2O) = 0, \quad (1.6)$$

где n_M — числовая плотность атмосферы, $f(N_2O) = \frac{n(N_2O)}{n(M)}$ — отношение смеси для N_2O . Озон O_3 , образующийся в стратосфере из кислорода воздействием ультрафиолетовой радиации ($\lambda < 2420\text{Å}$), разрушается другими малыми составляющими, таки-

ми, как атомарный кислород O , свободные радикалы воды H , HO , HO_2 , окиси азота и хлористые соединения HCl , Cl , ClO , причем HO_x , NO_x и ClO_x действуют как катализаторы, переводя «нечетный кислород» O_3 и O в неактивный O_2 . По оценкам [5] относительный вклад в процесс разрушения озона в стратосфере системами O_x , HO_x , NO_x и ClO_x соответственно составляет 15—20, 10—20, 60—74 и 2% [3].

В диффузионно-фотохимической модели [2] установившиеся концентрации химических компонентов x находятся из уравнения

$$P_x - D_x + \frac{d}{dz} k_z(M) \frac{df(x)}{dz} = 0, \quad (1.7)$$

где P_x , D_x — скорости фотохимического производства и разрушения x (молекула/(см³·с)) при граничных условиях: на тропопаузе (≈ 15 км)

$$f(N_2O) = 2,5 \cdot 10^{-7}, \quad [O_3] = 5 \cdot 10^{11},$$

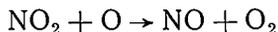
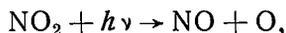
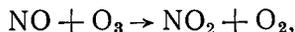
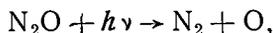
на верхней границе (≈ 95 км)

$$f(NO, NO_2) = 2,5 \cdot 10^{-7}.$$

Граничный поток принимается в виде

$$F = K(M) \frac{df}{dz} = D_x H_x. \quad (1.8)$$

Согласно схемам химического баланса стратосферы, приведенным в [2, 3, 5], и оценкам [5], реакции

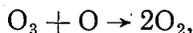
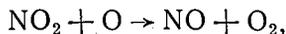


разрушают более 70% образующегося озона.

Более 95% N_2O превращается в стратосфере в N_2 и O_2 , но 5% переходят в NO , который разрушает озон. Отношение озонного разрушения с NO_x к тому, которое существует без катализа, дается каталитическим отношением

$$\rho = 1 + \frac{k_6}{k_4} \frac{[NO_2]}{[O_3]}, \quad (1.9)$$

что соответствует реакциям



$$k_6/k_4 = 0,48e^{\frac{2300}{T}}. \quad (1.10)$$

Для типичных стратосферных температур эта величина приводится ниже

Температура, К	200	220	240	260
k_6/k_4	$470 \cdot 10^2$	$166 \cdot 10^2$	$70 \cdot 10^2$	$33 \cdot 10^2$

Таким образом, в области высот 25—35 км и температур 220—240 К, наиболее важной для формирования O_3 , каталитическая эффективность NO_2 для разрушения озона в $(7-17) \cdot 10^3$ раз больше, чем разрушение озона чепменовским механизмом.

Кроме тропосферного источника N_2O и образования NO и NO_2 за счет последующего взаимодействия с O , окислы азота появляются в областях E и D при корпускулярных (протонных) вторжениях в результате ионных реакций [4] и за счет ионизации стратосферы космическими лучами [7].

Таким образом, выше 55 км возникают стоки O и O_3 за счет реакций HO_x :

1. $OH + O \rightarrow H + O_2$,
2. $H + O_3 \rightarrow OH + O_2$,
3. $OH + O_3 \rightarrow HO_2 + O_2$,
4. $H + O_2 + M \rightarrow HO_2 + M$,
5. $HO_2 + O \rightarrow OH + O_2$,

так что

$$\frac{d[O_3]}{dt} = 2I_1[O_2] - 2k_5[O][O_3] - 2k_7[H][O_3] - 2k_9[O][HO_2]. \quad (1.11)$$

За счет космических лучей в стратосфере возникает осциллирующий источник NO [8]:

$$\frac{d[NO]}{dt} = I - \frac{[NO]}{\tau} + k\Delta[NO], \quad (1.12)$$

где τ — время пребывания NO в стратосфере ($\tau = 2-6$ лет), k — коэффициент горизонтальной диффузии, $\Delta = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}$, источник

$$I = I_0 + I_1 e^{i\omega t}, \quad (1.13)$$

$$I_1 = \begin{cases} \text{const} & \nu \geq \nu_0 = 60^\circ, \\ 0 & \nu < \nu_0. \end{cases} \quad (1.14)$$

Солнечное корпускулярное излучение изменяет малые нейтральные составляющие в высокоширотной мезосфере во временные масштабы от часов до суток. Важным земным следствием солнечной активности является уменьшение количества озона, вызванное каталитическими реакциями окисей азота и водорода, производимыми протонными вторжениями. Выше 55 км эффективные стоки O и O_3 за счет реакций 1—5, ниже 45 км — за счет

реакций 6' и 7' (см. п. 2). С точки зрения относительных ролей ультрафиолетового и корпускулярного потоков в формировании нечетного кислорода, вторые вносят малые возмущения, да и то в ночной полярной шапке. Наличие примерно 15 протонных вторжений в год в течение солнечного максимума и четырех в год в течение солнечного минимума указывает на то, что химический состав верхней стратосферы может иметь 11-летний цикл. Частота протонных вторжений изменяется в фазе с солнечным циклом, а величина галактических космических лучей — в противофазе. Это объясняется тем, что космические лучи отклоняются от Земли солнечным магнитным полем, которое сильнее в период максимума солнечной активности. Таким образом, окись азота NO производится в меньшем количестве в период максимума солнечной активности и поскольку окись азота каталитически разрушает озон, то полное содержание озона должно быть выше в период солнечного максимума и меньше в солнечный минимум с более выраженным эффектом в высоких широтах. В работе [6] проведены модельные расчеты для протонных потоков с экспоненциальным убыванием мощности потока [$\Phi = I_0 \exp(-E/E_0)$] на момент максимума и спустя 24 ч. Ниже приведены параметры этих потоков:

Протонные вторжения	Начальная мощность потока I_0 см ⁻² .с ⁻¹ .МеВ ⁻¹ .ср ⁻¹	Начальная энергия протонов E_0 МеВ	Полный поток энергии, эрг.см ⁻² .с ⁻¹
A	$8,11 \cdot 10^3$	5	1,00
B	$1,32 \cdot 10^3$	29	0,55

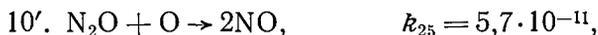
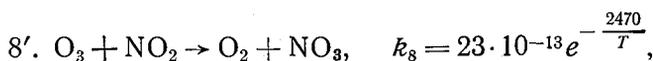
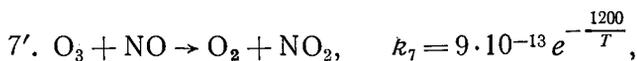
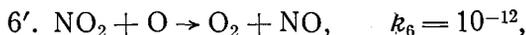
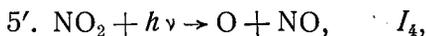
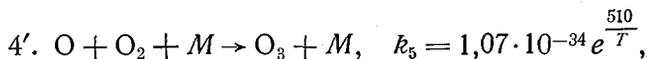
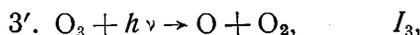
Пики ионизации имеют место для потока A на высоте 70 км (60° с. ш.), для потока B — на высоте 40 км, что вызывает уменьшение концентрации O₃ на высоте 60 км до 70—75% его нормального значения для потока A — и на 7% для потока B.

Ракетные измерения [9] показали большое уменьшение озона в мезосфере во время вспышки 2 ноября 1969 г., когда за счет солнечных протонов произошло уменьшение концентрации озона в 2 раза на высоте 54 км и в 4 раза на высоте 67 км. Солнечная протонная вспышка в августе 1972 г. была необычайно большой и привела к образованию $6 \cdot 10^{15}$ молекул/см² NO выше 60° с. ш., что дает общее количество NO $5 \cdot 10^{33}$ молекул (что эквивалентно взрыву 50 300 мегатонных ядерных бомб) [10] с максимумом между высотами 40 и 50 км.

2. Простейшая фотохимическая модель стратосферы

Здесь будем учитывать чепменовские реакции формирования озона и его разрушение посредством каталитического действия окислов азота.

Используя следующую последовательность этих реакций с соответствующими скоростными коэффициентами:



можно записать уравнения для скоростей изменения числовых плотностей озона, атомарного кислорода, окиси, двуокиси и закиси азота:

$$\frac{d[\text{O}_3]}{dt} = k_5[\text{O}][\text{O}_3][M] - k_1[\text{O}][\text{O}_3] - I_3[\text{O}_3] - k_7[\text{O}_3][\text{NO}] - k_8[\text{O}_3][\text{NO}_2], \quad (2.1)$$

$$\frac{d[\text{O}]}{dt} = 2I_2[\text{O}_2] + I_3[\text{O}_3] - k_1[\text{O}][\text{O}_3] - k_5[\text{O}][\text{O}_2][M] + I_4[\text{NO}_2] + I_{26}[\text{NO}] - k_{25}[\text{O}][\text{N}_2\text{O}] + I_{23}[\text{N}_2\text{O}], \quad (2.2)$$

$$\frac{d[\text{NO}]}{dt} = I_4[\text{NO}_2] + k_6[\text{O}][\text{NO}_2] + k_{25}[\text{O}][\text{N}_2\text{O}] - k_7[\text{O}_3][\text{NO}] - I_{26}[\text{NO}], \quad (2.3)$$

$$\frac{d[\text{NO}_2]}{dt} = k_7[\text{O}_3][\text{NO}] - I_4[\text{NO}_2] - k_6[\text{O}][\text{NO}_2] - k_8[\text{O}_3][\text{NO}_2] + I, \quad (2.4)$$

$$\frac{d[\text{N}_2\text{O}]}{dt} = -I_{23}[\text{N}_2\text{O}] - k_{25}[\text{O}][\text{N}_2\text{O}]. \quad (2.5)$$

3. Учет циркуляционных и диффузионных факторов

Поскольку реакции 1'—11' происходят на фоне зональной и меридиональной циркуляции \bar{u} и \bar{v} в стратосфере, то следует учитывать вынос продуктов реакций в широтном и меридиональ-

ном направлениях. Поскольку далее закись азота поступает из биосферы, а окись азота — из мезосферы, то следует учитывать перенос как вертикальными токами, так и вертикальной турбулентной диффузией.

Учитывая упомянутые факторы, уравнения для малых составляющих (2.1) — (2.5) можно переписать в следующем виде:

$$\begin{aligned} \frac{df(O_3)}{dt_a} = & k_5 n^2 f(O) f(O_2) - k_1 n f(O) f(O_3) - \\ & - I_3 n f(O_3) - n^2 k_7 f(O_3) f(NO) - n^2 k_8 f(O_3) f(NO_2), \end{aligned} \quad (3.1)$$

$$\begin{aligned} \frac{df(O)}{dt_a} = & 2I_2 f(O_2) + I_3 f(O_3) - k_1 n f(O) f(O_3) - k_5 n^2 f(O) f(O_2) + \\ & + I_4 f(NO_2) + I_{26} f(NO) - k_{25} n f(O) f(N_2O) + I_{23} f(N_2O), \end{aligned} \quad (3.2)$$

$$\begin{aligned} \frac{df(NO)}{dt_a} = & I_4 f(NO_2) + k_8 n f(O) f(NO_2) + k_{25} n f(N_2O) f(O) - \\ & - k_7 n f(O_3) f(NO) - I_{26} f(NO) + I/n, \end{aligned} \quad (3.3)$$

$$\begin{aligned} \frac{df(NO_2)}{dt_a} = & k_7 n f(O_3) f(NO) - I_4 f(NO_2) - \\ & - k_8 n f(O) f(NO_2) + k_8 n f(O_3) f(NO_2), \end{aligned} \quad (3.4)$$

$$\frac{df(N_2O)}{dt_a} = -I_{23} f(N_2O) - k_{25} n f(O) f(N_2O), \quad (3.5)$$

где n — числовая плотность атмосферы,

$$\frac{d}{dt_a} = \frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial z} - \frac{1}{n} \frac{\partial}{\partial z} n k_z \frac{\partial}{\partial z}, \quad (3.6)$$

w — вертикальная скорость I определено (1.13), (1.14).

Поскольку основной вклад в функцию нагревания вносят процессы, связанные с ченменовскими реакциями и турбулентным перемешиванием, то можно положить, что

$$f(O_3) = \overline{f(O_3)} + f'(O_3), \quad (3.7)$$

$$f(O) = \overline{f(O)} + f'(O), \quad (3.8)$$

$$f(NO, NO_2, N_2O) = f'(NO, NO_2, N_2O), \quad (3.9)$$

где фоновые составляющие удовлетворяют уравнениям

$$\begin{aligned} \frac{\partial \overline{f(O_3)}}{\partial t} - \frac{1}{n} \frac{\partial}{\partial z} n k_z \frac{\partial \overline{f(O_3)}}{\partial z} = & k_5 n^2 \overline{f(O)} \overline{f(O_2)} - \\ & - k_1 n \overline{f(O)} \overline{f(O_3)} - I_3 n \overline{f(O_3)}, \end{aligned} \quad (3.10)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \overline{f(O)}}{\partial t} - \frac{1}{n} \frac{\partial}{\partial z} n k_z \frac{\partial \overline{f(O)}}{\partial z} = & 2I_2 \overline{f(O_2)} + I_3 \overline{f(O_3)} - \\ & - k_1 n \overline{f(O)} \overline{f(O_3)} - k_5 n^2 \overline{f(O)} \overline{f(O_2)}. \end{aligned} \quad (3.11)$$

Для простейшего случая изотермической стратосферы, для которой числовая плотность воздуха $n(z) = n_0 e^{-z/H}$ и $H = \frac{RT}{Mg} = \text{const} \sim 7$ км, и при допущении $k(z) = \text{const}$ можно, используя преобразование Фурье, (3.10) и (3.11) заменить интегральными уравнениями

$$\begin{aligned} \overline{f(O)} = & \frac{1}{\sqrt{4\pi}} \int_0^t dt' \int_{-\infty}^{\infty} [2I_2 \overline{f(O_2)} + I_3 \overline{f(O_3)} - k_1 n \overline{f(O)} \overline{f(O_3)} - \\ & - k_5 n^2 \overline{f(O)} \overline{f(O_2)}] \frac{\exp\left\{-\frac{k(t'-t)}{4} \left[\frac{1}{H} - \frac{z-z'}{k(t'-t)}\right]^2\right\}}{\sqrt{k(t'-t)}} dz', \end{aligned} \quad (3.11')$$

$$\begin{aligned} \overline{f(O_3)} = & \frac{1}{\sqrt{4\pi}} \int_0^t dt' \int_{-\infty}^{\infty} [k_5 n^2 \overline{f(O)} \overline{f(O_2)} - k_1 n^2 \overline{f(O)} \overline{f(O_3)} - \\ & - I_3 n \overline{f(O_3)}] \frac{\exp\left\{-\frac{k(t'-t)}{4} \left[\frac{1}{H} - \frac{z-z'}{k(t'-t)}\right]^2\right\}}{\sqrt{k(t'-t)}} dz'; \end{aligned} \quad (3.10')$$

при учете начальных данных к уравнениям (3.10') и (3.11') добавляются соответственно члены:

$$\frac{1}{\sqrt{4\pi kt}} \int_{-\infty}^{\infty} \overline{f(O_3)}|_{t=0} e^{-\frac{kt}{4} \left[\frac{1}{H} - \frac{z-z'}{kt}\right]^2} dz', \quad (3.10'')$$

$$\begin{aligned} f_1(z', 0) & \equiv \overline{f(O)}|_{t=0}, \\ \frac{1}{\sqrt{4\pi kt}} \int_{-\infty}^{\infty} f_1(z', 0) e^{-\frac{kt}{4} \left[\frac{1}{H} - \frac{z-z'}{kt}\right]^2} dz'. \end{aligned} \quad (3.11'')$$

В качестве начальных данных можно положить равновесные распределения $\overline{f(O)}_e$ и $\overline{f(O_3)}_e$, что можно считать нулевым приближением.

Для возмущений, вносимых окислами азота, считаем, что циркуляционный перенос более эффективен, чем турбулентное перемешивание, поэтому уравнения для отклонений запишем в виде (опуская штрихи):

$$\frac{df(O_3)}{dt} = -n^2 k_7 \overline{f(O_3)} f(\text{NO}) - n^2 k_8 \overline{f(O)} f(\text{NO}_2), \quad (3.12)$$

$$\begin{aligned} \frac{df(\text{NO})}{dt} = & -[k_7 n \overline{f(O_3)} + I_{26}] f(\text{NO}) + I/n + \\ & + [I_4 + n(k_8) \overline{f(O)}] f(\text{NO}_2) + k_{25} n \overline{f(O)} f(\text{N}_2\text{O}), \end{aligned} \quad (3.13)$$

$$\frac{df(\text{NO}_2)}{dt} = - [I_4 + k_6 n \overline{f(\text{O})} + k_8 n \overline{f(\text{O}_3)}] \times \\ \times f(\text{NO}_2) + k_7 n \overline{f(\text{O}_3)} f(\text{NO}), \quad (3.14)$$

$$\frac{df(\text{N}_2\text{O})}{dt} = - [I_{23} + k_{23} n \overline{f(\text{O})}] f(\text{N}_2\text{O}), \quad (3.15)$$

где

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial z}. \quad (3.16)$$

Отметим, что \bar{u} , \bar{v} — фоновые характеристики циркуляции, которые полагаем заданными. Вертикальная скорость w возникает за счет возмущающих факторов (см. уравнения (3.12)—(3.15)) и должна быть определена из уравнений термогидродинамики.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Bates D. R., Hays P. B. Atmospheric nitrous oxide.— Planet. Space Sci, 1967, v. 15, p. 189—197.
2. Crutzen P. I. Estimates of possible variations in total ozone due to natural causes and human activities.— Ambio, v. 3, N 6, 1974.
3. Fabian P. Atmospheric ozone and man-made pollution.— Die Naturwissenschaften, 1976, 63, p. 273—279.
4. Frederik I. E. Solar corpuscular emission and neutral chemistry in the Earth's middle atmosphere.— Journ. of Geoph. Res. 1976, v. 81, N 19.
5. Johnston H. S. Pollution of the stratosphere.— Ann. Rev. Phys. Chem. 1975, v. 26, p. 315—338.
6. Nicolet M., Peetermans W. The production of nitric oxide in the stratosphere by oxidation of nitrous oxide.— Ann. Geophys, 1972, t. 28, v. 4, p. 751—762.
7. Nicolet M. On the production of nitric oxide cosmic rays in the mesosphere- and stratosphere.— Planetary and space science, 1975, v. 23, N 4.
8. Ruderman M. A., Chamberlain J. W. Origin of the sunspot modulation of ozone. Planet. Space Sci., 1975, v. 23, N 2.
9. Weeks L. H., Cuikay R. S., Corbin I. R. Ozone measurements in the mesosphere during the solar proton event of 2 nov. 1969.— J. Atmos. Sci, 1972, 29, p. 1138—1142.
10. Widhopf G., Glatt L., Kramen R. A two-dimensional time-dependent photochemical model of the atmosphere, final report.— Aerospace Corporation, act. 1976.

Л. Р. Ракипова, Б. Н. Трубников, И. А. Щерба

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ТРОПОСФЕРЫ И СТРАТОСФЕРЫ С УЧЕТОМ ОЗОННОЙ ФУНКЦИИ НАГРЕВАНИЯ

Как известно [2], спектр крупномасштабных движений в тропосфере состоит из 3 интервалов:

1) квазистационарные планетарные волны (волновые числа $m=1-4$, длина волн в средних широтах от $33 \cdot 10^3$ до $7 \cdot 10^3$ км), возникающие в северном полушарии под влиянием географического распределения материков и океанов ($m=2$), крупных орographicеских особенностей земной поверхности ($m=3$) и планетарного распределения источников и стоков тепла ($m=4$);

2) длинные нестационарные волны L (волновые числа $m=5-10$, длина волн L от 5500 до 2800 км), возникающие за счет бароклининой неустойчивости зонального потока;

3) быстро движущиеся волновые возмущения умеренных широт ($m > 10$, длина волн меньше 2800 км) — циклоны и антициклоны.

В возмущениях с малыми волновыми числами сосредоточено наибольшее количество кинетической и потенциальной энергии атмосферы. Хотя энергия, сконцентрированная в тропосферных квазистационарных возмущениях расходуется в тропосфере и почти не поступает в верхнюю атмосферу (что привело бы к катастрофическим последствиям), но даже ограниченный перенос по вертикали механической энергии крупномасштабных возмущений приводит, во-первых, к значительным перестройкам термобарической ситуации в верхней атмосфере, во-вторых, ввиду оттока энергии, к изменениям энергии тропосферных волн и соответствующим погодным вариациям.

Поскольку, как показано в [5], солнечнообусловленные изменения содержания озона приводят к соответствующим вариациям озонных притоков тепла, то представляет интерес изучение влияния последних на вертикальное распределение крупномасштабных возмущений в связи с возможным влиянием солнечной ак-

тивности на вариации тропо- и стратосферной циркуляции, а также температуры.

Воспользуемся уравнением вихря скорости в квазигеострофическом приближении

$$\frac{d}{dt} \Delta p + \beta \frac{\partial p}{\partial x} = l^2 \frac{\partial P}{\partial z}, \quad (1)$$

уравнением притока тепла

$$\frac{dT}{dt} + (\gamma_a - \gamma)w = \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)'_{\text{оз}} \quad (2)$$

и уравнением квазистатики в приближении Буссинеска

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} = \frac{gT}{T}, \quad (3)$$

линеаризованными относительно зонального состояния.

Здесь $\bar{u} = \bar{u}(z)$ — зональный ветер, $\bar{T} = \bar{T}(y, z)$ — зональная температура, $P = \rho w$ — вертикальный импульс, l — параметр Корриолиса, $\left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)'_{\text{оз}}$ — возмущение озонной скорости нагревания относительно равновесного состояния,

$$\gamma = - \frac{\partial \bar{T}}{\partial z}, \quad \frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x}, \quad \Delta = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}$$

Используя (3) и соотношение, полученное в работе [9],

$$\frac{d}{dt} \frac{n'_{\text{оз}}}{\rho} = - \omega \frac{d}{dz} \frac{\bar{n}_{\text{оз}}}{\rho}, \quad (4)$$

из (2) получим

$$\frac{d^2}{dt^2} \left(\frac{\partial p}{\partial z} \right) + N^2 \frac{dP}{dt} + \varepsilon P = 0, \quad (5)$$

где

$$\varepsilon = \frac{g}{T} \frac{d}{dz} \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)'_{\text{оз}}, \quad (6)$$

$N^2 = g \frac{\gamma_a - \gamma}{T}$ — параметр устойчивости атмосферы. Функция

$\left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)'_{\text{оз}}$ рассчитана, например, в работах [1, 6].

Согласно [2], для анализа общего случая взаимодействия предлагается вводить некоторый индекс μ^2 , зависящий от N^2 , \bar{u} , l , β , L . При $\mu^2 > 0$ возмущенное движение относится к внутреннему типу (энергия будет распространяться по вертикали), если $\mu^2 < 0$ волновое движение относится к внешнему типу (энергия может распространяться только по горизонтали). Такие слои служат слоями отражения механической энергии волнового возмущения [4, 7, 8].

Для указанной параметризации задачи в уравнениях (1) и (5) возмущение давления p и вертикальный импульс P представим в форме Фурье

$$\begin{pmatrix} p \\ P \end{pmatrix} = \sum_k \begin{pmatrix} p_k \\ P_k \end{pmatrix} e^{i(k_x x + k_y y) - i \omega t}, \quad (7)$$

где $k_x 2\pi/L_x$, $k_y = 2\pi/L_y$ — волновые числа.

Исключая p_k , получим волновое уравнение для спектральной амплитуды вертикального импульса

$$\frac{d^2 P_k}{dz^2} + \mu^2(z) P_k = 0, \quad (8)$$

где

$$\begin{aligned} \mu^2 &= \frac{1}{l^2} \left(\frac{\beta}{\bar{u} - c} - k^2 \right) \left[N^2 - \frac{i \varepsilon}{(\bar{u} - c) k_x} \right], \\ k^2 &= k_x^2 + k_y^2, \quad c = \frac{\omega}{k_x}. \end{aligned} \quad (9)$$

Согласно [3], представим μ^2 в виде

$$\mu^2 = (n - i \kappa)^2, \quad (10)$$

а решение уравнения (8) в виде

$$P_k = P_{k0} e^{\mp \mu z} e^{\pm i n z}. \quad (11)$$

Здесь знаки \pm отвечают волнам, распространяющимся вверх (+) и вниз (-).

Показатели преломления и поглощения макромасштабных волн n и κ соответственно можно представить в виде

$$\begin{aligned} 2n^2 &= R(1 + \sqrt{1 + \delta^2}), \\ 2\kappa^2 &= R(-1 + \sqrt{1 + \delta^2}), \end{aligned} \quad (12)$$

где

$$R = \frac{N^2}{l^2} \left(\frac{\beta}{\bar{u} - c} - k^2 \right), \quad (13)$$

$$\delta = \frac{\frac{g}{T} \frac{d}{dz} \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_{03}}{N^2 (\bar{u} - c) k_x} = \frac{\frac{d}{dz} \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_{03}}{(\gamma_a - \gamma) (\bar{u} - c) k_x}, \quad (14)$$

δ — безразмерное число, характеризующее влияние озонной функции нагревания на вертикальное распространение макромасштабных волн.

В уравнении (12) перед корнем всегда берется знак плюс (+), так как другой знак уже учтен в (11).

Заметим, что при неучете озонного нагревания ($\varepsilon = 0$), показатель поглощения κ обращается в нуль, а $n^2 = R$, т. е. имеет форму, широко использованную, например, в [8].

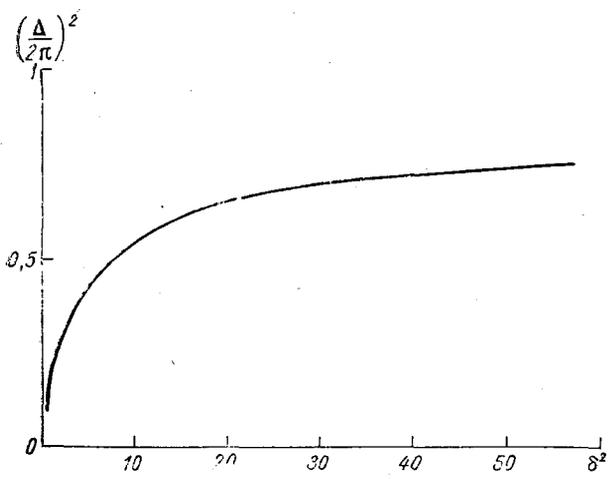


Рис. 1. Зависимость логарифмического декремента затухания от безразмерного критерия δ^2 , характеризующего влияние озонной функции нагрева.

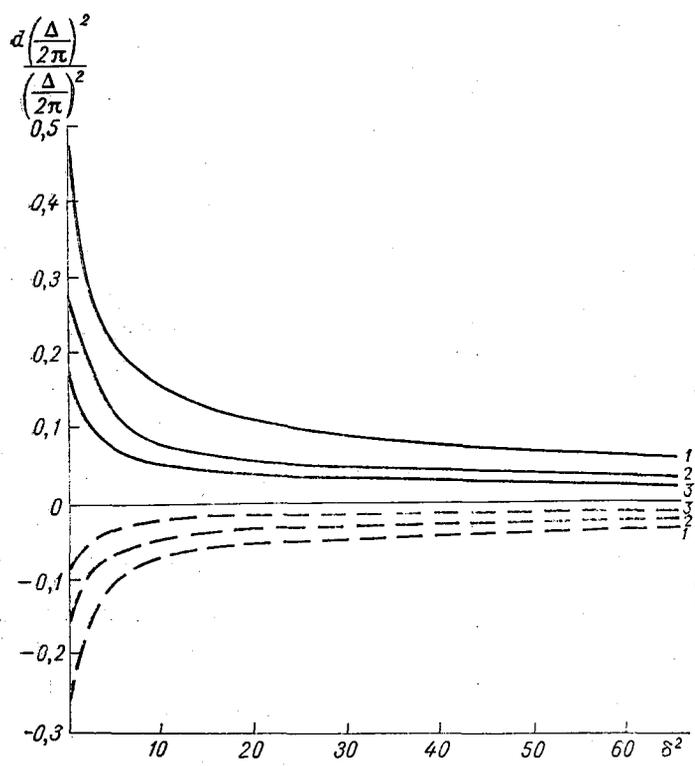


Рис. 2. Зависимость относительного изменения логарифмического декремента затухания от безразмерного критерия δ^2 . Озонные притоки тепла взяты на высотах (z) км: 1 — 22,5; 2 — 25; 3 — 29; сплошные линии — при максимуме солнечной активности, штриховые — при минимуме.

Изменение параметра $d \ln \delta$

$d \ln \delta$	z км				
	25	30	34	38	40
$(d \ln \delta)_1$	0,170	0,076	0,037	-0,008	-0,018
$(d \ln \delta)_2$	-0,104	-0,013	-0,001	0	0,007
$(d \ln \delta)_3$	-0,094	-0,422	-0,120	-0,003	0,019

Примечание. Знак минус соответствует уменьшению логарифмического декремента Δ , плюс — увеличению.

Вводя логарифмический декремент затухания волн по вертикали Δ , из (12) получим

$$\left(\frac{\Delta}{2\pi}\right)^2 = \frac{-1 + \sqrt{1 + \delta^2}}{1 + \sqrt{1 + \delta^2}} \equiv F(\delta). \quad (15)$$

Из уравнения (15) видно, что при изменениях δ от 0 до ∞ $F(\delta)$ изменяется от 0 до 1, что соответствует ситуациям полного взаимодействия $F(\delta) = 0$ или «запирания» $F(\delta) = 1$ волновых возмущений в том слое, где они возникли (рис. 1). Согласно (14), безразмерный параметр δ изменяется от слоя к слою и зависит от длины волны.

В работе [5] выполнены оценки вариации озонной функции нагревания для трех экстремальных периодов 11-летнего солнечного цикла. Относительное изменение критерия (15) будет:

$$d \ln \left(\frac{\Delta}{2\pi}\right)^2 = \frac{2d \ln \delta}{\sqrt{1 + \delta^2}}. \quad (16)$$

Согласно оценкам [5], $d \ln \delta$ изменяется в пределах, приведенных в табл. 1. Зависимость относительного изменения критерия (15) от δ^2 для разных высот при озонных притоках тепла для минимума и максимума солнечной активности представлена на рис. 2.

Как видно из табл. 1 и рис. 2, в периоды уменьшения солнечной активности имеет место увеличение взаимодействия и, соответственно, больший отток энергии крупномасштабных волновых возмущений. Поскольку δ изменяется от слоя к слою, то возможны предельные случаи:

$$1) \delta \ll 1, \quad \left(\frac{\Delta}{2\pi}\right)^2 = \frac{1}{4} \delta^2,$$

что соответствует

$$n^2 \simeq R, \quad \kappa^2 \simeq \frac{R}{4} \delta^2; \quad (17)$$

$$2) \delta \gg 1, \quad \left(\frac{\Delta}{2\pi}\right)^2 = \frac{\delta-1}{\delta+1} \simeq 1,$$

что соответствует

$$2n^2 = 2\kappa^2 \simeq R\delta. \quad (18)$$

Из (17) следует, что, хотя при вертикальном распространении макромасштабных волн изменение метеопараметров характеризуется вертикальным масштабом $L_z = 2\pi/n$, амплитуда их уменьшается с показателем $\frac{1}{2} \delta n$, т. е. масштаб взаимодействия для случая 1 определяется величиной $\lambda_1 = 2/\delta n = 2/\delta \sqrt{R}$, а для случая 2 (18) — величиной $\lambda_2 = \sqrt{2/R\delta}$. Естественно, эти масштабы меняются с высотой. Очевидно, практическое значение может иметь случай 1.

Таким образом, учет озонного нагревания в гидродинамической модели волнового взаимодействия слоев атмосферы позволяет установить характер изменения амплитуды возмущений по высоте. Учет только фоновых характеристик атмосферы дает возможность говорить лишь о прохождении или непрохождении возмущений через слой атмосферы без оценки роста или затухания амплитуды волны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бекарюков В. И., Белич Р. Б., Рязанова Л. А., Трубников Б. Н. Сезонные изменения функции нагревания стратосферы над северным полушарием. — Труды ЦАО, 1967, вып. 76.
2. Ван Мигем Ж. Энергетика атмосферы. — Л.: Гидрометеоздат, 1977.
3. Гинзбург В. Л. Распространение электромагнитных волн в плазме. — М.: Физматгиз, 1960.
4. Михневич В. В., Кидиярова В. Г., Трубников Б. Н., Щерба И. А. Воздействие геомагнитных возмущений на процессы в атмосфере. — Геомагнетизм и аэронавтика, 1976, т. 16, № 2.
5. Ракипова Л. Р. К вопросу о возможности 11-летней цикличности в вариациях стратосферной циркуляции и температуры. — Труды ГГО, 1978, вып. 407, с. 3—4.
6. Ракипова Л. Р. Термический и циркуляционный режим озоносферы. — Труды ГГО, 1976, вып. 380, с. 3—15.
7. Рязанова Л. А., Трубников Б. Н., Щерба И. А. О влиянии орографии и термической неоднородности подстилающей поверхности на структуру полярного земного вихря в стратосфере. — Труды ЦАО, 1967, вып. 76.
8. Трубников Б. Н., Щерба И. А. К вопросу о взаимодействии тропосферы и стратосферы средних широт. — Труды ЦАО, 1966, вып. 69.
9. Хргиан А. Х. Физика стратосферного озона. — Л.: Гидрометеоздат, 1973.

Л. Р. Ракипова

ОЦЕНКА ДИНАМИЧЕСКИХ И ТЕРМИЧЕСКИХ ЭФФЕКТОВ ОБРАТНОЙ СВЯЗИ «ОЗОН-ТЕМПЕРАТУРА»

Известно, что обратная связь между радиационными и фотохимическими процессами в озоносфере обуславливает одну из основных причин колебаний озона в верхней стратосфере, а именно, его термическое разрушение. Благодаря этому эффекту в области фотохимического равновесия колебания концентрации озона и температуры происходят в противофазе. Вне этой области изменения концентрации озона и температуры имеют почти одинаковые фазы, так как вызываются общими динамическими причинами — вертикальными движениями, горизонтальной адвекцией и макротурбулентным переносом. Динамические и термические эффекты обратной связи «озон — вертикальные движения» были опенены в работе [4].

В данной статье приводятся количественные оценки динамических и термических эффектов обратной связи между радиационными и фотохимическими процессами.

В работах [3, 5] показано, каким образом фотохимическая концентрация озона на некотором уровне может зависеть от температуры воздуха на этом уровне. Эта связь осуществляется через зависимость от температуры коэффициентов столкновений в реакциях образования и разрушения озона, благодаря которой меньшим температурам соответствует большие равновесные концентрации озона.

Так как поглощение ультрафиолетовой солнечной радиации озоном на некотором уровне зависит непосредственно от концентрации озона на этом уровне, то очевидно, что скорость озонного нагревания, т. е. озонный приток тепла есть функция температуры этого уровня: чем больше температура, тем меньше скорость нагревания.

В климатологическом аспекте эффект зависимости количества озона от температуры при условии фотохимического равновесия оказывает сильное стабилизирующее влияние на температуру верхней стратосферы.

составляющих скорости ветра на разных высотах и широтах, полученных в 1-м и 2-м экспериментах

z км	Широта φ°					
	90	60	50	40	30	20
	$\delta T^* K$					
60	0,63(-2,67)	0,22(-0,93)	0,17(-0,74)	0,52(-2,16)	0,32(-1,36)	0,04(-0,16)
55	-1,27(5,36)	-0,86(3,62)	-0,68(2,87)	-0,62(2,61)	-0,24(1,28)	0,05(-0,22)
50	-1,70(7,17)	-1,59(6,70)	-1,46(6,18)	-1,25(5,30)	-0,75(3,16)	-0,05(0,22)
45	-1,74(7,33)	-2,04(8,64)	-2,00(8,44)	-1,30(5,47)	-0,75(3,18)	-0,38(1,57)
40	-2,68(11,35)	-2,31(9,74)	-1,73(7,34)	-1,06(4,53)	-0,62(2,64)	-0,57(2,38)
	δu м/с					
60	—	12,1(-52,0)	21,1(-90,7)	26,1(-112,6)	26,3(-113,0)	22,3(-95,6)
55	—	9,7(-41,6)	17,2(-73,9)	21,3(-91,4)	21,5(-92,3)	18,4(-79,2)
50	—	6,9(-29,7)	12,4(-53,5)	14,8(-63,6)	14,6(-62,8)	12,9(-55,6)
45	—	4,5(-19,2)	6,9(-30,0)	7,9(-33,7)	7,7(-33,2)	7,1(-30,5)
40	—	1,3(-5,6)	1,8(-7,3)	2,0(-8,1)	2,3(-9,8)	2,2(-9,5)
	δv см/с					
60	—	-9,27(26,09)	-16,82(47,36)	-22,90(64,50)	-26,54(74,75)	-27,01(76,07)
55	—	-6,18(17,41)	-12,45(35,07)	-16,18(45,56)	-18,25(51,40)	-19,39(64,63)
50	—	-4,04(11,37)	-6,64(18,69)	-7,80(21,97)	-8,30(23,38)	-9,39(26,35)
45	—	-1,72(4,83)	-1,01(2,85)	-0,45(1,27)	-0,79(2,22)	-1,44(4,06)
40	—	2,25(-6,47)	3,41(-9,73)	3,51(-10,05)	3,11(-8,77)	3,38(-9,51)

z км	Ширина φ°					δ w см/с	T* — отклонение температуры
	90	60	50	40	30		
60	-0,099(0,501)	-0,090(0,453)	-0,077(0,388)	-0,059(0,296)	-0,036(0,184)	-0,016(0,078)	
55	-0,078(0,392)	-0,073(0,369)	-0,063(0,317)	-0,047(0,239)	-0,030(0,153)	-0,014(0,072)	
50	-0,054(0,273)	-0,053(0,268)	-0,045(0,225)	-0,030(0,151)	-0,020(0,100)	-0,014(0,070)	
45	-0,038(0,193)	-0,032(0,160)	-0,022(0,111)	-0,015(0,075)	-0,011(0,054)	-0,016(0,049)	
40	-0,012(0,061)	-0,009(0,043)	-0,004(0,020)	-0,005(0,025)	-0,005(0,027)	-0,003(0,014)	

Примечание. В скобках — рассчитанные значения для второго эксперимента; T* — отклонение температуры от значений, соответствующих условиям радиационного равновесия.

Следуя работе [6], коэффициент K_R , учитывающий зависимость суммарного радиационного притока тепла в стратосфере от температуры, представим в виде

$$K_R = b + \frac{\partial q_s}{\partial T}. \quad (1)$$

Здесь b — коэффициент, учитывающий зависимость от температуры радиационного выхолаживания за счет углекислого газа; q_s — озонный приток тепла к единице массы.

Второй член в выражении (1) учитывает фотохимический стабилизирующий эффект в поле температуры.

Для оценки динамических и термических последствий этого эффекта, очевидно, следует с помощью модели, учитывающей взаимодействие динамических, радиационных и фотохимических факторов и, в частности, обратную связь «температура — озон», выполнить два эксперимента. В первом считать $K_R = b + \frac{\partial q_s}{\partial T}$ в области фотохимического равновесия, вне этой области $K_R = b$; во втором — $K_R = b$ на всех высотах стратосферы.

Эти эксперименты были выполнены с помощью варианта динамической модели Лиови, описанного в работе [2]. Уровень разрыва K_R был выбран между высотами 40 и 35 км. Эксперименты выполнены для модели летней стратосферы с нормальным распределением радиационных притоков и стоков тепла (модель С-1 в работе [3]).

Результаты расчетов, полученные в первом и втором экспериментах, приведены в таблице.

Данные таблицы подтверждают стабилизирующий эффект обратной связи «озон — темпе-

ратура»: в областях положительных отклонений температуры от равновесных значений благодаря этой связи происходит охлаждение стратосферы, а в областях отрицательных отклонений — нагревание. Относительная величина этого эффекта в основном заключена в пределах 23—24%.

Уменьшение меридиональных и вертикальных градиентов температуры приводит к ослаблению циркуляции: уменьшению скоростей восточного ветра, восходящих движений и меридиональных потоков. Относительные величины этих эффектов: для восточного ветра 23—25%, для восходящих движений 19—21%, для меридиональных потоков 35—36%.

Полученные результаты показывают, что вклад отрицательной обратной связи «озон — температура» в термический и динамический режим стратосферы весьма существен.

Следует заметить, что термические и динамические эффекты этой связи до сих пор не оценивались. Что касается численных моделей глобального переноса и фотохимии озона, то в одномерных и двухмерных вариантах этих моделей обратные связи «озон — температура» и «озон — движения в атмосфере» вообще пока не учитываются [1].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кароль И. Л. Озон и глобальные загрязнения атмосферы. — Метеорология и гидрология, 1979, № 3, с. 103—110.
2. Ракипова Л. Р., Ефимова Л. К. Численные эксперименты по циркуляционному и термическому режиму мезосферы. — Труды ГГО, 1972, вып. 272, с. 44—58.
3. Ракипова Л. Р. Термический и циркуляционный режим озоносферы. — Труды ГГО, 1976, вып. 380, с. 3—15.
4. Ракипова Л. Р. Динамические и термические эффекты обратной связи «вертикальные движения — озон». — Труды ГГО, 1979, вып. 429.
5. Craig R., Ohring C. The temperature dependence of ozone radiational heating. — J. Meteorol., 1958, v. 15, N 1, p. 53—62.
6. Leovy C. Simple models of thermally — driven mesospheric circulation. — J. Atm. Sci., 1964, v. 21, N 4, p. 327—341.

К. А. Каримов, Л. Р. Ракипова, Р. Д. Гайнутдинова

ВЛИЯНИЕ ЗИМНИХ СТРАТОМЕЗОСФЕРНЫХ ПОТЕПЛЕНИЙ НА ТРОПОСФЕРНЫЕ ПРОЦЕССЫ СРЕДНИХ ШИРОТ

В данной работе рассматриваются конкретные случаи мезостратосферных потеплений в январе 1978 и 1979 гг. и дается анализ распространения процесса потепления из высоких широт верхней атмосферы вниз и к средним широтам. Процесс январского мезостратосферного потепления увязан с динамикой циркуляционного режима средней атмосферы. Связь крупномасштабных циркуляционных процессов в средней атмосфере частично рассмотрена в работах [1, 2]. К анализу связей привлекался комплекс аэрологического зондирования, синоптические бюллетени, бюллетени ракетного зондирования и атлас карт слоя 35—60 км, а также карты изотерм по данным термического зондирования верхней атмосферы с метеоспутника типа NOAA с высот 35, 42 и 55 км.

Анализ связей проводился только для крупномасштабных процессов. На рис. 1 приведены высотные профили температуры, полученные по данным аэрологического и ракетного зондирования, для станций о. Хейса, Волгоград и Фрунзе. Последние дополнены данными термического зондирования с метеоспутника NOAA, отнесенными к координатам Киргизии и отражающими последовательные стадии развития и окончания характерного мезостратосферного потепления. На рис. 1 показано также схематичное расположение областей тепла (Т) и холода (Х), выделенных по двум ближайшим срокам. Последовательное расположение областей тепла и холода по высоте является естественным следствием принципа компенсации атмосферных процессов. Анализ карт слоя 35—60 км и карт изотерм по данным метеоспутника NOAA показывает, что процесс потепления в мезосфере высоких широт развивался с 4 по 11 января 1978 г.; в стратосфере процесс потепления с 11 по 18 января протекал без перестройки барических полей в циркумполярном циклоне; в мезосфере средних широт процесс потепления развивался с 11 по 18 января.

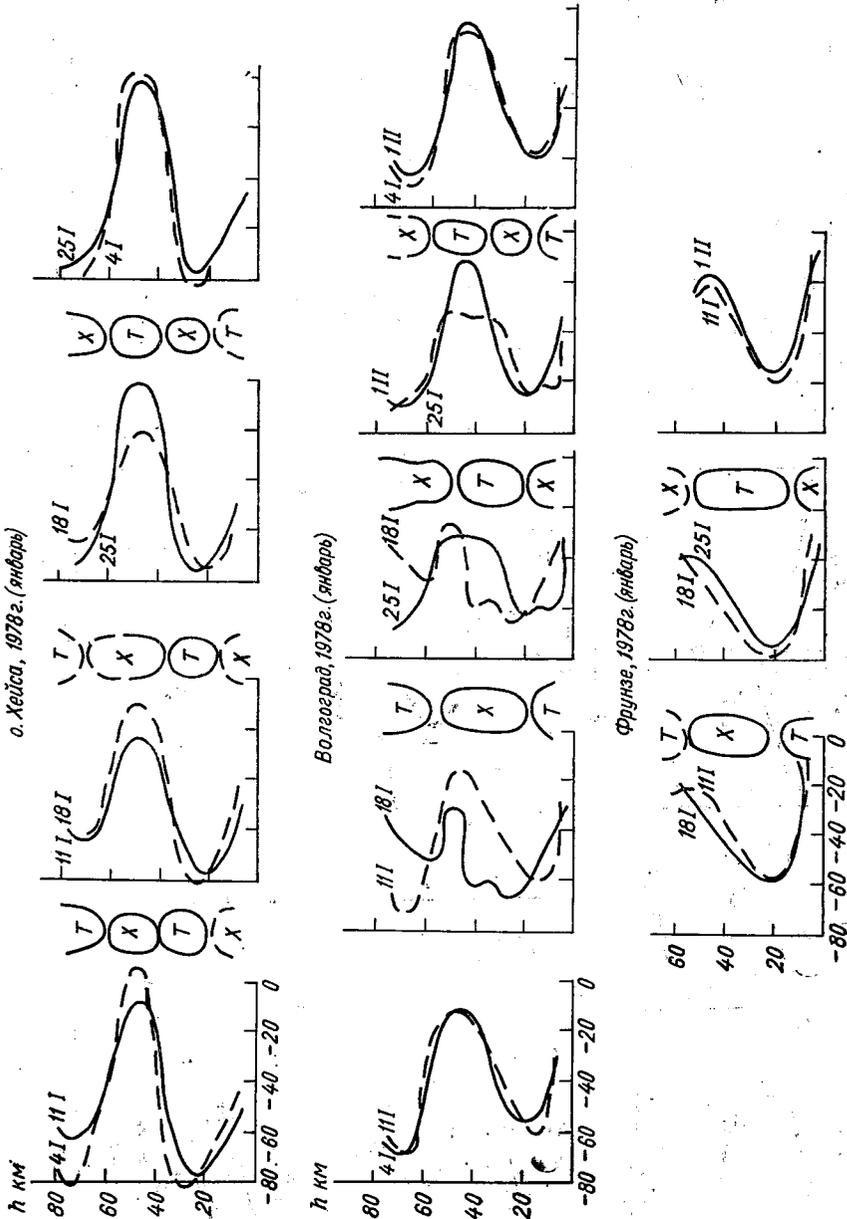


Рис. 1. Профили температуры ($^{\circ}\text{C}$), полученные по данным аэрологического и ракетного зондирования за период 4 января — 1 февраля 1978 г.

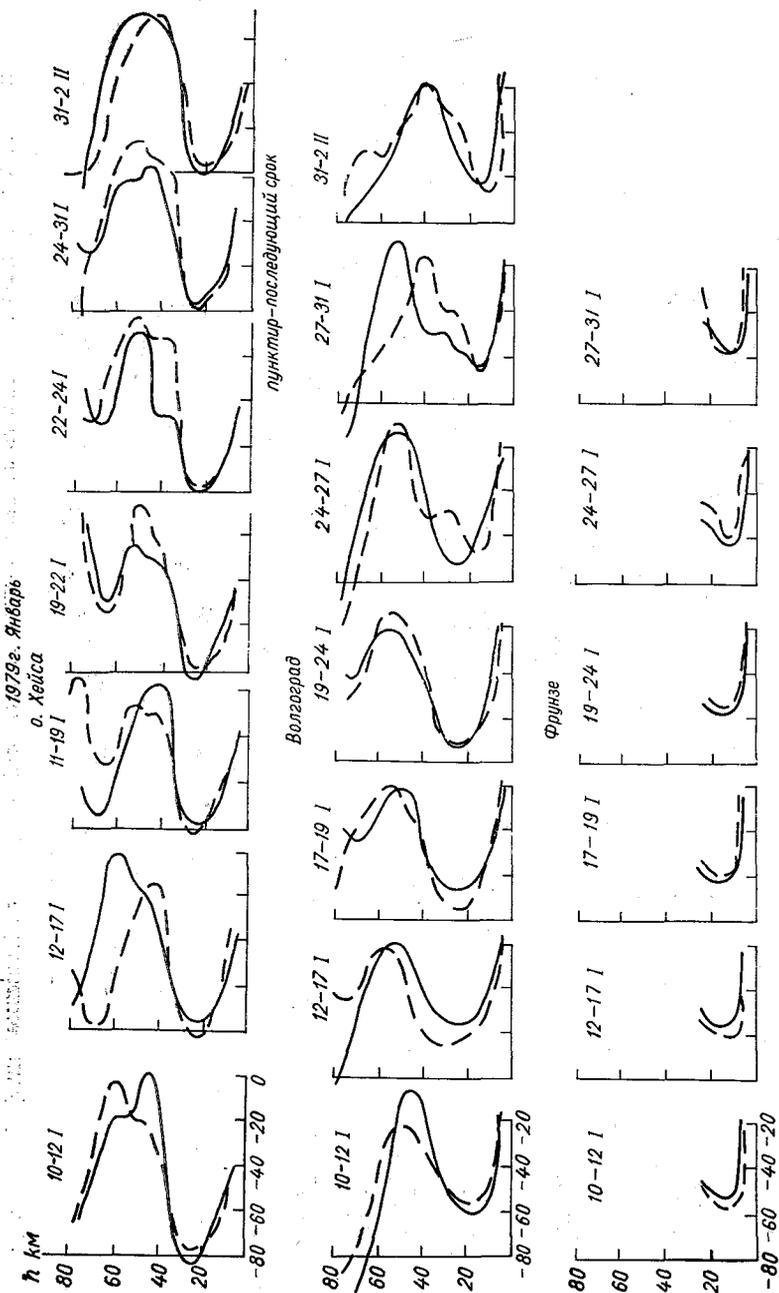


Рис. 2. Профили температуры (°С), полученные по данным зондирования за период 10 января — 2 февраля 1979 г.

На рис. 2 приведены высотные профили температуры для тех же пунктов с 10 января по 2 февраля 1979 г., отражающие процесс потепления, который начался несколько позже, чем в 1978 г. Процесс потепления протекал аналогично процессу 1978 г.: тепло распространялось с одинаковой скоростью как сверху вниз, так и с высоких широт в низкие.

Рис. 3 отражает процесс потепления с декабря 1976 г. по январь 1977 г., имеющий аналогичную природу и механизм распространения тепла. На рис. 3 процесс потепления отражен схематически изменением с высотой типа барического поля; периоду потепления соответствует антициклональное поле.

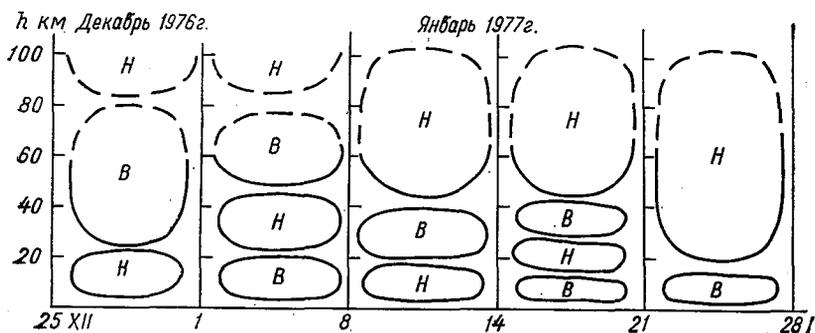


Рис. 3. Схематическое изображение процесса потепления с декабря 1976 г. по январь 1977 г.

На рис. 4 приведены временные изменения температуры с 4 по 25 января 1978 г. и с 12 по 31 января 1979 г. для уровней мезопаузы (70 км) и стратосферы (50 км) над Волгоградом и о. Хейса, по которым с точностью до 4 дней можно определить начало, окончание и максимум развития процесса, а также скорость нагревания и охлаждения атмосферы. Процесс потепления в мезосфере над о. Хейса развивался с 4 по 11 и с 12 по 31 января, при этом скорость нагревания составляла 3,5К в день. Потепление мезопаузы над Волгоградом началось на 7 дней позднее с такой же скоростью. В последующие 7 дней (с 18 по 25 января, Волгоград, и с 17 по 24 января, о. Хейса) произошло охлаждение мезопаузы; восстановление процесса протекало с той же скоростью (3,5К в день).

В стратосфере (на высоте 20 км) в этот же период протекал обратный процесс, примерно с такой же скоростью. Охлаждение стратосферы на уровне стратосферы составляло 2К в день, а скорость восстановления 4К в день. Процесс потепления в мезосфере длился 18 (14+4) дней и 25 (21+4) дней.

Для установившихся процессов в адиабатическом приближении, используя выражение $\partial T/\partial t = -(\gamma_a - \gamma)\omega$ и зная значения

$\partial T/\partial t$ и $\gamma_a - \gamma$, вертикальную скорость можно вычислить по формуле

$$\omega = - \frac{\partial T/\partial t}{\gamma_a - \gamma}$$

На рис. 5 приведены изменения рассчитанной вертикальной скорости для уровней 70 и 50 км (для о. Хейса и Волгограда). Значения ω изменяются от $-0,5$ до $0,4$ см/с, причем если в мезосфере вертикальные скорости направлены вниз, то на уровне стратоспаузы — вверх, что приводит к вертикальному перемешиванию между атмосферными слоями.

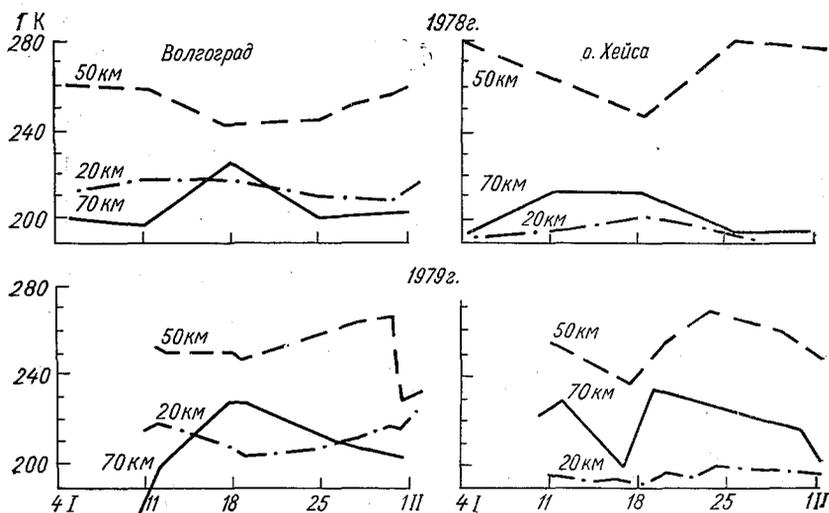


Рис. 4. Временные изменения температуры на разных высотах за январь 1978 и 1979 гг.

Как видно из рис. 1 и 2, изменения температуры охватывают атмосферу в целом до 5—10 км, и любой процесс, развивающийся в одном из ее слоев, необходимо рассматривать во взаимосвязи с процессами в других слоях. В средней части Киргизии факт потепления также отмечался 11—18 января, при этом относительное потепление в мезостратосфере составляло 25 %, а в Волгограде 80—90 %. При этом нужно отметить, что изменения в наклоне кривой стратификации в период потепления отмечались и в тропосфере на высотах 5—10 км и составляли 25—35 % от первоначального состояния.

Можно отметить, что при стратомезосферном потеплении в высоких широтах отмечается (с задержкой на 7+4 дня) потеп-

ление в низких широтах (до 42° с. ш.), а также и в нижних слоях тропосферы. Эти аномалии проявляются в периодическом изменении температурной стратификации в средней атмосфере, приводящем к периодическому чередованию областей тепла и холода как по высоте, так и во времени. Потепление и последующее похолодание в мезосфере приводят к похолоданию или потеплению в тропосфере с последующим возвращением режима к исходному. Вышеизложенное указывает на прямую связь макромасштабных процессов в тропосфере с развивающимися зимними аномальными процессами в мезостратосфере.

Передача термодинамических возмущений из верхней атмосферы в нижние слои может быть исследована путем решения нелинейных уравнений гидродинамики с учетом притока тепла

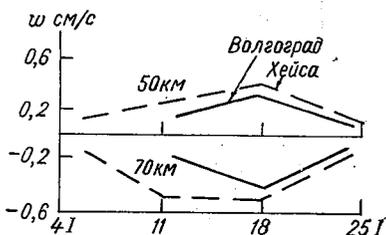


Рис 5. Временные изменения рассчитанных значений вертикальной скорости w .

и турбулентного перемешивания. Энергия, необходимая для изменений тех или иных атмосферных параметров, может быть заимствована из внутренней энергии атмосферы, и вследствие этого потепления на одних уровнях будут приводить к похолоданиям на других, и наоборот. Этим и объясняется принцип компенсации атмосферных процессов, который иллюстрировался высотно-временными вариациями температурного поля (см. рис. 1). Наличие источника тепла в слое 80—150 км вследствие поглощения длинноволновой радиации молекулами NO или ультрафиолетового излучения атомарным кислородом O вызовет перестройку температурной стратификации вплоть до 20 км.

По нашим расчетам, такие изменения могут произойти в слое 5—10 км и затронут активный тропосферный слой. Горизонтальные градиенты приведут к передаче этих возмущений на значительно большие расстояния. При действии источника в течение 7 дней процесс восстановления длился около 14 дней, а область действия источника простиралась от полярных до средних широт (до 40° с. ш.).

На рис. 6 приведена термобарическая структура тропосферы (поверхность 500 мбар) в период начала потепления и последующего распространения потепления в стратосферу. Как показал детальный анализ карт барической топографии, периоду начала потепления в мезосфере соответствует ложбина в тропосфере, а периоду потепления в стратосфере — гребень. Это тоже является прямым следствием принципа компенсации.

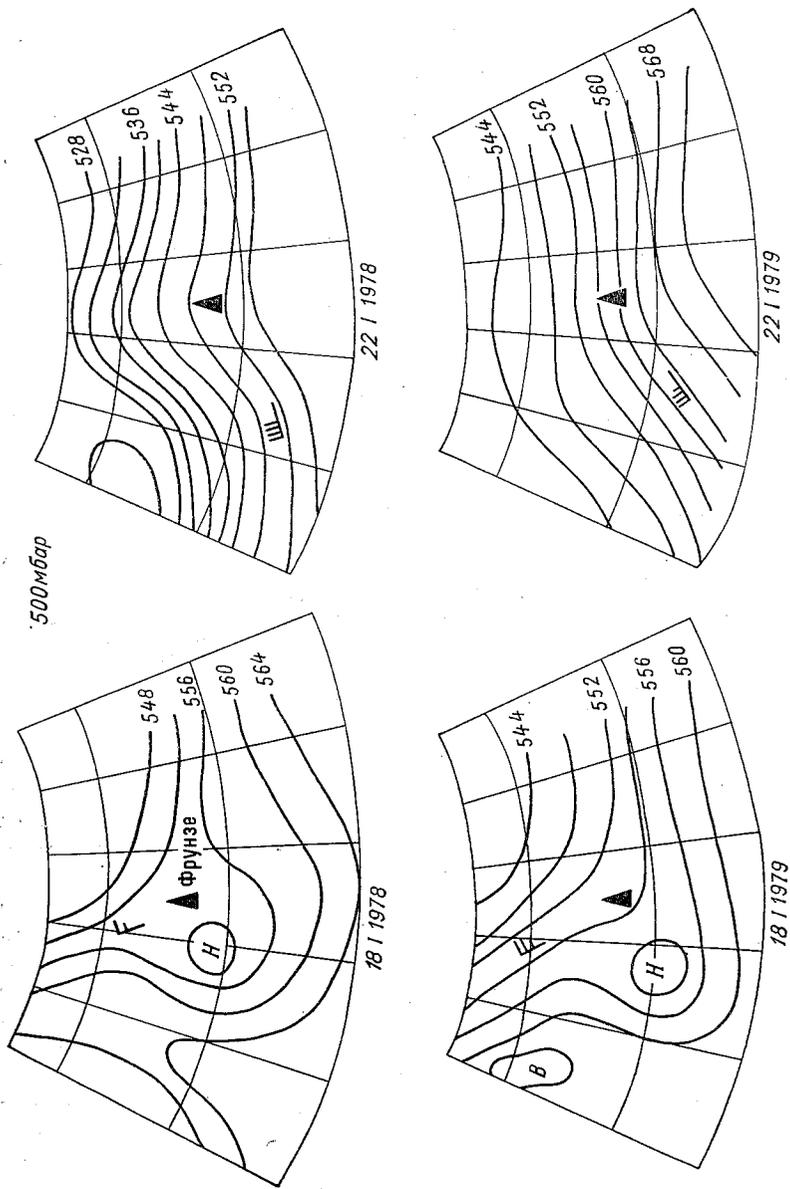


Рис. 6. Термобарическая структура тропосферы (поверхность 500 мбар) в периоды начала потепления и распространения потепления в стратосфере.

Исследования показали, что процесс потепления начинается в высоких широтах и постепенно опускается в более низкие и одновременно тепло из верхних слоев атмосферы поступает в низкие. При этом процесс потепления в верхней стратосфере сменяется похолоданием в нижней стратосфере с последующим потеплением в тропосфере.

Скорость распространения потепления сверху вниз составляет 4—5 км за сутки и может быть использована для прогностиче-

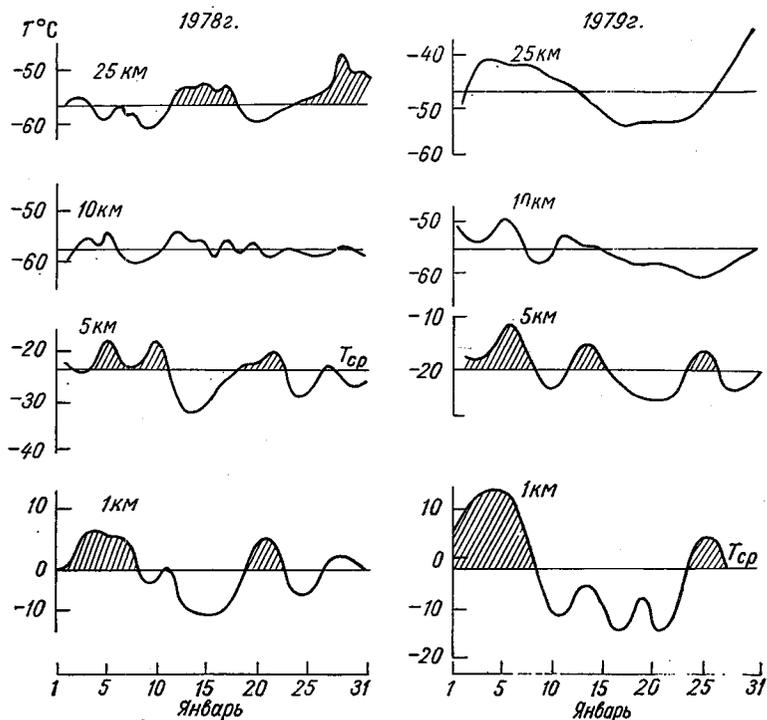


Рис. 7. Межсуточные изменения температуры на разных высотах.

ских целей. В целом процесс потепления, развиваясь в верхней атмосфере высоких широт, достигает тропосферных уровней Средней Азии через 18—20 дней. Барическая структура тропосферы над Средней Азией в этот период характеризуется наличием гребня. Эти данные могут быть использованы для прогноза, при анализе тропосферных процессов и процессов в приземном слое. Процесс передачи возмущений с верхних уровней на низкие может быть описан уравнениями гидродинамики только в нелинейном приближении. Это еще раз доказывает сложность решения задачи о переносе макромасштабных возмущений из верхних слоев в нижние. Очевидно на данном этапе эта задача может

решаться путем накопления экспериментального материала о процессах в средней атмосфере и построения эмпирических моделей, описывающих эти связи.

На рис. 7 приводятся межсуточные вариации температуры на разных уровнях за январь 1978 и 1979 гг. Периодам 10—15, 25—28 января, 28 января—3 февраля 1978 г. и 2—12, 22—31 января 1979 г. соответствовали стратомезосферные потепления; при этом на стратосферных уровнях 20 и 25 км отмечалось относительное потепление на 5—8°C, а в нижней тропосфере (1 и 5 км), наоборот, понижение температуры на ту же величину. Это соответствует принципу компенсации атмосферных процессов. На высоте 10 км температура не изменилась, так как эта высота — уровень обращения. Следовательно, стратомезосферные потепления влияют и на температурный режим тропосферы и проявляются в виде относительных похолоданий в тропосфере, а также способствуют развитию высотных гребней в тропосфере.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Каримов К. А. Динамика воздушных течений в нижней термосфере и ее связь с процессами в тропостратосфере. — Фрунзе: Илим, 1976. — 176 с.
2. Каримов К. А. Взаимосвязь динамических процессов нижней термосферы с процессами в тропостратосфере. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1977, т. 13, № 12, с. 1227—1238.
3. Каримов К. А., Гайнутдинова Р. Д. Динамика зимнего стратомезосферного потепления высоких и умеренных широт. — Изв. АН Киргизской ССР, 1979, № 3, с. 15—20.

Н. И. Яковлева, Н. И. Воробьева

ЗАВИСИМОСТЬ КОЛЕБАНИЙ УРОЖАЙНОСТИ ЗЕРНОВЫХ ОТ СРОКОВ ВЕСЕННИХ ПЕРЕСТРОЕК ЦИРКУЛЯЦИИ В СТРАТОСФЕРЕ

На основе анализа опубликованных данных можно сделать заключение, что энергия, поступающая путем проникновения планетарных волн из тропосферы, — основная причина термодинамических вариаций в стратосфере. Вместе с тем, на переход зимней циркуляции стратосферы к весенней оказывают влияние также и радиационные факторы (нагрев высоких слоев атмосферы за счет поглощения озоном коротковолновой радиации Солнца). Однако, учитывая несоответствие дат перехода радиационного баланса через нуль (15 мая на 10 мбар АТ) и дат весенних перестроек циркуляции в стратосфере (февраль — апрель), можно сделать заключение о важной роли нерадиационных факторов в этом процессе [10]. Некоторые исследователи связывают причину весенней перестройки циркуляции в стратосфере с фазами квазидвухлетнего цикла в экваториальной стратосфере [2, 5, 12, 13].

Важно отметить, что, с одной стороны, стратосфера накапливает прежде всего крупномасштабные особенности циркуляции, проникающие из тропосферы, с другой стороны, — по этой же причине процессы в стратосфере могут быть предвестниками возможных дальнейших крупномасштабных особенностей развития процессов в той же тропосфере. Поэтому в ряде работ [1, 2, 6—8, 11, 12] используются даты смены сезонной циркуляции стратосферы (зима — весна) для фонового прогноза аномалий погодных условий в отдельных крупных регионах земного шара. Обобщение полученных ранее прогностических закономерностей показало следующее: при ранних датах смены циркуляции весной в стратосфере над большей частью ЕТС, Западной Сибири, над Англией и даже Японией следует ожидать холодную весну и теплое лето, и наоборот, при поздних датах смены циркуляции — теплую весну и холодное лето. В работе [8] на основе со-

вместного анализа дат весенних перестроек на барической карте AT_{10} и введенного автором индекса метеорологической засушливости S_i ($S_i = \frac{\Delta T_i}{\sigma T} - \frac{\Delta r_i}{\sigma r}$), где ΔT и Δr — аномалии средней месячной температуры воздуха и осадков за период май — август, получено, что после ранних смен циркуляции возникают засухи на юге ЕТС и одновременно избыточное увлажнение в Казахстане. После поздних смен, наоборот, — слабая засушливость в Казахстане и на юге Западной Сибири и слабое избыточное увлажнение на юге ЕТС. Таким образом, в этой работе отмечается разнофазовый характер связи дат весенних перестроек D с аномалиями

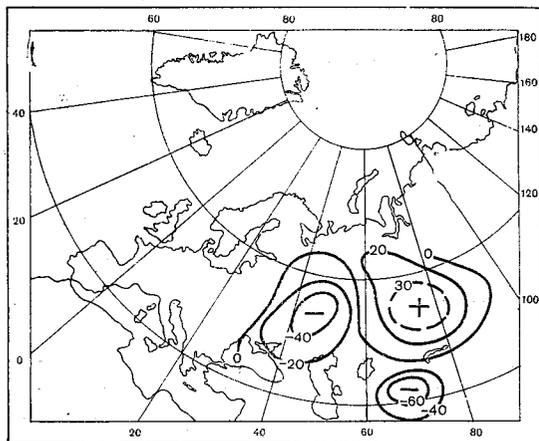


Рис. 1. Пространственное распределение коэффициентов корреляции между датами весенней перестройки циркуляции в стратосфере и аномалиями урожайности яровой пшеницы y' по территории СССР.

уровне земли) между районами ЕТС (+ R) и северного Казахстана (- R).

В данной работе использованы даты весенних перестроек циркуляции в стратосфере для прогностического анализа не погодных аномалий, а их производных, таких существенных для хозяйственной деятельности человека факторов, как урожайность яровой пшеницы по отдельным областям СССР. Нам представляется важным это сделать еще и потому, что колебания урожайности характеризуются суммарным эффектом погодных аномалий за весь весенне-летний вегетационный период, а не только за отдельные месяцы этого периода. Это дает возможность установить непосредственную связь одного из прогностических факторов с урожаем, минуя сложную процедуру оценки возможных аномалий погоды за ряд отдельных месяцев.

погодных условий по территории СССР. Прогностические указания при этом получаются с заблаговременностью от 1 до 6 месяцев (на май — август). В работах [12, 13] получена корреляционная связь между индексом меридиональности на поверхности 10 мбар за месяц до смены весенней циркуляции с полем давления, AT_{500} и температурой воздуха в июне месяце над территорией СССР. В этом анализе отмечается также наличие противоположного по знаку коэффициента корреляции R (на AT_{500} и на

К сожалению, ряд данных с датами весенних перестроек D очень большой. За период с 1957 по 1975 г. данные D получены Угрюмовым А. И. [14], а с 1949 по 1956 г. восстановлены методом Фадеевой И. П. [15]. В результате собран ряд из 27 значений D (1949—1975 гг.).

Для сопоставления использовался тот же период лет аномалий урожайности яровой пшеницы y' в отклонениях от теоретического тренда по 76 областям СССР.

На рис. 1 представлена карта коэффициентов корреляции между датами весенней перестройки циркуляции в стратосфере и колебаниями урожайности яровой пшеницы. Из анализа этой карты следует, что над большей частью ЕТС, Поволжья и южной Украины и югом Казахстана корреляция одного знака и отрицательна. Это означает, что неудовлетворительная урожайность на этой территории следует за ранними датами весенней перестройки в стратосфере и, наоборот, в годы с поздним сроком перестройки урожайность хорошая.

Для ранних перестроек, согласно классификации Педя Д. А. [10], характерны даты до 20 апреля, т. е. происходящие в основном в марте, для поздних — позже 24 апреля. В центральной части указанных областей коэффициенты корреляции достигают значений от $-0,40$ до $-0,60$, что превышает величину ошибки $2\sigma_r(2,4-5,3\sigma_r)$. Над Казахстаном, Алтаем и западной частью ЕТС корреляционная связь положительна. Это означает, что если над центральной частью ЕТС, югом Украины и югом Казахстана после даты ранней перестройки циркуляции урожайность низкая, то одновременно над северным Казахстаном и западной Украиной более вероятно высокая урожайность и, наоборот, после даты поздней перестройки. При этом отрицательная корреляция над ЕТС и югом Казахстана более сильная, чем положительная корреляция над северным Казахстаном и западной Украиной ($0,35$ и $0,26$, что соответствует $2,1$ и $1,4 \sigma_r$).

Интересно отметить, что такая противофазность корреляций, как и отмечалось ранее [4, 16], характерна для одной из первых форм естественно-ортогональных составляющих (е. о. с.) в пространственных полях аномалий самой урожайности. Кроме того, примерно такая же противофазность обнаруживается в корреляции урожайности y' с индексом Z_1 , который определяется разности температур на периферии часто возникающего антициклона над востоком ЕТС [3]. Корреляция между соответствующей формой е. о. ф. урожайности и датами весенней перестройки циркуляции D определяется коэффициентами корреляции $-0,49$, $-0,47$ (для разных вариантов счета е. о. ф.).

Отсюда следует заключение, что направление развития циркуляции, которое устанавливается в конце зимы, начале весны в слое атмосферы по крайней мере до поверхности 10 мбар в определенной степени сохраняется и на весенне-летний период. Это определяет связь D с конечным урожаем сельскохозяйственной культуры.

Как известно [5], в ходе дат весенней перестройки циркуляции D наблюдается квазидвухлетняя циклическая составляющая. Расчет автокорреляции с временным шагом $\tau=1$ год в данных D выявил в целом не очень высокое значение корреляции ($R = -0,35 \pm 0,17$). Вместе с тем, поле коэффициентов корреляции дат D_{-1} с урожайностью y' , т. е. между датами перестройки прошлого года и колебаниями урожайности данного года, характеризуется такой же двухфазной структурой, но со сменой знаков связи по сравнению с полем корреляции D с y' (см. рис. 1) и выравниванием абсолютных значений R как над ЕТС и Украиной, так и над северным Казахстаном (до $\pm 0,45 - 0,48 > 2\sigma_R$). Все это означает, что наличие квазидвухлетней составляющей в колебаниях D позволит дополнительно оценить общий характер колебаний урожайности с большой заблаговременностью по дате перестройки циркуляции в стратосфере прошлого года. Важно при этом подчеркнуть, что противофазность аномалий погоды в районах Украины, ЕТС и северного Казахстана является фактором, связанным с макромасштабными процессами в атмосфере Земли.

В целом полученные выводы соответствуют тому, что отмечалось в работах [6, 8, 12] на основе корреляционного анализа метеорологических характеристик с датами весенней перестройки в стратосфере. Заблаговременность в варианте связи с y' увеличивается до 7—8 месяцев и больше года, причем без промежуточных процедур прогноза (от метеорологических условий к урожайности). Интересно отметить, что в целом по СССР коэффициент корреляции между урожайностью y' и D составляет 0,16, а между урожайностью той же культуры в США и D — 0,27. Коэффициент корреляции между y' и датами D прошлого года составляет соответственно — 0,32 и 0,43 ($\pm 0,17$). Таким образом, прослеживается обратная по фазе корреляционная связь колебаний урожайности яровой пшеницы над территорией СССР и США, в частности с датами весенних перестроек в стратосфере. Это может свидетельствовать о глобальности циркуляционных процессов в атмосфере и о связности засушливых явлений по континентам земного шара.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бугаев В. А., Кац А. Л. Квазидвухлетняя цикличность и эволюция циркуляции и погоды в атлантико-евразийском секторе полушария в 1968—1970 гг. — В кн.: Квазидвухлетняя цикличность и циркуляция в атмосфере и океане. — Л.: Гидрометеиздат, 1971, с. 25—41.
2. Бугаев В. А., Кац А. Л., Угрюмов А. И. Двухлетняя цикличность в атмосферной циркуляции. — Труды 3-й Всесоюзной конференции по общей циркуляции атмосферы. — Л.: Гидрометеиздат, 1972, с. 68—78.
3. Гирская Э. И., Сазонов Б. И., Кропф Е. И. Показатели метеорологических засух. — Труды ГГО, вып. 403, 1979, с. 27—34.
4. Гирская Э. И., Сазонов Б. И., Яковлева И. И. Макроциркуляционный индекс засушливости и урожайность яровой пшеницы. — Труды ГГО, вып. 386, 1977, с. 46—50.

5. Громова Г. А., Князева В. И. О двухлетней цикличности в сроках формирования летнего стратосферного антициклона. — Метеорология и гидрология, 1964, № 6, с. 35—36.

6. Жежко Р. Я. О фоновом прогнозе аномалий среднемесячной температуры воздуха и распределении очагов засушливости и избыточного увлажнения по территории Восточной Сибири и Дальнего Востока. — Труды ДВНИГМИ, 1977, вып. 66, с. 57—69.

7. Кац А. Л. Циркуляция в стратосфере и мезосфере. — Л.: Гидрометеоиздат, 1968. — 204 с.

8. Педь Д. А. О возможности прогноза засух и избыточного увлажнения. — Труды Гидрометцентра СССР, 1975, вып. 156, с. 64—76.

9. Педь Д. А. О взаимосвязи циркуляции в тропосфере и стратосфере. — Труды Гидрометцентра СССР, 1974, вып. 128, с. 43—54.

10. Педь Д. А. Анализ некоторых факторов, приводящих к весенней смене типа циркуляции в стратосфере. — Труды Гидрометцентра СССР, 1974, вып. 150, с. 42—53.

11. Сурьяк В. Использование данных стратосферной циркуляции в сезонных прогнозах сумм атмосферных осадков для низменной Польши. — Труды 2-го Международного симпозиума по космической метеорологии. — М.: Гидрометеоиздат, 1978, с. 120—125.

12. Угрюмов А. И. Квазидвухлетняя цикличность весенне-летней циркуляции атмосферы. — Труды Гидрометцентра СССР, 1971, вып. 77. — 81 с.

13. Угрюмов А. И. Двухлетняя цикличность в тропосфере умеренных широт северного полушария. — Метеорология и гидрология, 1968, № 12, с. 24—32.

14. Угрюмов А. И. Интенсивность междуширотного обмена в стратосфере и весенние перестройки циркуляции. — Метеорология и гидрология, 1968, № 4, с. 23—33.

15. Фадеева Н. П. Повторяемость крупных тропосферных гребней зимой и сроки формирования летнего стратосферного антициклона. — Труды КазНИГМИ, 1969, вып. 38, с. 49—51.

16. Яковлева Н. И. Пространственная структура аномалий урожая яровой пшеницы и метеорологических характеристик по территории СССР. — Труды ГГО, 1977, вып. 386, с. 92—95.

Л. Р. Ракипова, В. Г. Кидиярова, И. А. Щерба

КОРРЕЛЯЦИОННЫЙ АНАЛИЗ СВЯЗЕЙ СРЕДНИХ ЯНВАРСКИХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ТРОПОСФЕРЫ И СТРАТОСФЕРЫ ВЫСОКИХ ШИРОТ ВНУТРИ 11-ЛЕТНЕГО СОЛНЕЧНОГО ЦИКЛА

Развитие авиационной техники, распространение прогностических моделей на стратосферные уровни требуют все более детальных знаний о закономерностях изменений термодинамического режима стратосферы. Распределения метеорологических элементов в зимней стратосфере высоких широт подвержены существенным изменениям. Эти изменения связаны с взаимным расположением и активностью основных стратосферных термобарических систем: циркумполярного циклона и алеутского и атлантического антициклонов. Интенсивность этих систем связана с перераспределением энергии в атмосфере.

В качестве возможных причин указанного перераспределения энергии можно рассматривать межширотный энергообмен между северным и южным полушарием [1], влияние уровня солнечной и геомагнитной активности [2, 3], поступление в стратосферу энергии из более высоких слоев — мезосферы и термосферы. Согласно работам [4, 5], наибольший энергетический вклад в стратосферу вносит тропосфера. В тропосфере сосредоточена основная масса и энергия атмосферы, поэтому естественно ожидать ее воздействие на стратосферу. Однако, по-видимому, реализация этого воздействия происходит в разные годы по-разному и во многом зависит от условий в стратосфере. Процессы, характеризующие влияние тропосферы на стратосферу, можно интерпретировать как вертикальное распространение крупномасштабных метеорологических волн, обусловленных эффектами орографии и термической неоднородности подстилающей поверхности.

Как известно [6, 8], приток тропосферной энергии, приносимый этими волнами, зависит от условий в стратосфере, которые определяются ее собственной статистической устойчивостью и интенсивностью и направлением зональной циркуляции. Кроме того,

необходимо учитывать уровни солнечной и геомагнитной активности — факторы, под влиянием которых возможно перераспределение энергии в атмосфере. В работе [7] показано, что барические контрасты между стратосферным циркумполярным циклоном и алеутским антициклоном уменьшаются в годы минимума солнечной активности. Таким образом, естественно, что взаимосвязь тропосферы и стратосферы должна быть различна в разные годы.

Целью настоящей работы является определение корреляционных связей между средними январскими изменениями геопотенциала в тропосфере и геопотенциала и температуры в стратосфере высоких широт за 1965—1977 гг. и совместный анализ их с термодинамическим режимом стратосферы и уровнями солнечной и геомагнитной активности.

В связи с тем, что зимой в высоких широтах в условиях полярной ночи процессы обусловлены динамикой и геомагнитная активность существенно выше, чем в низких широтах, было решено ограничиться рассмотрением широтного интервала 70° — 60° с. ш. Экспериментальным материалом послужили средние месячные карты геопотенциала и температуры на поверхностях 500 и 30 мбар за 1965—1977 гг. Данные снимались вдоль кругов 60° и 70° с. ш. через интервал 10° . Таким образом, в каждом расче-

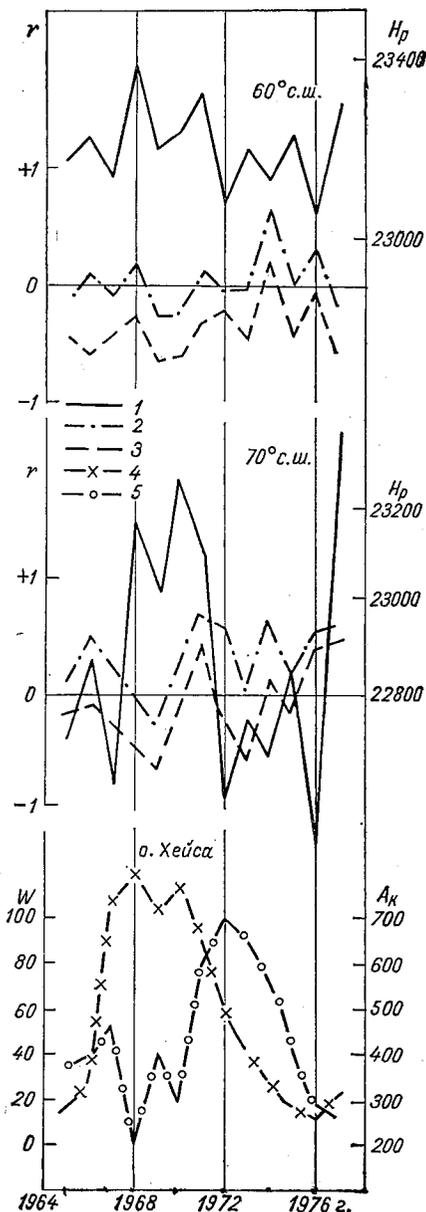


Рис. 1. Сопоставление средних январских значений коэффициентов корреляции (r) геопотенциала H_p и параметров солнечной W и геомагнитной активности A_k за период 1965—1977 гг.

1 — геопотенциал на поверхности 30... мбар (H_{30}), 2 — коэффициент корреляции между геопотенциалом на поверхности 500 и 30 мбар (r_{HH}), 3 — коэффициент корреляции между геопотенциалом на поверхности 500 мбар и температурой в стратосфере (r_{HT}), 4 — числа Вольфа (W), 5 — коэффициент локальной геомагнитной активности (A_k).

Таблица 1

Средние квадратические отклонения геопотенциала σ_H на поверхности 500 мбар и температуры σ_T на поверхности 30 мбар

	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975	1976	1977
σ_H	9,2	10,3	10,4	7,2	10,9	6,7	9,2	15,4	13,4	13,9	8,9	8,3	9,6
σ_T	10,5	6,4	10,8	3,5	8,11	6,4	7,6	8,9	10,6	8,5	7,0	6,2	5,0
$\varphi = 60^\circ$ с. ш.													
σ_H	7,4	9,4	11,4	5,0	7,4	9,7	7,5	15,4	11,4	10,6	6,3	4,9	4,6
σ_T	9,8	6,6	9,9	3,2	9,1	5,6	7,1	8,9	11,0	8,2	7,4	4,4	3,8
$\varphi = 70^\circ$ с. ш.													

те участвовало 36 пар, т. е. статистический разброс рассчитанных коэффициентов корреляции не превышает 17%. Уровень солнечной активности оценивался по числам Вольфа, средним за месяц, уровень геомагнитной активности — по средним за месяц значениям локальной геомагнитной возмущенности A_h , так как обычно применяемые планетарные индексы K_p и A_p не могут считаться корректными для широт, превышающих 60° с. ш.

Результаты расчетов коэффициентов корреляции и зонально-осредненные средние месячные значения геопотенциала поверхности 30 мбар представлены на рис. 1. Следует отметить заметные изменения от года к году средних январских значений коэффициентов корреляции температуры и геопотенциала стратосферы с геопотенциалом тропосферы.

Кривые временного хода коэффициентов совпадают, однако корреляционные связи тропосферного геопотенциала и стратосферной температуры r_{HT} преимущественно отрицательны, тогда как связи тропосферного и стратосферного геопотенциалов r_{HH} положительны. Можно видеть, что меньшим значениям стратосферного геопотенциала H_{30} соответствуют большие значения коэффициентов корреляции. Особенно отчетливо это соответствие проявлялось в 1970—1976 гг. как для 60° , так и для 70° с. ш. Следует отметить некоторую «противофазность» межгодового хода средних январских параметров солнечной и геомагнитной активности: при максимуме солнечной активности W локальная геомагнитная активность A_h минимальна, в годы минимума сол-

печной активности геомагнитная активность достигает максимума. Как видно из рис. 1, в период повышенной солнечной активности и соответственно пониженной геомагнитной активности связь между геопотенциалом в тропосфере и стратосфере ослабевает на 60° с. ш.; коэффициенты корреляции r_{HH} отрицательны в 1967—1970 гг. Как отмечалось выше, ослаблению корреляционных связей соответствует увеличение средних значений геопотенциала в стратосфере. Кривая хода геопотенциала H_{30} на 70° с. ш. почти совпадает с ходом чисел Вольфа.

Изменчивость метеорологических элементов оценивалась по средним квадратическим отклонениям, рассчитанным относительно зональных средних (табл. 1). Значения σ фактически определяют степень возмущенности относительно зонального состояния; σ_H и σ_T , равные или меньше 5, наблюдаются в 1968, 1976 и 1977 гг.; наибольшие значения σ_H и σ_T — в 1972 и 1973 гг.

Таким образом, условиям повышенной солнечной активности соответствует большая зональность в распределении метеорологических элементов средней стратосферы. Условиям меньшей возмущенности относительно зональности соответствует и возрастание геопотенциала. В годы повышенной солнечной активности увеличивается значение геопотенциала. Тенденцию к увеличению геопотенциала можно отметить и в январе 1977 г., когда солнечная активность вновь начала возрастать (см. рис. 1). На рис. 2 представлены средние январские значения составляющих зонального ветра на высоте 30 км на станциях о. Хейса, фортов Грили и Черчилл. Прослеживается

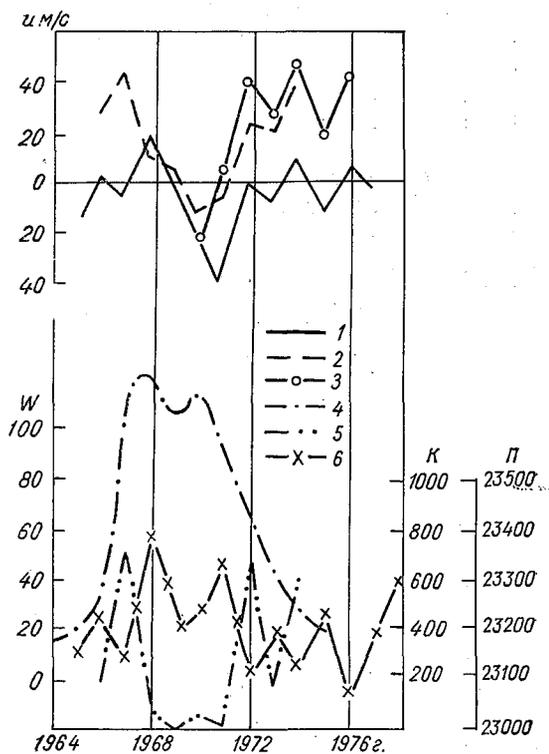


Рис. 2. Сопоставление средних январских зональных составляющих скорости ветра (1, 2, 3) и параметров солнечной и геомагнитной активности (4, 5, 6).

1 — о. Хейса, 2 — форт Грили, 3 — форт Черчилл; 4 — числа Вольфа W , 5 — средняя зональная потенциальная энергия P на 70° с. ш., 6 — кинетическая энергия K на единицу массы (о. Хейса).

периодичность в повторяемости интенсивности и направлений зонального ветра на всех станциях. Над о. Хейса наблюдается периодичность в чередовании западного и восточного ветра. Над фортами Грили и Черчилл интенсивность зональной циркуляции изменяется. Наблюдаемые различия в циркуляции на этих станциях объясняются тем, что форты Черчилл и Грили расположены на периферии циклона, а о. Хейса — вблизи центра стратосферного циклона. Центр циклона обычно смещается в сторону Евразии, и над о. Хейса наблюдаются восточные ветры.

На рис. 2 показан ход средних январских чисел Вольфа, зональной потенциальной и кинетической энергии. Последняя посчитана по данным о ветре для форта Грили на уровне 30 км. Периодичность повторяемости характера циркуляции различна в годы минимума и максимума солнечной активности. Так, при максимуме солнечной активности над фортами Черчилл и Грили ослабевает западный ветер, а над о. Хейса наблюдается максимальный западный и восточный перенос.

Представленные результаты свидетельствуют о возможности солнечного и геомагнитного контроля режима стратосферы. Средние месячные значения геопотенциала, составляющие ветра и отклонение относительно зонального распределения метеозлементов различны в годы минимума и максимума солнечной активности. Нарушение зонального распределения метеозлементов стратосферы принято рассматривать как результат перераспределения энергии атмосферы.

В этой связи обращают на себя внимание межгодовые различия коэффициентов корреляции между распределениями метеорологических элементов в стратосфере и тропосфере.

Для более полного выяснения солнечно-геомагнитного воздействия на атмосферу нужны дальнейшие экспериментальные и теоретические исследования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кац А. Л. Циркуляция в атмосфере и мезосфере.— Л.: Гидрометеоздат, 1968.
2. Логинов В. Ф. О реальности солнечно-атмосферных связей в проблеме Солнце—нижняя атмосфера.— В кн.: Солнечно-атмосферные связи в теории климата и прогноза погоды. Труды 1-го Всесоюзного совещания.— Л.: Гидрометеоздат, 1974.
3. Михневич В. В., Кидиярова В. Г., Трубников Б. П., Щерба И. А. Воздействие геомагнитных возмущений на процессы в атмосфере.— Геомагнетизм и аэронавтика, 1976, т. 16 № 2.
4. Погосян Х. П. Общая циркуляция атмосферы.— Л.: Гидрометеоздат, 1972.
5. Погосян Х. П., Павловская А. А. Процессы раздвоения стратосферного полярного циклона.— Труды Гидрометцентра СССР, 1967, вып. 6.
6. Трубников Б. Н., Щерба И. А. К вопросу о взаимодействии тропосферы и стратосферы средних широт.— Труды ЦАО, 1966, вып. 69.

7. Кокин Г. А., Бугаева И. В., Рязанова Л. А., Сперанский К. Е. О связи процессов в стратосфере с солнечной активностью.—*Метеорология и гидрология*, 1979, № 7, с. 10—19.

8. Matsuno T. Vertical propagation of stationary planetary waves in the winter northern hemisphere.—*J. of the Atm. Sci.*, 1970, v. 27, N 6, p. 871—883.

А. В. Цветков

ВЛИЯНИЕ СОЛНЕЧНЫХ ВСПЫШЕК НА НАПРЯЖЕННОСТЬ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ В СВОБОДНОЙ АТМОСФЕРЕ

Солнечные вспышки представляют собой мощный источник возмущений ионизации в атмосфере Земли, влияющих на процессы в атмосферном электричестве. В ряде работ показано, что существует статистическая связь между событиями солнечных вспышек и изменениями электрического поля в условиях хорошей погоды [1, 5] и даже грозовой активностью [3]. Однако эта связь не является полностью доказанной. В работе [4] впервые предпринята попытка сопоставления «один к одному» профилей потоков энергичных протонов, сопровождавших солнечную вспышку 4 августа 1972 г., с вертикальным электрическим полем на высоте дрейфа аэростата, а также с числом атмосфериков. Результаты сравнения показывают, что рост интенсивности потоков протонов сопровождался одновременным уменьшением на порядок величины электрического поля на высоте около 30 км и, по-видимому, значительным усилением грозовой активности. Возможно, изменение проводимости атмосферы, сопровождающее солнечные вспышки, оказывает существенное влияние на глобальную токовую цепь.

Целью данной работы является попытка установить количественную связь между напряженностью электрического поля в свободной атмосфере в условиях хорошей погоды и значением проводимости атмосферы, зависящей не только от координаты, но и от времени. Зависимость от времени необходимо учитывать при изучении эффектов солнечных вспышек на проводимость в средней атмосфере.

Если считать, что солнечные вспышки вызывают быстрые возмущения атмосферного электричества, то эти возмущения можно описать уравнениями Максвелла

$$\operatorname{rot} \mathbf{E} = -\mu_0 \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t}, \quad (1)$$

$$\operatorname{rot} \mathbf{H} = \mathbf{j} + \varepsilon_0 \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t}, \quad (2)$$

где \mathbf{H} и \mathbf{E} — магнитное и электрическое поля соответственно; i — плотность тока; μ_0 и ε_0 — магнитная и электрическая постоянные.

Учитывая закон Ома, $\mathbf{j} = \sigma \mathbf{E}$, где σ — скалярная проводимость, в уравнении (2) можно исключить ток проводимости.

Для возмущений с масштабом по времени таковым, что индуктивными свойствами можно пренебречь, сохранив емкостные, уравнение неразрывности тока (тока проводимости и тока смещения) имеет следующий вид:

$$\operatorname{div} \left(\sigma \mathbf{E} + \varepsilon_0 \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \right) = 0. \quad (3)$$

Для простоты положим, что электрическое поле зависит только от координаты z и t , т. е. $E = E(z, t)$. Проводимость также зависит от двух переменных: $\sigma = \sigma(z, t)$. Раскрывая (3), получаем

$$\frac{\partial^2 E(z, t)}{\partial z \partial t} + \frac{1}{\varepsilon_0} \frac{\partial}{\partial z} [\sigma(z, t) \cdot E(z, t)] = 0. \quad (4)$$

Это уравнение, являющееся линейным гиперболическим уравнением с двумя переменными, имеет общее решение, в котором весьма трудно определить произвольные функции [2]. Будем искать решение уравнения, удовлетворяющее следующим условиям:

$$\begin{aligned} E(z, t)|_{t=0} &= E(z); \quad \left. \frac{\partial E(z, t)}{\partial t} \right|_{t=0} = 0, \\ \left. \frac{\partial E(z, t)}{\partial t} \right|_{z=z_0} &= e(z_0, t), \quad E(z, t)|_{z=z_0} = E(z_0, t). \end{aligned} \quad (5)$$

Из физических соображений ясно, что первая производная по времени от поля в момент времени, равный нулю, означает отсутствие тока смещения. Поле в начальный момент времени задано как невозмущенная функция, зависящая только от координаты z , т. е. высоты в данном случае. Задание производной по времени, а также и самой величины поля в некоторой точке z_0 является оправданным, поскольку эти значения могут быть получены в результате наблюдений, скажем, на аэростатах.

После интегрирования уравнения (4) по z получим

$$\frac{\partial E(z, t)}{\partial t} + \frac{\sigma(z, t)}{\varepsilon_0} E(z, t) = F(t). \quad (6)$$

Функция $F(t)$, стоящая в правой части, является произвольной. Используя граничные условия (5), определим ее вид:

$$F(t) = e(z_0, t) + \frac{\sigma(z_0, t)}{\varepsilon_0} E(z_0, t). \quad (7)$$

Решение неоднородного уравнения (6) найдем в виде суммы решений однородного уравнения и частного решения неоднородного:

$$E(z, t) = E_1(z, t) + E_2(z, t). \quad (8)$$

Однородное уравнение

$$\frac{\partial E(z, t)}{\partial t} + \frac{\sigma(z, t)}{\varepsilon_0} E(z, t) = 0 \quad (9)$$

имеет решение вида

$$E_1(z, t) = \varphi(z) e^{-\int \frac{\sigma(z, t)}{\varepsilon_0} dt}. \quad (10)$$

Для нахождения частного решения неоднородного уравнения применим метод вариации постоянных в решении однородного уравнения (10). После несложных вычислений получим окончательное решение уравнения (6) в виде

$$E(z, t) = e^{-\int \frac{\sigma(z, t)}{\varepsilon_0} dt} \left\{ \int F(t) e^{\int \frac{\sigma(z, t')}{\varepsilon_0} dt'} dt + f(z) \right\}, \quad (11)$$

где $F(t)$ определена, согласно (7), $f(z)$ — произвольная функция, которую нетрудно найти, используя заданные начальные условия (5). В результате получаем

$$f(z) = E(z) \left[e^{\int \frac{\sigma(z, t)}{\varepsilon_0} dt} \right]_{t=0} - \left[\int F(t) e^{\int \frac{\sigma(z, t')}{\varepsilon_0} dt'} dt \right]_{t=0}. \quad (12)$$

Вводя следующие обозначения:

$$A(z) = e^{\int \frac{\sigma(z, t)}{\varepsilon_0} dt} \Big|_{t=0}; \quad (13)$$

$$B(z) = \int F(t) e^{\int \frac{\sigma(z, t')}{\varepsilon_0} dt'} dt \Big|_{t=0}, \quad (14)$$

имеем

$$f(z) = A(z)E(z) - B(z). \quad (15)$$

Подставляя в (11) выражение для $F(t)$, согласно (7), а также (15) для $f(z)$, получим окончательное выражение решения уравнения (4) с начальными и граничными условиями (5):

$$E(z, t) = e^{-\int \frac{\sigma(z, t)}{\varepsilon_0} dt} \left\{ A(z)E(z) - B(z) + \int \left[e^{\int \frac{\sigma(z, t')}{\varepsilon_0} dt'} + \frac{\sigma(z, t)}{\varepsilon_0} E(z, t) \right] e^{\int \frac{\sigma(z, t')}{\varepsilon_0} dt'} dt \right\}. \quad (16)$$

Проводимость $\sigma(z, t)$ входит в выражение для решения в качестве параметра, который, в свою очередь, сложным образом зависит от ионизационных процессов на различных уровнях высот. Легко видеть, что, если проводимость не зависит от времени, то (16) значительно упрощается:

$$E(z, t) = e^{-\frac{\sigma(z)}{\epsilon_0} t} \left\{ E(z) - B(z) + \int \left[e(z_0, t) - \frac{\sigma(z_0)}{\epsilon_0} E(z_0, t) \right] e^{\frac{\sigma(z) t}{\epsilon_0}} dt \right\}. \quad (17)$$

Предположим, что проводимость в слое атмосферы на ветви нарастания плотности ионизации, сопровождающего солнечную вспышку, может быть представлена в виде функции высоты и времени следующим образом:

$$\sigma(z, t) = \frac{1}{2} \sigma_0 e^{z/H} (1 + e^{\alpha t}), \quad (18)$$

где σ_0 — проводимость у основания слоя, H — высота однородной атмосферы, α — экспоненциальный коэффициент.

Подстановка (18) в выражение (16) дает

$$E(z, t) = e^{-\frac{\sigma_0}{2\alpha\epsilon_0} e^{z/H} (e^{\alpha t} + \alpha t)} \left\{ E(z) e^{-\frac{\sigma_0}{2\alpha\epsilon_0} e^{z/H}} - B(z) + \int \left[e(z_0, t) + \frac{\sigma_0}{2\epsilon_0} e^{z_0/H} E(z_0, t) \right] e^{+\frac{\sigma_0}{2\alpha\epsilon_0} e^{z/H} (\alpha t' + e^{\alpha t'})} dt' \right\}. \quad (19)$$

Таким образом, пространственно-временное распределение электрического поля в свободной атмосфере может быть определено для различных моментов времени при условии, если известна проводимость и заданы значения величины поля E и ее производной в некоторой точке z_0 .

Значение проводимости атмосферы во время солнечных вспышек необходимо связать с источником ионизации. Однако такая задача является весьма трудной и допускает только численное решение. Это будет рассмотрено в последующих работах.

В заключение автор выражает благодарность В. Н. Морозову за полезные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Брагин Ю. А. и др. О связи напряженности электрического поля в атмосфере с солнечными вспышками и с геомагнитными явлениями. — В кн.: «Вопросы исследования нижней ионосферы». Новосибирск, 1972, с. 135—139.

2. Кошляков Н. С., Глинер Э. Б., Смирнов М. М. Основные дифференциальные уравнения математической физики.— М.: Физматгиз, 1962.— 128 с.

3. Чалмерс Дж. А. Атмосферное электричество.— Л.: Гидрометеоздат, 1974.— 327 с.

4. Hlzwortn R. H., Mozer F. S. Direct evidence of solar flare modification of weather related atmospheric electric fields.— Preprint, Univ. California, 1977.

5. Reiter R. Case study concerning the impact of solar activity upon potential gradient and air-earth current in the lower troposphere.— PAGEOPH, 1972, v. 94, N 2, p. 218—225.

СОДЕРЖАНИЕ

Е. П. Борисенков, Л. Е. Борисова. Уточненная физико-статистическая схема сверхдолгосрочного прогноза средних месячных аномалий температуры воздуха для северного полушария	3
Т. В. Покровская, Н. И. Ефремова. О соотношении гелиофизических и циркуляционных факторов в формировании засух	12
Л. Р. Ракипова, Н. И. Яковлева, Л. К. Андреева. Влияние весеннего геомагнитного индекса K_p на колебания урожайности сельскохозяйственных культур	20
Э. И. Гирская, Б. И. Сазонов, Т. Н. Ульянова. Каталоги засух на Европейской территории СССР и геомагнитная возмущенность	24
А. В. Ефанова. О связи суровых зим с солнечной активностью	28
Е. В. Воробьева, В. Н. Приемов. Энергетические проявления атмосферы в 11-летнем цикле геомагнитной возмущенности	35
С. Б. Дмитриева. О возможности использования барикоциркуляционных характеристик Л. А. Вительса для вероятностного прогноза засух Западной Сибири	44
В. Н. Сердюк, И. В. Котляр. Макросиноптические особенности развития и перемещения антициклонов в периоды засух 1963, 1972 и 1975 гг.	50
Б. И. Сазонов. К прогнозированию экстремальных погодных явлений Ким Мун Юк. О возможности применения типизации Г. Я. Вангенгейма к долгосрочным прогнозам летних осадков в КНДР	60
Г. Ф. Гетманова. Методика прогноза среднего месячного количества осадков на Европейской территории СССР в теплое время года	69
Л. Р. Ракипова, Б. Н. Трубников. О роли окислов азота в формировании озоносферы	77
Л. Р. Ракипова, Б. И. Трубников, И. А. Щерба. Исследование взаимодействия тропосферы и стратосферы с учетом озонной функции нагревания	83
Л. Р. Ракипова. Оценка динамических и термических эффектов обратной связи «озон — температура»	92
К. А. Каримов, Л. Р. Ракипова, Р. Д. Гайнутдинова. Влияние зимних стратомезосферных потеплений на тропосферные процессы средних широт	98
Н. И. Яковлева, Н. И. Воробьева. Зависимость колебаний урожайности зерновых от сроков весенних перестроек циркуляции в стратосфере	102
Л. Р. Ракипова, В. Г. Кидиярова, И. А. Щерба. Корреляционный анализ связей средних январских метеорологических полей тропосферы и стратосферы высоких широт внутри 11-летнего солнечного цикла	111
А. В. Цветков. Влияние солнечных вспышек на напряженность электрического поля в свободной атмосфере	116
	122

Труды ГГО, вып. 443

ГЕЛИОГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ
ПОГОДЫ И КЛИМАТА

Н/К

Редактор Н. С. Смирнова. Технический редактор Е. А. Маркова. Корректор Л. Б. Лаврова

Сдано в набор 21.11.80. Подписано в печать 11.05.81. М-16696. Формат 60×90^{1/16}, бумага тип. № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Печ. л. 8,5. кр.-отт8,75. Уч.-изд. л. 9,32. Тираж 680 экз. Индекс АЛ-101. Заказ № 33. Цена 65 коп. Заказное. Гидрометеонздат. 199053. Ленинград, 2-я линия, 23.

Сортавальская книжная типография Управления по делам издательств, полиграфии и книжной торговли Совета Министров Карельской АССР. Сортавала, Карельская, 42.