



Х. Х. РАФАИЛОВА

**ИСПОЛЬЗОВАНИЕ
характеристик стратосферы,
тропосферы и подстилающей
поверхности в долгосрочных
прогнозах погоды**

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

*ОРДЕНА ЛЕНИНА ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР СССР*

Х. Х. РАФАИЛОВА

**ИСПОЛЬЗОВАНИЕ
характеристик стратосферы
тропосферы
и подстилающей поверхности
в долгосрочных
прогнозах погоды**

ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ
ЛЕНИНГРАД • 1973

Исследуются особенности циркуляции в стратосфере и тропосфере северного полушария и их взаимосвязь. Особое внимание уделяется влиянию процессов зимних потеплений и весенних перестроек в стратосфере на формирование погоды в приземных слоях атмосферы. Излагаются основные выводы, полученные из анализа полей аномалии температуры слоя 500—1000 мб в сочетании с потоком срединного уровня этого слоя, для прогноза барического и термического полей у поверхности Земли на ближайшие 3—5 дней. Анализируется преемственность и сопряженность характерных сочетаний очагов аномалии в поле H_{1000}^{50} над северным полушарием и устанавливаются условия их устойчивости в зависимости от характера барического рельефа в стратосфере и распределения температуры поверхностных вод северных частей Тихого и Атлантического океанов. Дается схема расчета прогноза аномалии температуры воздуха по территории СССР в среднем за месяц и на три последовательные пятидневки, в которой в качестве предсказателей используются эмпирически выявленные и физически обоснованные взаимосвязи тропосферы со стратосферой и подстилающей поверхностью.

Монография рассчитана на метеорологов, геофизиков и синоптиков.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ОТ РЕДАКТОРА	5
Предисловие	7
Глава I. Обзор методов долгосрочных прогнозов аномалии средней месячной температуры воздуха	10
1.1. Синоптические методы	—
1.2. Гидродинамические методы	23
1.3. Статистические методы	26
Глава II. Особенности термобарического поля стратосферы и связан- ные с ними изменения метеорологических элементов в тро- посфере	35
2.1. Термический и барический режим в нижней и средней стратосфере	—
2.2. Взаимосвязь процессов в тропосфере и стратосфере	69
2.3. Особенности циркуляции в стратосфере зимой и изменения погоды в тропосфере	84
2.4. Преобразования типов макроциркуляции в стратосфере летом и в переходное время года и изменения погоды	109
2.5. Нарушения нормальной циркуляции в стратосфере и формирование экстремальной погоды над территорией СССР	133
2.6. Некоторые указания для прогноза выхода тихоокеан- ского стратосферного антициклона в северные широты	147
Глава III. Структура барического и термического полей в тропосфере и изменения погоды в приземных слоях атмосферы	154
3.1. Физическое обоснование некоторых особенностей полей аномалии H_{1000}^{500}	155
3.2. Распределение очагов аномалий H_{1000}^{500} и прогноз бари- ческого поля на 3—5 дней	167
3.3. Использование полей аномалий H_{1000}^{500} для прогноза тем- пературы воздуха на каждые из трех дней	202
3.4. Преемственность полей аномалий H_{1000}^{500} над простран- ством северного полушария	210
3.5. Сопряженность полей аномалий H_{1000}^{500} между секторами северного полушария	228
3.6. Поля аномалий H_{1000}^{500} при нарушениях нормальной цир- куляции в стратосфере	232
3.7. Значение аналогичности в распределении очагов ано- малий $H_{1000}^{5,10}$ для прогноза преемственности и сопря- женности полей изаномал	240

Глава IV.	Взаимосвязь термического режима атмосферы и океанов и роль океанов в формировании аномальной циркуляции и погоды	248
	4.1. Изменения некоторых характеристик атмосферы в результате ее взаимодействия с океаном	250
	4.2. Макромасштабное взаимодействие атмосферы с океанами и роль океанов в формировании аномальной циркуляции в тропосфере и стратосфере	252
	4.3. Использование термического режима океанов в долгосрочных прогнозах погоды	265
Глава V.	Использование закономерностей термического и барического полей стратосферы, тропосферы и характеристики подстилающей поверхности для уточнения месячных прогнозов погоды	268
	5.1. Уточнение прогноза аномалии средней месячной температуры воздуха с нулевой заблаговременностью	269
	5.2. Объективный метод прогноза аномалии средней месячной температуры воздуха с помощью ЭВМ	284
	5.3. Прогноз аномалии температуры воздуха на три последовательные пятидневки	291
Заключение		296
Литература		301

ОТ РЕДАКТОРА

Настоящая книга является обобщением многолетних исследований автора, посвященных разработке метода уточнения месячных прогнозов погоды. Здесь дается по существу новое направление исследования в области долгосрочных прогнозов погоды, основанное на изучении закономерностей преемственности и сопряженности полей метеорологических элементов в тропосфере и стратосфере в связи с особенностями подстилающей поверхности. Наряду с этим в книге приводится обстоятельный обзор исследований в области долгосрочных прогнозов погоды, проводимых в СССР и за рубежом.

Автор уделяет большое внимание процессам, развивающимся в стратосфере, и приводит ряд новых интересных выводов о существовании тесной связи между значительными и длительными аномалиями циркуляции и погоды в тропосфере и особенностями циркуляции в стратосфере внетропических широт и экваториальной зоны.

Вместе с тем читатель найдет здесь систематизированное изложение результатов исследований других авторов, посвященных анализу сезонных полей температуры, геопотенциала, а также циркуляции на разных уровнях нижней и средней стратосферы и внутрисезонным изменениям этих полей и особенностям их связи с эволюцией квазидвухлетнего цикла в экваториальной стратосфере.

Предложенный автором метод расчета аномалии температуры воздуха на месяц и на три последовательные пятидневки построен на основании интегральных характеристик циркуляции в тропосфере и стратосфере, а также термического режима поверхности океанов, полученных им в результате анализа большого материала наблюдений. Система уточнений прогноза погоды в среднем на месяц, на три последовательные пятидневки и на три

дня, построенная на одних и тех же принципиальных основах, позволяет лучше обслуживать растущие требования народного хозяйства детализированными прогнозами погоды по территории СССР. Объективность предложенного метода делает его доступным для любого метеоролога—прогнозиста, а выявленные закономерности в развитии общей циркуляции атмосферы, изложенные в книге, могут быть использованы для дальнейшего исследования крупномасштабного взаимодействия океанов с атмосферой и развития методов долгосрочных прогнозов погоды.

Предлагаемую монографию можно рассматривать как обобщающее пособие по использованию полей аномалии H_{1000}^{500} (как интегральной характеристики термобарического поля тропосферы) в комплексе с особенностями стратосферы и подстилающей поверхности для составления прогнозов погоды на три дня, три последовательные пятидневки и в среднем на месяц. Она может быть использована преподавателями, аспирантами, студентами гидрометеорологических институтов и университетов, научными работниками метеорологического профиля и синоптиками оперативных органов Службы погоды

С. Т. Пагава

ПРЕДИСЛОВИЕ

Долгосрочные прогнозы погоды имеют большое народнохозяйственное значение. Особенно велико их значение при планировании и проведении сельскохозяйственных работ. Сроки посева и уборки урожая, полива и других агротехнических мероприятий назначаются в зависимости от ожидаемой погоды. Они используются для планирования и обеспечения работы морского и воздушного флота, а также составления долгосрочных гидрологических, ледовых и агрометеорологических прогнозов.

Долгосрочными называют прогнозы погоды на период от трех дней до нескольких месяцев. В настоящее время служба прогнозов СССР обеспечивает народное хозяйство долгосрочными метеорологическими прогнозами на сроки: три—пять дней, пентаду, декаду, месяц и естественный синоптический сезон.

Наибольшее применение находят месячные прогнозы с указанием периодов резких изменений погоды. Такие прогнозы все еще составляются только синоптическим методом. Однако растущие запросы на них народного хозяйства требуют повышения качества их содержания. Поэтому проблема усовершенствования существующих и создания новых методов прогнозов погоды на месяц с детализацией хода ее во времени остается актуальной и необходимой.

В предлагаемой монографии предпринята попытка разработки метода прогноза аномалии средней месячной температуры воздуха с детализацией ее на периоды, характеризующиеся устойчивым состоянием очагов холода и тепла на территории СССР, а также на состоящие три—пять дней и две-три пятидневки.

Сложность проблемы долгосрочных прогнозов погоды, особенно на календарные месяцы, заставляет идти различными путями к ее разрешению: одни ученые изучают физические закономерности общей циркуляции атмосферы, другие ищут разного рода статистические и корреляционные связи. Внедрение быстродействующих вычислительных машин в метеорологию и возможность использования данных более высоких слоев тропосферы и стратосферы послужили новым толчком к развитию и усовершенствованию установившихся методов и появлению ряда новых способов прогнозирования. Расширился круг предсказателей и объем

используемой исходной информации. Однако еще не все возможности исчерпаны. Поэтому автор первую главу книги посвящает краткому обзору рабочих гипотез и объема используемого исходного материала существующих методов и приемов долгосрочных прогнозов температуры воздуха на месяц, из которых определились три направления изучения особенностей атмосферной циркуляции: синоптическое, гидродинамическое и статистическое.

Технический прогресс и оснащение метеорологии радиотехническими средствами позволили производить непосредственное измерение температуры, давления, ветра и других параметров высоких слоев атмосферы (до 80—100 км). Радиозондовые и ракетные наблюдения, получившие широкое распространение во многих странах мира, особенно после Международного геофизического года (1957—1958 гг.), позволили составлять ежедневные карты топографии изобарических поверхностей 50, 30, 20 и 10 мб, на основании которых начались исследования особенностей циркуляции атмосферы до высот 25—30 км.

Непрерывное накопление данных о высоких слоях атмосферы дало возможность ряду советских и зарубежных ученых обобщить эти данные и использовать их для составления долгосрочных прогнозов погоды.

Во второй главе автор обобщает результаты своей многолетней работы и использует выводы других исследователей, стремясь показать необходимость учета особенностей термобарического поля стратосферы в методах долгосрочных прогнозов погоды, а также доказать, что в атмосфере существуют периоды нормальной циркуляции, характеризующиеся западным переносом в стратосфере над большей частью полушария зимой и восточным переносом летом с колебательным характером движения стратосферных вихрей, и периоды нарушения. Последние легко проследить по особенностям термобарического поля средней стратосферы.

Периоды нарушения обнаруживаются главным образом зимой и в переходные сезоны, что обуславливается выходом субтропических антициклонов в умеренные и полярные широты. В результате этого в тропосфере устанавливается устойчивая и экстремально теплая или холодная погода, нарушаются ритмы, циклы и некоторые другие закономерности атмосферы. Поэтому прогнозы на холодную половину года оказываются не всегда удачными. Для иллюстрации необходимости учета этих нарушений в методах долгосрочных прогнозов погоды, кроме выводов автора, опубликованных ранее в отдельных статьях, приведены новые доказательства зависимости изменения метеорологических элементов в тропосфере от особенностей термобарического поля стратосферы, а данные таблиц и некоторых графиков продолжены до 1970 г. включительно.

Существующие синоптические и синоптико-статистические методы долгосрочных прогнозов погоды на месяц базируются на использовании средних характеристик метеорологических полей за предшествующие месяцы. Однако использование средних данных за календарные отрезки времени не позволяет раскрыть структуру

месяца, выявить стадии развития макроциркуляции в них. Предлагаемое направление исследований сводится к тому, чтобы по ежедневным данным установить основные этапы в развитии атмосферных процессов и затем на основании закономерностей преобразования и сопряженности полей определить будущий характер их осуществления. Это дает возможность строить на единых принципиальных основах методы долгосрочных прогнозов на различные промежутки времени (на три—пять дней, пентаду и месяц).

В качестве интегральной характеристики взаимодействующих факторов, обуславливающих изменение погоды в приземных слоях атмосферы, используются поля аномалий температуры нижнего пятикилометрового слоя тропосферы (H_{1000}^{500}). В связи с этим в третьей главе излагаются результаты анализа ежедневных полей аномалий H_{1000}^{500} над пространством северного полушария, выявленные закономерности их изменения в зависимости от особенностей структуры барического рельефа тропосферы и стратосферы и указываются возможные пути их использования в долгосрочных прогнозах погоды на указанные отрезки времени.

В последние годы выполнен ряд исследований, показывающих роль теплового воздействия подстилающей поверхности (главным образом океанов) на атмосферу и необходимость использования термических характеристик поверхностных вод Северной Атлантики в методах долгосрочных прогнозов погоды. Четвертая глава посвящается краткому обзору этих исследований и вопросу устойчивости полей аномалий H_{1000}^{500} (как основного предсказателя, взятого автором при разработке метода) в связи с особенностями распределения температуры воды в северных частях Атлантического и Тихого океанов.

В пятой главе описывается метод прогноза аномалии средней месячной температуры воздуха по территории СССР с указанием периодов устойчивого состояния определенных сочетаний очагов положительных и отрицательных аномалий в течение месяца и дается схема расчета прогноза аномалии температуры на месяц и на три последовательные пятидневки с применением электронных вычислительных машин. Здесь же приводятся результаты испытания метода.

В заключение сформулированы основные выводы работы.

Автор считает своим приятным долгом выразить глубокую благодарность научному редактору книги С. Т. Пагаве, а также А. Л. Кацу и Н. А. Багрову за ценные замечания, высказанные в процессе работы над рукописью и окончательной ее подготовки к печати; Ю. В. Истошину, любезно предоставившему материалы по Тихому океану; З. Е. Никитиной, Л. М. Зиновьевой и Л. П. Емельяновой за большую помощь по сбору и подготовке исходных данных для ЭВМ и дальнейшей обработке результатов счета.

Глава I

ОБЗОР МЕТОДОВ ДОЛГОСРОЧНЫХ ПРОГНОЗОВ АНОМАЛИИ СРЕДНЕЙ МЕСЯЧНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА

1.1. Синоптические методы

Синоптическое направление исследований началось в России после II Метеорологического съезда (1909 г.). Впервые в работах С. Д. Грибоедова [71] были получены некоторые важные закономерности развития макропроцессов, послуживших базой последующих исследований по разработке методов долгосрочных прогнозов погоды. С 1913 г. это направление развивалось академиком ВАСХНИЛ Б. П. Мультановским и представителями созданной им школы. При построении метода долгосрочных прогнозов погоды Б. П. Мультановский исходил из гипотезы о том, что погода над Европой есть результат взаимодействия центров действия атмосферы, прежде всего азорского и полярного. Подходя к изучению макросиноптических процессов и типов погоды над естественным синоптическим (е. с.) районом (50° з. д. и 80° в. д.) с этой точки зрения, представители школы Б. П. Мультановского установили ряд понятий и закономерностей, которые легли в основу методов долгосрочных прогнозов погоды большой и малой заблаговременности. Основными из них являются е. с. период, е. с. сезон, ритмическая деятельность атмосферы, фазы макропроцессов, аналогия в развитии макропроцессов.

Основываясь на свойствах е. с. периода и е. с. сезона, суть которых заключается в том, что на пространстве е. с. района в течение е. с. периода сохраняется направление перемещения основных барических образований, а в е. с. сезоне преобладают синоптические процессы определенного типа, Мультановский разработал метод составления прогноза на е. с. период и е. с. сезон путем экстраполяции уже намечившегося в начале этих периодов характера развития синоптических процессов. По этому методу с конца 1922 г. в СССР начали регулярно выпускать долгосрочные прогнозы: второй день е. с. периода — хода погоды до конца периода, в начале е. с. сезона — общего характера погоды в течение сезона [140].

Открытие ритмической деятельности в атмосфере, выявление фаз в развитии макропроцессов и аналоги позволили разработать метод прогноза хода погоды в течение месяца, что дало возможность с лета 1933 г. выпускать более детализированные прогнозы погоды на месяц с большой заблаговременностью.

С конца 30-х годов развитие метода пошло по двум направлениям. Одно направление возглавил С. Т. Пагава, другое — Г. Я. Вангенгейм.

С. Т. Пагава и его ученики дальше развили метод месячных прогнозов погоды [94]. Особенно большой вклад в развитие метода внесли исследования С. Т. Пагавы, конкретизирующие и теоретически обосновывающие понятия е. с. периода [147] и е. с. сезона [158] на базе трехмерного анализа атмосферных процессов, уточняющие и дополняющие форму ритмов [94, 146], анализирующие предшествующую историю развития макроциркуляции, выявляющие роль аналогов [148] и ряд других закономерностей.

С 1948 г. метод был дополнен указанием особенностей процессов так называемых «нарушений», сущность которых заключается в том, что макропроцесс какого-то е. с. периода, нетипичного для текущего е. с. сезона, становится преобладающим в следующем. Такой е. с. период выявляется в текущем е. с. сезоне и позволяет с заблаговременностью около 30 дней определять общий характер развития синоптических процессов и погоды в течение наступающего е. с. сезона.

Кроме того, метод был дополнен результатами ряда других работ, посвященных исследованию синоптических сезонов, позволяющими предсказывать общий характер погоды в целом за сезон и в течение центрального его месяца. Так, Л. И. Блюмина, Е. И. Борисова, М. Я. Кист, Е. И. Цепканова и В. Г. Шишков [234] изучили условия формирования экстремально теплых и экстремально холодных е. с. сезонов на Европейской территории СССР. А. Л. Кац, Г. И. Морской и В. Г. Семенов [111] исследовали макропроцессы в северном полушарии, приводящие к формированию крупных аномалий температуры воздуха на территории СССР в зимние месяцы. С помощью высотных карт и вычисленных по ним индексов зональной и меридиональной циркуляции они установили типы процессов, в результате которых следуют крупные положительные и отрицательные аномалии температуры. Е. И. Цепканова [260], исходя из указаний Б. П. Мультановского о «сдвиге барических полей» около середины сезона, исследовала структуру е. с. сезона и показала, что сезоны в 70% случаев состоят из двух неоднородных между собой частей. Преобладание атмосферных процессов между сезонами и их частями различно в однородных и неоднородных сезонах. А. Л. Кац [104] предложил ряд признаков, полученных им из анализа карт изаномал геопотенциала поверхности 500 мб и температуры слоя 500—1000 мб соответствующих е. с. сезонов и их частей, для прогноза общего характера макросиноптических процессов и погоды на части е. с. сезона.

Таким образом, исследования е. с. сезона использовались для определения характера макропроцессов не только в наступающем сезоне в целом, но и в центральном его месяце.

Ряд ценных выводов для определения температурного фона месяца, на который составляется прогноз, получили сотрудники Гидрометцентра СССР [235, 236], исследовавшие историю развития синоптических процессов в предшествующих месяцах.

В последние годы метод значительно объективизировался и пополнился новыми прогностическими указаниями, полученными из анализа особенностей циркуляции в тропосфере и стратосфере северного полушария [29, 96, 154—157, 159, 237], а также характеристик подстилающей поверхности [98, 120, 151, 152, 218, 220]. Кроме ультраполярных процессов и стационарных антициклонов, выявлены некоторые другие типы синоптических процессов, которые могут повторяться через определенные промежутки времени [36, 271, 273]. Введена проверка обеспеченности каждого исходного репера с учетом его конкретного географического типа. Предложены объективные критерии для выявления аналогичности атмосферных процессов [8, 9, 102, 198] и средних месячных полей давления и температуры [9, 102, 256], а также для учета предшествующей истории развития макроциркуляции с помощью планетарного индекса, по Е. Н. Блиновой [20], и индексов зональной и меридиональной циркуляции по отдельным секторам северного полушария, по А. Л. Кацу. Исследованы возможности использования характерного процесса нарушений в прогнозах на месяц [37, 97, 161, 217] и выявлены прогностические признаки экстремальных по температуре месяцев и сезонов [30, 31, 98, 99, 112, 160, 233].

С учетом всех методических возможностей дается прогноз распределения средней месячной температуры воздуха и месячной суммы осадков по территории СССР, а также хода погоды в течение месяца с заблаговременностью 25—30 дней. При этом вначале анализируются синоптические процессы на всем северном полушарии (в тропосфере и стратосфере) с целью выявления сезонных особенностей и реперных положений. Далее определяется общий характер развития атмосферных процессов в течение текущего и следующего за ним е. с. сезона и обеспеченность осуществления реперных указаний. Затем подбираются аналоги к процессам и погодным характеристикам, наблюдавшимся в истекших двух е. с. сезонах (учет истории), и к атмосферным процессам, ожидающимся в будущем по прогнозам на е. с. сезон и выводам, полученным в работах, посвященных экстремальным сезонам, а также по реперным положениям. Для учета развития макроциркуляции на пространстве северного полушария привлекаются различные объективные параметры, которые ранее не рассматривались, и используются электронные вычислительные машины.

Таким образом, синоптический метод прогноза температуры воздуха на месяц предусматривает использование средних характеристик тропосферы, стратосферы и подстилающей поверхности за истекшие пять месяцев, а также отдельных характерных этапов

в развитии макроциркуляции, имеющих способность повторяться через определенные промежутки времени. Это дает возможность, с одной стороны, учесть наметившуюся тенденцию в развитии макроциркуляции, служащую фоном и для развития процессов месяца, на который дается прогноз, с другой,—предвидеть структуру месяца в деталях, что позволяет прогнозировать не только распределение средних месячных значений метеорологических элементов в пространстве, но и ход погоды во времени.

В последние 10—15 лет появился ряд новых способов прогнозирования средней месячной температуры воздуха.

В. Г. Шишков [271, 272, 273] разработал способ прогноза на основе изучения особенностей квазипериодических волн в атмосфере, которые проявляются в ритмичности аналогичных макропроцессов и в формировании между ними обратных им синоптических положений. При этом исходными считаются синоптические процессы и соответствующие им поля аномалии температуры и давления в предшествующие периоды за 90 и 150 дней до того месяца, на который составляется прогноз. Подобрав к ним аналоги из архива за 45, 90, 75 и 150 дней назад, выбирают процессы, которые могут повториться в месяце, на который составляется прогноз (через те же промежутки времени), затем по ним подбираются наилучшие аналоги из прошлых лет (по сборно-кинематическим картам е. с. периодов и по картам средних значений геопотенциала поверхности 500 мб е. с. периодов) на пространстве первого е. с. района. Из лучших аналогов отбирают такой, у которого наиболее сходны развитие синоптических процессов и распределение аномалии температуры и давления в предшествующие месяцы (особенно за 90 и 150 дней) на пространстве от западного побережья Северной Америки до Енисея. В отобранном таким образом аналоге и берут характеристики (в частности, аномалия средней месячной температуры воздуха) месяца, на который составляется прогноз. Заблаговременность прогноза 45—90 дней.

Способ прогноза аномалии средней месячной температуры воздуха, предложенный Ю. Б. Храбровым [253], базируется на выявленной зависимости между 11-летним циклом солнечной активности и осуществлением климатических связей. Согласно этому способу, для учета фона макроциркуляции, на котором развиваются атмосферные процессы и происходят изменения погоды, необходимо изучать аналогичность в течение целого года, предшествующего месяцу, на который составляется прогноз. При этом оценка сходства знака и величины аномалии температуры текущего года и прошлых лет производится по отдельным станциям в течение 12 месяцев, предшествующих исходному. Аналогичными считаются те годы, в которые обнаруживается сходство знака аномалии на станции не менее чем в семи месяцах из 12. Подсчитывая число аналогичных лет, имеющих положительную (отрицательную) аномалию температуры в ожидаемом месяце, находят ее вероятность по пунктам.

Д. А. Дрогайцев [85] предлагает для составления прогноза температуры воздуха на месяц использовать построенные для каждой станции графики многолетних и внутрigoдовых колебаний месячных аномалий температуры воздуха. Кривые графиков обоих родов имеют волнообразный характер со значительными пиками и впадинами. По фиксируемым экстремумам кривой изучались расстояния между ними. Оказалось, что последние на обеих кривых в среднем мало меняются на протяжении нескольких лет, т. е. проявляется некоторая эпохальность в их ходе. Анализ этих кривых позволил Дрогайцеву выявить закономерности сохранения или, наоборот, изменения знака аномалии от одного года к другому в каком-либо месяце или от одного месяца к другому в каком-то году. Проводя двойную экстраполяцию указанных кривых, он определил вероятность наступления месяцев с отрицательной или положительной аномалией температуры воздуха на один месяц или два-три месяца подряд. Прогностические возможности двойной экстраполяции используются автором для расчленения по месяцам прогноза аномалий температуры воздуха, составленного на сезон в целом по циркуляционным особенностям тропосферы [83, 84].

Б. Р. Урьева [242—244] исследовала эволюцию сезонных волн давления в тропосфере (на поверхности 500 мб) и стратосфере (на поверхности 100 мб) с помощью предложенной ею [242] системы индексов циркуляции и климатической типизации процессов по средним широтным изаномалам. Она определила нормы индексов по многолетним сезонным данным, при которых в течение года происходит смена сезонной циркуляции, и выявила пределы колебания индексов для каждого сезона, соответствующие схемам сезонных преобразований, отличных от многолетних. Тип преобразования определялся по величине разности индексов зональной и меридиональной циркуляции в истекшем сезоне. По ожидаемой сезонной преемственности климатических типов макропроцессов было дано типовое распределение аномалии температуры для отдельных месяцев с нулевой, месячной и двухмесячной заблаговременностью.

Д. А. Педь и Т. В. Сидоченко [167] разработали способ прогноза аномалии средней месячной температуры воздуха на Европейской территории СССР на основе учета интенсивности зональной и меридиональной циркуляции предшествующих месяцев. Расчет аномалии производился по формуле

$$\Delta t_i = -a_i I_{W-E} + b_i, \quad (1.1)$$

где Δt_i — аномалия средней месячной температуры воздуха в данном пункте в месяце, на который составляется прогноз; a_i и b_i — коэффициенты, полученные на климатическом материале и имеющие свои значения для каждой станции и месяца; I_{W-E} — средний индекс зональной циркуляции атмосферы, который подсчитывается по ежедневным значениям геопотенциала поверхности 500 мб и осредняется за 30-дневный период, отстоящий от начала действия прогноза на 20 суток.

Е. В. Воробьева [57, 58] составила схему прогноза аномалии средней месячной температуры воздуха для Европейской территории СССР и Западной Сибири, используя сопряженность атмосферных процессов между секторами северного полушария. Она выявила некоторые асинхронные зависимости между характером циркуляции в евразийской части полушария и интенсивностью зональной циркуляции в американском секторе. Выявленные связи учитывались в прогнозе при помощи уравнений вида

$$y = ax + b, \quad (1.2)$$

где y означает аномалию средней месячной температуры воздуха на какой-либо станции Европейской территории СССР и Западной Сибири, x — отклонение от нормы индекса зональной циркуляции, вычисленного по Кацу [105] по средним месячным значениям геопотенциала 500 мб (в зоне 35—75° с. ш. между меридианами 20—140° з. д.) в исходных месяцах. В качестве последних берутся месяцы, отстоящие от того, на который составляется прогноз на 14 и 27—28 месяцев назад. Такая связь объясняется Воробьевой двухлетней цикличностью гидрометеорологических элементов. Прогноз составляется с заблаговременностью более года.

Из краткого описания рабочих гипотез перечисленных выше способов прогнозирования аномалии средней месячной температуры воздуха следует, что в них используются отдельные связи или зависимости, установленные с большой заблаговременностью по средним месячным данным циркуляции в тропосфере (на поверхности 500 мб) и по распределению температуры в приземных слоях атмосферы над ограниченными районами (первым или третьим е. с. районом) или над территорией северного полушария. Качество прогнозов, составленных по некоторым из перечисленных способов, удовлетворительное. Однако в них не учитывается ряд факторов, влияющих на формирование средней месячной температуры воздуха, вследствие чего успешность прогноза все же невысокая.

Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов погоды, разработанный Г. Я. Вангенгеймом [44—46] и развитый А. А. Гирсом [68—70] и его сотрудниками [210 и др.], основан на изучении основных форм циркуляции в атлантико-европейском (W, C, E) и тихоокеанско-американском (З, M₁, M₂) секторах полушария и закономерностей их преобразования.

В результате изучения кривых хода девяти разновидностей (W₃, W_{M1}, W_{M2}, E₃, E_{M1}, E_{M2}, C₃, C_{M1}, C_{M2}) основных форм циркуляции на полушарии за 70 лет в течение 15-месячных интервалов времени (с августа данного года по октябрь следующего года) установлены семь фоновых групп однородного развития макропроцессов в северном полушарии и в Арктике. Построены групповые характеристики метеорологических элементов для каждого из 15 месяцев этих групп. За исходные при составлении прогноза берутся первые пять месяцев (август—декабрь) указанных интервалов. По ним

устанавливается действующая в данном году цепь преобразований и выбирается одна из семи фоновых групп, по которой даются средние характеристики метеорологических элементов на остальные 10 месяцев. Таким образом, в конце декабря дается прогноз сразу на 10 месяцев — с января по октябрь.

К основным относятся следующие этапы прогноза.

1. Анализ характера макропроцессов в северном полушарии за период август—декабрь текущего года и расчленение их на типы W, C, E, Z, M₁, M₂.

2. Определение характера преобразования типов атмосферных процессов от августа к декабрю. Для этого используются карты распределения месячных аномалий давления и температуры в северном полушарии за указанные месяцы, а также интегральные кривые ежедневных аномалий давления.

3. Подбор гомологов (по ходу интегральных кривых) к последовательности макропроцессов, наблюдавшихся в течение исходных пяти месяцев.

4. Анализ аналогичности погодных характеристик (аномалии температуры, давления, траекторий барических образований, направления ветра) в отобранных гомологах и выявление сходства общих черт макроциркуляции всей эпохи.

5. Окончательный отбор действующей цепи развития макроциркуляции и составление средних значений погодных характеристик месяцев, на которые составляется прогноз.

Дальнейшее развитие метода идет по пути изучения процессов преобразования, происходящих в более короткие интервалы времени. Это дает возможность составлять более детализированные прогнозы на три предстоящих месяца. Результаты исследований обобщены Л. Ю. Рыжаковым [210]. В последние годы уделяется большое внимание объективизации метода и дальнейшему изучению циркуляционных эпох, выявлению закономерностей их преобразования с учетом стадий эпох и их влияния на характер внутригодовых преобразований [70].

Основываясь на принципиальных положениях макроциркуляционного метода Вангенгейма—Гирса, А. И. Савичев [213, 214] в последние годы разработал методику детализированного долгосрочного прогноза полей давления и температуры для Северной Атлантики в теплое время года. При этом он исходил из гипотезы о том, что аналогичный характер распределения аномалий давления и температуры в Северной Атлантике на фоне однотипной циркуляции на полушарии является следствием одинаковой направленности в развитии процессов на полушарии в предшествующих трех месяцах. В связи с этим Савичев выявляет и детально исследует периоды однородного развития макроциркуляции над северным полушарием на протяжении четырех месяцев: трех исходных и одного прогностического. В результате им выделены несколько типовых групп процессов, каждая из которых характеризуется формированием над Северной Атлантикой конкретного типа барического поля и связанных с ним полей аномалий давления и темпера-

туры, а также температурного режима поверхностных вод этой части океана.

Савичевым выделен ряд естественных стадий развития макропроцессов, построены средние групповые карты-схемы развития процессов и выявлены закономерности их смены в связи с изменением циркуляционного фона на полушарии в каждой группе. Для устойчивых форм циркуляции С, Е и W изучена также преемственность элементарных синоптических процессов по характерным для данной формы циркуляции стадиям.

Предлагаемая методика позволяет прогнозировать наряду с давлением температуру воздуха в среднем за месяц и ход их внутри месяца.

Т. В. Покровская [179], используя для характеристики особенностей циркуляции в предшествующих (прогнозу) месяцах основные три формы макроциркуляции по Г. Я. Вангенгейму, разработала способ прогноза знака аномалии температуры на Европейской территории СССР. Исследуя группу месяцев с экстремально теплой и экстремально холодной погодой, она установила репрезентативные месяцы, в которых преобладает та или иная форма циркуляции, указывающая на характер прогнозируемой аномалии средней месячной температуры воздуха. По числу дней преобладающих форм циркуляции в репрезентативных месяцах составлены прогностические графики, по оси абсцисс которых отложена повторяемость в днях одной формы циркуляции (например, W), по оси ординат — другой формы (например, E). На пересечении отложена прогнозируемая температура. Демаркационная линия на графике, отделяющая экстремально положительные и экстремально отрицательные аномалии, имеет прогностическое значение. Для каждого месяца и каждой станции составлен свой график по числу возможных пар прогностических признаков. С 1966 г. вместо графиков используются таблицы, составленные по тем же прогностическим кривым, как и графики, и показывающие обеспеченность предсказателей для каждой станции и месяца. В монографии [179] дается подробное объяснение полученных прогностических зависимостей. Использование табличных связей привело к некоторому повышению успешности прогнозов.

М. Х. Байдал [13] разработал комплексный макроциркуляционный метод долгосрочных прогнозов погоды для территории Казахстана на основе изучения закономерностей преобразования и повторения основных форм циркуляции: широтной, центральной и восточной. Выделенные им формы циркуляции имеют много общего с принципами типизации Г. Я. Вангенгейма, но они значительно уточнены и для их определения используются объективные характеристики циркуляции. За единицу времени при типизации процессов принимается е. с. период.

Расчленение последовательности атмосферных процессов во времени осуществляется путем выделения планетарных циркуляционных процессов (ПЦП), включающих в себя две взаимосвязанные стадии — зональную и меридиональную. В большинстве случаев

зональная фаза ПЦП состоит из одного е. с. периода, а меридиональная — из двух. Иногда первая фаза состоит из двух е. с. периодов, а вторая — из трех или одного. Продолжительность ПЦП колеблется от 16 до 28 дней, но в среднем составляет 22 дня.

Выявлена прогностическая зависимость между продолжительностью ПЦП и интенсивностью, длиной и временем сохранения зональной фронтальной зоны. Это дает возможность по окончании первой фазы ПЦП определить продолжительность второй фазы или время начала следующего ПЦП. Найдена также зависимость продолжительности ПЦП и отдельных его стадий от планетарного индекса циркуляции. Указанные особенности ПЦП позволяют определить время наступления синоптического периода с зональной циркуляцией, что является основным этапом при построении прогностической преемственности типов в течение месяца.

Формы меридиональной циркуляции, которые осуществляются в промежутке между двумя широтными процессами, определяются по последовательности типов меридиональной циркуляции исходного ПЦП, ритмическим указаниям, многолетним особенностям циркуляции и последовательности преобразования форм циркуляции в текущем сезоне. Учитываются также сопряженность и эпохальные характеристики календарных особенностей атмосферной циркуляции и погоды.

Придавая особое значение ритмичности макропроцессов, Байдал исходит из представления о нестационарности ритмов, которые можно учесть путем анализа связи ритмов с планетарным индексом циркуляции. Им выявлен резко выраженный годовой ход ритмических циклов. Например, для широтных процессов продолжительность цикла составляет весной и летом 43 дня, осенью — 65, в зимье — 75 и зимой — 70.

Для уточнения преемственности преобразований макропроцессов используется также ритмичность меридиональных типов и месячных индексов циркуляции. К окончательной прогностической последовательности преобразований подбирается аналог. При этом учитываются однородность индексов сравниваемых месяцев, совпадение числа дней с типами, аналогия месяцев по числу возвратов циркуляции к западной форме, сходство последовательности преобразования макропроцессов в предшествующие один—четыре месяца, местоположение полюса циркуляции, под которым понимается центр вращения планетарного вихря при западной форме циркуляции, реперная роль сибирского максимума в развитии атмосферной циркуляции и солнечная активность в ее 11-летнем цикле.

По типовым характеристикам погоды и по подобранному аналогу составляется прогноз аномалии средней месячной температуры воздуха и волн холода и тепла.

Использование большого числа характеристик атмосферной циркуляции в масштабе северного полушария и особенностей климатологического режима Казахстана, а также разносторонность подхода к их анализу делают исследования Байдала весьма интересными и полезными для долгосрочных прогнозов. Метод используется

в оперативной работе УГМС Казахской ССР как вспомогательный к основному синоптическому методу школы Мультиановского.

Синоптическими методами прогноз температуры на месяц составляется также во многих зарубежных службах погоды.

В США долгосрочные прогнозы погоды на 30 дней начали составляться с 1942 г. под руководством Дж. Нэмайеса [350, 351].

Метод базируется на результатах исследований особенностей циркуляции и режима погоды над США в связи с макропроцессами, развивающимися в тропосфере и стратосфере северного полушария. Учитываются также сезонные изменения теплового баланса. Сущностью метода является экстраполяция длинных волн по картам средних 30-дневных значений геопотенциала поверхности 700 мб. Работа над прогнозом состоит из двух основных этапов: построения средней за 30 дней прогностической карты AT_{700} и составления прогностических карт аномалии температуры воздуха, аномалии осадков и траекторий циклонов.

Для получения непосредственных прогностических зависимостей, позволяющих по карте средних значений H_{700} за исходные 30 дней построить прогностическую карту AT_{700} для следующего месяца, выполнен ряд исследований, выявивших систему прогностических положений, позволяющих, складывая фактические средние данные геопотенциала поверхности 700 мб за истекшие 30 дней с изменениями нормальных их значений от исходного месяца к месяцу, на который составляется прогноз, получать прогностическую карту AT_{700} наступающего месяца.

Построенная таким путем прогностическая карта носит название карты «первого приближения». Для ее уточнения используется множество прогностических указаний, полученных из анализа разного рода дополнительных карт и графиков. Строятся карты 10- и 30-дневной тенденции, карты траектории вихря скорости, кривые автокорреляции ежедневных значений давления по пунктам, карты повторяемости отдельных типов распределения аномалии средней месячной температуры воздуха над США и др. Кроме того, вычисляются индексы циркуляции (по прогностической карте AT_{700} первого приближения) и затем в соответствии с характером энергии метеорологических полей с учетом циклов изменения индексов циркуляции корректируется прогностическая карта AT_{700} первого приближения. Эта карта может быть проверена также по формуле Россби, связывающей величину индекса с длиной волны. На основании прогностической средней за 30 дней карты AT_{700} , согласно ряду объективных правил, строят карты аномалии средней месячной температуры, количества осадков и траекторий барических образований.

Вопросы долгосрочных прогнозов погоды в США разрабатывали также И. Крик, Н. Виллет, Р. Эллотт, К. Г. Россби, Е. Джонсон, Б. Гольцман и др.

Метод Крика [332, 333] основан на повторяемости и преемственности макросиноптических процессов, которые были прогнозированы

им в зависимости от положения тихоокеанского антициклона и основных квазипостоянных барических центров. Метод объективизирован, для прогноза аномалии средней месячной температуры воздуха используются электронные вычислительные машины [333].

Н. Виллетом [382] разработан метод, базирующийся на предположении о том, что будущий характер общей циркуляции атмосферы определяется ее настоящим и прошлым состоянием и зависит от изменений солнечной активности. Прогноз составляется по аналогу, который подбирается как по распределению средних месячных и сезонных значений аномалий метеорологических элементов на уровне моря и на высоте около 6 км, так и по характеристикам солнечной активности.

В последние годы учеными США широко развернуты исследования в области долгосрочных прогнозов погоды на пространстве северного полушария с применением синоптико-климатического и статистического анализа, а также некоторых достижений динамической метеорологии.

В Германии исследования, направленные на разработку методов долгосрочных прогнозов погоды, начались с 1929 г. под руководством Ф. Баура. С 1937 г. по его методу выпускались прогнозы на месяц и сезон на период с июня по сентябрь. Методические основы этих прогнозов изложены в монографии [286] и статье [287]. Они базировались на разного рода статистических связях, выявленных между месячными и сезонными характеристиками метеорологических элементов в Центральной Европе и их состоянием в тех же или других районах северного полушария в предшествующие периоды времени.

В 1949—1950 гг. в Федеративной Республике Германии (ФРГ) для решения проблемы долгосрочных прогнозов погоды привлекались синоптические приемы: типизация макропроцессов, определение сезонной повторяемости их и преемственности с учетом взаимных влияний циркуляции соседних районов и индексов солнечной активности. При этом исходили из положения, что погода управляется комплексом воздействия солнечной активности. Были установлены пять циркуляционных районов: атлантический, европейский, азиатский, тихоокеанский и американский. Для европейского района были получены 17 основных макросиноптических положений, которые прогнозировались с помощью 30 прогностических правил [288]. Однако ввиду невысокой успешности этих прогнозов они выпускались лишь эпизодически.

С 1949 г. в ФРГ выпускаются несколько детализированные месячные прогнозы, базирующиеся на подборе аналогов и некоторых асинхронных зависимостях ожидаемой погоды от предшествующей характеристики метеорологических элементов [312, 324, 326].

Э. Динис [312] предложил метод прогноза температуры воздуха для зимних месяцев, основанный на учете хода солнечной активности и некоторых циркуляционных характеристик, в частности градиента среднего месячного давления в характерных пунктах ат-

ланτικο-европейского района. Он составил таблицы сопряженности, в которые входят три-четыре предсказателя для каждого района.

П. Гесс [324] составил каталог макросиноптических положений над Европой, выделяя три формы циркуляции: зональную, смешанную и меридиональную. В каждой форме циркуляции по географической локализации барических центров выделены типичные макросиноптические положения: в зональной — 4, смешанной — 7, меридиональной — 18. В результате макросиноптические положения сведены к 10 типам. Определена повторяемость их по месяцам, вероятность перехода одного типа в другой и даны погодные характеристики типов над ФРГ.

Кроме того, вопросы долгосрочных прогнозов погоды в ФРГ изучали Г. Тренкле, Л. Вейкман, Р. Шерхаг, К. Лабитцке и др. Исследования в последние 10 лет направлены на улучшение установленных ранее синоптико-статистических прогностических положений путем учета преемственности синоптических процессов [324], особенностей циркуляции в стратосфере внетропических широт и экваториальной зоне [334, 365] и роли солнечной активности [289].

В Германской Демократической Республике в институте по исследованию общей циркуляции атмосферы над проблемой по разработке долгосрочных прогнозов погоды работают Г. Медге, В. Бёме, Б. Барг и др.

Во Франции получил развитие метод прогнозов, основанный на экстраполяции кривых давления, построенных по многолетним их значениям, осредненным по пятидневкам [321]. Полученные по графикам прогностические указания уточняются и конкретизируются путем использования ряда синоптических, статистических и графических характеристик. В результате составляется прогноз на месяц, в котором дается общая характеристика ожидаемых типов процессов и изменения погодных условий внутри месяца.

В Англии для прогноза аномалии средней месячной температуры применяется метод аналогии, разработанный Крадкоком [303, 304]. Аналоги подбираются по распределению аномалии температуры с 1-го по 25-е число текущего месяца на пространстве Атлантики и Европы. Следовательно, прогнозы имеют малую заблаговременность и выпускаются к началу месяца. При окончательном отборе аналога учитывается сходство синоптических процессов над Британскими островами, аналогия в распределении аномалии средней месячной температуры и среднего месячного давления над большей частью северного полушария, направление струйного течения на уровне изобарической поверхности 500 мб, а также сходство состояния полярных льдов, снежного покрова и данных о температуре воды в морях и океанах [348].

С введением быстродействующих вычислительных машин процесс подбора аналогов механизирован. Большой архивный материал приведен к форме, удобной для машинного их подбора. При этом используются различного рода индексы, характеризующие метеорологические данные по районам и по станциям [349].

В Японии синоптические методы прогнозов погоды на месяц основаны также на принципе аналогичности [318], на учете периодичности в изменении метеорологических элементов и на экстраполяции их данных по пунктам [354]. В последние 5—10 лет [340, 367] получен ряд синхронных и асинхронных зависимостей между характером барического рельефа в тропосфере (поверхность 500 мб) и стратосфере (поверхности 100 и 30 мб), а также величиной индекса зональной циркуляции в тропосфере и распределением средней месячной температуры воздуха в различных частях Японии. Особо изучена зависимость средней месячной температуры воздуха в Японии от положения околополярного циклонического вихря (по картам средних месячных значений H_{500}) и субтропических антициклонических вихрей, главным образом тихоокеанского и атлантического.

В Италии [310] начали составлять прогностические карты геопотенциала поверхности 500 мб на месяц и сезон. Метод основан на использовании тенденций годовых изменений скользящих трехмесячных средних данных барической топографии. Метод объективный, среднюю прогностическую величину геопотенциала получают путем сложения многолетних значений геопотенциала с годовыми их изменениями. Используется также преобладание типов в течение сезона.

В Китайской Народной Республике долгосрочные прогнозы погоды составляются с 1951 г. В основу метода, разработанного Ян Цзян-чу [281], положен учет так называемых исторических особенностей в ходе метеорологических элементов. Под последними понимается цикличность, аналогичность, преобладание, непрерывность и моменты перелома.

Первые исследования в области долгосрочных прогнозов погоды в Индии начались около 100 лет назад. Попытки прогнозирования относились преимущественно к осадкам на период летнего муссона. Над долгосрочными прогнозами здесь работали Уокер, Бленфорд и др.

После 1945 г. долгосрочные прогнозы погоды на месяц стали составлять еще в ряде стран мира.

В Венгерской Народной Республике регулярное составление долгосрочных прогнозов погоды начато с 1946 г. На первом этапе они составлялись на полмесяца [291]. Метод основан на разного рода статистических связях метеорологических элементов с космическими факторами, а также на цикличности и повторяемости метеорологических элементов и на аналогах. С 1968 г. исследования по долгосрочным прогнозам погоды сосредоточены на развитии методов большой заблаговременности с учетом особенностей атмосферной циркуляции высоких слоев атмосферы. В одной из последних работ З. Беркеса [292] рассмотрен годовой ход распределения давления над Атлантикой и Европой, проведен анализ возможности использования высоты тропопаузы в качестве прогностического параметра при составлении месячных прогнозов.

В Польше [308] для прогноза погоды на месяц используют

в основном аналогичность атмосферных процессов. При помощи разного рода индексов выделены комплексы метеорологических элементов, оказывающих наибольшее влияние на прогнозируемый общий характер погоды месяца или сезона. Составлены специальные каталоги типов погоды и зональной циркуляции, на основе которых производится выбор аналогов. Предложена формула, определяющая показатель аналогичности сравниваемых атмосферных процессов, охарактеризованных выделенными комплексами. При выборе аналогов выполняются следующие требования: множество элементов должно по возможности однозначно определять ход метеорологических процессов и иметь длительные ряды наблюдений. В качестве таких элементов берут температуру воздуха и осадки на территории, по которой составляется прогноз, а также индекс зональной циркуляции атмосферы для Европы.

В Социалистической Республике Румыния месячные прогнозы погоды начали составлять с 1951 г. Основы метода изложены в работе Топора [375]. Метод базируется на исследовании годового хода повторяемости типов барического поля и форм циркуляции, а также на учете хода интенсивности солнечной деятельности и различных фаз Луны

С появлением быстродействующих вычислительных машин и накоплением данных о более высоких слоях атмосферы, наряду с синоптическими методами, начали развиваться гидродинамические и статистические методы прогноза погоды на месяц.

1.2. Гидродинамические методы

Долгосрочные прогнозы метеорологических элементов методами гидродинамики впервые начали составляться в СССР. Основы этого направления заложены фундаментальными работами Е. Н. Блиновой [20, 21], которая, развивая идеи Н. И. Кочина [116], использовавшего методы пограничного слоя гидромеханики для описания зональной циркуляции атмосферы, впервые построила теорию распределения волн давления, температурных волн и центров действия атмосферы с учетом материков и океанов на земном шаре [20]. Эта работа показала, что упрощение системы уравнений гидродинамики позволяет описать распределение в атмосфере земного шара таких метеорологических элементов, как давление и температура, выявлять центры действия атмосферы и вплотную подойти к решению проблемы долгосрочного прогноза давления и температуры на основе решения уравнений гидродинамики и термодинамики [21].

Интегрирование системы полных нелинейных уравнений представляло большие математические трудности. Поэтому на первом этапе, решая линейную задачу только для одного среднего уровня (3—5 км) с множеством упрощений, пренебрегали некоторыми слагаемыми в системе уравнений. Первая схема долгосрочного прогноза температуры на уровне моря была реализована в 1951 г. При этом использовались уравнение притока тепла, линеаризованное

по отношению к чисто зональному потоку, и уравнение теплопроводности. Система была решена аналитически с помощью разложения в ряд по сферическим функциям.

В соответствии с требованиями практики оперативные прогнозы стали составляться с заблаговременностью 40 дней.

Большой вклад в развитие метода внесли также исследования С. А. Машковича, Ш. А. Мусаеляна, И. П. Смирнова, Я. М. Хейфеца, Е. М. Добрышмана, А. С. Моница и др. Дальнейшее усовершенствование метода шло по пути снятия наиболее жестких ограничений, уточнений самой схемы решения и привлечения большей информации (характеризующей состояние атмосферы) путем учета турбулентности, теплообмена, вертикальной скорости, бароклинности и пр. [24, 25, 129, 131, 139, 224]. Внедрение в метеорологию быстродействующих электронных вычислительных машин с большой памятью позволило решить нелинейную модель долгосрочных гидродинамических прогнозов, описывающую одновременно как климатические, так и погодообразующие факторы. Последнее послужило основанием для введения в уравнение притока энергии и в краевое условие задачи притоков тепла от излучения, теплопроводности и фазовых переходов воды [22, 26].

Перечисленные усовершенствования расчетной схемы и возможности использования более полных данных результатов наблюдений по программе Международного геофизического года [23] позволили начиная с мая 1958 г. в оперативном порядке составлять прогнозы аномалии средней месячной температуры воздуха для всего северного полушария.

Схема прогноза составлена из предположения, что движение атмосферы в целом близко к чисто зональному переносу со скоростью $\bar{V}_\lambda = \alpha a_0 \sin \theta$ (где λ и θ — долгота и дополнение широты, a_0 — средний радиус Земли, α — индекс циркуляции) и обменом воздуха между полушариями можно пренебречь. Тогда температуру воздуха можно представить в виде

$$T = \bar{T} + T' + T'' \quad (1.3)$$

где $\bar{T} = T_0 + M \sin^2 \theta$ — зональная часть, полученная осреднением по кругу широты; T' — средняя климатическая незональная (квазистационарная для периода прогноза), T'' — незональная нестационарная часть, т. е. аномалия температуры; M — постоянная, характеризующая «профиль» зональной температуры воздуха.

С учетом ряда допущений и преобразований расчетная формула для прогноза аномалии температуры воздуха, осредненная за период N (в сутках), принимает следующий вид:

$$\begin{aligned} \bar{T}'' = \frac{1}{N} \int_{t_0}^{t_0+N} T'' dt' = \frac{2M \cos \theta}{2\tau_0^2 \omega \pi N} \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=1}^n [(\Omega_{1n}^m C_n^m + \Omega_{2n}^m D_n^m) \cos m\lambda + \\ + (\Omega_{1n}^m D_n^m - \Omega_{2n}^m C_n^m) \sin m\lambda] \bar{T}_n^m \cos \theta, \end{aligned} \quad (1.4)$$

где

$$\Omega_{1n}^m = E_n^m b_n^m + f_n^m b_n^{\prime m}; \quad \Omega_{2n}^m = E_n^n b_n^{\prime m} + f_n^m b_n^m;$$

t^0 — заблаговременность прогноза (40 дней); N — длительность периода, на который дается прогноз (30 дней); M — величина, характеризующая профиль распределения зональных температур по меридиану; ω и α_0 — угловая скорость вращения и средний радиус Земли; θ и λ — дополнение широты и долготы места ($\theta = \frac{\pi}{2} - \varphi$); C_n^m и D_n^m — коэффициенты разложения функции тока ψ в ряд по шаровым функциям определяются по начальному полю $H'(\theta, \lambda)$ незоональной части высот поверхности 600 мб; \bar{T}'' — прогнозируемая аномалия средней месячной температуры воздуха; $\bar{P}_n^m(\cos\theta)$ — нормированные присоединенные полиномы Лежандра, полученные в результате разложения начального поля H_{600} до $m=18$ и $n=36$. Годовой ход параметра α выбран из практики большого числа прогнозов. Годовой ход для M взят по климатическим данным.

Расчетные схемы и оценки прогноза излагаются в работах [130, 223, 225].

Л. Р. Ракипова [183, 185] построила теоретическую модель формирования аномалий температуры с учетом притоков тепла и дала практическую схему расчета будущей аномалии, в которую вошли величины радиационного баланса атмосферы, уходящего излучения атмосферы и эффективного излучения земной поверхности. В дальнейшем схема прогноза совершенствовалась, были добавлены также элементы, характеризующие состояние влажности в атмосфере, облачности и количества осадков.

Гидродинамическое направление исследований в области долгосрочных прогнозов погоды ведется также в США, Англии и Японии.

В США гидродинамический метод прогноза температуры на месяц развивается под руководством Адема [282, 283]. Им получена осредненная во времени модель физической системы атмосфера—океан—суша, которая описывает нижний слой атмосферы толщиной 10 км, поверхностный слой океана толщиной 50 м, тонкий слой суши. Используя первое начало термодинамики для указанной системы, он получил прогностические осредненные по времени уравнения, позволяющие определять среднюю температуру атмосферы, поверхности суши и океана. Несмотря на то, что модель системы является грубой, ее применение дало возможность получить хорошие результаты по определению климатологического распределения температуры, а также удовлетворительно спрогнозировать аномалии средней месячной температуры. Делаются попытки улучшения прогностической схемы [283].

Смагоринский [370, 371] провел эксперимент для полушария на основе 9-уровневой модели по полным уравнениям. Учитывались конденсация, влияние гор, термические контрасты суши и моря. Поглощение радиации паром, углекислым газом и озоном задавалось

как функция широты места и высоты при постоянстве во времени. Интегрирование выполнялось на трехнедельный срок. Практический предел предсказуемости оказался близким к 14 дням. Автор считает, что увеличение срока предсказуемости требует включения информации глубоких слоев океана, данных южного полушария и характеристику возмущений в тропиках.

В Англии Ф. Тейлор [372] делает попытку составления долгосрочного прогноза с использованием двухуровневой квазигеострофической модели.

В Японии также проводятся исследования [341, 345] по решению задачи численного долгосрочного прогноза методами гидротермодинамики. Так, Миякада [345] предложил модель глобального прогноза погоды, в которой представлены данные, характеризующие взаимодействие между средними широтами и тропиками, обмен между полушариями и эволюцию тропических возмущений. Она учитывает также топографию, излучение и поглощение лучистой энергии, контраст температур между сушей и морем, различие между температурой морского льда и льдов суши, изменение по горизонтали влажности почвы и пр. Модель 9-уровневая. Однако прогноз составляется пока только на две недели для всего земного шара.

Наряду с развитием гидродинамических методов появляются комбинированные гидродинамико-статистические методы долгосрочных прогнозов погоды, в которых исходная информация о состоянии метеорологических полей представляется в уравнения гидротермодинамики в виде рядов по естественным ортогональным функциям. Основоположителем этого направления в СССР является М. И. Юдин.

Примером указанного метода прогноза могут служить способ уточнения численного прогноза на четверо суток с использованием принципа аналогичности, предложенный Г. Д. Кудашкиным и М. И. Юдиным [123], а также схемы расчета аномалии средней месячной температуры воздуха Н. И. Зверева [100] и Г. И. Морского [137].

1.3. Статистические методы

Статистические методы исследования и прогноза в метеорологии уже применяются давно. Первые попытки в этом направлении были сделаны Дж. Уокером, В. Ю. Визе, Ф. Бауром. Подробное изложение содержания работ этого направления исследований дается в ряде монографий [38, 132, 179].

С появлением быстродействующих электронных вычислительных машин статистические методы прогнозирования стали быстро развиваться как в краткосрочных, так и в долгосрочных прогнозах. Появилась возможность решать уравнения со многими неизвестными. В настоящее время выпущено несколько специальных сборников [38, 101, 230, 232], посвященных применению статистических методов в метеорологии. Здесь остановимся на тех исследованиях этого

направления, которые посвящены прогнозу аномалии средней месячной температуры воздуха.

Решение этой задачи во многих исследованиях осуществляется при помощи эмпирических функций влияния. В качестве предсказателей в них берутся синоптико-статистические асинхронные связи между аномалией средней месячной температуры воздуха и особенностями атмосферной циркуляции или элементами погоды предшествующих месяцев на пространстве естественного синоптического района или на всем северном полушарии.

Особенность эмпирических функций влияния заключается в том, что введение большого числа исходных параметров вызывает затруднения в статистической обработке материала при ограниченном числе исходных случаев и не улучшает качество прогноза [33, 110]. Это заставило ученых использовать в статистических схемах физически обоснованные параметры и интегральные характеристики атмосферной циркуляции.

К. А. Васюков, Н. И. Зверев, Д. А. Педь [48, 50, 51] в схему прогноза аномалии средней месячной температуры воздуха включили предсказатели, характеризующие состояние метеорологических элементов (температура, давление и осадки) в центрах действия атмосферы (ЦДА): азорского, гонолулского и сибирского максимумов, а также исландской, алеутской и среднеазиатской депрессий. Этот способ основан на предположении о том, что аномальное развитие ЦДА в исходном месяце определенным образом сказывается на развитии атмосферных процессов, а следовательно, и на формировании температуры в последующем месяце. Эти связи для Европейской территории СССР получены при помощи уравнений регрессии вида

$$\Delta t = \alpha_0 \Delta t_0 + \alpha'_0 R_0 + \sum_{i=1}^6 \alpha'_i t'_i + \sum_{i=1}^6 \alpha_i t_i + \sum_{j=1}^4 \beta'_j P'_j + \sum_{j=1}^4 \beta_j P_j + \sum_{k=1}^5 \gamma_k R_k + C, \quad (1.5)$$

где Δt — ожидаемая аномалия средней месячной температуры воздуха в данном пункте и месяце; Δt_0 — исходное значение средней месячной температуры воздуха на той станции, для которой составляется прогноз; $t'_i, t_i, P'_j, P_j, R_k$ — исходные значения средних месячных температуры воздуха и давления, а также суммы осадков в центрах действия атмосферы; $\alpha_0, \alpha'_0, \alpha'_i, \alpha_i, \beta'_j, \beta_j, \gamma_k$ — коэффициенты эмпирических функций влияния, полученные в результате решения уравнений множественной регрессии по способу наименьших квадратов. При этом $\Delta t_0, t_i, P_j, R_k$ берутся за один месяц, а t'_i, P'_j — за два предшествующих прогнозу месяца.

Успешность прогнозов, составленных по этой схеме, удовлетворительная, она используется в оперативной практике при

составлении месячных прогнозов как вспомогательный прием к официальному методу.

Д. А. Педь [27, 28, 163] вводит в число предсказателей индекс зональной циркуляции, предложенный Е. Н. Блиновой [20].

Расчетная схема прогноза имеет вид

$$\Delta T_i = a \Delta t_j + b L_j, \quad (1.6)$$

где i — месяц, $j=i-1$ и $j=i-2$ — соответственно для нулевой и месячной заблаговременности прогноза, ΔT_i и Δt_j — ожидаемая и исходная аномалия средней месячной температуры воздуха в пункте, для которого составляется прогноз, $L = 1000 \frac{\alpha}{\omega}$ — индекс зональной циркуляции атмосферы на северном полушарии, подсчитанный на уровне изобарической поверхности 500 мб в зоне 40—65° с. ш. (по Блиновой); a и b — коэффициенты эмпирических функций влияния.

В результате анализа оправдываемости прогнозов, составленных по предложенной схеме в [28], выявлены критические значения индекса L , указывающие на степень надежности составленных прогнозов. Наиболее надежными оказались прогнозы, составленные со значениями L_j , превышающими критические.

В другой прогностической схеме, предложенной Д. А. Педем с авторами [91, 165], учитывается информация о характере циркуляции в тропосфере (поверхность 500 мб) и о термическом состоянии нижних слоев атмосферы в районах наибольшей изменчивости этих элементов, играющих, по их мнению, решающую роль в формировании средней месячной температуры воздуха. Во всех этих способах расчетная схема имеет вид

$$\Delta y(\tau) = \alpha_0 \Delta x_0 + \sum_{i=1}^n \alpha_i \Delta x_i, \quad (1.7)$$

где $\Delta y(\tau)$ — ожидаемая аномалия средней месячной температуры воздуха; Δx_0 — исходная аномалия средней месячной температуры воздуха в пунктах, для которых составляется прогноз; Δx_i — исходная аномалия средней месячной температуры или циркуляции в районах наибольшей изменчивости метеорологических элементов; n — количество рассматриваемых районов; τ — заблаговременность прогноза.

Параметры, учитываемые во всех этих схемах, далеко недостаточны, чтобы полностью характеризовать особенности циркуляции, формирующие аномалию средней месячной температуры воздуха.

С целью представления исходной информации в более компактном виде без большой потери ее прогностической ценности в последнее время стали широко использовать в качестве предсказателей коэффициенты разложения по некоторым ортогональным пространственно-временным функциям. Первые работы в этом направлении принадлежат Г. И. Морскому [135, 136], который приме-

нил разложение полей по сферическим функциям при построении методов статистических прогнозов.

Метод разложения исходного поля по сферическим функциям имеет некоторые недостатки, главным из которых является медленная сходимость ряда. Для получения удовлетворительного результата приходится брать большое количество слагаемых, что затрудняет использование их при решении условных уравнений.

Для некоторой ограниченной территории Н. А. Багров [6] предложил применять метод разложения исходного поля по полиномам Чебышева. По сравнению с разложением по сферическим функциям представление полей по полиномам Чебышева имеет лучшую сходимость и для описания особенностей рассматриваемого поля достаточно взять меньшее количество членов разложения.

Е. П. Борисенков и Л. Е. Борисова [34] использовали метод разложения по полиномам Чебышева для решения задачи долгосрочного прогноза средних месячных аномалий температуры воздуха над северным полушарием. В качестве предсказателей в расчетную схему прогноза они включили первые три коэффициента разложения полей средних месячных аномалий температуры воздуха и значений геопотенциала поверхности 500 мб предыдущих месяцев. Разложение осуществлялось по четырем секторам северного полушария. Будущая аномалия температуры в данной точке представляется как линейная комбинация аномалии температуры в этой же точке, средних значений, а также зональных и меридиональных градиентов аномалий температуры и геопотенциала поверхности 500 мб в каждом из четырех секторов северного полушария.

Опытные прогнозы, составленные по предложенной схеме для 128 станций северного полушария с заблаговременностью два и пять месяцев, показали, что прогнозы аномалии температуры с заблаговременностью пять месяцев более удачны, чем с заблаговременностью два месяца.

Однако метод разложения по полиномам Чебышева также имеет недостатки, заключающиеся в том, что исходное поле разлагается по заранее заданным полиномам, без учета особенностей самого поля, и требует использования большого числа коэффициентов разложения. Поэтому авторы работы [34] предполагают улучшить расчетную схему прогноза путем включения в нее большего числа коэффициентов разложения и конкретизации прогностических уравнений по циркуляционным эпохам.

Указанных недостатков не имеет метод разложения полей по естественным ортогональным составляющим, который впервые в СССР предложен Н. А. Багровым [7] для представления последовательности метеорологических полей.

Метод разложения полей по собственным векторам широко используют в последние годы в многопараметрических схемах прогноза [92, 132] или при необходимости сократить объем большого числа точечной информации со всего северного полушария [12]. Тогда в качестве предсказателей в расчетных схемах берут несколько первых коэффициентов такого разложения и тем самым

сокращают объем числовых данных в несколько раз без существенной потери их информативности.

В работе [12] в качестве исходной информации для прогноза аномалии средней месячной температуры воздуха использовались данные о температуре по 40 станциям СССР и по 10 наиболее репрезентативным станциям, расположенным на остальной части северного полушария. Данные температуры по 40 станциям (за период с 1901 по 1960 г.) предварительно представлялись в виде коэффициентов разложения по естественным составляющим и затем включались в расчетную схему прогноза

$$\hat{T}_j^{(t+\tau)} = \sum_{k=1}^{20} c_{jk} A_k^{(t)} + \sum_{k=21}^{31} c_{jk} T_k^{(t)}, \quad (1.8)$$

где $\hat{T}_j^{(t+\tau)}$ — ожидаемая температура в j -той точке в момент времени $(t+\tau)$, в правой части формулы взята линейная функция коэффициентов A_k и значений температуры T_k по отдельным зарубежным станциям в момент времени t ; величина $\tau = 1, 2, 3$ — заблаговременность прогноза; A_k — временные коэффициенты разложения полей аномалии средней месячной температуры воздуха по собственным функциям для 40 станций; c_{jk} — коэффициенты регрессии, полученные по способу наименьших квадратов.

Выявилось оптимальное количество предсказателей: из 31 было отобрано 20, в число которых вошло 14 первых коэффициентов и данные 6 зарубежных станций.

Оценка прогнозов, составленных по этой схеме, также показала большую неустойчивость, что еще раз указывает на недостаточность учета данных только одного уровня для прогноза на месяц.

М. А. Дуйцева и Д. А. Педь [92] построили двухуровневую многопараметрическую схему прогноза аномалии средней месячной температуры, основываясь на предположении, что температура воздуха формируется за счет двух основных факторов — адвективного и неадвективного. Адвективные факторы учитывались с помощью первых трех коэффициентов разложения по естественным ортогональным составляющим поля аномалии средних значений геопотенциала поверхности 500 мб. Неадвективные факторы характеризовались первыми тремя коэффициентами разложения полей температуры поверхностного слоя воды Северной Атлантики и температуры воздуха на Европейской территории СССР за предыдущий месяц. Предложенная схема прогноза аномалии средней месячной температуры воздуха на Европейской территории СССР с учетом трех первых коэффициентов указанных полей имеет вид

$$\Delta T_{(\tau)} = \sum_{i=1}^3 a_i T_i^a + \sum_{j=1}^3 b_j T_j^w + \sum_{k=1}^3 c_k T_k^h, \quad (1.9)$$

где τ — заблаговременность прогноза ($\tau = 2$ месяцам), a_i , b_j и c_k — эмпирические функции влияния; T_i^a , T_j^w и T_k^h — временные коэффи-

циенты разложения средних месячных полей по естественным составляющим температуры воздуха на Европейской территории СССР, температуры воды Северной Атлантики и аномалии средних значений геопотенциала поверхности 500 мб на северном полушарии.

Последняя схема прогноза полнее предыдущих, однако, как указывалось, исходные поля представляются здесь лишь первыми тремя коэффициентами разложения. Между тем, оказалось [53], что вклад даже первых пяти членов разложения, например поля аномалии средних значений геопотенциала поверхности 500 мб, составляет всего 59—60% исходной информации, а первых десяти — 80—85%.

В последние годы под руководством М. И. Юдина разрабатывается физико-статистический метод долгосрочных прогнозов [132, 278—280]. Задача прогноза решается с помощью множественной линейной корреляции с использованием большого комплекса предикторов. Последние характеризуют как циркуляционные особенности атмосферы, так и ряд физически значимых величин, отражающих тепло- и влагообмен между подстилающей поверхностью и атмосферой, и энергетические процессы самой атмосферы.

Из атмосферных носителей памяти в качестве предикторов были использованы приземное давление, геопотенциал поверхности 500 мб, температура воздуха у поверхности Земли, осадки и облачность, из внеатмосферных носителей метеорологической памяти — ледовитость северных морей, границы снежного покрова и теплосодержание верхнего 100-метрового слоя воды в Северной Атлантике. Кроме перечисленных характеристик атмосферы и деятельности поверхности, в число предсказателей включались также и некоторые обобщенные показатели атмосферной циркуляции, такие как число дней с формами циркуляции Г. Я. Вангенгейма.

В расчетной схеме прогноза большая часть величин, используемых при отборе предикторов (кроме числа дней с формами циркуляции Г. Я. Вангенгейма, теплосодержания Северной Атлантики и показателей ледовитости), представляется в виде параметров разложения по естественным ортогональным функциям. При этом используются от двух до пяти членов разложения, характеризующих в основном крупномасштабные компоненты атмосферных образований.

Перечисленные характеристики берутся за разные интервалы времени: от двух месяцев до двух лет. Тем самым расчетная схема предусматривает возможность учета предыстории атмосферных процессов и цикличности в их развитии. Для характеристики неоднородности процессов внутри месяца используются дисперсии некоторых полей: атмосферного давления, геопотенциала поверхности 500 мб и средней суточной температуры воздуха за каждый месяц.

Прогноз температуры осуществляется в виде первых двух коэффициентов разложения по собственным функциям средних декадных температур. Затем путем осреднения декадных температур получают среднюю месячную температуру воздуха.

Метод отличается оригинальностью подхода к выбору комплекса погодообразующих факторов и полнотой прогностической схемы расчета. Оперативное испытание метода дало положительные результаты.

Исходя из основных принципов физико-статистического метода долгосрочных прогнозов погоды, Р. П. Репинская [202, 203] разработала статистический способ прогноза хода давления внутри месяца. Это — первая попытка объективными методами с помощью электронных вычислительных машин прогнозировать ход метеорологических элементов внутри месяца.

Для определения количественных характеристик процессов автор использует новый метод статистической обработки исходной информации — разложение метеорологических полей в двойные ряды по естественным ортогональным составляющим горизонтальных координат и времени. Метод разложения в двойные ряды позволяет небольшим числом предикторов характеризовать структуру естественных колебаний циркуляции во времени. При этом разложение ведется не для точечных значений, а для предварительно обработанных характеристик метеорологических полей — коэффициентов разложения α_{jk} по пространственным естественным функциям x_{ji} :

$$\sum_{j=1}^a \alpha_{jk} x_{ji} = \sum_{j=1}^a \sum_{n=1}^m B_j^n x_{ji} T_j^n(\tau_k), \quad (1.10)$$

где $T_j^n(\tau_k)$ — система ортонормированных базисных функций в τ_k -мерном пространстве, названных естественными ортогональными составляющими времени (ЕОСВ); n — порядковый номер ЕОСВ и коэффициентов разложения B_j^n .

Р. П. Репинская [202] установила, что с точки зрения долгосрочного прогноза представляет интерес лишь несколько первых наиболее информативных параметров разложения. Первые два-три параметра разложения ЕОСВ описывают около $2/3$ суммарной дисперсии поля в холодное полугодие, а первые три-четыре параметра — в теплое полугодие. Они характеризуют флуктуации циркуляции во времени и наиболее крупные аномалии в полях облачности, осадков и температуры, а следовательно, могут быть использованы в качестве предикторов при решении многих задач долгосрочной синоптики.

Основываясь на свойствах ЕОСВ, Репинская сделала попытку предсказать физико-статистическим методом ход давления внутри месяца (марта и апреля) над атлантико-евразийским сектором полушария. В расчетной схеме прогноза в качестве предвестников будущей погоды она использует значение геопотенциала на поверхности 500 мб, приземное давление, температуру воздуха у поверхности Земли, облачность, осадки, границы снежного покрова и число дней с формами циркуляции, по классификации Вангенгейма, за месяцы, предшествующие исходным, а также ледовитость северных морей и изменение теплосодержания верхнего 100-м слоя воды соседних месяцев за один и два года назад. Последнее позволяет

учитывать двухлетнюю цикличность во временном ходе метеорологических элементов в умеренных широтах.

После первичной обработки исходных данных используется от двух до пяти коэффициентов разложения a_{jk} по естественным ортогональным составляющим горизонтальных координат, что учитывает около 60—70% используемой информации. Затем в качестве предикторов берутся наиболее информативные первые три-четыре коэффициента разложения по ЕОСВ, характеризующие почти 70—80% дисперсии случайных функций a_{jk} . Далее проводится контроль предикторов, устанавливается уровень значимости связей между предиктантами и предикторами и, окончательно отобрав последние, составляются уравнения регрессии.

Следует подчеркнуть, что применяемая автором процедура отбора предикторов, так же как и в физико-статистическом методе прогноза аномалии средней месячной температуры воздуха [280], предусматривает учет нестационарности статистических связей и позволяет каждый год заново отбирать предикторы с учетом вновь поступающей исходной информации. Это является большим достоинством метода и дает возможность выявить существование устойчивых связей с большим сдвигом во времени.

Предлагаемый Репинский способ количественного представления полей открывает новые возможности объективного решения основной проблемы долгосрочных прогнозов погоды — прогноза хода метеорологических элементов внутри месяца.

Широкое распространение получили статистические методы исследования атмосферной циркуляции и за рубежом. Имеются попытки создания расчетных схем для прогноза погоды на месяц в США, ФРГ и Японии.

В США статистическое направление исследований в этой области развивают Деворкин, Прохазке [311] и Уиллет [362]. Проведены эксперименты с помощью двух разных приемов, использующих в качестве предсказателей коэффициенты разложения по естественным ортогональным составляющим: в одном случае полей давления, в другом полей температуры. Прогноз средней месячной температуры воздуха, количества осадков и числа дней с осадками за месяц дается для 200 пунктов США и Канады с заблаговременностью 4—6 месяцев. Расчет производится с помощью электронных вычислительных машин.

В ФРГ статистические методы прогнозирования продолжает совершенствовать Баур [290]. С 1967 г. он публикует месячные прогнозы, составленные по этому методу с месячной заблаговременностью. В основе метода лежат уравнения регрессии, учитывающие колебания общей циркуляции атмосферы, климатические данные и некоторые геофизические и астрофизические явления. В новой схеме прогноза фактические данные средней месячной температуры и разного рода полумесячные и декадные характеристики циркуляции берутся с более обширной территории (с района, ограниченного 170° з. д. и 100° в. д.) по сравнению с предыдущими его схемами. Это способствовало повышению качества прогнозов.

Аракава [285] предлагает способ прогноза температуры воздуха на отдельные летние месяцы (май, июнь, июль, август) для одного из районов Японии по уравнениям множественной линейной регрессии. Они составлялись по 12 исходным параметрам, отобраным опытным путем с карт изобарической поверхности 500 мб, которые учитывают информацию почти со всего северного полушария за сентябрь, октябрь и ноябрь предшествующего года. Температура в прогнозируемом районе рассчитывается как средняя величина из шести здесь же расположенных репрезентативных метеорологических станций. Схема расчета имеет вид

$$y_i = a_0 + \sum_{i=1}^{12} a_i x_i, \quad (1.11)$$

где y_i — ожидаемая средняя месячная температура воздуха; x_i — исходная информация, снятая с карт изобарической поверхности 500 мб за соответствующие репрезентативные месяцы; a_0 и a_i — коэффициенты уравнения множественной регрессии.

Эта схема будучи одноуровневой не учитывает всего комплекса взаимодействующих факторов, формирующих погоду, хотя обеспеченность связей для отдельных месяцев оказалась высокой.

Анализ исследований трех направлений в области долгосрочных прогнозов погоды показал, что имеется много разных методов и приемов прогноза аномалии средней месячной температуры воздуха. Каждый из них отличается определенной надежностью, однако не все учитывают многих важных факторов, от которых зависит формирование температуры.

Почти ни один метод не использует данных средней стратосферы, по которой уже накопился достаточный материал. Особенности циркуляции нижней стратосферы используются еще очень мало в виде отдельных синхронных и асинхронных зависимостей. Детализированные прогнозы на месяц предусматриваются в некоторых методах синоптического направления в виде прогноза волн холода и тепла, а ход погоды по дням составляется лишь методом школы Мультановского. Гидродинамические и статистические методы дают пока общую характеристику метеорологических элементов в среднем за месяц, а метод Р. П. Репинской разработан только для прогноза хода давления в течение месяца.

Между тем потребности народного хозяйства растут главным образом в детализированных прогнозах погоды и особенно в прогнозах изменений температуры. Поэтому поиски объективных и более надежных способов прогноза являются необходимой задачей последующих исследований.

Настоящая работа является первой попыткой использования для целей долгосрочного прогноза погоды особенностей циркуляции средней стратосферы в комплексе с характеристиками тропосферы и подстилающей поверхности.

Глава II

ОСОБЕННОСТИ ТЕРМОБАРИЧЕСКОГО ПОЛЯ СТРАТОСФЕРЫ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ИЗМЕНЕНИЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ТРОПОСФЕРЕ

2.1. Термический и барический режим в нижней и средней стратосфере

Изучение термического и барического режима высоких слоев атмосферы имеет важное значение для познания закономерностей общей циркуляции атмосферы, являющихся основой при разработке методов долгосрочных прогнозов погоды.

Непосредственное и регулярное измерение основных параметров атмосферы на больших высотах (до 80—100 км) стало возможным только в 40—50-х годах, благодаря техническому прогрессу и оснащению метеорологии радиотехническими средствами. Запуски метеорологических ракет и искусственных спутников Земли расширили эти возможности. После 1945 г., особенно в период МГГ и МГС, значительно расширились ракетное зондирование и исследования строения стратосферы и ее главных циркуляционных особенностей, предпринятые учеными многих стран.

С 1957 г. появилась возможность составления ежедневных карт всего северного полушария для поверхностей 50, 30, 20 и 10 мб, а в последние годы — и вышележащих.

Радиозондовые подъемы и ракетные наблюдения на больших высотах позволили приступить к детальному изучению вертикальной структуры атмосферы и сделать важные открытия в стратосфере и мезосфере. Установлен сезонный характер распределения температуры, плотности и давления в стратосфере, обуславливающий муссонную циркуляцию — циклоническую зимой и антициклоническую летом. Отмечена неоднородность зимней стратосферной циркуляции, особенно резко проявляющаяся в период так называемых взрывных потеплений в стратосфере высоких и умеренных широт. Детально изучена система ветров как струйных течений. Выявлена многослойность противоположных зональных составляющих течений в экваториальной стратосфере и их многоцикличность: двухгодичная — в нижней стратосфере и шестимесячная —

в верхней. Уточнены схемы зональной и меридиональной циркуляции в стратосфере и ряд других особенностей.

Исследованию этих и других явлений посвящено много работ советских и зарубежных авторов. Однако природа многих явлений пока еще не вполне выяснена, по некоторым вопросам имеются даже противоположные взгляды.

Обобщению систематических наблюдений барического, термического и ветрового режима в тропосфере и нижней стратосфере посвящены работы Х. П. Погосяна [171—173], И. В. Ханевской [250], И. Г. Гутермана [78, 79], В. И. Воробьева [56] и др. Изучению и обобщению этих же характеристик в Арктике и Антарктике посвящены работы С. С. Гайгерова [59—62], П. Д. Астапенко [1], В. А. Бугаева [40] и др.

Подробные данные о распределении многолетней температуры воздуха, плотности и ветра над северным полушарием за 12 месяцев в тропосфере и нижней стратосфере содержатся в серии аэроклиматических атласов Научно-исследовательского института аэроклиматологии [3, 4].

Обзору и обобщению данных о сезонных изменениях градиента температуры экватор—полюс и связанных с ними колебаний давления и ветра посвящена монография В. Р. Дубенцова [88] и работы Е. Г. Швидковского [269, 270], И. А. Хвостикова [251, 252] и др.

Систематизации и обобщению данных о вертикальной структуре воздушных течений в тропической и экваториальной стратосфере и тропосфере посвящены монографии А. Л. Каца [108] и А. И. Угрюмова [241].

Перечисленные вопросы изучаются также во многих исследованиях зарубежных ученых [77, 238, 284, 297, 300, 315, 316, 320, 323, 329, 336, 346, 368, 380, 381].

Результаты упомянутых и многих других исследований советских и зарубежных авторов дают возможность составить достаточно полное представление о среднем распределении температуры, геопотенциала и ветра в свободной атмосфере за месяц и сезон.

Установлено, что в тропосфере и стратосфере сезонные условия формирования температурного и барического полей различные. Солнечная радиация хотя и является основным источником атмосферного тепла и движения, но по-разному воздействует на нижние и верхние слои.

В тропосфере непосредственного поглощения коротковолновой солнечной радиации почти не происходит. Основная часть солнечного излучения (волны длиной 0,3 мкм и более), попадающая в тропосферу, свободно пронизывает ее и поглощается земной поверхностью. Нагреваясь, земная поверхность излучает в атмосферу длинноволновую радиацию в дальней инфракрасной области спектра, которая поглощается водяным паром, содержащимся в основном в тропосфере, углекислым газом и другими примесями. К. Я. Кондратьев и Т. Д. Матрешина [114] и Г. П. Гушин [80] установили,

что роль озона в поглощении солнечной радиации в тропосфере весьма мала.

Передача тепла от земной поверхности в атмосферу осуществляется посредством вертикального турбулентного и конвективного теплообмена, а перераспределение тепла между различными широтными зонами — благодаря адвекции и горизонтальному турбулентному теплообмену. Некоторое количество тепла поступает в атмосферу при конденсации водяного пара, облакообразовании и переходе водяного пара в лед и теряется при испарении.

Таким образом, формирование температурного поля в тропосфере происходит в результате сложного процесса взаимодействия подстилающей поверхности, циркуляционных процессов, влагооборота и турбулентности, в основе которого лежит приток солнечной радиации к земной поверхности.

Поскольку в тропосфере в течение всего года максимум притока тепла приходится на экваториальную зону, а минимум — на полярные области, в тропосфере и даже в нижней стратосфере (примерно до высоты 18—19 км) круглый год устойчиво сохраняется меридиональный градиент температуры, направленный от экватора к полюсу, изменяющийся в различные сезоны только по величине.

В средней и верхней стратосфере и мезосфере формирование поля температуры в основном зависит от компонентов газового состава воздуха. Главные из них — озон (O_3), углекислый газ (CO_2) и водяной пар. Преобладающее значение имеет озон [32, 115, 133], имеющий способность поглощать ультрафиолетовую радиацию Солнца и длинноволновое излучение Земли. Озон определяет почти всю положительную часть радиационного баланса в слое от 20 до 60 км [35, 347, 355, 358].

Наибольшая концентрация атмосферного озона наблюдается в слое между 20 и 35 км с максимумом на высотах 22—24 км [47, 133, 355], наименьшая — у экватора, где годовой ход почти отсутствует. В полярных и умеренных широтах концентрация озона существенно увеличивается и меняется в зависимости от сезона года. Максимум концентрации наблюдается весной, а минимум — осенью и зимой [47, 257]. Такой характер широтного распределения и сезонных колебаний озона сохраняется из года в год [42].

По данным Прессмана [358], наибольшее количество поглощенной озоном радиации наблюдается на высоте 30 км, наименьшее — на высоте 15 км. Наибольшие величины энергии поглощенной радиации за счет озона наблюдаются летом вблизи полюса и на высоте 30 км. Зимой в районе полюса, находящегося в неосвещенной зоне Земли, происходит радиационное выхолаживание атмосферы. В дни весеннего и осеннего равноденствий возникают два очага максимального радиационного нагревания: один над полюсом, второй — на широте 30° . Последний обусловлен распределением озона по широте в это время года.

Годовой ход изменения величины поглощенной озоном солнечной радиации на разных широтах северного полушария

представлен на рис. 1, заимствованный из работы [358]. Как видно из рис. 1, здесь отмечается резкое возрастание величины поглощения радиации в начале марта и быстрое уменьшение ее в конце сентября в полярных районах, что связано с резкими изменениями угловой высоты Солнца и продолжительности его сияния над Полярным бассейном. К югу от 60° с. ш. величина нарастания и убывания поглощенной радиации более постоянная, а у экватора она практически не меняется.

Кроме озона, солнечную радиацию в стратосфере поглощает также водяной пар, который приобретает наиболее важное значение в нижней половине стратосферы — до высоты 30—35 км [347].

Охлаждение стратосферы обуславливается прежде всего ее собственным тепловым излучением в инфракрасной области спектра и связано преимущественно с углекислым газом и в меньшей степени с водяным паром [301]. Некоторую роль в нагревании стра-

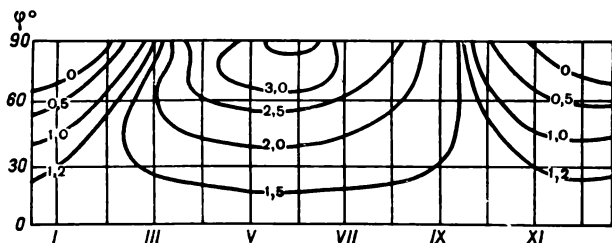


Рис. 1. Изоплеты поглощенной озонами солнечной радиации (10^{-1} кал/км \cdot см 2 \cdot день) на высоте 20 км.

тосферы играют и другие газы (например, атомарный и молекулярный кислород, окислы азота) и составные части атмосферы (в частности, частицы космической пыли).

Расчеты поглощения солнечной радиации углекислым газом и водяным паром проводились Л. А. Бирюковой и В. Г. Кастровым [19], Бруксом [301], пылью — Л. Р. Ракиповой [182] и Л. А. Бирюковой и В. Г. Кастровым [19]. Наиболее полный расчет радиационного баланса стратосферы за счет озона, водяного пара и углекислого газа выполнен Орингом [355], Маргетройдом и Гуди [347], а по последним данным — Е. П. Борисенковым [35].

На рис. 2 приведено распределение суммарного радиационного баланса за счет длинноволновых и коротковолновых компонентов этих трех газов. Зимой в средней и верхней стратосфере положительный радиационный баланс наблюдается только в низких широтах. Далее к северу он убывает, а на широтах $60\text{--}70^\circ$ достигает наибольших отрицательных значений. В связи с этим в стратосфере на широтах $20\text{--}50^\circ$ возникают наибольшие контрасты температуры и интенсивное западное струйное течение.

В теплое полугодие радиационный баланс на всех широтах положителен, а над полюсом имеет наибольшие значения. Поэтому го-

ризональные градиенты радиационного баланса малы и направлены от полюса к экватору. Контрасты температур незначительны, и стратосферное струйное течение выражено очень слабо.

По данным Е. П. Борисенкова [35], наиболее существенные изменения радиационного баланса от сезона к сезону происходят на высотах 35—45 км. Здесь же наблюдаются и наибольшие изменения кинетической энергии воздушных масс.

Таким образом, главный источник нагревания стратосферы — поглощение прямой солнечной радиации непосредственно в слоях стратосферы. Следовательно, тепловой режим стратосферы зависит прежде всего от высоты Солнца и продолжительности дня, определяющих количество приходящей радиации, и имеет широтное распределение. Долготные различия, возникающие вследствие неоднородного распределения поглощающих компонентов газового состава атмосферы, по сравнению с широтными, зависящими от высоты Солнца, незначительны.

Обнаруживается тесная связь между величинами радиационного баланса и осредненной по широтам температурой. Коэффициенты корреляции r между месячными суммами солнечной радиации, приходящей на верхнюю границу атмосферы, и средней зональной температурой, вычисленной И. В. Ханевской [250], колеблются в пределах от 0,80 до 1,00 в средней стратосфере на широтах 30—90°, где приток солнечной радиации испытывает большие сезонные колебания. Некоторое нарушение прямой связи в годовом ходе изменений притока солнечной радиации и средней зональной температуры в средней стратосфере наблюдается в низких широтах (r колеблется от 0,55 до 0,76) за счет процессов, развивающихся в самой стратосфере. Выявленная связь означает, что крупные сезонные изменения радиационного баланса приводят к перестройкам температурного, а следовательно, и барического полей в атмосфере.

Главные особенности вертикальной и горизонтальной термической структуры атмосферы между экватором и полюсом легко представить по данным рис. 3.

Характерным для поля температуры в тропосфере и стратосфере является большая вертикальная и горизонтальная его неоднородность, сохраняющаяся и при осреднении температуры по широтам.

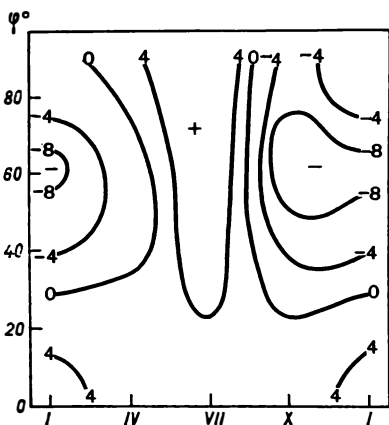


Рис. 2. Радиационный баланс верхней и средней стратосферы (21—55 км), 10^{-3} кал/см²·мин [355].

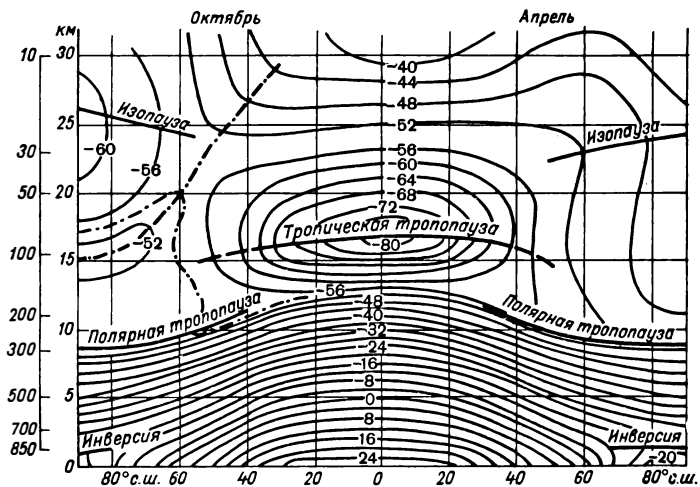
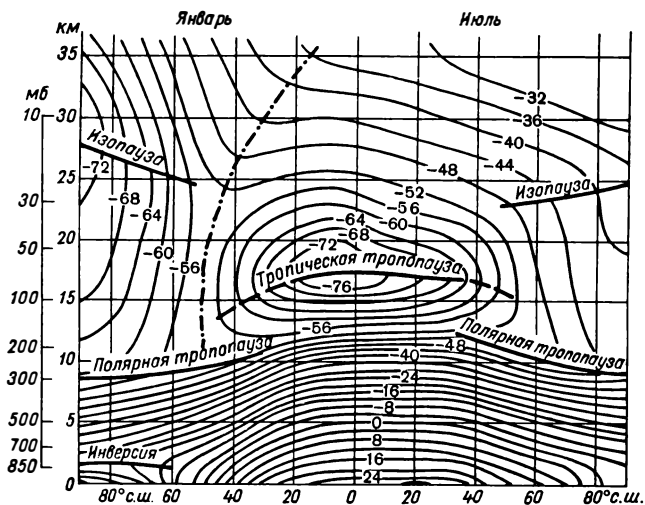


Рис. 3 Меридиональные вертикальные разрезы атмосферы с данными средней зональной температуры для четырех срединных месяцев календарных сезонов [250].

Из рис. 3 видно, что в тропосфере температура повышается в течение всего года от полюса к экватору. Максимальные значения температуры наблюдаются в зоне широт $0-20^\circ$. Они колеблются от сезона к сезону в основном в зависимости от количества приходящей солнечной радиации. Зона минимальных значений температуры располагается над полюсом. Поэтому в тропосфере в течение всего года горизонтальный градиент температуры направлен от экватора к полюсу и преобладает западный перенос.

Распределение температуры и геопотенциала в стратосфере более сложное, чем в тропосфере. К югу от 40° с. ш. в нижней стратосфере в течение всего года существует приэкваториальная область холода с температурой в центре порядка $-80, -82^\circ\text{C}$ (см. рис. 3). Она образуется вследствие интенсивного турбулентного и конвективного перемешивания воздуха и высокого положения тропопаузы в тропосфере тропических широт.

К северу от центра приэкваториальной области холода температура воздуха повышается. Зимой температура воздуха растет по мере продвижения на север вплоть до умеренных широт в нижней стратосфере и субтропических в средней. Затем она снова понижается и достигает второго минимума над северным полюсом. Эта обширная область холода над Полярным бассейном возникает вследствие зимнего выхолаживания атмосферы, наиболее интенсивного в течение полярной ночи. Приполюсная область холода, существующая с октября по март, наибольшего развития достигает в центральные зимние месяцы. В декабре—январе температура в ее центре, в слое между 25—30 км, опускается до -73°C .

Наиболее высокая температура наблюдается в умеренных и субтропических широтах. В нижней стратосфере максимум располагается на широтах $40-60^\circ$, а в средней стратосфере — несколько южнее. Поэтому горизонтальные градиенты температуры в средней и верхней стратосфере зимой направлены от умеренных широт к полярным и тропическим. Наиболее значительна по вертикальной протяженности сезонная зона больших положительных градиентов температуры, образующаяся в октябре по южной границе приполюсной области холода и существующая до конца марта. Наибольшего развития она достигает зимой на широтах $60-70^\circ$. Ее средние горизонтальные градиенты температуры составляют $0,50-0,55^\circ\text{C}/1^\circ\varphi$ в нижней стратосфере и $0,75-0,80^\circ\text{C}/1^\circ\varphi$ в средней.

Другая область значительных горизонтальных градиентов в стратосфере устанавливается при переходе от умеренных широт к тропическим — в зоне $20-45^\circ$ с. ш. Она существует в течение всего года и мигрирует, занимая наиболее южное положение зимой и наиболее северное летом. Зимой, когда в умеренных широтах формируется стратосферная область тепла, отрицательные градиенты становятся более интенсивными — в среднем $0,90^\circ\text{C}/1^\circ\varphi$. Особенно больших значений они достигают над Тихим океаном, на севере которого располагается центральная часть стратосферной области тепла умеренных широт. Внутри этой области абсолютные

значения температуры воздуха заметно выше, чем над всеми другими частями полушария.

Наличие в нижней стратосфере зоны больших отрицательных горизонтальных градиентов температуры в холодное время года приводит к значительному ослаблению западных ветров в субтропических и тропических широтах и к расширению в северном направлении зоны восточных ветров тропических широт.

Рассмотрим особенности вертикального распределения температуры по различным широтным зонам. Для стратосферы тропических и субтропических широт характерен рост температуры воздуха с высотой, наблюдающийся в течение всего года. Величины вертикальных градиентов средней зональной температуры южнее 40° с. ш. почти не имеют годового хода. Они колеблются от $-0,30$ до $-0,20^{\circ}\text{C}/100$ м в нижней и от $-0,20$ до $-0,17^{\circ}\text{C}/100$ м в средней стратосфере. Благодаря значительному росту температуры с высотой в субтропических и тропических широтах температура зимой с 20—21 км становится выше, чем в полярных широтах, а с 25—27 км — выше, чем в умеренных. Исключения составляют районы, занятые зимой стратосферной областью тепла, где температура воздуха вплоть до высоты 30 км остается выше, чем над остальной территорией полушария. К северу от 30° с. ш. зимой для нижней стратосферы характерно почти изотермическое распределение температуры в умеренных широтах и понижение температуры с высотой в полярных. В средней стратосфере умеренных широт небольшой рост температуры наблюдается на высоте более 25 км.

На картах средних многолетних значений температуры воздуха на отдельных изобарических поверхностях [250] область холода в стратосфере несколько асимметрична относительно географического полюса. Центр ее смещен в атлантический сектор Арктики и располагается на всех уровнях нижней и средней стратосферы примерно в районе архипелага Земля Франца-Иосифа. Температура воздуха в ее центральной части в январе на уровне 100 мб имеет значения порядка -68°C , на уровне 10 мб -74°C . В центральной части области тепла, расположенной над северо-востоком Азии и севером Тихого океана, температура в январе достигает на уровне 100 мб -46°C , на уровне 10 мб -39°C . Она примерно на $15-20^{\circ}\text{C}$ выше, чем на соответствующих широтах над Атлантическим океаном и в более южных широтах Тихого океана.

По выводам работ [87, 138, 250] повышение температуры воздушных масс с высотой в области стратосферного тепла в основном определяется адиабатическим нагреванием воздуха, обусловленным преобладанием нисходящих движений в системе стратосферного антициклона, а также нагреванием воздуха за счет некоторого возрастания количества озона, опускающегося вместе с массами воздуха, более богатыми озоном. Понижение же температуры с высотой в центральных районах приполюсной области холода в основном зависит от условий зимнего радиационного режима, немаловажное значение имеют и восходящие движения воздуха в системе развивающегося в течение зимы циклонического вихря.

Исследования циркуляции в стратосфере северного полушария, проведенные рядом ученых [78, 86, 88, 171, 226], показывают наличие зимой в стратосфере устойчивых западных ветров на широтах 55—70°. На средних разрезах атмосферы, приведенных в работе И. Г. Гутермана [78], западные потоки в этой зоне имеют в январе среднюю скорость порядка 18 м/с на высоте 15—17 км и свыше 25 м/с на высоте 25 км.

Для циркуляционного режима зимней стратосферы характерно развитие стратосферного вихря, связанного с климатической областью холода. Как видно из рис. 4, заимствованного из работы [343], к основным центрам действия зимой следует отнести полярный циклонический вихрь с ложбинами, ориентированными на Северную Америку и Восточную Сибирь, и субтропические антициклоны с центрами над Тихим и Атлантическим океанами и несколько слабее выраженные над Индией и Индийским океаном. Тихоокеанский антициклон часто смещен в сторону умеренных широт.

На основании анализа материалов ракетного зондирования атмосферы Л. А. Рязанова [211] установила, что циклонический вихрь зимой имеет максимальную высоту (до 90 км) в умеренных широтах, к полярным областям его верхняя граница понижается до 70—80 км, а к субтропикам он резко сокращается, опоясываясь планетарными зонами со скоростями ветра до 100 м/с на высоте 60—70 км.

Весной вследствие увеличения общего содержания озона в атмосфере, достигающего в апреле годового максимума, равного 0,55 см [80, 82], и быстрых нарастаний продолжительности солнечного сияния за сутки и угла падения солнечных лучей в полярной атмосфере стратосфера быстро нагревается. Так, на 80° с. ш. средняя зональная температура воздуха в средней стратосфере увеличивается от февраля к марту на 15°С, а от марта к апрелю — на 11°С. Уже в апреле над Полярным бассейном устанавливается область тепла с температурой, мало отличающейся от годового максимума средней месячной температуры и составляющей —47°С на поверхности 100 мб и —42°С на поверхности 10 мб. При этом в тропиках в нижней стратосфере сохраняются еще пониженные значения температуры, равные —75°С. Однако на высоте 25 км температура становится выше, чем в умеренных широтах, и 30 км — выше, чем в полярных широтах [88, 250].

Поле геопотенциала в стратосфере в среднем за апрель сохраняет еще черты зимней циркуляции, но с ослабленными градиентами [343]. На изобарической поверхности 10 мб в высоких и умеренных широтах поле геопотенциала неустойчиво, так же как и поле температуры. В среднем за апрель здесь наблюдается слабая циклоническая циркуляция, хотя в отдельные годы на поверхностях 10 и 30 мб может установиться и антициклонический режим. С наступлением полярного дня в системе циклонического вихря обычно возникают в начале два, а затем несколько (иногда до 6—7) центров. Перемещаясь к югу, они образуют вокруг полюса пояс низкого давления, который постепенно заполняется и на поверхности

10 мб исчезает в конце мая — первой половине июня, а 30 мб — во второй половине июня. На нижележащих поверхностях полярный циклон наблюдается в течение всего года, но значительно заполненный. Заметно ослаблены также скорости западного ветра. Субтропические антициклоны сохраняются над Тихим и Атлантическим океанами и над югом Азии. Тихоокеанский антициклон значительно приподнят к северу на район Чукотки и Берингова пролива

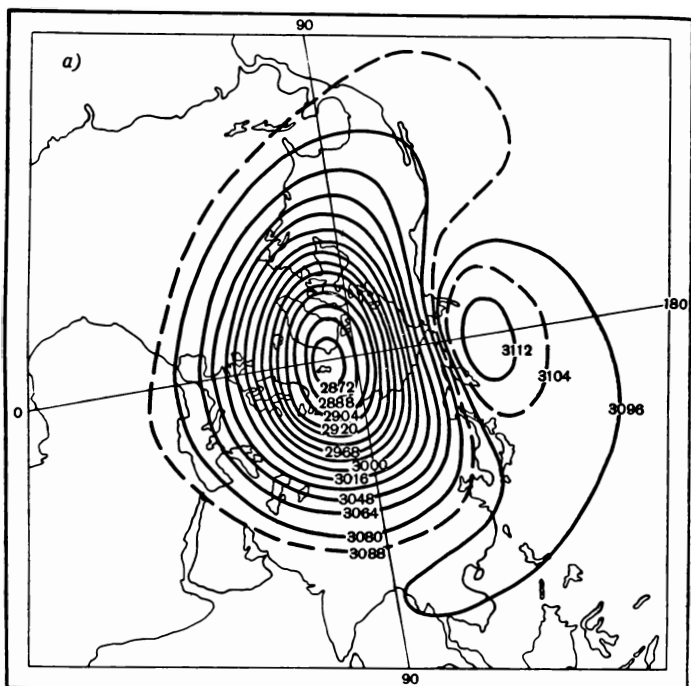


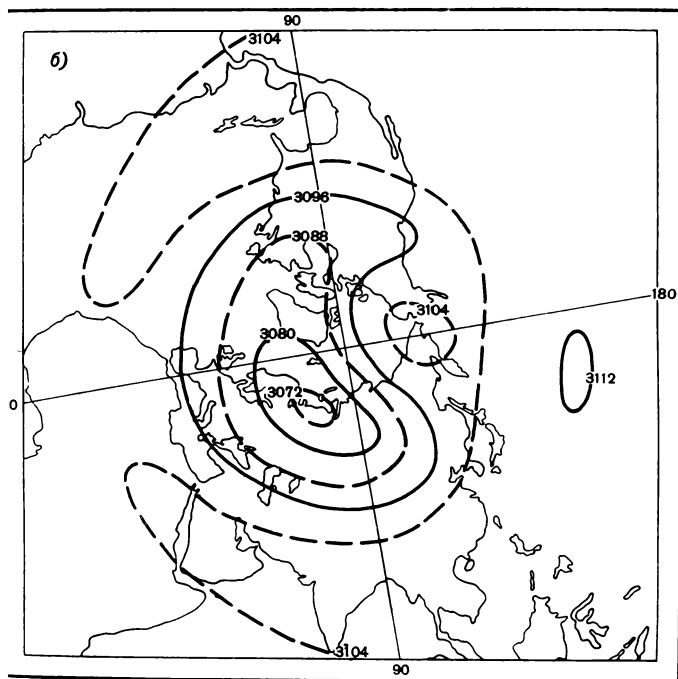
Рис. 4. Средние значения геопотенциала на изобарической

(рис. 4 б). Южнее 25° с. ш. наблюдаются восточные ветры, постепенно усиливающиеся с высотой.

Окончательный переход к летнему режиму обычно заканчивается в первой половине июня, когда в стратосфере над полюсом формируется устойчивый антициклон и над всем полушарием устанавливается восточная циркуляция.

Летом стратосферная область тепла, возникающая чаще всего в апреле над полюсом, усиливается и распространяется на все полушарие. Для летней стратосферы характерен повсеместный рост температуры с высотой, наиболее значительный в полярных широтах благодаря круглосуточному сиянию Солнца. По данным [133],

уже с марта стратосфера севернее 60° с. ш. непрерывно освещается Солнцем в течение нескольких месяцев. Так, на 90° с. ш. в слое 16—20 км в полночь стратосфера освещена Солнцем на протяжении 7 месяцев (первая декада марта — первая декада октября), на 80° с. ш. — 6 месяцев (начало апреля — первая декада сентября), на 70° с. ш. — 3,5 месяца (первая декада мая — первая декада августа). Центр летней стратосферной области тепла располагается



ерхности 10 мб за январь (а) и апрель (б) 1958—1966 гг.

в среднем на высотах 50—60 км с максимумом температуры в июле до 12° . На высоте 30 км температура воздуха в очаге тепла составляет -30° [250], далее к экватору она непрерывно понижается, обуславливая отрицательный горизонтальный градиент температуры над всем северным полушарием. Поэтому характерный для тропосферы западный перенос на поверхности 100 мб значительно ослабевает и с высоты 19 км над всем северным полушарием устанавливаются восточные ветры (рис. 5 а). В низких широтах, к югу от 30° с. ш., средние максимальные скорости ветра превышают 30 м/с. Это — зона экваториального восточного струйного течения, особенно ярко выраженного над югом Азии в слое 22—23 км [78].

Мощный восточный поток пересекает экватор и углубляется в зимнее (южное) полушарие на широты 18—20°. Летний стратосферный антициклон достигает максимального развития на поверхности 10 мб в конце июня. Во второй половине июля он начинает ослабевать. Однако до середины августа этот процесс протекает медленно и на всем полушарии восточная циркуляция остается еще хорошо выраженной.

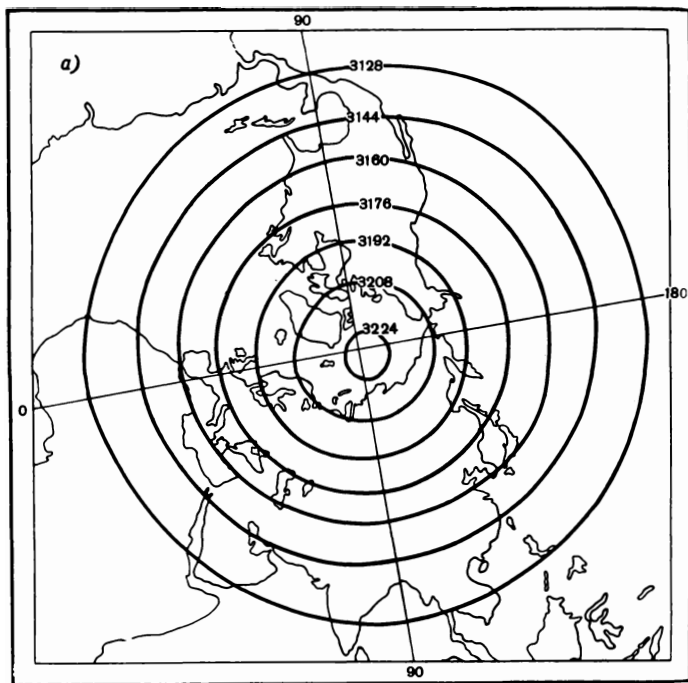


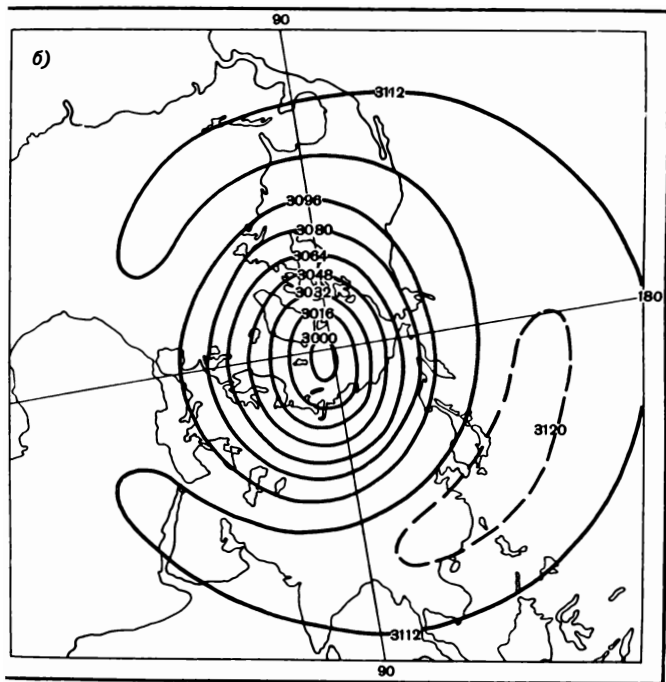
Рис. 5. Средние значения геопотенциала на 10 мбарической поверхности

Приполюсная область тепла существует в стратосфере с апреля по сентябрь. В октябре в нижних слоях стратосферы сохраняется еще летний характер горизонтального распределения температуры между экватором и полюсом. Но с высоты 18—20 км в полярных широтах средняя зональная температура понижается с сентября по октябрь на 14° С, а с октября по ноябрь на 8° С.

Осенью, по мере уменьшения освещенности высоких широт и охлаждения воздуха, приполюсная область тепла, значительно ослабевая, смещается в умеренные широты. Начинается разрушение стратосферного антициклона и его раздвоение, появляются

одна или две ложбины, направленные в сторону высоких широт. Через несколько дней в системе ложбин возникает частный циклон, который постепенно углубляется и перемещается к полюсу (рис. 5 б).

Смена летнего радиационного режима на зимний, который начинается после дня осеннего равноденствия, обуславливает более быстрое углубление полярного циклона. К концу октября полярная



сти 10 мб за июль (а) и октябрь (б) 1957—1960, 1963—1970 гг.

ночь распространяется от полюса до 80° с. ш. С высоты 18—20 км в полярных широтах начинает формироваться область холода и над большей частью полушария устанавливается зона положительных градиентов температуры порядка $0,30\text{—}0,40^\circ\text{C}/1^\circ\text{ф}$. Радиационное охлаждение воздуха вследствие излучения тепла водяным паром, озоном и углекислым газом, составляющее на высотах 20—30 км $1\text{—}2^\circ$ в сутки [133], приводит к дальнейшему понижению температуры и геопотенциала. Циклонический вихрь постепенно углубляется и распространяется на все полушарие. Западные ветры в стратосфере северного полушария достигают в среднем $15\text{—}20$ м/с [78].

Таким образом, основные закономерности сезонной перестройки полей температуры и геопотенциала в стратосфере достаточно хорошо согласуются с характером радиационного баланса стратосферы. Однако они не объясняют некоторых важных особенностей внутрисезонных изменений термического и барического полей. Радиозондовые и ракетные наблюдения последних лет показывают, что поля температуры, геопотенциала и ветра в стратосфере претерпевают резкие изменения не только в зависимости от сезона года, но и внутри каждого из них, особенно в холодное время года. По выводам Х. П. Погосяна [172, 175], в течение суток температура в стратосфере полярных областей может повыситься или понизиться на 10—15° и более. Такие большие изменения нельзя объяснить лучистым теплообменом, тем более что они происходят в холодное время года, когда в высоких широтах в условиях полярной ночи отсутствует возможность радиационного нагревания воздуха. Значительную роль в формировании температурного и барического режима стратосферы, особенно в это время года, играют нерадиационные процессы, протекающие в самой атмосфере: вертикальный турбулентный теплообмен, адвекция тепла, упорядоченные вертикальные движения воздуха, связанные с циркуляционными процессами в стратосфере, и междуширотный воздухообмен, который начинается в тропосфере и охватывает нижние и средние слои стратосферы.

Согласно результатам работ [89, 145, 173—175], центр стратосферного циклонического вихря редко располагается над полюсом. Обычно он смещен к югу от полюса на широты 20—25° в сторону Гренландии и Евразии. На уровне 10 мб центр циклона находится в районе Северного полюса только 12% времени холодного полугодия (октябрь—март). 45% этого времени на уровне 10 мб и 55% на уровне 30 мб он находится над районами Таймырского полуострова и Среднесибирского плато [145]. Над севером Гренландии центр циклона находится 10% дней холодного периода, а над Канадой — только 6%. Соответственно ложбина холода над Азией значительно глубже, чем над Северной Америкой.

Х. П. Погосян [172] объясняет это явление тем, что над обширной территорией Азии зимой создаются условия для значительно более сильного радиационного охлаждения, чем над Северной Америкой. Даже сезонные карты средних значений H_{1000}^{500} [170, 173] отражают эту особенность. На широтах 40—50° относительный геопотенциал над восточной частью Азии на 12—17 дам (или 3—5°) меньше, чем над востоком Северной Америки, а зона сильных ветров на востоке Азии расположена на 5—10° южнее, чем у восточных берегов Северной Америки, где больше и контрасты температуры. Следовательно, радиационные условия в тропосфере способствуют смещению центра стратосферного циклонического вихря зимой в сторону Азии. Однако этот процесс ярче проявляется, когда в указанных районах в тропосфере возникают и развиваются глубокие циклоны. Аналогичные процессы осуществляются и над Се-

верной Америкой, но из-за сравнительно малых размеров материка масштабы их здесь меньше [173].

Над востоком как Азии, так и Северной Америки в результате этих процессов нарушается западный перенос, опоясывающий северное полушарие на широтах $55-75^\circ$, и образуются глубокие ложбины, ориентированные на юг Восточной Сибири и Северной Америки. Распространение по восточной периферии этих ложбин сравнительно более теплого воздуха из умеренных широт в высокие обуславливает повышение температуры на крайнем востоке Азии, в тихоокеанском секторе Арктики, включая Аляску, а иногда и Канаду, и в атлантическом секторе Арктики. Усиливается адвекция тепла и в сторону Центральной Арктики. В сочетании с нисходящими воздушными течениями в указанных районах происходит еще и адиабатическое повышение температуры. При продолжительности подобных процессов область стратосферного тепла, располагающегося обычно над Беринговым морем, постепенно смещается к северу, вызывая аномальные потепления в высоких широтах в условиях полярной ночи. В связи с этим в слое $20-30$ км обычная для зимы температура воздуха $-65, -75^\circ$ повышается до $-20, -30^\circ$ С, а порой даже до 0° С. При этом происходит раздвоение полярного вихря, подъем тихоокеанского, а иногда и атлантического максимумов в умеренные и северные широты. Согласно исследованию [145], на уровне 10 мб в 18% времени холодного полугодия и на уровне 30 мб в 24% в системе полярного циклона существуют два центра: один — над северными районами Азии, другой — над Канадой. В результате появляются сильные меридиональные составляющие ветра над северо-востоком Азии и севером Тихого океана и несколько слабее над севером Америки и Северной Атлантикой.

Глубокое изучение сезонных и внутрисезонных изменений геопотенциала в системе циклонического и антициклонического вихрей проводили Х. П. Погосян, А. А. Павловская и М. В. Шабельникова [176]. Они показали, что приблизительно со второй половины декабря в центре полярного циклона наблюдаются резкие изменения барического поля, порядка $300-320$ дкм в сутки, которые в одних районах в течение короткого периода приводят к повышению температуры на $30-50^\circ$ С и смене западного ветра на восточный, а в других, наоборот, — к столь же значительному похолоданию и резкому изменению направления ветра.

Весьма беспокойен и разнообразен характер циркуляции и весной. Заполнение зимнего стратосферного циклона весной происходит каждый год по-разному. В одни годы это начинается рано (в феврале) и сравнительно быстро заканчивается (во второй половине апреля), например, в 1959, 1961 и 1964 гг. В другие годы процесс вытеснения циклонического вихря затягивается на более длительный срок. Например, в 1962 г. он продолжался свыше трех месяцев, в 1961 г. — около двух месяцев, а в 1960 г. — полтора месяца. Соответственно в разные сроки осуществляется и переход ветра весной с западного на восточный. В. Р. Дубенцов [88], по данным станций ракетного зондирования, построил схему распре-

деления зональных составляющих ветра для слоя от земной поверхности до высоты 110 км. С помощью этой схемы выявлено, что переход западных ветров на восточные начинается с более высоких слоев (90—100 км) во второй половине февраля. На высоте 30—35 км смена потоков происходит в среднем в середине мая. Распространение восточных ветров с высоты 100 км до 30 км происходит со средней скоростью 1 км в сутки.

М. В. Шабельникова [266], изучая летний режим геопотенциала и воздушных течений в системе стратосферного антициклона, установила, что в период формирования последнего (апрель—май) обычно наблюдаются резкие изменения геопотенциала в его центре, а в период установления и последующего распада (июнь—сентябрь), наступает более спокойный режим, на полушарии преобладает восточный перенос.

Из изложенного следует, что крупные меридиональные преобразования в стратосфере происходят обычно в зимний и весенний периоды при больших контрастах температуры и давления, а также высокой интенсивности циркуляции.

Средние характеристики барического и термического полей, а также ветрового режима в стратосфере исследовались учеными по осредненным месячным данным, а внутрисезонные изменения этих полей — путем изучения отдельных явлений.

Осредненные данные часто нивелируют резкие особенности циркуляции, развивающиеся во времени, затушевывают некоторые характерные для того или иного промежутка времени закономерности, хотя и указывают на преобладающий общий фон барического и термического полей, на котором развиваются аномальные явления, составляющие погоду с ее изменчивостью.

Анализ ежедневных полей геопотенциала в стратосфере, проведенных за ряд лет, позволил автору [43] выявить ряд закономерностей в последовательности преобразований одного типа макроциркуляции в другой на пространстве северного полушария. С этой целью предварительно по ежедневным картам АТ₁₀, составленным в Гидрометцентре СССР [222], а также опубликованным в [342], строились сборнокинематические карты центров стратосферных вихрей на поверхности 10 мб.

При составлении сборнокинематических карт центры циклонических и антициклонических вихрей наносились на один бланк карты до тех пор, пока сохранялось определенное направление их смещения и знак барического поля на пространстве северного полушария.

Анализ построенных таким образом сборнокинематических карт показал, что стратосферные вихри часто смещаются с большими скоростями в разных направлениях. О смене направления перемещения стратосферного циклонического вихря указывается также в работе В. Р. Дубенцова [89], где приводится карта главных путей перемещения на поверхности 50 мб в зимнее время года (октябрь—март). Из этой карты следует, что на уровне 50 мб циклонический вихрь перемещается вдоль большой оси депрессии из западного

полушария в восточное и, наоборот, проходит вблизи полюса или несколько южнее его через европейский сектор Арктики.

Исследование автора показало, что стратосферные вихри смещаются чаще всего в западном и восточном направлении, реже они движутся с севера на юг или с юга на север. Довольно часты и периоды их стационарирования.

Продолжительность периодов, в течение которых сохраняется определенное направление смещения или стационарное состояние стратосферных вихрей, оказалась различной. Чаще всего она колеблется в пределах 4—5 дней. Иногда периоды стационарирования ограничиваются одним-двумя, очень редко тремя сутками, после чего начинается движение барических центров в обратном направлении или возобновляется их смещение в том же направлении, но над другим географическим районом. Тогда первые один или два дня стационарирования относились к старому периоду, а последний день — к новому, так как считалось, что именно с того района, где остановился вихрь, начинается его смещение в обратном направлении.

Более продолжительные периоды стационарирования стратосферных вихрей, составляющие 4 дня и более, характеризуют самостоятельный период, поэтому центры их наносились на отдельный бланк карты. Иногда начавшееся перемещение стратосферного вихря в каком-либо направлении продолжается около 20 дней и более. В этих случаях резко меняется географическое положение их центров. Они движутся из одного сектора Арктики в другой. Тогда соседние сборнокинематические карты отличаются друг от друга положением центра вихря и знаком барического поля в том или ином районе северного полушария.

Таким путем весь рассматриваемый ряд (с 1958 по 1970 г.) был разбит на периоды, в течение которых в стратосфере (на поверхности 10 мб) сохранялось географическое положение и направление перемещения стратосферных вихрей, а также знак барического поля на пространстве северного полушария.

Сравнение выявленных периодов однородного характера циркуляции в стратосфере с естественными синоптическими периодами в тропосфере [147] над первым е. с. районом¹ показало их большое сходство. В 74% случаев начало периодов однородного характера циркуляции в нижней и средней стратосфере и нижней тропосфере совпадают или отличаются друг от друга на один день. Различия в два дня (раньше или позднее) наблюдаются в 23% случаев, а несовпадение более двух дней — лишь в единичных случаях. Продолжительность указанных периодов колеблется в одинаковых пределах [43]. Как в стратосфере, так и в тропосфере чаще всего (38 и 39% случаев) наблюдаются пятидневные периоды. Повторяемость четырех- и шестидневных периодов одинаковая и составляет

¹ К первому е. с. району относится пространство от 50° з. д. до 80° в. д. [150].

21—28% случаев, 9-дневные периоды на уровне 10 мб за исследуемый ряд лет не наблюдались.

Таким образом, исследование [43] показало, что е. с. периоды проявляются не только в нижней тропосфере, но и в более высоких слоях атмосферы. В последующем изложении выделенные периоды однородного характера циркуляции в стратосфере будем называть е. с. периодами

И. Г. Пчелко [181], изучая эволюцию полярного стратосферного циклона за два холодных полугодия (1965/66 и 1966/67 гг.) по данным на уровне 30 мб, также обнаружил существование периодов, в течение которых сохраняется определенная направленность перемещения стратосферных вихрей. Продолжительность периодов у него оказалась больше чем 8 дней. Сравнение их с разбивкой автора показало, что Пчелко были отмечены те случаи, когда циклонические вихри в течение двух е. с. периодов смещались в одном и том же направлении, но над разными секторами северного полушария. Переход макроциркуляции от одного е. с. периода к другому в стратосфере, по исследованию автора [199], осуществляется в двух вариантах. Обычно смещающийся в каком-то направлении один или несколько стратосферных вихрей к концу е. с. периода замедляют скорость своего движения, затем останавливаются. После стационарирования в одних случаях меняется направление их перемещения, с чего начинается новый е. с. период, в других случаях, остановившись в конце периода, центр стратосферного вихря скачком перебазируется в новое положение и далее смещается в том же направлении, но над другим географическим районом, что является также началом нового е. с. периода. Приведенные в работе [181] случаи относятся, по-видимому, к последнему варианту преобразования е. с. периодов.

Анализ сборнокинематических карт центров стратосферных вихрей за 7 лет (1958—1964) позволил выявить 10 характерных типов макроциркуляции, развивающихся в стратосфере [43]. Исследование таких же карт за последующие 6 лет (1965—1970) подтвердило существование указанных типов макроциркуляции в стратосфере и показало, что они повторяются из года в год в определенной последовательности и характеризуют основные этапы в развитии циркуляции в средней стратосфере внутри сезонов и при переходе от одного сезона к другому.

Сборные карты траекторий стратосферных вихрей, характерных для соответствующего типа, и траекторий изолированных над полушарием очагов тепла в слое 500—1000 мб ($+\Delta H_{1000}^{500}$) за те же сроки с центром севернее 60° с. ш. приведены в монографии [43]. Однако представляет также интерес структура барического поля в стратосфере и соответствующее ей распределение не только очагов тепла, но и холода в тропосфере на всем полушарии при осуществлении каждого из типов. Поэтому приводим совмещенные карты изогипс на поверхности 10 мб и изаномал $H_{:000}^{500}$ на северном

полушарии в отдельные дни, характерные для соответствующего типа макроциркуляции в стратосфере (рис. 6—16).

На рис. 6 показана такая карта за 2 января 1958 г., характеризующая структуру барического поля на поверхности 10 мб и распределение очагов ΔH_{1000}^{500} при осуществлении типа I. При этом стратосферный циклонический вихрь находится над атлантическим

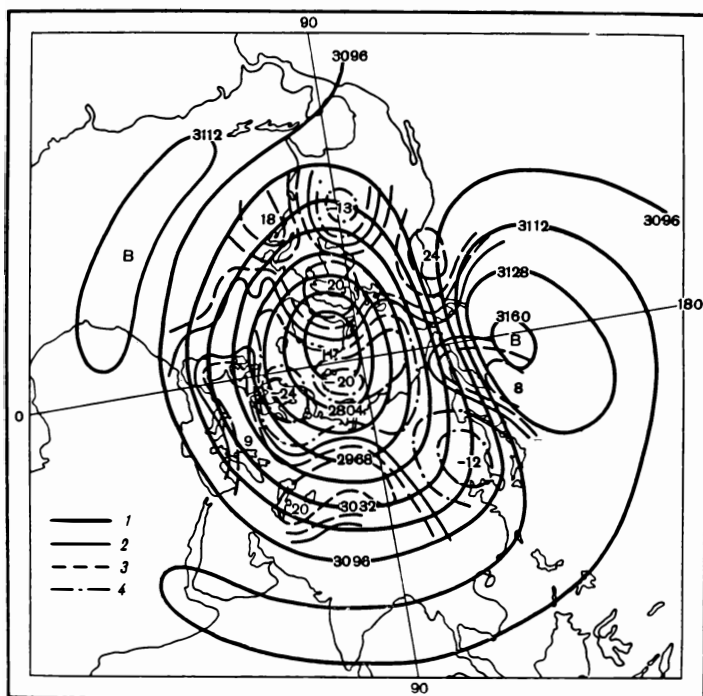


Рис. 6. Структура барического поля на поверхности 10 мб и изаномалы H_{1000}^{500} за 2 января 1958 г., характеризующие тип I.

1 — изогипсы; изаномалы: 2 — нулевые, 3 — положительные, 4 — отрицательные.

сектором Арктики (на меридианах 0—70° з. д.), а тихоокеанский, атлантический и азиатский антициклонические центры располагаются в субтропических широтах. Над пространством северного полушария господствует западный перенос. В зависимости от направления перемещения стратосферного циклонического вихря наблюдаются три разновидности типа I.

При типе Ia стратосферный циклонический вихрь стационарирует над указанным сектором Арктики. При типе Ib наблюдается западное перемещение стратосферных вихрей, а при Iv — восточное.

При всех разновидностях типа I в тропосфере наблюдается один очаг положительных аномалий H_{1000}^{500} с центром севернее 60° с. ш. Он обычно располагается к западу от центра стратосферного циклонического вихря, когда последний смещается, и к востоку от этого центра, когда вихрь стационарирует. Этот очаг устойчив во времени и в пространстве, тогда как остальные очаги положительных

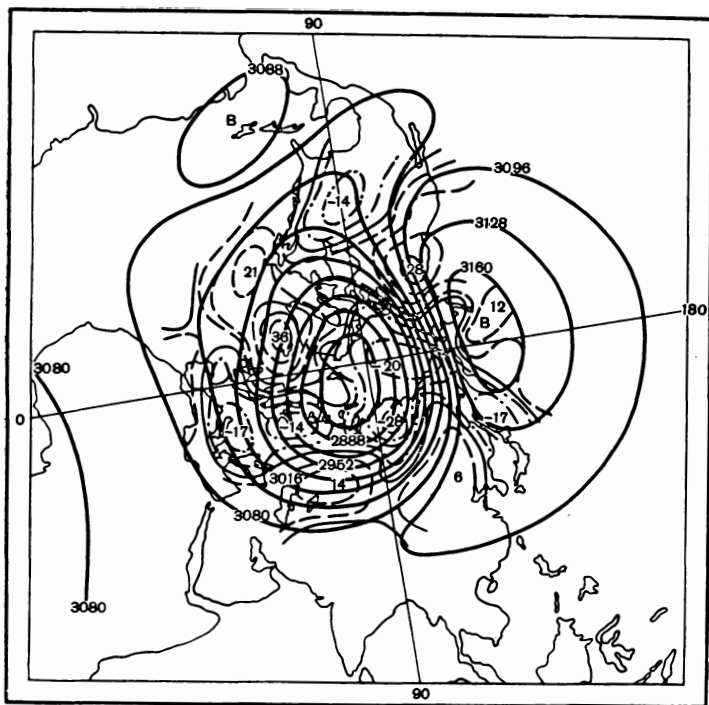


Рис. 7. Структура барического поля на поверхности 10 мб и изаномалии H_{1000}^{500} за 10 января 1967 г., характеризующие тип II.

Усл. обозначения см. рис. 6.

аномалий располагаются южнее 60° -й параллели и смещаются в направлении господствующего над ними потока.

Типы II, III и IV отличаются от типа I только географическим положением стратосферного циклонического вихря. При осуществлении типа II центр циклонического вихря находится над европейским сектором Арктики (на меридианах $0-90^\circ$ в. д.), а тихоокеанский максимум несколько приподнимается к северу — к Берингову проливу (рис. 7).

Тип II также осуществляется в трех вариантах. Тип IIа характеризуется малоподвижным состоянием циклонического вихря над указанным сектором Арктики, тип IIб — заданным переносом стратосферных вихрей, тип IIв — восточным. Все три варианта типа II в тропосфере имеют два изолированных очага положительных аномалий H_{1000}^{500} с центром севернее 60° с. ш. Один из них рас-

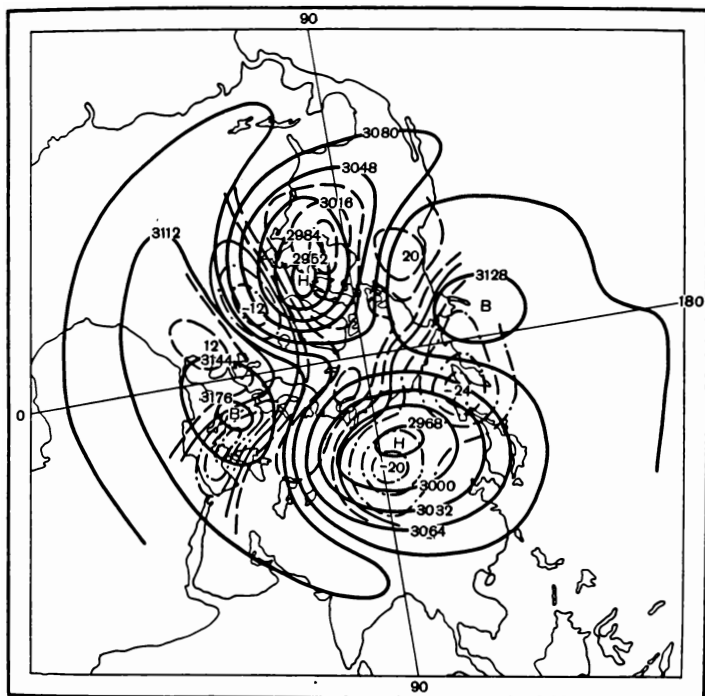


Рис. 8. Структура барического поля на поверхности 10 мб и изаномалии H_{1000}^{500} за 26 января 1958 г., характеризующие тип V.

Усл. обозначения см. рис. 6

полагается под западной периферией циклонического вихря, другой — под восточной периферией тихоокеанского антициклона.

При типе III центр стратосферного циклона располагается над азиатским сектором Арктики (на меридианах $90-180^\circ$ в. д.), а при типе IV — над американским сектором Арктики (на меридианах $180-70^\circ$ з. д.). В обоих случаях в тропосфере наблюдается один очаг положительных аномалий H_{1000}^{500} с центром севернее 60° с. ш., расположенный к западу от центра циклонического вихря, если он движется, и к востоку от него, если стационарирует.

Тип V характеризуется процессом раздвоения стратосферного циклонического вихря. При этом один центр его смещается над евразийской частью полушария, второй — над американской. Тихоокеанский антициклон смещается на район Аляски. Атлантический антициклон часто имеет хорошо развитый гребень, ориентированный на район Исландии (рис. 8). Раздвоенные центры не всегда

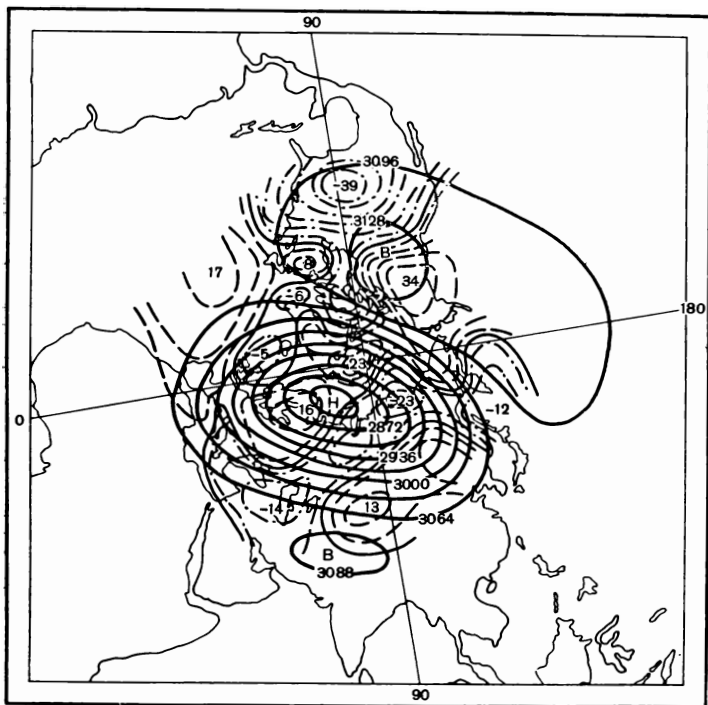


Рис. 9. Структура барического поля на поверхности 10 мб и изаномалы H_{1000}^{500} за 10 февраля 1962 г., характеризующие тип VIa.

Усл. обозначения см. рис. 6.

смещаются в одном направлении. Например, при смещении одного центра с запада на восток второй стационарирует или смещается с востока на запад.

Как видно из рис. 8, при осуществлении типа V в тропосфере также наблюдаются два изолированных очага положительных аномалий H_{1000}^{500} с центром севернее 60° с. ш. Один очаг располагается над европейским сектором Арктики, второй — над американским.

Тип VI осуществляется в четырех вариантах (рис. 9—12). Он характеризуется выходом тихоокеанских или атлантических ан-

тициклонов в умеренные и полярные широты, достигающих иногда районов полюса. Это приводит к дальнейшему размельчению циклонического вихря, возникновению трех и более центров. Последние смещаются или в одном или в разных направлениях.

При типе VIa (рис. 9) происходит выход тихоокеанского максимума на американский сектор Арктики. Обычно он движется над

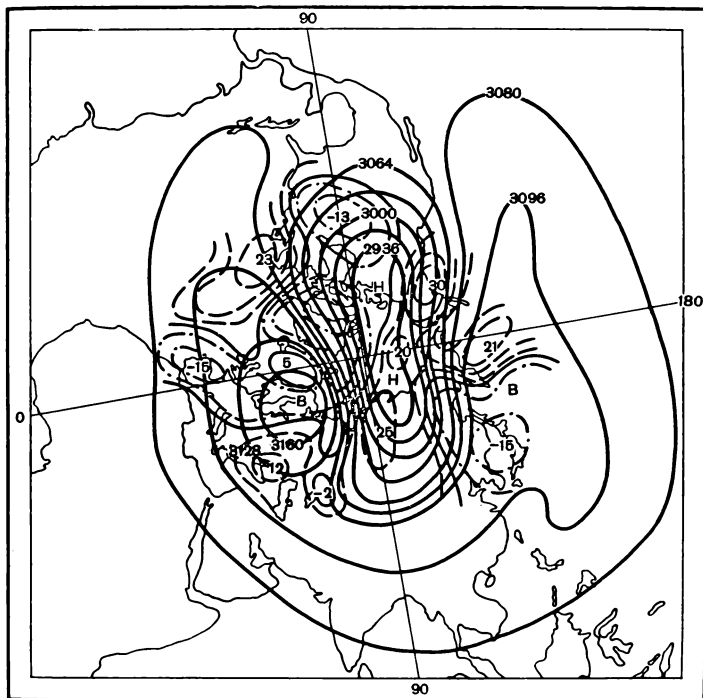


Рис. 10. Структура барического поля на поверхности 10 мб и изаномалии H_{1000}^{500} за 30 декабря 1967 г., характеризующие тип VIб.

Усл. обозначения см. рис. 6

Канадой, доходит до Гренландии и возвращается на район Алеутских островов. Антициклон может смещаться к восточным берегам Северной Америки и превращаться в гребень атлантического максимума. Иногда на район Канады и прилегающих морей (или над США) смещается лишь гребень тихоокеанского максимума или сформировавшееся в нем ядро, которое распространяется до центральных районов Канады и возвращается обратно. Во всех перечисленных случаях в поле аномалии H_{1000}^{500} наблюдается одно- или двухцентровый очаг положительных аномалий, расположенный над

Канадой и Гренландией, который устойчиво держится над указанными районами, значительно мигрируя то в западном, то в восточном направлениях. Над евразийским сектором полушария очаги положительных аномалий в зависимости от положения циклонических центров располагаются севернее или южнее 50° с. ш. Они не изолированы с юга и образуют чередующиеся системы в виде греб-

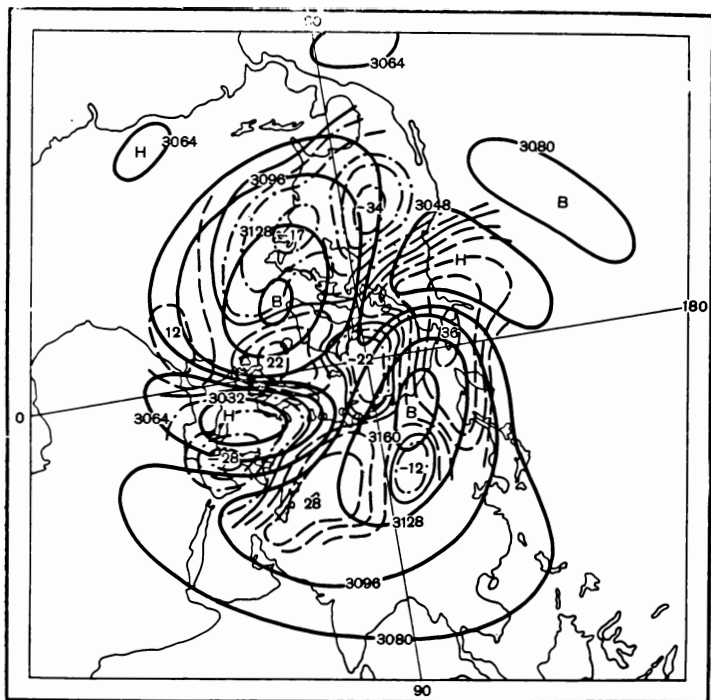


Рис. 11. Структура барического поля на поверхности 10 мб и изаномалы $H_{1000}^{5(10)}$ за 27 января 1963 г., характеризующие тип VIв.

Усл. обозначения см. рис. 6.

ней положительных и ложбин отрицательных аномалий, смещающихся с запада на восток.

Тип VIб (рис. 10) характеризуется усилением гребня атлантического максимума, в системе которого устанавливается самостоятельная антициклоническая циркуляция над островами Великобритании, Исландии и над Норвежским морем. Сформировавшийся антициклон смещается над территорией Западной Европы, а иногда и над ее Центральной частью. Циклонические вихри переходят на азиатскую и американскую части полушария.

В поле аномалии H_{1000}^{500} изолированный очаг положительных аномалий наблюдается под восточной периферией этого гребня или ядра и смещается с последними в восточном направлении. Второй изолированный очаг положительных аномалий H_{1000}^{500} наблюдается к западу от центра циклонического вихря, находящегося над американским сектором Арктики.

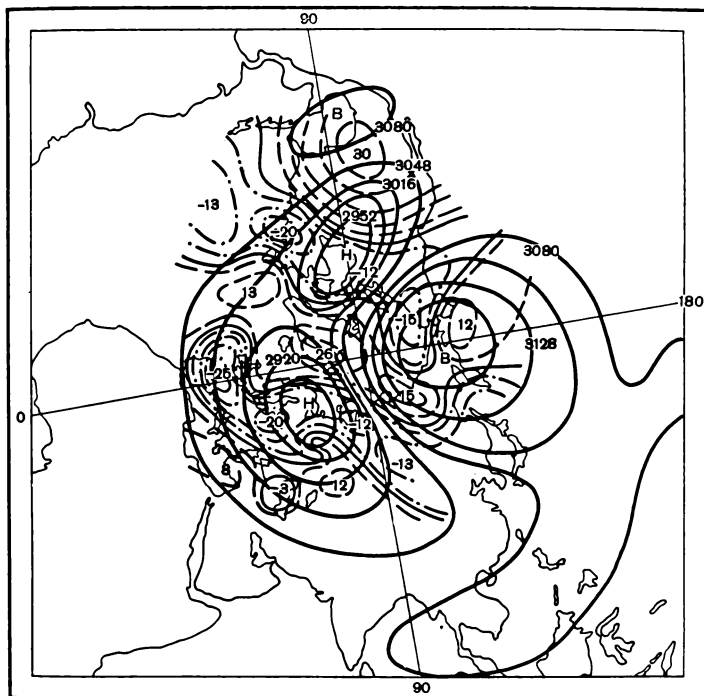


Рис. 12. Структура барического поля на поверхности 10 мб и аномалии H_{1000}^{500} за 11 января 1960 г., характеризующие тип VIг.

Усл. обозначения см. рис. 6

При типе VIв наблюдается одновременное смещение тихоокеанского и атлантического максимумов в высокие широты северного полушария (рис. 11). Тихоокеанский максимум смещается над Восточной Сибирью, доходит до Таймырского полуострова, затем поворачивает обратно через ту же территорию или через американский сектор Арктики на район Алеутских островов. В это же время, или на один-два е. с. периода позже, в гребне атлантического максимума возникает самостоятельный антициклонический центр, который иногда тоже совершает петлеобразную траекторию над

Гренландией и Исландией и, возвращаясь на северные районы Атлантического океана, разрушается. Над Восточной Европой и западом Америки наблюдаются уходящие в юго-западном направлении циклонические центры. В поле аномалии H_{1000}^{500} обнаруживаются два изолированных очага положительных аномалий с центром севернее 60° с.ш. Один очаг располагается над Норвежским

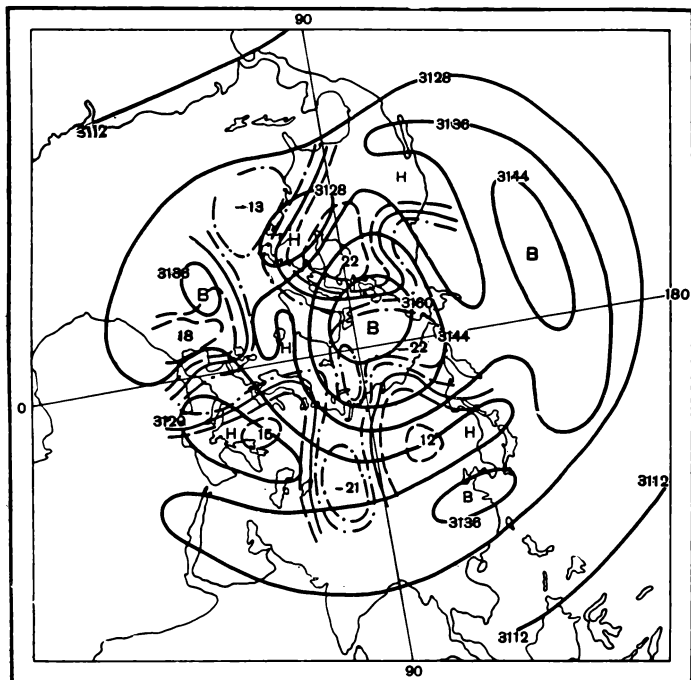


Рис. 13. Структура барического поля на поверхности 10 мб и изаномалы H_{1000}^{500} за 17 мая 1958 г., характеризующие тип VII.

Усл. обозначения см. рис. 6.

морем, второй — над Беринговым проливом и прилегающими районами Аляски и Чукотки. В некоторых случаях выход тихоокеанского антициклона на Чукотку и Восточную Сибирь сопровождается усилением в северном направлении гребня индийского максимума, в котором часто возникает самостоятельное ядро, перемещающееся над Европейской территорией СССР и Западной Сибирью.

При типе VIг осуществляется выход только тихоокеанского антициклона на территорию Чукотки и Восточной Сибири, над северной частью Атлантического океана наблюдается циклоническая

циркуляция. Циклонические вихри смещаются над Европой и Америкой. В поле аномалии H_{1000}^{500} изолированные очаги положительных аномалий располагаются над Сибирью и прилегающими районами Арктики и над Гренландским морем (рис. 12).

При типе VII стратосферный антициклонический вихрь занимает Арктический бассейн. Он смещается то в западном, то в восточном

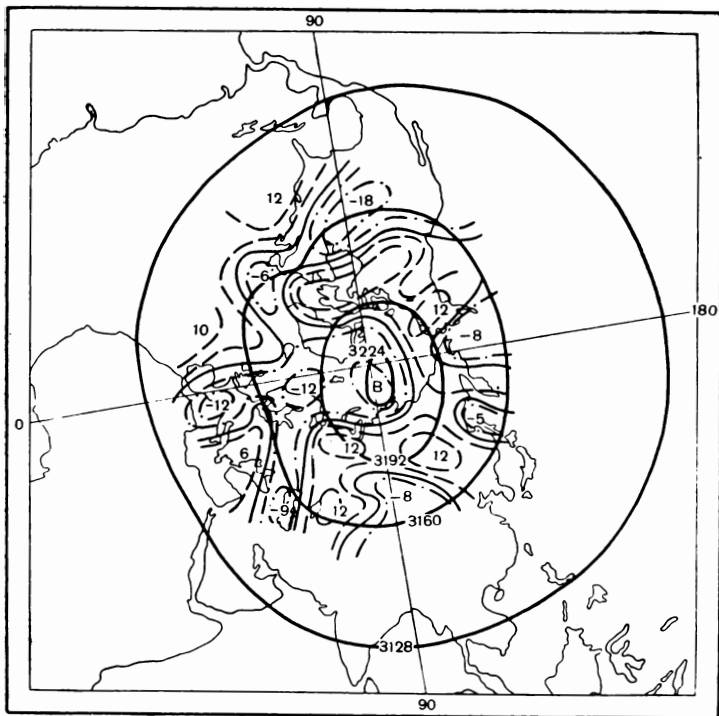


Рис. 14. Структура барического поля на поверхности 10 мб и изаномалы H_{1000}^{600} за 12 июня 1958 г., характеризующие тип VIII.

Усл. обозначения см. рис. 6.

направлении и переходит из одного сектора Арктики в другой. Траектории его смещения могут быть и меридиональными. Циклонические вихри переходят в умеренные широты. Поэтому восточный перенос устанавливается пока только в северных районах, а в умеренных и южных господствует еще западный поток, но значительно ослабевший (рис. 13). Изолированный очаг положительных ΔH_{1000}^{500} находится под восточной его периферией, в приведенном примере за 17 мая 1958 г. он расположен над Канадой и США.

Тип VIII характеризуется установлением восточного переноса над всем северным полушарием. Центр стратосферного антициклонического вихря мигрирует над полюсом. Наблюдаются периоды стационарирования и периоды смещения антициклонического вихря в разных направлениях. Однако траектории смещения невелики, они обычно не выходят за пределы 75° с. ш. (рис. 14). Изолированные очаги положительных аномалий H_{1000}^{500} располагаются так же, как и

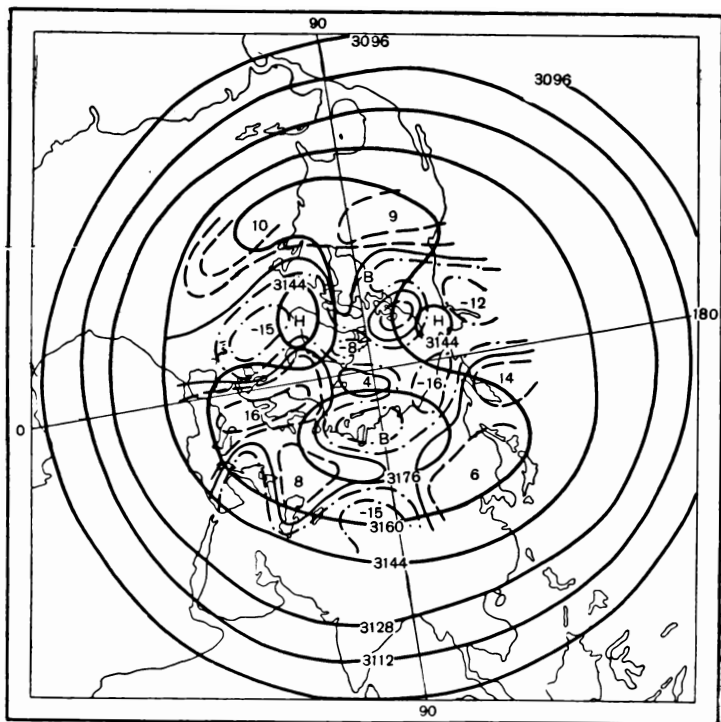


Рис. 15. Структура барического поля на поверхности 10 мб и аномалии H_{1000}^{500} за 29 августа 1958 г., характеризующие тип IX.

Усл. обозначения см. рис. 6.

При типе VII, под восточной периферией стратосферного антициклонического вихря.

Тип IX характеризуется раздвоением антициклонического вихря. При этом один центр возникает над евразийским сектором Арктики, второй — над американским. В северных районах Атлантического и Тихого океанов появляются вначале ложбины, а затем частные циклоны (рис. 15). Этот тип осуществляется обычно в переходный период перед восстановлением в стратосфере зимнего циклонического режима циркуляции.

Изолированные очаги положительных аномалий H_{1000}^{500} с центром севернее 60° с. ш. наблюдаются редко, только в начале периода раздвигания, а затем, когда антициклонические вихри опускаются в более южные районы, поле аномалии H_{1000}^{500} характеризуется сменяющимися с запада на восток гребнями положительных и ложбинами отрицательных аномалий.

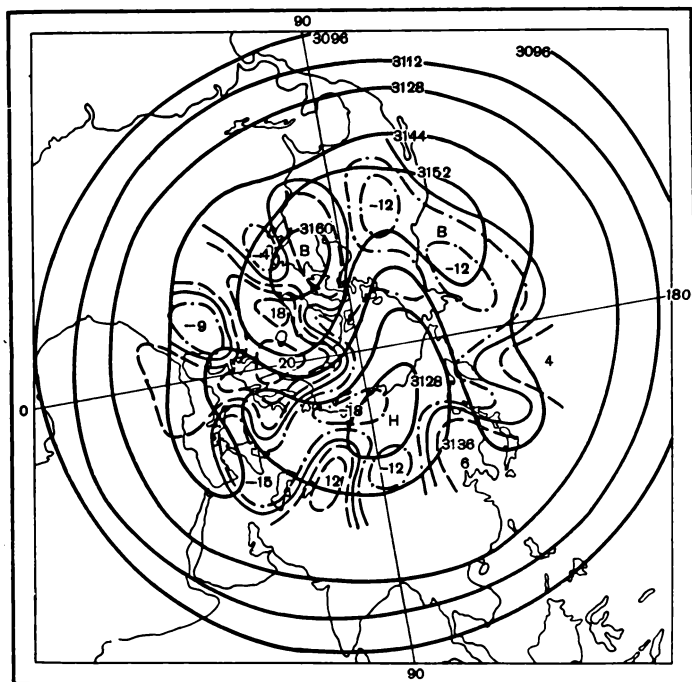


Рис. 16. Структура барического поля на поверхности 10 мб и изомалы H_{1000}^{500} за 4 сентября 1958 г., характеризующие тип X.

Усл. обозначения см. рис. 6.

При осуществлении типа X раздвоенные антициклонические центры уходят из европейского и американского секторов северного полушария на район Алеутских островов. Углубляющийся циклонический вихрь из районов Аляски перемещается на европейский сектор Арктики (рис. 16).

В тропосфере появляются изолированные очаги положительных аномалий H_{1000}^{500} с центром севернее 60° с. ш., сопряженные по вертикали с положением центра стратосферного циклона.

Таким образом, после типа X в стратосфере восстанавливается зимний циклонический режим циркуляции, т. е. тип I или II.

Анализ сборнокинематических карт всех типов показал, что каждый тип может осуществляться в трех вариантах в зависимости от состояния стратосферного вихря — малоподвижный или сдвигающийся в восточном или западном направлении.

Для характеристики повторяемости осуществления типов макроциркуляции приводим табл. 1, данные которой подсчитаны по материалам за 10 лет (1958—1967). Из табл. 1 видно, что типы I—IV могут наблюдаться с сентября по апрель. Чаще всего в этот период осуществляется тип II (506 дней) и тип I (389 дней), реже — тип IV (211 дней) и очень редко — тип III (81 день).

Типы I и II отмечаются в январе соответственно в 23 и 20% дней, а в октябре — в 18 и 23% дней. В остальных месяцах повторяемость их колеблется от 2 до 14%.

Типы III и IV чаще всего осуществляются в сентябре (соответственно в 13 и 33%) и октябре (в 47 и 30%). С ноября по апрель они встречаются весьма редко: от 3 до 12% дней.

Типы V и VI наблюдаются с октября по май. Повторяемость типа VI (766 дней за 10 лет) в холодное время года превосходит даже частоту осуществления типа II (506 дней за тот же период). При этом тип V часто отмечается в ноябре (20%), декабре (22%) и марте (16%), когда в стратосфере господствуют два и более циклонических центра. Тип VI характерен для ноября (16%), декабря (15%), февраля (20%), марта (21%) и даже апреля (15%). Наблюдаются эти типы и в январе (соответственно в 9 и 10%) и очень редко в октябре (11% и 2%) и даже в мае (3% и 1%).

Тип VII как весенний процесс наблюдается в основном в мае (67%), а иногда, при ранней перестройке стратосферы на антициклонический режим, и в апреле (26%).

Тип VIII как летний процесс характерен для июня (34%), июля (36%) и первой половины августа (19%). Изредка, при ранней весенней перестройке стратосферы, он наблюдается и в мае (11%).

Тип IX осуществляется в основном во второй половине августа (90%), а тип X — в сентябре (90%).

Данные табл. 1 и рис. 6—16 показывают, что зимние типы циркуляции (тип I—VI) весьма неустойчивы во времени и пространстве, тогда как типы макроциркуляции теплого времени года (типы VII—X) из года в год осуществляются в одних и тех же месяцах и мало отличаются по структуре термобарического поля в стратосфере.

Исследование стратосферных вихрей [43], проведенное с помощью сборнокинематических карт, позволило выявить ряд интересных особенностей в последовательном развитии типов макроциркуляции в стратосфере и связанных с ними преобразований термобарического поля в тропосфере.

Прежде всего установлено, что центры стратосферных вихрей на уровне 10 мб совершают колебательные движения от периода к периоду. Схематически это изображено на рис. 17, где по горизон-

Повторяемость (1-я строка — число суток, 2-я то же в %) типов макроциркуляции в стратосфере по месяцам за 10 лет (1958—1967 гг.)

Тип	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	Общее число случаев
I	88 23	22 5	49 13	30 8	—	—	—	—	37 9	68 18	44 11	52 13	389
II	101 20	69 14	43 8	13 2	—	—	—	—	55 11	116 23	59 12	50 10	506
III	8 10	4 5	6 7	4 5	—	—	—	—	11 13	38 47	1 1	9 12	81
IV	9 4	7 3	24 12	9 4	—	—	—	—	70 33	63 30	19 9	10 5	211
V	23 9	25 10	39 16	23 9	6 3	—	—	—	—	26 11	50 20	54 22	246
VI	76 10	156 20	158 21	114 15	4 1	—	—	—	—	16 2	124 16	118 15	766
VII	—	—	16 4	87 26	229 67	9 3	—	—	—	—	—	—	341
VIII	—	—	—	—	93 11	291 34	310 36	168 19	—	—	—	—	862
IX	—	—	—	—	—	—	—	94 90	10 10	—	—	—	104
X	—	—	—	—	—	—	—	13 10	111 90	—	—	—	144

тали отмечена продолжительность в сутках определенного характера смещения зимнего циклонического и летнего антициклонического вихрей на уровне 10 мб за 1958 г. Столбики, обращенные вверх, изображают западный перенос¹ *W*, а столбики, обращенные вниз, — восточный перенос² *E* указанных центров. Отсутствие столбиков указывает на период стационарирования стратосферного вихря. Штриховкой показаны периоды потеплений в стратосфере Арктики зимой и периоды перестроек циркуляции в переходное время года.

Из анализа рис. 17 следует, что чаще всего стратосферные вихри, смещаясь в каком-то направлении в течение нескольких суток, останавливаются, затем движутся в обратном направлении, после этого опять стационарируют несколько дней и снова меняют

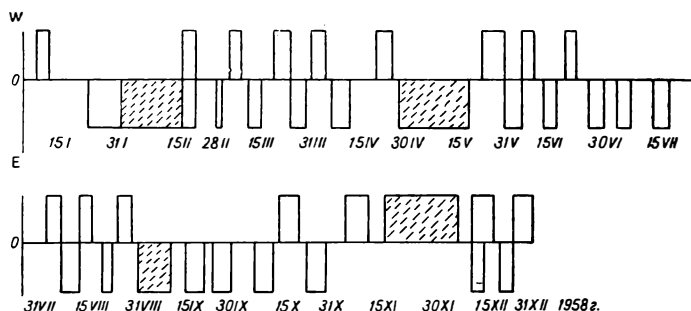


Рис. 17. Перемещение стратосферных вихрей за 1958 г.

направление перемещения. Однако эта закономерность в отдельных случаях нарушается, как было, например, в феврале, мае, июне, сентябре и ноябре 1958 г. Исследование этих случаев показало, что подобные нарушения обычно происходят при потеплениях в стратосфере Арктики (февраль и ноябрь 1958 г.) и при перестройке циклонической циркуляции на антициклоническую (май и сентябрь 1958 г.). В этих случаях наблюдается нарушение характерного для соответствующего времени года переноса в стратосфере над значительной территорией северного полушария. Только в конце июня и начале июля 1958 г. после восточного переноса антициклонического вихря наблюдалось его стационарирование и затем снова смещение в том же направлении, но над другим сектором Арктического бассейна.

¹ Под западным переносом стратосферных вихрей здесь и в дальнейшем понимается смещение циклонических и антициклонических образований на уровне изобарической поверхности 10 мб с запада на восток, с юго-запада на северо-восток и с северо-запада на юго-восток.

² Под восточным переносом стратосферных вихрей подразумевается перемещение их с востока на запад, с юго-востока на северо-запад и с северо-востока на юго-запад.

С целью проверки выявленной цикличности в поведении стратосферных вихрей на большом ряде лет был проведен статистический анализ вероятности смены направления перемещения циклонических и антициклонических центров за период с 1958 по 1964 г. с точки зрения дискретных цепей Маркова [205, 247].

Впервые теорию марковских процессов в целях анализа и прогноза синоптических процессов в Средней Азии применили Т. А. Сарымсаков, В. А. Бугаев и В. А. Джорджио [216]. Ими вычислены переходные вероятности смен типов синоптических процессов. Используя дискретные цепи Маркова, впоследствии В. А. Бугаев [39] предложил оригинальный путь создания динамико-стохастической климатологии.

Развивая это направление, А. С. Чаплыгина [262] выявила статистическую закономерность чередования элементарных циркуляционных механизмов на северном полушарии, выявленных Б. Л. Дзердзеевским, В. М. Курганской, З. М. Витвицкой [81].

Н. А. Багров и Н. И. Зверев [10] использовали теорию марковских процессов для экстраполяции коэффициентов разложения, по ортогональным полиномам Чебышева, поля аномалии H_{500} в целях прогноза последнего на средние сроки.

Для подсчета матриц переходных вероятностей направления перемещения циклонических вихрей автором использованы 267 е. с. периодов, а антициклонических центров — 141 е. с. период. Не вошли в рассмотрение только 8 е. с. периодов (из семилетнего ряда), в течение которых стратосферные вихри смещались с севера на юг или с юга на север. Остальные е. с. периоды брались подряд без выделения процессов потеплений и перестроек в стратосфере. Если периоды стационарирования циклонических и антициклонических вихрей соответственно обозначить через Zy_0 и Az_0 , периоды восточного их переноса — через Zy_E и Az_E и случаи западного перемещения — через Zy_W и Az_W , то матрицы переходных вероятностей будут иметь вид:

$$Zy_{0WE} = \begin{vmatrix} Zy_{00} & Zy_{0W} & Zy_{0E} \\ Zy_{W0} & Zy_{WW} & Zy_{WE} \\ Zy_{E0} & Zy_{EW} & Zy_{EE} \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} 0,15 & 0,41 & 0,44 \\ 0,38 & 0,19 & 0,43 \\ 0,38 & 0,37 & 0,25 \end{vmatrix}; \quad (2.1)$$

$$Az_{0WE} = \begin{vmatrix} Az_{00} & Az_{0W} & Az_{0E} \\ Az_{W0} & Az_{WW} & Az_{WE} \\ Az_{E0} & Az_{EW} & Az_{EE} \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} 0,09 & 0,31 & 0,60 \\ 0,31 & 0,06 & 0,63 \\ 0,54 & 0,20 & 0,26 \end{vmatrix}, \quad (2.2)$$

где первый индекс означает номер строки, второй — номер столбца.

Каждый из элементов этих матриц показывает вероятность последовательного перехода стратосферных вихрей из одного состояния в другое, если под состоянием вихрей понимать изменение направления их перемещения.

Из анализа переходных вероятностей первой матрицы (2.1) видно, что периоды со стационарным состоянием циклонического вихря с вероятностью 0,41 сменяются периодами, характеризую-

щимися западным их переносом, а с вероятностью 0,44 — восточным. После перемещения стратосферных вихрей с запада на восток с вероятностью 0,38 наступает стационарное их состояние, а с вероятностью 0,43 — восточный перенос. Восточное перемещение стратосферных вихрей с вероятностью 0,38 сменяется малоподвижным их состоянием, а с вероятностью 0,37 — западным переносом.

Очевидно, отсутствие строгой симметрии крайних членов матрицы указывает на то, что иногда между периодами с западным и восточным переносом стратосферных вихрей отсутствовали периоды стационарирования или последние продолжались не более одного-двух дней (что чаще всего наблюдается). Тогда эти два дня стационарирования в самостоятельный е. с. период не выделялись, а как указывалось, первый день относился к предшествующему е. с. периоду, а второй — к последующему.

Повторение одного и того же состояния стратосферного вихря в течение двух соседних е. с. периодов наблюдалось очень редко. Циклонический вихрь из стационарного состояния переходил опять в стационарное (но в соседнем районе) лишь с вероятностью 0,15. Западный перенос сохранялся в двух соседних е. с. периодах с вероятностью 0,19, а восточный — с вероятностью 0,25. Детальный анализ каждого из этих случаев (53 случая из 267) показал, что в основном однородный характер смещения стратосферного вихря в двух или нескольких соседних е. с. периодах наблюдается обычно при зимних потеплениях в Арктике (типы V и VI) и при перестройке циркуляции в стратосфере в переходное время года (типы V, VI, IX и X).

Анализ вероятностной матрицы состояния антициклонического вихря (2.2) показывает, что после стационарирования он движется в западном направлении с вероятностью 0,60, а в восточном — с вероятностью 0,31. Западный перенос антициклонического вихря сменяется восточным (с вероятностью 0,63) и затем снова западным (с вероятностью 0,31). После восточного переноса антициклонического вихря с вероятностью 0,54 наблюдается стационарное его состояние, а в течение двух соседних е. с. периодов восточный перенос сохраняется с вероятностью 0,26. Повторные периоды стационарирования антициклонического вихря или смещения его с запада на восток составляют соответственно лишь 0,09 и 0,06.

Таким образом, анализ рис. 17 и матриц переходных вероятностей изменения направления циклонических (2.1) и антициклонических (2.2) вихрей показывает, что от одного е. с. периода к другому стратосферные вихри совершают колебательные движения, перемещаясь то в западном, то в восточном направлении с промежуточными стадиями стационарирования. Ввиду того, что периоды смещения и стационарирования неодинаковы, а колеблются в большинстве случаев от 4 до 8 дней, то указанные колебания носят циклический характер, который нарушается лишь в периодах зимних стратосферных потеплений и сезонных перестроек циркуляции из циклонического режима в антициклонический и наоборот.

Изучая динамику центра циклонического вихря на уровне 30 мб за октябрь—март 1965—1967 гг., Г. П. Голубчикова и А. Г. Зусманович [67] подтвердили колебательный характер движения стратосферных вихрей от периода к периоду и показали, что это явление связано с изменениями во времени хода магнитной активности, выраженной индексом K . Они обнаружили, что на границах е. с. периодов наблюдается резкое увеличение междусуточной разности индекса K и изменение его знака. Внутри же е. с. периода знак K сохраняется.

2.2. Взаимосвязь процессов в тропосфере и стратосфере

В последние 10—12 лет много внимания уделяется изучению взаимосвязи процессов в тропосфере и стратосфере и выявлению причинноследственных синхронных и асинхронных зависимостей между процессами, развивающимися в различных слоях атмосферы.

В исследованиях по взаимодействию верхних слоев атмосферы с процессами в тропосфере наметилось три направления. Одно из них характеризуется динамическим подходом к решению проблемы и посвящено вычислению энергетики отдельных слоев атмосферы и выявлению влияния возмущений, наблюдающихся на верхних уровнях, на циркуляцию тропосферы [184, 293, 307]. Второе направление связано с выявлением чисто радиационных факторов теплового режима верхней атмосферы и взаимосвязи процессов в стратосфере и тропосфере [35, 115, 347, 355, 357]. Третье направление подходит к решению этой проблемы с синоптической точки зрения. Сюда относятся многочисленные исследования, посвященные стратосферным потеплениям в Арктике зимой [142, 145, 173, 176, 306] и выявлению некоторых синхронных и асинхронных зависимостей между процессами, происходящими в стратосфере, и характером циркуляции, а следовательно, и погоды в тропосфере.

Этот вопрос занимает большое место в исследованиях Х. П. Погосяна, А. А. Павловской и М. В. Шабельниковой. С помощью индексов зональной (I_z) и меридиональной (I_m) циркуляции, вычисленных по работе [105], ими установлено [173, 176], что при развитии меридиональности атмосферные возмущения распространяются снизу вверх. При этом большие значения I_m на высоких поверхностях появляются на двое-трое суток позже, чем на поверхностях 300 и 200 мб. В работах [66, 145] на конкретных примерах показано, как изменения структуры барического поля в тропосфере вызывают аналогичные изменения и в стратосфере. Результаты других исследований [156, 329] свидетельствуют о существовании обратной связи.

По расчетам С. Т. Пагавы [156], усиление зональной циркуляции на поверхностях 200 и 300 мб наступает в среднем на 8—10 дней раньше, чем на поверхности 500 мб, хотя иногда эта разница не превышает 1—2 дней.

Коханский [329] обращает внимание на то, что появившиеся на высоте 92 км волнообразные колебания скорости ветра, а также

зональные и меридиональные составляющие ветра обнаруживаются через сутки на высоте 16 км, а через двое суток на высоте 5 км. Особенно ярко проявляется эта связь при стратосферных потеплениях в высоких широтах Арктики зимой. По этому вопросу имеется ряд гипотез, анализ которых будет приведен далее. Однако все они показывают существование связи между процессами, происходящими на различных уровнях атмосферы.

В работах автора [43, 196, 199] выявлена такая связь между процессами в стратосфере и тропосфере в зависимости от направления перемещения стратосферных вихрей на уровне изобарической поверхности 10 мб. В частности, в работе [43] приведены данные о средней скорости перемещения тропосферных барических центров в зависимости от направления смещения стратосферных вихрей. При этом тропосферные барические образования подразделяются на две группы. К первой группе относятся циклоны и антициклоны, хорошо выраженные на всех высотах в тропосфере, включая и уровень изобарической поверхности 200 мб. Ко второй группе — те, которые барически оформлены только в нижней тропосфере — на изобарической поверхности 500 мб. На уровне 200 мб последним соответствует лишь фронтальная зона.

С помощью специальной масштабной линейки определялась скорость перемещения каждого барического образования за периоды стационарирования стратосферного вихря и его смещения в восточном или западном направлениях, затем вычислялась средняя скорость движения барических центров на поверхности 500 мб за сутки и затем средняя скорость их смещения для первой и второй группы случаев (табл. 2).

Таблица 2

Средняя скорость (1-я строка — км/сутки, 2-я — число случаев) смещения тропосферных барических образований на поверхности 500 мб в зависимости от направления перемещения стратосферных вихрей на поверхности 10 мб и характера барического поля на поверхности 200 мб

Поле на поверхности 200 мб	Направление перемещения вихрей на поверхности 10 мб		
	с запада на восток	стационарное	с востока на запад
Барический центр	350 112	290 119	250 128
Фронтальная зона	773 44	776 68	789 54

Данные табл. 2 показывают, что скорость смещения центров тропосферных барических образований, достигающих, по крайней мере, уровня 200 мб зависит от состояния стратосферных вихрей. При западном переносе стратосферного вихря тропосферные бари-

ческие образования смещаются быстрее (в среднем со скоростью 350 км в сутки). Они перемещаются несколько медленнее (в среднем 290 км в сутки), когда стратосферный вихрь стационарирует, и еще медленнее (250 км в сутки), когда они движутся на запад. Скорость смещения центров тропосферных барических образований, которым соответствует на H_{200} фронтальная зона, составляет в среднем около 800 км в сутки (773—779 км), независимо от состояния стратосферного вихря.

Интересно также сравнение направлений перемещения барических образований на поверхностях 10 и 500 мб (табл. 3). По данным табл. 3 видно, что при смещении стратосферного вихря с запада на восток тропосферные барические образования, прослеживающиеся до высоких слоев (до 200 мб) и находящиеся вблизи стратосферных центров, в 95% случаев перемещаются в том же направлении и с большими скоростями, как показано в табл. 2.

Таблица 3

Повторяемость (%) направления перемещения барических образований на поверхности 500 мб в зависимости от направления перемещения стратосферных вихрей

стратосферного вихря на поверхности 10 мб	Направление перемещения			Общее число случаев
	барического центра на поверхности 500 мб			
	с запада на восток	стационарное	с востока на запад	
С запада на восток	95	—	5	38
Стационарное	47	16	37	43
С востока на запад	24	3	73	70

Смещение стратосферного вихря на запад в 73% случаев приводит к восточному переносу тех тропосферных барических центров, которые находятся вблизи его центра.

При стационарном состоянии стратосферного вихря барические образования в тропосфере смещаются с запада на восток (47% случаев), когда находятся на южной периферии, и с востока на запад (37% случаев), когда расположены на северной периферии циклонического вихря и, наконец, остаются малоподвижными при совпадении центров.

На основании анализа структуры перестройки макроциркуляции по вертикали (от Земли до поверхности 10 мб) в работе автора [199] показано, что не всегда направление перемещения барических центров на всех уровнях нижней и средней стратосферы одинаковое. Из рассмотренных 493 е. с. периодов (за 1962—1968 гг.) барические центры на поверхностях 10, 30, 50 и 100 мб в течение е. с. периода смещались в разных направлениях в 56% случаев, в одном и том же направлении — в 44% случаев. В последней

группе е. с. периодов основные стратосферные вихри, определяющие характер циркуляции на указанных поверхностях и соответствующие им высокие барические образования в тропосфере, смещались на восток, либо на запад. При этом характер перестройки макроциркуляции по вертикали был соответственно различным (табл. 4). При западном переносе стратосферных вихрей на всех уровнях нижней и средней стратосферы перестройка макроциркуляции на новый е. с. период в 80% случаев начиналась снизу, т. е. вначале в тропосфере, а затем в стратосфере. При восточном их переносе перестройка циркуляции на новый е. с. период в 63% случаев начиналась сверху, т. е. вначале в стратосфере, а затем в тропосфере, и только в 37% случаев она происходила вначале в тропосфере или одновременно в тропосфере и стратосфере.

Таблица 4

Повторяемость характера перестройки процессов е. с. периода по вертикали в зависимости от направления перемещения стратосферных вихрей

Направление перемещения вихрей на поверхностях 10, 30, 50, 100 мб	Начало перестройки е. с. периодов			Общее число случаев
	в тропосфере	в стратосфере	одновременное	
С запада на восток	50	6	6	62
	80	10	10	100
С востока на запад	28	99	29	156
	18	63	19	100
Различное направление	134	53	88	275
	49	19	32	100

Примечание. В табл. 4, как и в других таблицах монографии (5—10, 24—28, 30, 32—34, 47), приведены два значения повторяемости: в 1-й строке — число случаев, во 2-й — то же в процентах.

Анализ последних е. с. периодов показал, что, несмотря на восточный перенос стратосферных вихрей, перестройка макроциркуляции начинается в тропосфере тогда, когда с востока на запад смещаются высокие антициклоны, появившиеся ранее в тропосфере вследствие интенсивного выноса тепла далеко на север из районов Атлантического или Тихого океанов.

Перестройка происходит одновременно, когда барические центры смещаются с большой северной составляющей на всех уровнях как в стратосфере, так и в тропосфере.

В е. с. периодах, в которых направление перемещения стратосферных вихрей на отдельных уровнях различны, перестройка макроциркуляции в большинстве случаев начинается в тропосфере (49%) или одновременно на всех уровнях (32%).

Из данных табл. 5 видно, что при западном переносе стратосферных вихрей на всех уровнях нижней и средней стратосферы разница в начале нового макропроцесса в тропосфере и страто-

сфере в 88% случаев составляет 0—1 день. При восточном переносе в 81% случаев скорость перестройки по вертикали равна 1—3 суткам. При различных направлениях смещения стратосферных вихрей начало перестройки в тропосфере и стратосфере отличается в большинстве случаев (88%) также на 0—1 день.

Таблица 5

Повторяемость различной скорости перестройки процессов е. с. периода по вертикали в зависимости от направления перемещения стратосферных вихрей

Направление перемещения вихрей на поверхностях 10, 30, 50, 100 мб	Скорость перестройки (сутки)				Общее число случаев
	0	1	2	3	
С запада на восток	6	48	7	1	62
	10	78	11	1	100
С востока на запад	29	66	50	11	156
	19	42	32	7	100
Различное направление	88	154	30	3	275
	32	56	11	1	100

Таким образом, из данных табл. 4 и 5 следует, что перестройка макроциркуляции при восточных процессах начинается сверху и медленно распространяется вниз, а при остальных видах циркуляции начинается снизу и распространяется вверх.

Характерно, что восточный перенос стратосферных вихрей, или их смещение по меридиану с севера на юг, а также малоподвижное состояние обуславливают в течение е. с. периода устойчивый макропроцесс в тропосфере как во времени, так и в пространстве. При этом с восточным переносом стратосферных вихрей связано ультраполярное воздействие в тропосфере. Под последним, как известно [140, 146], понимается процесс, характеризующийся наличием высотного гребня на уровне 500 мб в том или ином районе северного полушария. Гребень обычно ориентирован с юго-запада на северо-восток или с юга на север, по восточной периферии которого у земной поверхности смещаются антициклонические образования соответственно с северо-востока на юго-запад, с востока на запад или с севера на юг. К таким процессам относится также перемещение высоких антициклонов по ультраполярным траекториям и выход циклонов с юга на север или с юго-востока на северо-запад.

Ультраполярные процессы широко используются в оперативной работе в качестве реперных [94, 209] при составлении долгосрочных прогнозов хода погоды на месяц синоптическим методом.

Проведенный анализ [199] 160 случаев ультраполярных вторжений, наблюдавшихся на пространстве северного полушария в течение семи лет (1962—1968), показал, что в е. с. периодах

со смещением у земной поверхности антициклонических образований по ультраполярным траекториям на всех уровнях нижней и средней стратосферы происходит перемещение основных вихрей обычно с востока на запад, с северо-востока на юго-запад или с севера на юг. При этом в приземных слоях атмосферы, как видно из данных табл. 6, ультраполярный процесс в 64% случаев начинается со второго дня стратосферного е. с. периода и позже.

Таблица 6

Повторяемость начала ультраполярного воздействия в приземных слоях атмосферы относительно дней е. с. периода в стратосфере

День е. с. периода в стратосфере						Общее число е. с. периодов
1-й	2-й	3-й	4-й	5-й	6-й	
58	23	16	20	22	21	160
36	15	10	12	14	13	103

Последнее наводит на мысль о том, что причина ультраполярного процесса в тропосфере кроется в указанном колебательном характере движения стратосферных вихрей. В период их перемещения с востока на запад прекращается характерный для атмосферы западный перенос тропосферных очагов тепла и холода, формирующихся главным образом вследствие адвекции и трансформации от подстилающей поверхности. Малоподвижные очаги холода играют роль барьера на пути постоянного выноса тепла из субтропических зон по западной периферии высотных гребней. Тогда тепло переносится не к востоку, а к северу, огибая малоподвижный очаг холода, растет высотный гребень и ось его наклоняется на северо-восток. В тропосфере во входе его восточной фронтальной зоны создаются условия антициклогенеза. Антициклон, формирующийся здесь в приземных слоях, смещается затем по ультраполярно ориентированным потокам высотной фронтальной зоны на юг или юго-запад. Этим, по-видимому, объясняется несоответствие в начале восточного переноса вихрей в стратосфере и ультраполярного перемещения антициклона в нижней тропосфере.

Из работы [199] следует, что продолжительность ультраполярных воздействий в тропосфере в 65% случаев составляет два-три дня, в 9% случаев — четыре дня и в 26% случаев — весь е. с. период. К последним относятся в основном высокие ультраполярные процессы.

Заслуживают внимания данные табл. 7, в которой приводятся сведения о характере циркуляции в тропосфере с учетом направления перемещения не только циклонических вихрей зимой и антициклонических летом, но и их взаимодействия в холодное время года.

Повторяемость типов циркуляции в тропосфере в зависимости от направления перемещения циклонических и антициклонических вихрей на уровне 10 мб

Направление перемещения циклонических и антициклонических вихрей на поверхности 10 мб	Циркуляция в тропосфере			Общее число случаев
	западная	стационарная	ультраполярная	
С запада на восток	47	15	—	62
	76	24	—	100
С востока на запад	—	1	129	130
	—	1	99	100
Различное	11	259	31	301
	4	86	10	100

Из данных табл. 7 видно, что при смещении циклонического и антициклонического вихрей с запада на восток в 76% случаев в тропосфере наблюдается западный перенос низких барических образований с большими скоростями. На уровне 500 мб и выше им соответствуют лишь высотные гребни и ложбины. Только в отдельных случаях (24%) в том или ином районе северного полушария наблюдается высокий, но смещающийся антициклон. Это — случаи выхода атлантического или тихоокеанского стратосферных вихрей в северные широты и смещения их на восток.

Когда циклонические и антициклонические вихри перемещаются одновременно с востока на запад на всех уровнях стратосферы, в 99% случаев в тропосфере наблюдается ультраполярный процесс. При разных направлениях смещения циклонического и антициклонического вихрей или когда циклонический вихрь зимой (антициклонический летом) имеет неодинаково ориентированную траекторию смещения на отдельных уровнях стратосферы, в 86% случаев в тропосфере наблюдается блокирование антициклона в том или ином районе северного полушария.

Следовательно, восточный перенос стратосферных вихрей во всех случаях приводит к нарушению западной циркуляции в тропосфере. При этом, если он наблюдается на всех уровнях стратосферы, в тропосфере указанное нарушение проявляется в виде ультраполярного воздействия, а когда с востока на запад перемещается лишь один вихрь (циклонический или антициклонический) и не на всех уровнях стратосферы, то нарушение западной циркуляции в тропосфере ограничивается лишь процессом блокирования.

Исследование [199] интересно и тем, что оно позволило выявить характер взаимосвязи процессов, развивающихся в стратосфере и тропосфере не только во времени, но и в пространстве. Установлено, в частности, что при указанных выше условиях в стратосфере в 61% случаев ультраполярное воздействие в тропосфере происходит над тем сектором полушария, в котором находится центр стратосферного циклонического вихря, смещающегося с востока на

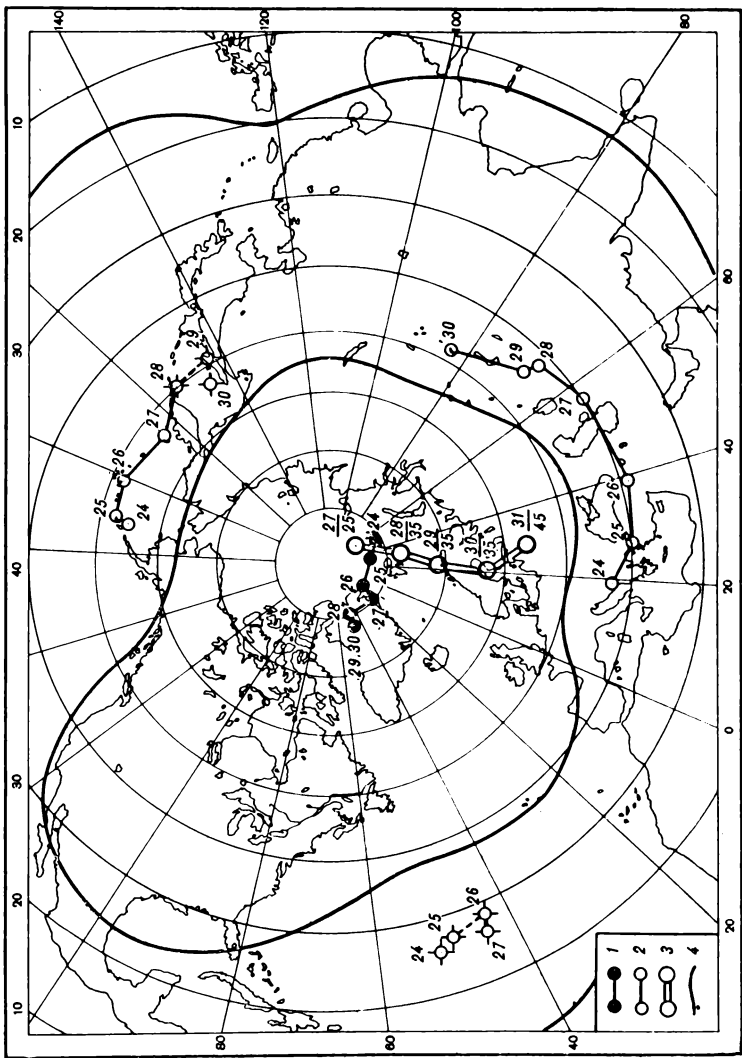


Рис. 18. Сборнокинематическая карта за е. период 24—30 января 1967 г.

1 — центры циклонических вихрей на поверхности 10 мб; 2 — центры антициклонических вихрей на поверхности 10 мб; 3 — центры антициклонов и ядер у поверхности Земли; 4 — демаркационная линия на поверхности 10 мб. Числа у центров — даты (в десятичных) времени формирования у поверхности Земли.

запад или с севера на юг. При этом в тропосфере наблюдается высотный гребень, ориентированный резко меридионально с юга на север или с юго-запада на северо-восток, а у земной поверхности по восточной периферии таких гребней перемещаются холодные антициклонические образования.

На рис. 18 представлено одно из таких вторжений. На поверхности 10 мб е. с. период начался 24 января 1967 г. с того, что вместо двухцентрового циклонического вихря сформировался одноцентровый и изменилось направление его перемещения с западного на восточное. С востока на запад начал смещаться и тихоокеанский антициклон. Это привело к тому, что в тропосфере значительно замедлилось движение очага холода над Баренцевым морем и очага тепла над Гренландией, т. е. тех центров, которые находились на пути перемещения циклонического вихря. Тепло с Атлантического океана стало распространяться не на восток, а на северо-восток и север. Изолировался циклон над Атлантикой, что в свою очередь способствовало усилению гребня над районами Англии, Норвежского моря до Шпицбергена и даже севернее. У земной поверхности антициклон возник лишь 27 января (через три дня после начала восточного переноса циклонического вихря) во входе восточной фронтальной зоны указанного тропосферного гребня севернее Земли Франца-Иосифа. В последующие дни он, усиливаясь, перемещался по ультраполярной траектории через Баренцево море и Скандинавию на Прибалтику.

В работе [199] показано, что в 39% случаев холодного времени года в тропосфере осуществляется ультраполярное перемещение высоких антициклонов. Оно наблюдается в основном над Восточной Сибирью и обуславливается выходом стратосферного тихоокеанского максимума на этот район (рис. 19). Лишь в единичных случаях (6 случаев за 7 лет) ультраполярное перемещение высоких антициклонов наблюдается над Норвежским и Гренландским морями. Оно, как правило, сопровождается восточным переносом атлантического вихря, приподнявшегося ранее в северные широты.

Из изложенного следует, что высокие ультраполярные процессы являются зимними процессами, обусловленными в основном выходом тихоокеанского стратосферного антициклона на районы Чукотки и Восточной Сибири.

Исследование летних ультраполярных процессов [199] привело к заключению о том, что они осуществляются при перемещении антициклонического вихря также с востока на запад или с севера на юг. При этом вторжение холодных масс воздуха в тропосфере происходит в большинстве случаев в том секторе, в котором находится центр антициклонического вихря, а непосредственно район воздействия определяется структурой термобарического поля в тропосфере (рис. 20). Характерно, что летом чаще наблюдаются низкие ультраполярные воздействия. Перемещение высоких антициклонов по ультраполярным траекториям наблюдается лишь в 35% случаев (из 52 летних ультраполярных воздействий, выявленных за период с 1962 по 1968 г.). В отличие от зимних они располагаются

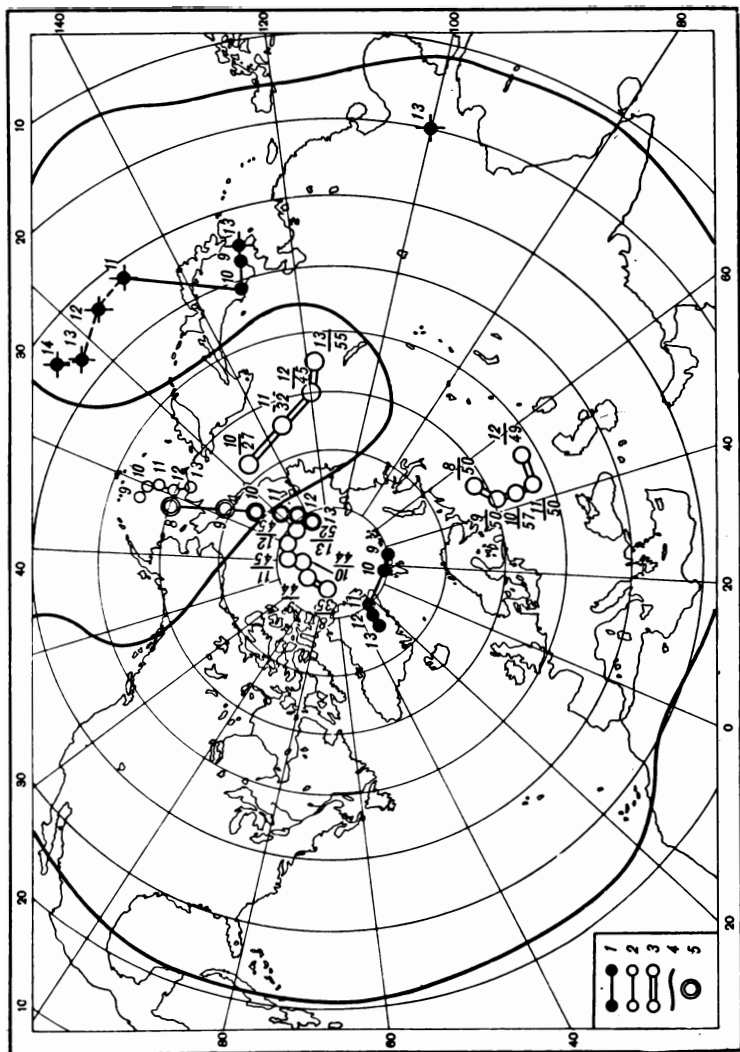


Рис. 19. Сборнокинематическая карта за е. период 9—13 февраля 1969 г.

Усл. обозначения 1—4 см. рис. 18; 5 — положение центра антициклона на поверхности 500 мб.

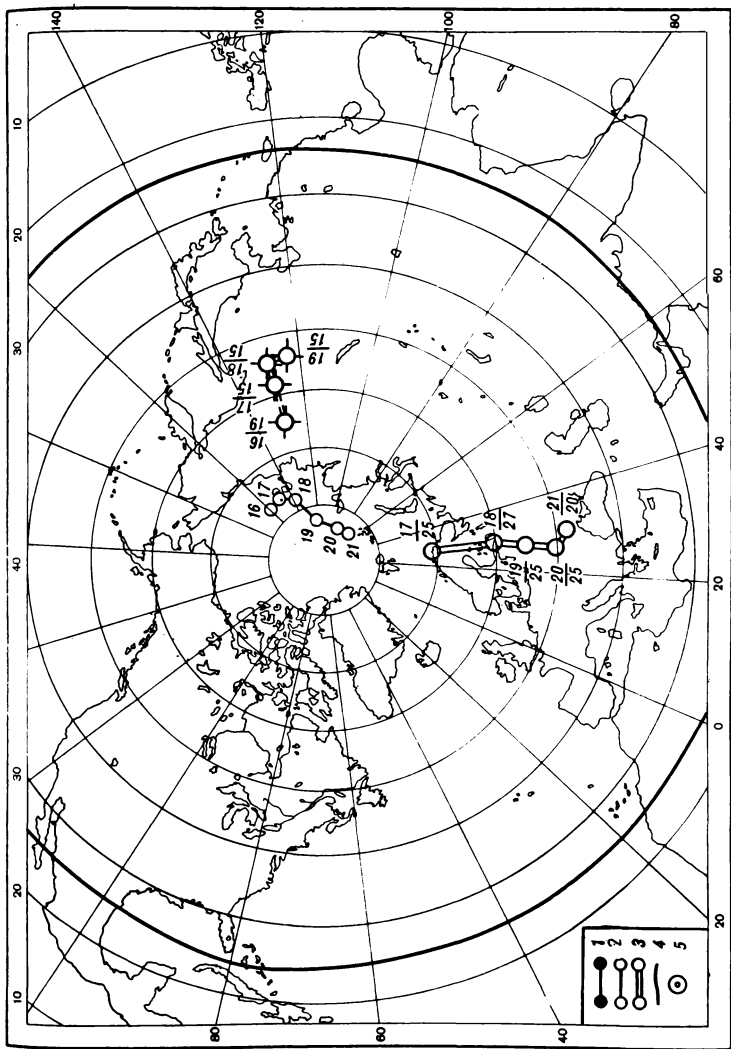


Рис. 20. Сборнокинематическая карта за е. с. период 16—21 июля 1967 г.
Усл. обозначения см. рис. 18 и 19.

не над континентом, а над арктическими морями в том секторе северного полушария, где находится центр стратосферного антициклонического вихря. Над материковой частью соответствующего сектора осуществляется циклоническая деятельность (т. е. барическое поле, обратное зимнему).

Данные табл. 8, в которой приводится повторяемость ультраполярных воздействий над отдельными е. с. районами северного полушария, подтверждают, что район ультраполярных воздействий совпадает с районом расположения и перемещения центров стратосферных циклонического и тихоокеанского антициклонического вихрей.

Т а б л и ц а 8

**Повторяемость ультраполярных воздействий
над I—III е. с. районами северного полушария**

е. с. район			Общее число случаев
I	II	III	
85	50	25	160
53	31	16	100

Из данных табл. 8 видно, что чаще всего (53%) ультраполярные воздействия наблюдаются над I е. с. районом, где, как было показано в 2.1, большую часть года располагается стратосферный циклонический вихрь. Реже (31%) они осуществляются над II е. с. районом, обусловленные выходом тихоокеанского антициклона на Восточную Сибирь. Над американским сектором (III е. с. район) ультраполярные процессы отмечаются очень редко (16% случаев). Здесь они связаны с восточным переносом стратосферного циклонического вихря, располагающегося над Гренландией или Канадой и прилегающими районами Арктики, или со смещением в том же направлении и над теми же районами антициклонического вихря, пришедшего сюда из районов Тихого и Атлантического океанов.

Из данных табл. 9, которые характеризуют циркуляцию в тропосфере в западном и восточном районах, сопряженных с районом ультраполярного воздействия, следует, что независимо от района ультраполярного воздействия в западном сопряженном с ним районе в большинстве случаев (65%) наблюдается блокирование антициклона в северных широтах и смещение циклонических образований по южным траекториям. В восточном сопряженном с ним районе в 88% случаев осуществляется нормальный меридиональный процесс с высотными гребнем и ложбиной на уровне 500 мб и выше.

Данные табл. 9 показывают, что ультраполярное вторжение барических центров представляет собой процесс не только большой

Повторяемость типов циркуляции в тропосфере в сопряженных районах ультраполярного вторжения и стационарирования антициклона

Процесс	Сопряженный район						Общее число случаев
	западный			восточный			
	стационарный	широтный	меридиональный	стационарный	широтный	меридиональный	
Ультраполярный	104	18	38	2	18	140	160
	65	11	24	1	11	88	100
Стационарный	74	156	45	—	49	226	275
	27	57	16		18	82	100

вертикальной мощности, но и распространения на огромное пространство и в горизонтальной плоскости, соответственным образом изменяющий циркуляцию в соседних сопряженных районах северного полушария.

Сопряженные районы обычно совпадают с е. с. районами. Только в тех случаях, когда ультраполярное вторжение осуществляется на границе двух е. с. районов, они отодвигаются в соответствующем направлении — к границам е. с. районов. Например, когда ультраполярное воздействие наблюдается через Таймырский полуостров, то западный высокий малоподвижный антициклон располагается над Гренландией, а сопряженный восточный меридиональный заток холода осуществляется на район Чукотки и Берингова моря.

Эту особенность циркуляции в районах, сопряженных с районом ультраполярного вторжения, можно использовать при составлении месячных, периодных и декадных прогнозов погоды. Здесь, помимо реперных ультраполярных процессов, выявленных над е. с. районом, могут быть полезны и процессы, обнаруживаемые над другими секторами северного полушария. Кроме того, указанная особенность при составлении месячных прогнозов погоды облегчит отбор единого аналога над всей территорией СССР [196].

Дальнейшее преобразование ультраполярных процессов происходит в двух направлениях в зависимости от последующего поведения стратосферных вихрей. Если после восточного переноса, обусловившего ультраполярное воздействие, в следующем е. с. периоде стратосферные вихри стационарируют, то в тропосфере в районе ультраполярного воздействия формируется высокий антициклон (68%), с одной стороны, в результате выноса далеко на север тепла по западной периферии ультраполярно ориентированного гребня и, с другой, — затока холода на юг и юго-запад. Изолируясь от основного источника тепла с юга, этот высокий антициклон

ослабевает в течение е. с. периода, но одновременно усиливается малоподвижный максимум в западном сопряженном районе. Если же за восточным переносом стратосферного вихря следует его смещение с запада на восток, ультраполярно ориентированный гребень в тропосфере ослабевает, однако остается и несколько перемещается к западу высокий антициклон, находившийся во время ультраполярного воздействия в западном сопряженном районе.

Наблюдаются случаи, обычно при выходе тихоокеанского максимума на район Восточной Сибири, когда стратосферные вихри перемещаются с востока на запад в течение нескольких е. с. периодов. Тогда в тропосфере происходит серия ультраполярных вторжений, осуществляющихся в течение двух-трех, а иногда и четырех е. с. периодов подряд. Подобные серии завершаются обычно процессом стационарирования антициклона, а затем циркуляция перестраивается на западный перенос. Высокий малоподвижный антициклон, наблюдающийся при этом в западном сопряженном районе в 91% случаев, сохраняется и в следующем е. с. периоде, а в некоторых случаях (14%) и в течение третьего е. с. периода. От периода к периоду отмечается некоторое его смещение к западу от своего исходного положения. Здесь проявляется указанное многими авторами [20, 124, 125, 364] свойство длинных волн смещаться с востока на запад.

Таким образом, в большинстве случаев после ультраполярного воздействия блокирующий антициклон в западном сопряженном районе сохраняется еще и на следующий е. с. период, а в районе ультраполярного вторжения наблюдается разрушающийся высокий антициклон или высотный гребень. И только в третьем е. с. периоде, в случае отсутствия серии ультраполярных процессов, на которых далее остановимся детальнее, в тропосфере восстанавливается западный перенос.

Однако блокирующий эффект в тропосфере возникает не только в сопряженных районах ультраполярного воздействия, но и при отсутствии последнего, когда восточный перенос стратосферных вихрей осуществляется не на всех уровнях. Блокирующие процессы, нарушающие западный перенос в тропосфере, также устойчивы во времени и в пространстве.

Данные табл. 9 показывают, что в е. с. периодах, характеризующихся процессом блокирования над тем или иным районом северного полушария, в 57% случаев в западном сопряженном районе в тропосфере осуществляется широтный процесс со смещением циклонических образований по более южным траекториям, а в 43% случаев наблюдается или стационарирование антициклона (27%) или меридиональный процесс (16%). В восточном сопряженном районе в 82% случаев наблюдается меридиональный процесс с затокм холодных масс воздуха по восточной периферии высотного гребня.

Следовательно, нарушение западного переноса барических центров в тропосфере, возникшее вследствие перемещения стратосферных вихрей с востока на запад, сохраняется по крайней мере в те-

чение двух е. с. периодов, а иногда и дольше не только в районе ультраполярного воздействия и блокирования антициклона, но и в соседних секторах северного полушария.

Эту особенность макроциркуляции можно также использовать в качестве прогностического указания при составлении прогноза погоды на е. с. период, декаду и месяц.

В табл. 10 показано, что серии ультраполярных процессов наблюдаются в периодах выхода тихоокеанского антициклона на Чукотку и Восточную Сибирь и они почти отсутствуют в периоды перемещения тихоокеанского максимума над районами Канады и США. В 68 е. с. периодах холодного времени года (октябрь—апрель), когда тихоокеанский максимум находился над Северной Америкой, ультраполярный процесс осуществился лишь в 15% случаев. В 89 е. с. периодах, когда тихоокеанский антициклон перемещался над районами Чукотки и Восточной Сибири, ультраполярный процесс наблюдался в 61% случаев, причем часто сериями в течение нескольких е. с. периодов подряд. Наконец, в 137 е. с. периодах, когда антициклонические вихри зимой занимали крайне южное положение (южнее 50° с. ш.) и в стратосфере господствовал циклонический вихрь, совершающий колебательный характер движения, ультраполярные процессы в тропосфере наблюдались в 37% случаев, т. е. примерно в $\frac{1}{3}$ е. с. периодов, и, как показало исследование [199], в 55% случаев они осуществлялись через два е. с. периода на третий и именно в периоды перемещения циклонического вихря с востока на запад или с севера на юг.

Таблица 10

Повторяемость ультраполярных процессов при выходе тихоокеанского антициклона в северные широты

Район выхода	Общее число е. с. периодов	Повторяемость
Канада—США	68	10 15
Чукотка—Восточная Сибирь	89	54 61
Нет выхода	137	51 37

Таким образом, единичные ультраполярные процессы в том или ином районе северного полушария связаны с восточным переносом циклонического вихря в стратосфере, а серии ультраполярных воздействий — с выходом тихоокеанского антициклона на районы Чукотки и Восточной Сибири и, наконец, почти отсутствуют ультраполярные вторжения при выходе тихоокеанского антициклона на территорию Северной Америки.

2.3. Особенности циркуляции в стратосфере зимой и изменения погоды в тропосфере

Для зимней стратосферы характерна циклоническая циркуляция с одним вихрем, расположенным большей частью над атлантическим (тип I, рис. 6) или евразийским (тип II, рис. 7) секторами Арктики. При этом над полушарием господствует западный перенос. В субтропических зонах то возникают, то исчезают антициклонические вихри, наиболее устойчивые из которых — тихоокеанский и атлантический антициклоны. Вследствие больших контрастов температуры между высокими и низкими широтами, которые зимой в три—пять раз больше, чем летом, антициклонические центры часто активизируются, усиливается меридиональность, циклонический вихрь раздваивается (тип V, рис. 8), появляется хорошо выраженное деформационное поле. Тихоокеанский и атлантический максимумы поднимаются далеко на север (тип VI, рис. 9—12), обуславливая резкое повышение температуры и геопотенциала. Последнее часто сопровождается изменением западных ветров на восточные или ослаблением первых над значительной территорией умеренных и полярных широт. Это явление, известное под названием внезапных потеплений, привлекает внимание метеорологов многих стран. Однако до сих пор нет единого мнения о физической природе столь значительных изменений температуры в стратосфере. В более ранних работах, посвященных зимним потеплениям в стратосфере, дается только анализ единичных случаев потеплений.

Исследования, опубликованные после 1958 г., содержат не только глубокий анализ процессов потеплений, но и попытки объяснения их. Высказан ряд гипотез о причинах, обуславливающих внезапные потепления. Подробный обзор литературы, посвященной этому вопросу, дается в работах Х. П. Погосяна [172, 173], А. А. Павловской [142, 143, 145], А. Л. Каца [108], С. С. Гайгерова [60, 61] и др.

Многочисленные исследования, посвященные физике этого явления, можно разделить на две группы. Одна группа ученых объясняет зимние потепления процессами, происходящими на Солнце, другая считает, что потепления происходят в результате совместного действия адвективных и динамических факторов, наблюдающихся в самой атмосфере.

Представители первой группы исследований подходят к этому вопросу с разных точек зрения. Одни [141, 184, 344] связывают зимние потепления с геомагнитной активностью, другие [215, 270, 337] — с корпускулярным излучением Солнца, с максимумом полярных сияний [293, 294], с интенсивным поглощением радиации в слое озона [60, 126, 298, 319].

Исследования зимних стратосферных потеплений с адвективно-динамической точки зрения привели к заключению о большой роли нисходящих движений воздуха и его адиабатического нагревания [86, 373, 374]. В работах [60, 103] приведен вывод о том, что стратосферные потепления возникают в основном вследствие адвекции

теплого воздуха из средних широт или совместного действия адиабатического нагревания и адвекции даже из теплого полушария [108]. Результаты исследований [65, 66, 142, 143, 145, 172, 174, 177, 267] показали, что зимние потепления в стратосфере умеренных и полярных широт происходили вследствие одновременного действия адвекции и нисходящих движений воздуха, возникающих при интенсивной и продолжительной циклонической и антициклонической деятельности вначале в тропосфере, а затем и в стратосфере. Если же в стратосфере создаются условия, при которых адвекция тепла совпадает с нисходящими движениями воздуха, то происходит резкое повышение температуры при отрицательном радиационном балансе в зимней стратосфере полярных широт.

Сравнение дат стратосферных потеплений, приведенных в перечисленных исследованиях, с началами выделенных в п. 2.1 типов макроциркуляции на поверхности 10 мб показало, что во время зимних потеплений в стратосфере над северным полушарием осуществляются типы V и VI. Причем начало потеплений обычно совпадает с типом V, когда циклонический вихрь раздваивается, а продолжительность их над Центральной Арктикой зависит от ориентировки гребня тихоокеанского или атлантического максимумов, усиливающихся после раздвоения циклонического вихря.

В табл. 11 показана последовательность преобразований типов макроциркуляции при наиболее значительных зимних потеплениях над Центральной Арктикой по данным [175] и заблаговременность появления положительных аномалий температуры в нижней тропосфере (в слое 500—1000 мб) над Арктическим бассейном (севернее 80° с. ш.). Следует отметить, что во всех разбираемых случаях потеплений положительные аномалии H_{1000}^{500} в пределах от 18 до 44 дам наблюдались также над северными частями Атлантического и Тихого океанов и прилегающими районами Арктических морей, объединяясь сплошной полосой через Арктический бассейн и оттесняя очаги отрицательных ΔH_{1000}^{500} на материке Америки и Евразии [43]. На рис. 21 представлен один из случаев установления такой полосы положительных аномалий между Атлантическим и Тихим океанами через Арктический бассейн перед потеплением, наблюдавшимся 30 января — 19 февраля 1962 г.

На рис. 21 видно, какой путь проделывает теплый воздух в тропосфере. Очаги положительных аномалий H_{1000}^{500} перемещаются с юго-западных районов Северной Атлантики на Гренландию и прилегающие к ней моря Арктики, проникая далее к полюсу. Другой очаг теплого воздуха, оформленный над Тихим океаном, движется через Чукотку и Восточно-Сибирское море тоже к Арктическому бассейну. Этот процесс двухсторонней адвекции тепла приводит к тому, что в тропосфере возникают две изолированные циклонические системы над американским и евразийским континентами. В поле аномалии H_{1000}^{500} в указанных районах появляются изолированные очаги отрицательных аномалий большой интенсивности (—16, —30 дам). Установившаяся меридиональность и хорошо

Даты установления положительных аномалий температуры в слое 500—100 мб над Арктическим бассейном, осуществления типов V и VI на поверхности 10 мб и наиболее значительных потеплений над Центральной Арктикой на высоте 23—24 км за 1958—1967 гг. (во 2-й строке — продолжительность в сутках)

Год	Положительные $\Delta T/1000$ над Арктическим бассейном севернее 80° с. ш. (явление А)		Типы макроциркуляции на поверхности 10 мб		Потепление над Центральной Арктикой по [175] (явление В)			Промежуток времени (в сутках) между началом явления	
	дата	(в лат) $\Delta T/1000$ +	тип V (явление Б)	тип VI	восстановление типа V	дата	повышение температуры ($^\circ\text{C}$)	А и Б	А и В
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1958	15—22 I 8	23—40	22—26 I 5	27 I—19 II 24	20—24 II 5	24 I—1 II 8	+35	7	9
1958	9 XI—12 XI 4	5—21	11—16 XI 6	17 XI—11 XII 25	12—25 XII 14	15—20 XII 5	+12	2	6
1959	12—19 I 8	17—20	Циклон + ложбина (12—14 I)	15—23 I 9	—	17—20 I 3	+14	—	5
1959	27—29 I 3	16—20	28 I—14 II 18	15 II—19 III 35	Перестройка на весну	3—15 III 12	+14	1	7
1959	5—9 XI 5	21—28	Циклон + ложбина (5—18 XII)	19 XII—1 I 14	—	—	—	—	—
1960	1—11 I 11	12—42	2—4 I 3	5—31 I 27	—	2—14 I 12	+25	1	1

Год	Положительные ΔH_{1000} над Арктическим бассейном севернее 80° с. ш. (явление А)		Типы макроциркуляции на поверхности Ю мб		Потепление над Центральной Арктикой по [175] (явление Б)		Промежуток времени (в сутках) между началом явления		
	дата	ΔH_{1000} (в дам) +	тип V (явление Б)	тип VI	восстановление типа V	дата	повышение температуры (°С)	А и Б	А и В
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1960	26—30 I 5	18—26	циклон + ложбина (5—9 II)	10—14 II 5	15—20 II 6	5—11 II 6	+16	—	10
1960	22—26 X 5	12—14	циклон + ложбина (12—15 X)	16 X—12 XI 28	—	—	—	—	—
1960	11—19 XI 9	19—21	13—22 XI 10	23 XI—11 XII 19	12—17 XII 6	13 XI—3 XII 10	+20	2	12
1960	17—22 XII 6	22—36	18—22 XII 5	23 XII—2 I 11	3—7 I 1961 г. 5	19—27 XII 8	+17	1	2
1961	1—3 I 3	12—22	3—7 I 5	8—23 I 16	24—27 I 4	3—13 I 10	+26	2	2
1961	12—25 II 14	20—23	24—28 II 5	1—14 III 14	Перестройка на весну	26 II—8 III 10	+37	12	14
1961	7—13 XI 7	17—27	циклон + ложбина 9—14 XI	15—25 XI 11	24—30 XI 6	—	—	—	—
1962	26—30 I 4	17—22	28—31 I 4	1—19 II 19	—	30 I—19 II 20	+31	1	3

Год	Положительные ΔH_{1000}^{500} над Арктическим бассейном севернее 80° с. ш. (явление А)		Типы макроциркуляции на поверхности 10 мб				Потепление над Центральной Арктикой по [175] (явление В)		Промежуток времени (в сутках) между началом явления	
	дата	ΔH_{1000}^{500} (в дам) +	тип V (явление Б)	тип VI	восстановление типа V	дата	повышение температуры (°C)	А	Б	А и В
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
1962	28 II—5 III 6	22—28	3—7 III 5	8—17 III 10	—	—	—	3	—	—
1962	8—14 XI 7	9—14	9—16 XI 8	17 XI—16 XII 30	—	—	—	1	—	—
1963	13—14 I 2 23—25 I 3	16—26 13—33	15—22 I 8	23 I—28 II 37	1—14 III 14	17—28 I 11	+56	2	4	—
1963	18—26 XII 9	32—37	Циклон + ложбина (12—17 XII)	16—26 XII 11	—	27 XII—9 I 64 г. 13	+28	0	9	—
1964	3—16 II 14	28—35	7—12 II 14	21 II—17 III 26	Перестройка на весну	19 II—5 III 13	+42	4	16	—
1964	31 X 1	21	Циклон + ложбина (1—4 XI)	5—17 XI 13	18—26 XI 9	—	—	—	—	—
1964	15—23 XII 9	18—27	17 XII—4 I 65 г. 19	5—17 I 65 г. 13	Циклон + ложбина	5—11 I 65 г. 6	+26	2	21	—
1965	20—28 I 9	14—27	Циклон + ложбина (24—31 I)	1—5 II 5	—	24 I—4 II 11	+22	—	4	—

Год	Положительные ΔH_{1000}^{500} над Арктическим бассейном севернее 80° с. ш. (явление А)		Типы макроциркуляции на поверхности 10 мб			Потепление над Центральной Арктикой по [175] (явление В)		Промежуток времени (в сутках) между началом явлений	
	дата	ΔH_{1000}^{500} (в дам)	тип V (явление Б)	тип VI	восстановление типа V	дата	повышение температуры (°С)	А и Б	А и В
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1965	2-12 II 11	10-29	6-11 II 6	12 II-15 III 32	—	11-18 II 7	+26	4	9
1965	24-25 III 2	2-32	16-21 III 6	22 III-17 IV 27	Перестройка на весну	15-31 III 16	+43	—8	—9
1965	4-26 XI 23	10-18	7 XI-3 XII 27	4-29 XII 26	Циклон + ложбина	13 XI-20 XII 37	+34	3	9
1966	29 I-7 II 10	14-24	29-31 I 3	1 II-3 III 31	4-7 III 4	14-26 II 12	+30	1	17
1966	6-11 XI 6	6-20	7-14 XI 8	15 XI-2 XII 18	3-10 XII 8	9-18 XI 9	+20	1	3
1966	8-14 XII 7	19-24	11-15 XII 5	16 XII-1 I 17	—	—	—	3	—
1967	19-28 I 10	16-20	19-23 I 5	24 I-11 II 19	Циклон + ложбина	25 I-2 II 8	+28	0	6
1967	5-9 III 5	13-18	6-9 III 4	10-14 III 5	15-18 III 4	2-10 III 8	+23	1	—3

Всего случаев (в %), когда разница один день и более...

87

выраженное деформационное поле приводит, как объясняет Х. П. Погосян [173], к дальнейшему выносу тепла в северные районы вплоть до полюса не только в тропосфере, но и в более высоких слоях атмосферы. В результате меридиональность устанавливается также в нижней и средней стратосфере.

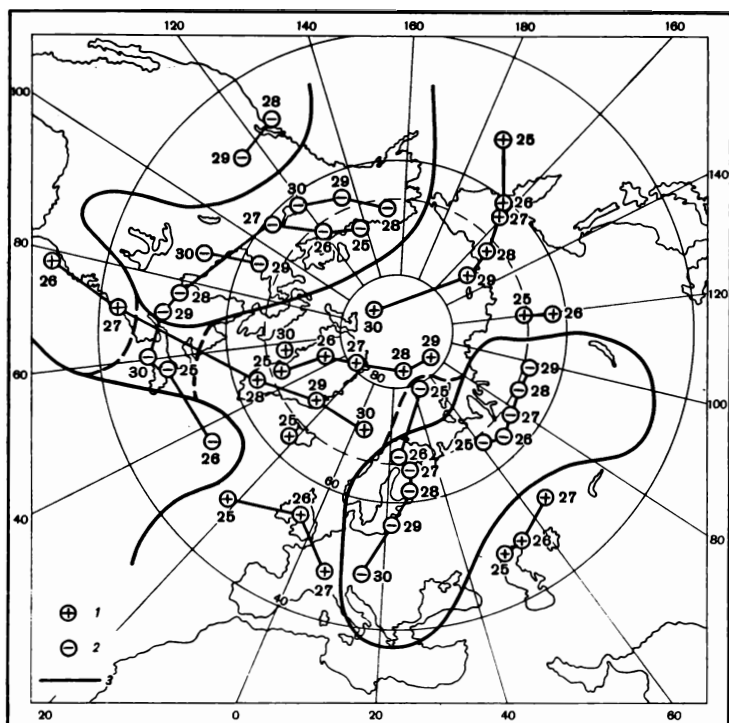


Рис. 21. Траектории очагов аномалий H_{1000}^{500} с 25 по 30 января 1962 г.

1 — положение центра очага положительных ΔH_{1000}^{500} , 2 — то же отрицательных, 3 — среднее положение нулевой изаномалии.

Индексы меридиональной циркуляции, вычисленные по А. Л. Кацу [105], претерпевают резкий скачок почти на всех уровнях тропосферы и нижней и средней стратосферы. В разбираемом случае индекс меридиональности на поверхности 500 мб увеличился с 25 по 29 января 1962 г. в первом районе (30—70° с. ш., 45° з. д.—90° в. д.) на 0,72, в третьем районе (30—70° с. ш., 45—160° з. д.) — на 1,15 гп. дам/°. На вышележащих уровнях значительное повышение индекса меридиональности обнаруживается к 30 января:

на поверхности 10 мб в первом районе — на 0,67 гп. дам/°λ, в третьем (30—70° с. ш., 90° в. д.—160° з. д.) — на 1,52. На поверхности 10 мб наибольшее усиление I_m произошло в первом и втором районах с 29 на 30 января соответственно на 0,23 и 0,52 гп. дам/°λ, а в третьем районе с 30 на 31 января — на 0,37.

Резкий рост индекса меридиональности перед стратосферными потеплениями отмечается в ряде исследований Х. П. Погосяна [175, 177] и Т. Х. Геохланян [66].

В работе [66] на примере стратосферного потепления зимы 1967/68 г. построены графики хода индекса меридиональности на поверхностях 500, 100, 30 и 10 мб, на которых резко проявляется сдвиг пиков I_m во времени снизу вверх. Здесь же показано, что перестройку поля геопотенциала в стратосфере обуславливают только продолжительные усиления I_m (4—10 дней и более) в тропосфере, а не кратковременные его вспышки.

Анализ полей аномалий H_{1000}^{500} перед стратосферными потеплениями подтвердил этот вывод. Как показывают данные табл. 11 (графа 9), после установления таких резко выраженных меридиональных процессов в тропосфере в 87% случаев через 1—3 дня и более в стратосфере происходит раздвоение циклонического вихря (тип V, рис. 8), а затем осуществляется и выход тихоокеанского или атлантического антициклонов в умеренные и полярные широты (тип VI, рис. 10). Эти процессы сопровождаются значительным потеплением температуры над Арктическим бассейном и в стратосфере (графа 8, табл. 11). Из 23 случаев потеплений, зафиксированных за период с 1958 по 1967 г. над Центральной Арктикой, в 78% случаев температура воздуха здесь на уровне 23—24 км поднималась на 20° и выше. При этом в 70% случаев повышение температуры начиналось уже в период раздвоения циклонического вихря на поверхности 10 мб; оно продолжалось и тогда, когда антициклоны поднимались в северные широты. В 30% случаев потепление над Центральной Арктикой отмечалось лишь в период выхода антициклонов из средних широт в северные.

Из данных графы 10, табл. 11, видно, что в 91% случаев разница в начале значительных потеплений над Центральной Арктикой в тропосфере и стратосфере составляет один день и более, в 78% случаев она превышает трое суток, доходя иногда до 16—21 дня. Только в двух случаях (в марте 1965 и 1967 гг.) потепление в стратосфере начиналось соответственно на девять и три дня раньше, чем в тропосфере. Характерно, что и раздвоение циклонического вихря на поверхности 10 мб в первом случае начиналось на восемь дней раньше даты установления положительных ΔH_{1000}^{500} над Арктическим бассейном. Очевидно в указанных случаях тепло распространялось сверху, ибо, как указывалось в п. 2.1, в марте и апреле приток солнечной радиации в высоких слоях атмосферы является основным фактором, способствующим перестройке циркуляции в стратосфере на антициклонический режим. Во всех остальных случаях все же вынос тепла в тропосфере опережал

процесс раздвоения циклонического вихря перед весенней перестройкой стратосферы.

Следует подчеркнуть, что потепления в стратосфере северного полушария обычно приводят к нарушению характерного, для зимнего периода, западного переноса с одним циклоническим вихрем. При этом в средней стратосфере над большей частью полушария происходит переход ветров с западного на восточное.

Продолжительность процесса потепления в стратосфере Центральной Арктики колеблется в большинстве случаев от 5 до 13 дней, иногда доходит до 16 дней и более (графа 7, табл. 11). Период же перемещения антициклонов над северными широтами в 78% случаев намного больше (графа 5). Это — макропроцесс большой вертикальной мощности, охватывающий почти все северное полушарие с подготовительными и заключительными стадиями развития, осуществляющимися в определенной последовательности.

Подготовительная стадия развития такого макропроцесса начинается еще в тропосфере с формирования глубоких циклонов над восточным побережьем Северной Америки и над Восточной Сибирью, обеспечивающих двухстороннюю адвекцию тепла соответственно с Атлантического и Тихого океанов на район полюса [43]. В этот период в тропосфере появляется резкая меридиональность. В поле аномалии H_{1000}^{500} устанавливается полоса положительных значений от Атлантического океана через Северный полюс (или через район Канады и прилегающий сектор Арктики) до Тихого океана. Из нижней тропосферы меридиональность постепенно распространяется вверх. Циклонический вихрь, характерный для зимней стратосферы, раздваивается. Один центр располагается над американским материком или прилегающими районами арктических морей, второй — над евразийским материком (тип V, рис. 8). Отдаляясь друг от друга, они формируют хорошо выраженное деформационное поле.

В стратосфере также создаются благоприятные условия для выноса тепла на север по восточной периферии ложбин, располагающихся над Дальним Востоком и востоком Америки. Одновременно под восточной периферией стратосферных гребней устанавливаются нисходящие движения воздуха. Взаимодействие адвекции тепла и нисходящих движений приводит к быстрому повышению температуры и геопотенциала в северо-восточной части гребня и формированию антициклона. Последнее способствует ослаблению основного западного переноса в стратосфере и благоприятствует смещению тихоокеанского или атлантического максимумов в северные широты в направлении района наибольшего повышения температуры.

Через 4—8 дней, а иногда и более начинается кульминационная стадия развития указанного макропроцесса, характеризующаяся смещением антициклона в высокие широты северного полушария. Осуществляется какая-либо разновидность типа VI (рис. 9—12). Заключительной стадией этого процесса является снова тип V,

который характеризует не процесс раздвоения стратосферного вихря, а, наоборот, — его восстановление. Антициклонические вихри уходят в субтропические широты или разрушаются. Раздробленные циклонические центры объединяются. В стратосфере опять устанавливается одноцентровый циклонический вихрь.

Однако, как видно из данных табл. 11, за рассматриваемый ряд лет были случаи (30%) выхода антициклонов в высокие широты без подготовительного и даже заключительного периодов раздвигания циклонического вихря. При этом в подготовительной стадии вместо второго циклона наблюдалась вытянутая ложбина, которая вытеснялась затем антициклоном. Как раз в этих случаях потепления в Центральной Арктике большей частью не обнаруживались. Очевидно тепло распространялось в другие районы северного полушария вместе с выходящим антициклоном или его гребнем.

Анализ полей аномалии H_{1000}^{500} показал, что во всех указанных случаях при отсутствии второго циклонического центра на поверхности 10 мб значительные положительные значения ΔH_{1000}^{500} (порядка 28—30 дам, а иногда 40—45 дам) наблюдались над американским континентом. При таких условиях отмечалось распространение тихоокеанского максимума или его гребня на районы США. Хотя некоторые из этих случаев не вошли в список так называемых внезапных потеплений над Центральной Арктикой (значительное повышение температуры и геопотенциала наблюдалось над территорией США), процессы, обуславливающие их, также нарушают преобладающий западный перенос в зимней стратосфере с колебательным характером движения стратосферных вихрей. Из данных табл. 11 (графы 2 и 3) видно, что они имеют ту же природу, что и процессы, обуславливающие потепление над Центральной Арктикой.

Реальность отмеченного нарушения зонального переноса в стратосфере подтверждается графиками (рис. 22 и 23), на которых показаны направления перемещения циклонических вихрей на поверхности 10 мб во время выхода тихоокеанского антициклона на район Канады — США (рис. 22 а) и на Чукотку и Восточную Сибирь (рис. 23 а). Условные обозначения здесь такие же, как на рис. 17.

Из сравнения графиков видно, что в случаях выхода тихоокеанского антициклона на район Канады — США циклонические вихри в течение продолжительного времени (порядка 2—4 е. с. периодов, а иногда и более) смещаются с западной составляющей, т. е. с запада на восток, с северо-запада на юго-восток или с юго-запада на северо-восток. При этом часто наблюдаются промежуточные периоды стационарирования. И только изредка они движутся с востока на запад. При выходе тихоокеанского антициклона на Чукотку и Восточную Сибирь циклонические вихри в течение 2—3 е. с. периодов подряд перемещаются с востока на запад, иногда с небольшими отклонениями к северо-западу или юго-западу, лишь в отдельных случаях осуществляется западный их перенос (рис. 23 а).

На рис. 24 представлена сборнокинематическая карта траекторий антициклонических вихрей при выходе тихоокеанского максимума на район Северной Америки (тип VI a). На рис. 24 видно, что

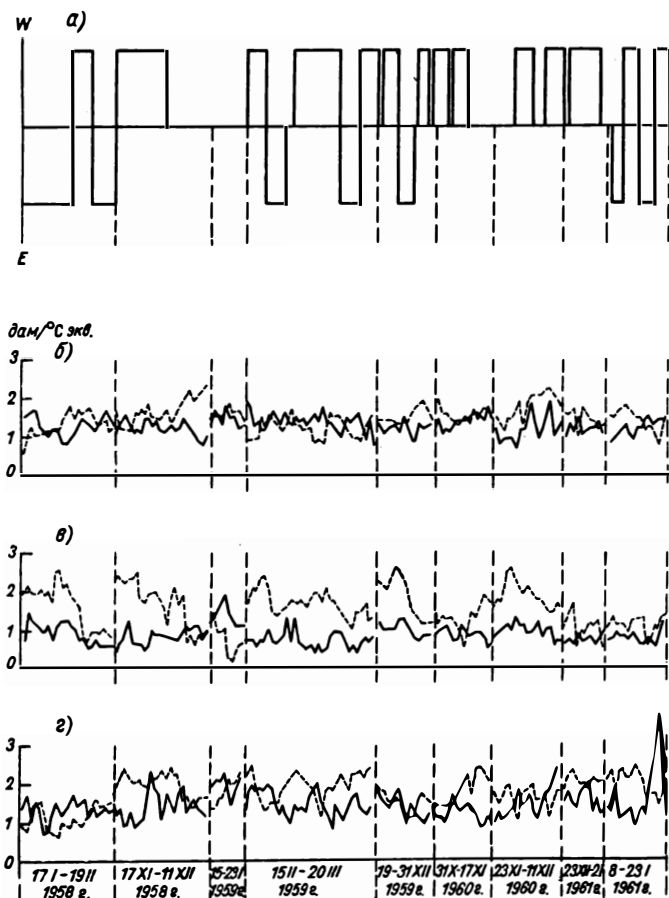
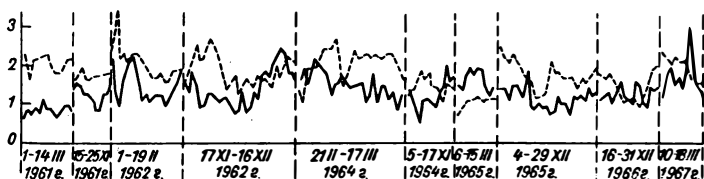
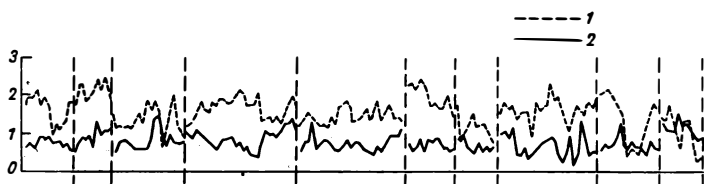
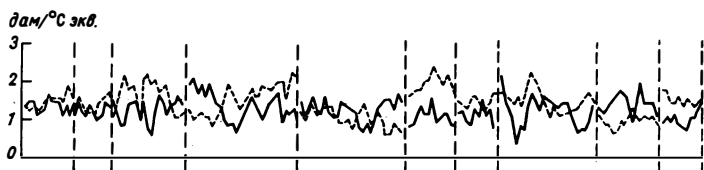
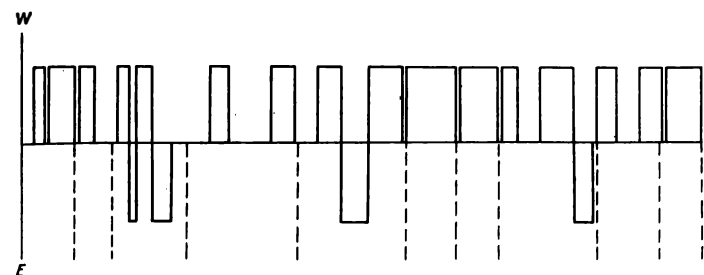


Рис. 22. Перемещение циклонических вихрей на поверхности 10 мб (а) поверхности 500 мб в первом (б), втором (в) и третьем (г) районах на район

в одних случаях тихоокеанский антициклон выходит на район Аляски и западной части США и возвращается обратно, а в других — заходит далеко в глубь материка и доходит даже до Атлантического океана, где превращается в гребень атлантического мак-

симула. Как было показано в табл. 11, этот процесс продолжается иногда около месяца, а в одном случае (февраль—март 1959 г.) — даже 38 дней.



и ход индексов зональной (1) и меридиональной (2) циркуляции на по-северного полушария в периодах выхода тихоокеанского антициклона Канады.

Совершенно противоположная картина наблюдается при выходе тихоокеанского максимума на районы Чукотки и Восточной Си-бири (рис. 25). Все антициклонические вихри на поверхности 10 мб смещаются с востока на запад, часто совершая петлеобразные

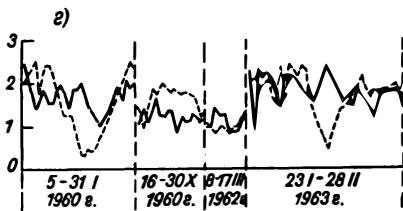
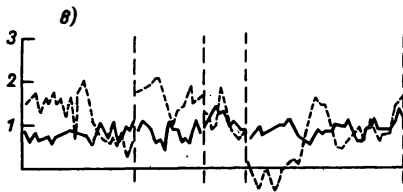
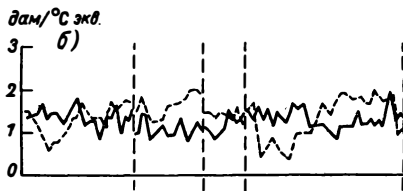
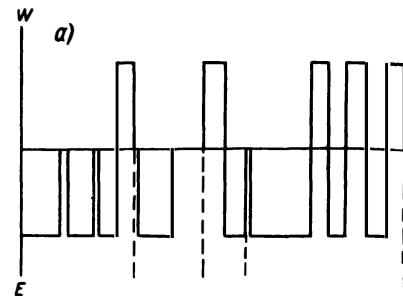
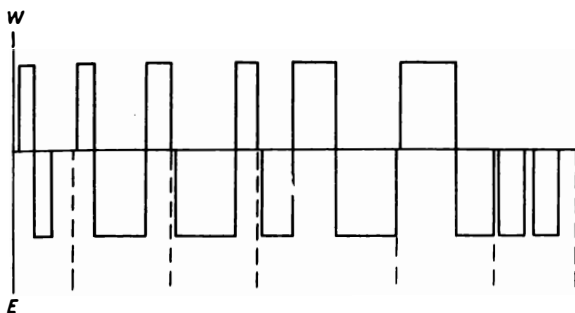
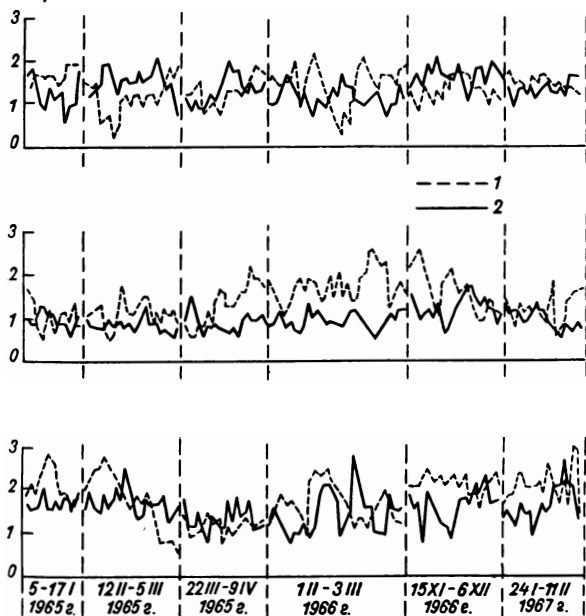


Рис. 23. Перемещение циклонических вихрей на поверхности циркуляции на поверхности 500 мб в первом (б), втором (в) ходе тихоокеанского анти



дам/°С экв.



10 мб (а) и ход индексов зональной (1) и меридиональной (2) и третьем (з) районах северного полушария в периодах вы- циклона на район Чукотки.

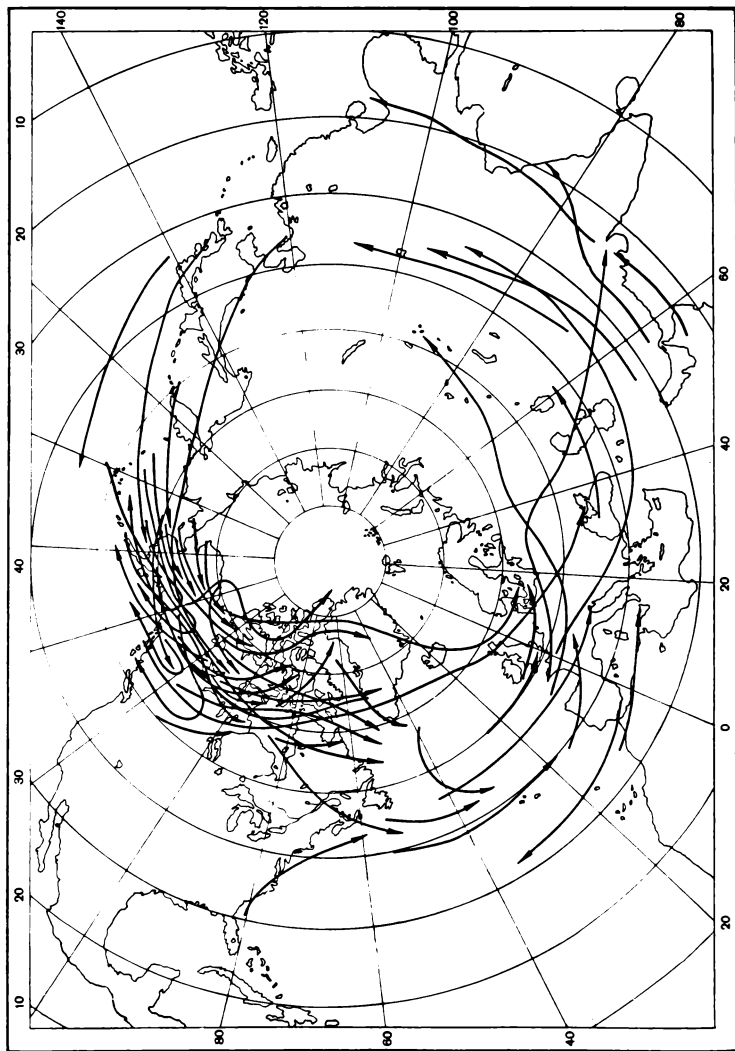


Рис. 24. Траектории антициклонических вихрей на поверхности 10 мб в период выхода тихоокеанского антициклона на район Северной Америки.

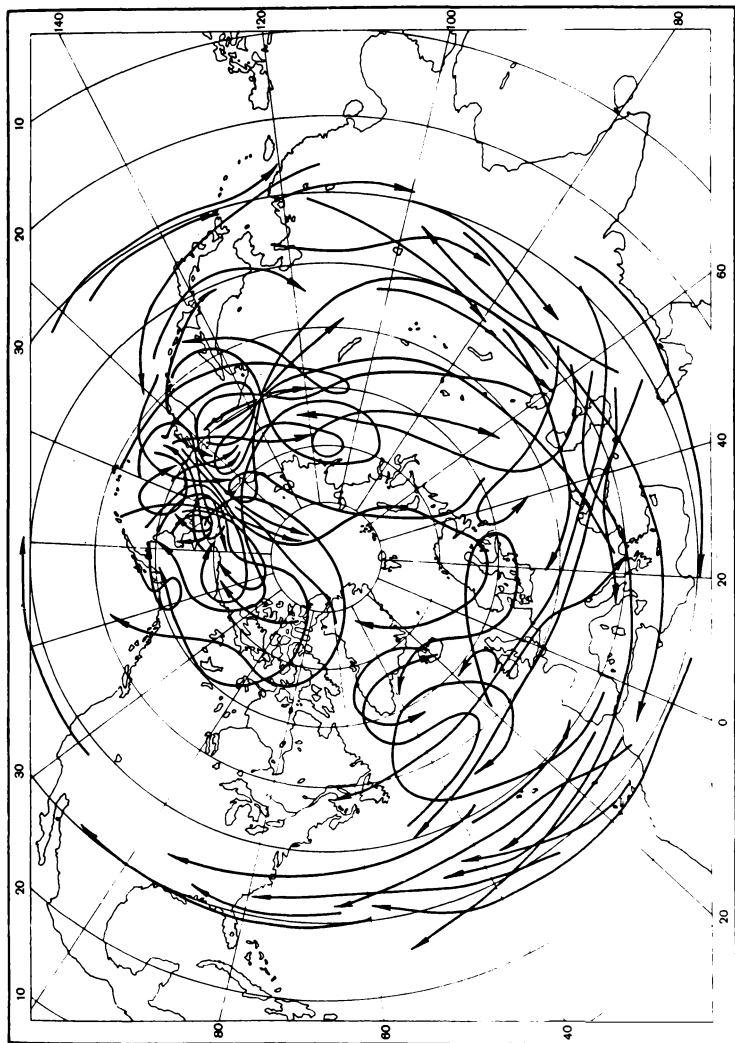


Рис. 25. Траектории антициклонических вихрей на поверхности 10 мб в период выхода тихоокеанского антициклона на район Чукотки и Восточной Сибири.

траектории. Иногда они движутся из района Берингова моря прямо к полюсу, оттуда направляются или на Канаду и далее обратно к Тихому океану (февраль 1958 г.), а большей частью на Восточную Сибирь, где и разрушаются.

Представляет интерес сравнение рис. 24 и 25 с рис. 26. На последнем нанесены траектории антициклонических вихрей при господстве циклонической циркуляции в стратосфере. В этих случаях антициклонические вихри, так же как и циклонические, совершают колебательные движения (рис. 27), смещаясь то на запад, то на восток.

Таким образом, рис. 22—27 иллюстрируют особенности структуры барического поля в стратосфере как в периоды нормальной циклонической циркуляции, характерной для холодного времени года в стратосфере, так и в периоды ее нарушения.

Периоды нарушения, обусловленные в основном выходом тихоокеанского максимума в северные широты, характеризуются совершенно противоположными типами процессов и в тропосфере в зависимости от того, происходит выход на районы Канады—США или Чукотки—Восточной Сибири. Указанное различие типов циркуляции в тропосфере подтверждают графики хода индексов зональной и меридиональной циркуляции на поверхности 500 мб (рис. 22, 23 и 27) и схемы развития синоптических процессов над атлантико-евразийским сектором северного полушария (рис. 28 и 29).

Графики, представленные на рис. 22, 23 и 27, составлены по индексам А. Л. Каца [105], вычисленным в отделе долгосрочных прогнозов погоды Гидрометцентра СССР. Сравнение хода индексов зональной I_z и меридиональной I_m циркуляции в трех районах северного полушария для случаев выхода тихоокеанского антициклона на район Канады—США (рис. 22 б, в, г) и Чукотки—Восточной Сибири (рис. 23 б, в, г) показывает на противоположный характер циркуляции в тропосфере.

Действительно, в период выхода тихоокеанского антициклона на район Канады—США в тропосфере наблюдается усиленная зональная циркуляция над большей частью северного полушария. Только над третьим районом, куда выходит тихоокеанский максимум (в основном при его перемещении над США), интенсивность меридиональной циркуляции больше зональной. При этом происходит сопряженное усиление меридиональности и над первым районом. Над вторым районом интенсивность зональной циркуляции во всех случаях значительно выше меридиональной (рис. 22 б, в, г). Только с 15 по 23 января 1959 г., когда выход тихоокеанского антициклона на район Канады сопровождался одновременно и усилением его гребня в направлении Чукотки, интенсивность меридиональной циркуляции над вторым районом была больше зональной.

Выход тихоокеанского антициклона на район Чукотки и Восточной Сибири сопровождается усилением меридиональности и в тропосфере. Индексы зональности, особенно над азиатским сектором

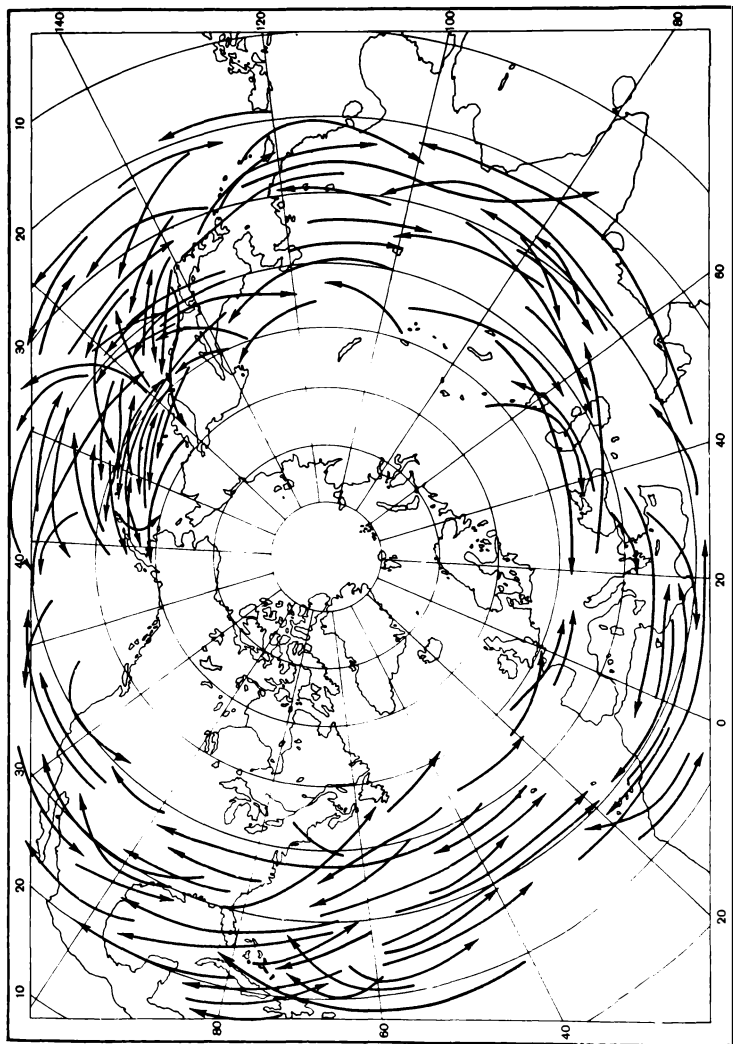


Рис. 26. Траектории антициклонических вихрей на поверхности 10 мб при господстве циклонической циркуляции в стратосфере.

полушария (второй район), приобретают даже отрицательные значения (рис. 23 в). Как и в первом случае, особенно резко реагирует на изменения структуры барического рельефа стратосферы атлантико-европейский сектор полушария (первый район), куда переме-

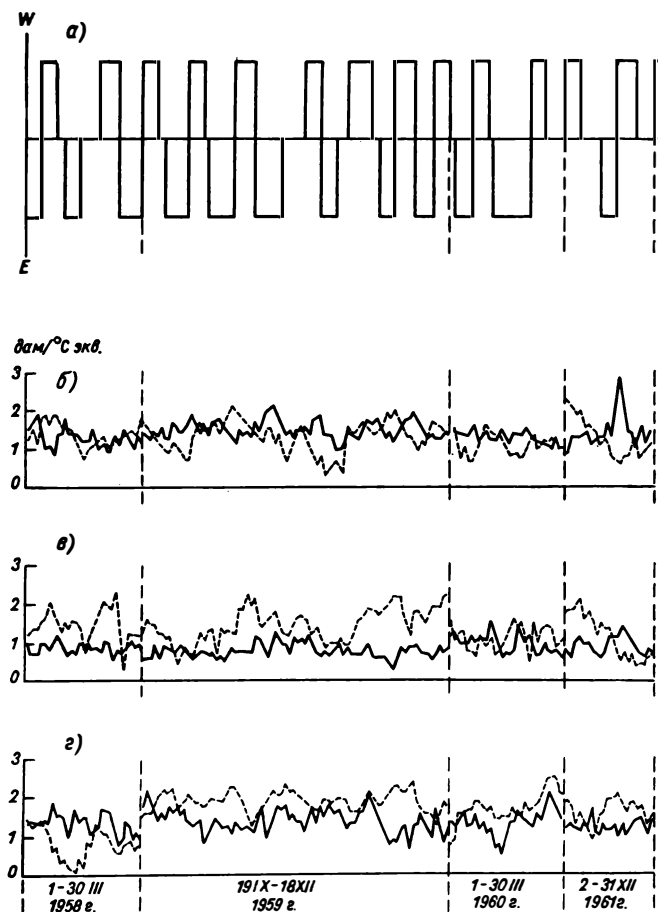
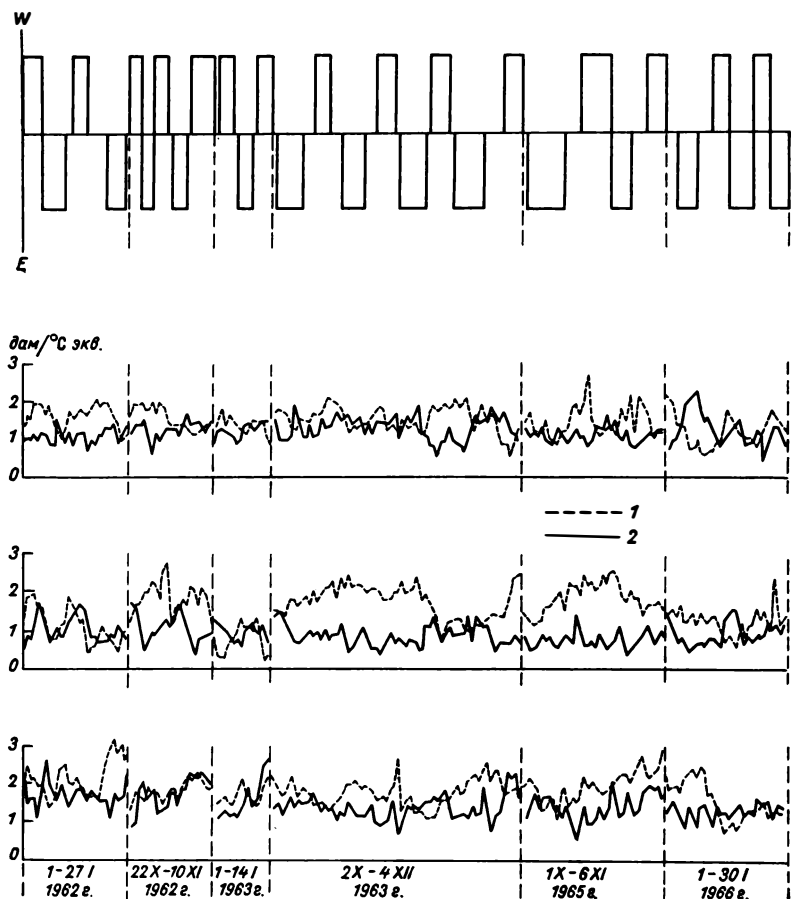


Рис. 27. Характер перемещения циклонических вихрей на поверхности уровня 500 мб в первом (б), втором (в) и третьем (г) районах

щается центр циклонического вихря на поверхности 10 мб. При этом он движется в основном (рис. 23 а) с востока на запад, вызывая усиление меридиональности не только в тропосфере (рис. 23 б), но и в приземных слоях атмосферы. На рис. 28 и 29 схематически

представлено развитие синоптических процессов у поверхности Земли в феврале 1958 и 1962 г. (рис. 28), когда тихоокеанский антициклон выходил на район Канады—США, и в феврале 1963 и 1965 г. (рис. 29), когда он перемещался над территорией Восточ-



10 мб (а) и ход индексов зональной (1) и меридиональной (2) циркуляции на северного полушария при господстве циклонической циркуляции в стратосфере.

ной Сибири и Дальнего Востока. Сравнение этих рисунков наглядно иллюстрирует противоположный характер циркуляции и у поверхности Земли, главным образом над атлантико-европейским сектором полушария.

Использование полей аномалий H_{1000}^{500} для характеристики особенностей циркуляции в тропосфере избавляет от анализа многообразия форм циркуляции и позволяет подойти к прогнозу приземной температуры воздуха непосредственно, минуя промежуточное звено — циркуляцию воздуха. Последовательный анализ ежедневных полей аномалий дает возможность установить основные этапы в развитии атмосферных процессов и затем на основании закономерностей преобразования и сопряженности полей определить будущий характер их осуществления. Это дает возможность строить на единых принципиальных основах методы долгосрочных прогнозов погоды на три—пять дней, на три последовательные пятидневки и на месяц.

Выявленные в данном исследовании закономерности позволили выбрать наиболее значимые предсказатели в уравнении множественной регрессии, в котором впервые для целей долгосрочных прогнозов погоды учитывается комплекс характеристик циркуляции средней и нижней стратосферы, тропосферы и подстилающей поверхности. Учитывая выявленную сопряженность процессов по вертикали, система условных уравнений для определения весовых коэффициентов при предсказателях составляется по группам однотипной макроциркуляции, характеризующейся сочетанием определенных процессов в стратосфере и соответствующих им характерных схем с полей аномалий H_{1000}^{500} над сектором II.

Такой подход позволяет по данным любого дня последней пятидневки текущего месяца прогнозировать аномалию температуры воздуха следующего месяца в целом и первых трех его пятидневок.

Проверка успешности таких прогнозов на зависимом и независимом материалах показала, что они являются достаточно устойчивыми и имеют оправдываемость, вполне приемлемую для практического использования. Поэтому можно считать полезным применение предлагаемой методики прогноза аномалии температуры воздуха в виде среднего месячного распределения и среднего на каждые из трех последовательных пятидневок в оперативной практике для уточнения месячного прогноза, выпущенного ранее с большей заблаговременностью, а использование выявленных связей считать необходимым при разработке новых методов долгосрочных прогнозов погоды.

ЛИТЕРАТУРА

1. Астапенко П. Д. Атмосферные процессы в высоких широтах южного полушария. М., Изд-во АН СССР, 1960. 282 с.
2. Атлас теплового баланса Земного шара. Под ред. М. И. Будыко. М., Межв. геоф. ком. АН СССР, 1963. 69 с.
3. Атлас аэроклиматических характеристик температуры, плотности и относительного геопотенциала над северным полушарием. Под ред. И. В. Ханевской. М., изд. НИИАК, 1964. 141 с.
4. Аэроклиматический атлас характеристик ветра северного полушария. Под ред. И. Г. Гутермана. М., изд. НИИАК, 1963, 167 с.
5. Багров Н. А. Опыт применения принципа аналогичности для прогноза средней месячной температуры воздуха.— Тр. ЦИП, 1957, вып. 49, с. 231—249.
6. Багров Н. А. Аналитическое представление полей.— Тр. ЦИП, 1958, вып. 64, с. 3—25.
7. Багров Н. А. Аналитическое представление последовательности метеорологических полей посредством естественных ортогональных составляющих.— Тр. ЦИП, 1959, вып. 74, с. 3—24.
8. Багров Н. А. Аналогичность метеорологических полей и оценка прогнозов.— Тр. ЦИП, 1959, вып. 74, с. 56—64.
9. Багров Н. А., Васюков К. А., Зверев Н. И., Педь Д. А. О принципе аналогичности и его использовании в практической работе.— Тр. ЦИП, 1964, вып. 132, с. 41—47.
10. Багров Н. А., Зверев Н. И. Способ прогноза поля геопотенциала H_{500} на средние сроки.— Тр. ЦИП, 1961, вып. 108, с. 3—22.
11. Багров Н. А. и Кухто А. П. Изменчивость средних месячных температур и высот AT_{500} .— В кн.: Сборник работ по синоптике. М., Гидрометеоиздат, 1959, № 3, с. 139—152.
12. Багров Н. А., Мякишева Н. Н. Прогноз температуры на месяц.— Тр. Гидрометцентра СССР, 1969, вып. 44, с. 107—114.
13. Байдал М. Х. Долгосрочные прогнозы погоды и колебаний климата Казахстана. Л., Гидрометеоиздат, 1964, ч. 1 и 2, 446 с.; 1965, ч. 3, 362 с.
14. Безуглая Э. Ю. Тихоокеанский стратосферный антициклон и его роль в термическом режиме стратосферы над северо-востоком СССР.— Тр. ГГО, 1967, вып. 211, с. 17—22.
15. Бедрина В. С., Кац А. Л., Князева В. И. Влияние особенностей циркуляции в нижней стратосфере на формирование температурной аномалии у поверхности Земли.— Тр. Гидрометцентра СССР, 1971, вып. 76, с. 10—18.
16. Будыко М. И., Каган Р. Л., Строкина Л. А. Об аномалиях членов теплового баланса океана. Метеорология и гидрология, 1966, № 1, с. 24—28.
17. Бельская Н. Н. Испытание новых способов прогноза перемещения и эволюции барических образований.— Тр. ЦИП, 1960, вып. 95, с. 3—31.
18. Белинский Н. А. К вопросу о взаимодействии океана и атмосферы. Метеорология и гидрология, 1953, № 8, с. 9—15.

19. Бирюкова Л. А., Кастров В. Г. О суточном ходе температуры в нижней и средней стратосфере. *Метеорология и гидрология*, 1961, № 8, с. 3—10.
20. Блинова Е. Н. Гидродинамическая теория волн давления, температурных волн и центров действия атмосферы. — *ДАН СССР*, 1943, т. 39, № 7, с. 284—287.
21. Блинова Е. Н. Опыт долгосрочного прогноза погоды при помощи гидродинамики. — *Тр. НИУ ГУГМС*, 1946, сер. 1, вып. 31, с. 3—19.
22. Блинова Е. Н. Метод решения нелинейной задачи об атмосферных движениях планетарного масштаба. — *ДАН СССР*, 1956, т. 110, № 6, с. 975—977.
23. Блинова Е. Н. Гидродинамический прогноз средних месячных аномалий температур для северного полушария Земли с использованием данных международного геофизического года. — *ДАН СССР*, 1960, т. 131, № 2, с. 293—296.
24. Блинова Е. Н. Гидродинамическое исследование нестационарных атмосферных процессов планетарного масштаба. — *ДАН СССР*, 1961, т. 140, № 2, с. 354—357.
25. Блинова Е. Н. Гидродинамическая теория климата и долгосрочного прогноза погоды. — *ДАН СССР*, 1961, т. 140, № 3, с. 571—574.
26. Блинова Е. Н. Обобщение гидродинамической теории климата и долгосрочного прогноза погоды. — *Тр. Гидрометцентра СССР*, 1967, вып. 15, с. 26—36.
27. Блинные З. Г., Педь Д. А. Учет интенсивности зональной циркуляции атмосферы при составлении прогнозов погоды на месяц. — *Тр. ЦИП*, 1964, вып. 132, с. 48—58.
28. Блинные З. Г., Педь Д. А. О критериях надежности прогнозов аномалии средней месячной температуры воздуха. — *Тр. Гидрометцентра СССР*, 1969, вып. 42, с. 3—7.
29. Блюмина Л. И. Условия формирования теплых и холодных апрелей над Европейской территорией СССР и в Западной Сибири и некоторые признаки для их прогноза. — *Тр. ЦИП*, 1960, вып. 92, с. 31—51.
30. Блюмина Л. И. Развитие процессов в тропосфере и стратосфере при значительных аномалиях температуры воздуха в сезонах первой половины лета. — *Тр. Гидрометцентра СССР*, вып. 43, с. 63—70.
31. Блюмина Л. И. Аномальные весны в районах основного сельскохозяйственного производства СССР. — *Тр. Гидрометцентра СССР*, 1968, вып. 23, с. 46—53.
32. Божков Р. Д. Вертикальное распределение озона в земной атмосфере. *Метеорология и гидрология*, 1965, № 10, с. 3—11.
33. Борисенков Е. П. Опыт использования эмпирических функций влияния для прогноза давления у земли с заблаговременностью от 1—2 до 3—5 суток. — *Тр. ААНИИ*, 1961, т. 240, с. 33—48.
34. Борисенков Е. П., Борисова Л. Е. Физико-статистическая схема предвычисления средних месячных аномалий температуры воздуха на полушарии. — *Тр. ААНИИ*, 1967, т. 275, с. 310—318.
35. Борисенков Е. П., Осипов Б. А. Оценка сезонных особенностей энергетического баланса верхней атмосферы северного полушария. — *Тр. ААНИИ*, 1964, т. 271, вып. 1, с. 5—18.
36. Борисова Л. Г. Климатическая связь синоптических процессов. — *Тр. ЦИП*, 1958, вып. 71, с. 27—39.
37. Борисова Л. Г., Рудичева Л. М. Использование особенностей естественных синоптических сезонов при составлении месячных прогнозов погоды. — *Тр. Гидрометцентра СССР*, 1968, вып. 12, с. 12—18.
38. Бруск К., Карузертс Н. Применение статистических методов в метеорологии. Пер. с англ. Л., Гидрометеиздат, 1963, 415 с.
39. Бугаев В. А. Изучение климата Средней Азии с динамико-стохастической точки зрения. — *Бюлл. Сред. Аз. гос. ун-та*, 1949, вып. 29, сер. геофиз., с. 21—29.

40. Бугаев В. А. Климатические зоны Восточной Антарктиды. — Материалы научной конференции по проблемам метеорологии Антарктиды. М., Гидрометеоздат, 1959, 48 с.
41. 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., Гидрометеоздат, 1971, с. 25—40.
42. Бугаев В. А., Уранова Л. А. Карты общего содержания озона. Приложение к «Синоптическому бюллетеню» (Северное полушарие). М., изд. Гидрометцентра СССР, 1967, 61 с.
43. Бурлуцкий Р. Ф., Рафаилова Х. Х., Семенов В. Г., Храбров Ю. Б. Колебания общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы погоды. Л., Гидрометеоздат, 1967, 299 с.
44. Вангенгейм Г. Я. О колебаниях атмосферной циркуляции над северным полушарием. — Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., 1946, № 5, с. 405—416.
45. Вангенгейм Г. Я. Опыт изучения общей циркуляции атмосферы применительно к задаче построения метода долгосрочных гидрометеорологических прогнозов. — Тр. Первой научной конференции по общей циркуляции атмосферы (14—18 марта 1960 г.). М., Гидрометеоздат, 1962, с. 52—59.
46. Вангенгейм Г. Я. Учет интенсивности воздушных течений для диагноза и прогноза особенностей атмосферной циркуляции и погоды. — Тр. ААНИИ, 1963, т. 253, с. 21—32.
47. Васси А. Атмосферный озон. Пер. с англ. М., «Мир», 1968, 85 с.
48. Васюков К. А., Зверев Н. И., Педь Д. А. Применение эмпирических функций влияния для прогноза аномалии средней месячной температуры воздуха. — Тр. ЦИП, 1962, вып. 116, с. 24—33.
49. Васюков К. А., Зверев Н. И., Педь Д. А. Использование принципа аналогичности при прогнозе синоптических процессов и погоды на пять суток. — Тр. ЦИП, 1962, вып. 116, с. 13—23.
50. Васюков К. А., Зверев Н. И., Педь Д. А. Связь между состоянием центров действия атмосферы и погодой на Европейской территории СССР. — Тр. ЦИП, 1963, вып. 120, с. 14—24.
51. Васюков К. А., Зверев Н. И., Педь Д. А. О статистическом способе прогноза температуры воздуха и количества осадков на месяц. — Тр. ЦИП, 1965, вып. 139, с. 22—28.
52. Васюков К. А., Зверев Н. И., Педь Д. А. О прогнозе аномалии средней месячной температуры воздуха с 10-дневной заблаговременностью. — Тр. ЦИП, 1966, вып. 147, с. 3—9.
53. Вачнадзе Д. И., Педь Д. А. Разложение полей H_{500} на северном полушарии по естественным функциям. — Тр. Гидрометцентра СССР, 1970, вып. 63, с. 15—31.
54. Вительс Л. А. Об инерции и ритмичности температурных аномалий. — В кн.: Вопросы методики долгосрочных прогнозов. Л., Гидрометеоздат, 1946, с. 153—161.
55. Вительс Л. А., Ромашкина С. Б. Инерционные связи зимних и весенних аномалий температуры воздуха на Европейской территории СССР. — Тр. ГГО, 1963, вып. 148, с. 38—58.
56. Воробьев В. И. Струйные течения в высоких и умеренных широтах. Л., Гидрометеоздат, 1960, 234 с.
57. Воробьева Е. В. Сопряженность атмосферных процессов в северном полушарии. Л., Гидрометеоздат, 1962, 116 с.
58. Воробьева Е. В. Циклические изменения интенсивности зональной циркуляции в средней тропосфере и их временные изменения. — Тр. ГГО, 1967, вып. 211, с. 56—67.
59. Гайгеров С. С. Вопросы аэрологического строения, циркуляции и климата свободной атмосферы Центральной Арктики и Антарктики. М., Изд-во АН СССР, 1962, 320 с.
60. Гайгеров С. С. О зимних потеплениях в стратосфере Центральной Арктики. — Тр. ЦАО, 1962, вып. 41, с. 3—11.
61. Гайгеров С. С. Аэрология полярных районов. М., Гидрометеоздат, 1964, 304 с.

62. Гайгеров С. С. О зимних стратосферных потеплениях и весенних пере­стройках в Антарктике и Арктике.— Метеорология и гидрология, 1967, № 10, с. 22—31.
63. Гаврилин Б. Л. Численные эксперименты по общей циркуляции атмо­сферы (Обзор зарубежных исследований).— Изв. АН СССР, Физика атмо­сферы и океана, 1965, т. 1, № 12, с. 1229—1259.
64. Гандин Л. С. [и др.]. Основы динамической метеорологии. Л., Гидроме­теоиздат, 1955. 647 с.
65. Геохланян Т. Х. О роли температурных волн в формировании верти­кального профиля температуры в период зимних стратосферных потепле­ний.— Тр. Гидрометцентра СССР, 1969, вып. 41, с. 97—105.
66. Геохланян Т. Х. Сильное потепление в стратосфере зимой 1967/68 г.— Тр. Гидрометцентра СССР, 1971, вып. 75, с. 17—29.
67. Голубчикова Г. П., Зусманович А. Г. Связь динамики центра стратосферного вихря в северном полушарии с геомагнитной активностью.— Тр. КазНИГМИ, 1969, вып. 38, с. 29—36.
68. Гирс А. А. Основы долгосрочных прогнозов погоды. Л., Гидрометеоздат, 1960. 560 с.
69. Гирс А. А. Внутригодовые преобразования форм атмосферной циркуляции и их прогноз.— Тр. Всесоюзного научно-метеорологического совещания, т. 3, секция синоптической метеорологии. Л., Гидрометеоздат, 1963, с. 31—45.
70. Гирс А. А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. Л., Гидрометеоздат, 1971. 280 с.
71. Грибоедов С. Д. Замкнутые периодические циклы в деятельности си­бирского антициклона.— Геофизич. сб., 1917, т. 3, вып. 3, с. 1—40.
72. Гриценко М. В., Дмитриева Ю. Н. К вопросу о подборе анало­гов.— Тр. ЦИП, 1959, вып. 87, с. 51—56.
73. Гриценко М. В., Цепканова Е. И. Разработка методики прогноза сохранения и смены знака барического поля и средней температуры на 10 дней в зависимости от начального барического и термического полей.— Тр. ЦИП, 1963, вып. 124, с. 48—67.
74. Гриценко М. В., Цепканова Е. И. Прогноз средней месячной тем­пературы нижней половины тропосферы и у поверхности Земли.— Тр. ЦИП, 1966, вып. 154, с. 18—22.
75. Громова Г. Г. Особенности циркуляции при значительных похолоданиях на Европейской территории СССР.— Тр. ЦИП, 1962, вып. 119, с. 51—69.
76. Громова Г. Г. и Князева В. И. О двухлетней цикличности в сроках формирования летнего стратосферного антициклона.— Метеорология и гид­рология, 1964, № 6, с. 35—36.
77. Гуди Р. М. Физика стратосферы. Пер. с англ., Л., Гидрометеоздат, 1958. 172 с.
78. Гутерман И. Г. Распределение ветра над северным полушарием. Л., Гидрометеоздат, 1965. 251 с.
79. Гутерман И. Г. Основные особенности зональных течений в атмо­сфере.— Тр. НИИАК, 1967, вып. 46, с. 52—73.
80. Гушин Г. П. Озон и аэросиноптические условия в атмосфере. Л., Гидро­метеоздат, 1964. 341 с.
81. Дзердзеевский Б. Л., Курганская В. М., Витвицкая З. М. Типизация циркуляционных механизмов в северном полушарии и характери­стика синоптических сезонов.— Тр. НИУ ГУГМС, 1946, сер. 2, вып. 21, 80 с.
82. Долгин И. М., Карьмова Г. У. Особенности распределения озона в Арктике в зависимости от условий циркуляции.— В кн.: Атмосферный озон. Л., Гидрометеоздат, 1965, с. 33—41.
83. Дрогайцев Д. А. Прогноз температуры воздуха на зиму.— Тр. ЦИП, 1964, вып. 132, с. 3—40.
84. Дрогайцев Д. А. К прогнозу температуры воздуха на зиму.— Тр. ЦИП, 1965, вып. 139, с. 35—46.
85. Дрогайцев Д. А. Исследование исторических колебаний аномалии тем­пературы воздуха с целью ее прогноза.— Тр. ЦИП, 1966, вып. 147, с. 10—26.
86. Дубенцов В. Р. Воздушные течения в стратосфере.— Метеорология и гидрология, 1959, № 11, с. 3—15.

87. Дубенцов В. Р. Основные особенности распределения температуры в атмосфере в различные сезоны (в слое 0—100 км).— Метеорология и гидрология, 1961, № 9, с. 3—12.
88. Дубенцов В. Р. Воздушные течения и распределение температуры в стратосфере и мезосфере в Северном полушарии. М., Гидрометеоздат, 1965. 94 с.
89. Дубенцов В. Р., Наталенкова Л. М. Зимний стратосферный полярный вихрь, его положение и перемещение.— Тр. ЦИП, 1964, вып. 137, с. 4—10.
90. Дубенцов В. Р., Унукова А. А. Некоторые особенности распределения зональных составляющих ветра и температуры в стратосфере над северной и центральной частями Тихого океана.— Тр. ЦИП, 1965, вып. 143, с. 3—23.
91. Дуйцева М. А., Педь Д. А. Метод прогноза аномалии средней месячной температуры воздуха с учетом информации северного полушария.— Тр. ЦИП, 1966, вып. 147, с. 68—137.
92. Дуйцева М. А., Педь Д. А. О многопараметрической схеме прогноза аномалии средней месячной температуры воздуха.— Тр. Гидрометцентра СССР, 1970, вып. 64, с. 49—68.
93. Дуйцева М. А., Педь Д. А. О формировании температуры воздуха над Северной Атлантикой.— Тр. Гидрометцентра СССР, 1970, вып. 64, с. 35—48.
94. Дулетова Т. А., Пагава С. Т., Рождественский А. А., Ширкина Н. А. Основы синоптического метода долгосрочных прогнозов погоды. Л.—М., Гидрометеоздат, 1940. 366 с.
95. Ермаков В. М., Трубников Б. Н. Гидродинамическая модель сезонных перестроек в стратосфере высоких широт.— Тр. ЦАО, 1967, вып. 76, с. 27—36.
96. Захарова Н. М. Прогностическое значение некоторых особенностей термобарических полей в нижней стратосфере.— Метеорология и гидрология, 1965, № 11, с. 33—37.
97. Захарова Н. М. Об использовании предвестников осени при составлении прогнозов погоды на сентябрь.— Тр. Гидрометцентра СССР, 1968, вып. 21, с. 69—74.
98. Захарова Н. М. О прогнозе значительных аномалий температуры воздуха в сентябре на Европейской территории СССР.— Тр. Гидрометцентра СССР, 1968, вып. 23, с. 21—30.
99. Захарова Н. М. Особенности циркуляции в нижней стратосфере в экстремально холодных и теплых сезонах осени.— Тр. Гидрометцентра СССР, 1964, вып. 43, с. 83—89.
100. Зверев Н. И. Физико-статистический метод долгосрочного прогноза погоды.— Тр. Гидрометцентра СССР, 1968, вып. 12, с. 45—58.
101. Зверев Н. И. Применение статистики в предсказании погоды.— Тр. Гидрометцентра СССР, 1970, вып. 66. 194 с.
102. Зверев Н. И., Педь Д. А. Определение аналогичности полей метеорологических элементов при помощи электронной счетной машины «Погода».— Метеорология и гидрология, 1960, № 10, с. 14—18.
103. Зубян Г. Д. О междуширотном обмене теплых и холодных масс воздуха в стратосфере зимой.— Метеорология и гидрология, 1959, № 1, с. 3—12.
104. Кац А. Л. Использование некоторых особенностей преобразования макропроцессов синоптических сезонов для месячного прогноза.— Тр. ЦИП, 1959, вып. 74, с. 32—39.
105. Кац А. Л. Сезонные изменения общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы. Л., Гидрометеоздат, 1960. 270 с.
106. Кац А. Л. Двухлетняя цикличность в экваториальной стратосфере и общая циркуляция атмосферы.— Метеорология и гидрология, 1964, № 6, с. 3—10.
107. Кац А. Л. Цикличность в экваториальной стратосфере и мезосфере и сезонные преобразования глобальной циркуляции.— Метеорология и гидрология, 1966, № 7, с. 13—21.

108. Кац А. Л. Циркуляция в стратосфере и мезосфере. Л., Гидрометеиздат, 1968. 204 с.
109. Кац А. Л. Характерные черты циркуляции атмосферы и макромасштабного взаимодействия ее с Атлантическим океаном на меридиане 30° з. д. в апреле—июне 1970 г.— В кн.: Квазидвухлетняя цикличность и циркуляция в атмосфере и океане. Л., Гидрометеиздат, 1971, с. 41—61.
110. Кац А. Л., Бедрина В. С., Позднякова В. А. Применение эмпирических функций влияния для прогноза изменений давления на 3—5 дней по исходным однотипным макропроцессам.— Тр. ЦИП, 1962, вып. 119, с. 3—23.
111. Кац А. Л., Морской Г. И., Семенов В. Г. Формирование крупных аномалий температуры воздуха на территории СССР в зимние месяцы.— Тр. ЦИП, 1957, вып. 49, с. 3—180.
112. Кашин К. И., Пагава С. Т. Исследование значительных месячных аномалий температуры воздуха над Европейской территорией СССР. Л., Гидрометеиздат, 1959. 130 с.
113. Китайгородский С. А. Мелкомасштабное взаимодействие океана и атмосферы (Краткий очерк советских исследований). Океанология, 1967, т. 7, вып. 5, с. 774—785.
114. Кондратьев К. Я. и Матрешина Т. Д. О влиянии длинноволнового излучения озона на радиационный баланс земной поверхности и атмосферы.— Тр. ГГО, 1953, вып. 41 (103), с. 125—132.
115. Кондратьев К. Я., Филипович О. П. Тепловой режим верхних слоев атмосферы. Л., Гидрометеиздат, 1960. 356 с.
116. Кочин Н. Е. Об упрощении уравнений гидромеханики для случая общей циркуляции атмосферы.— Тр. ГГО, 1935, вып. 4, с. 21—45.
117. Крылов А. Н. Лекции о приближенных вычислениях. М.—Л., Гостехиздат, 1954. 398 с.
118. Крындин А. Н. Роль температурного поля океана в формировании аномалий атмосферной циркуляции и аномалий суровости зим на морях (на примере северо-западной части Тихого океана).— Тр. НИИАК, 1966, вып. 36, с. 21—48.
119. Крындин А. Н. Средние месячные температуры воды, воздуха и разности температур вода—воздух в Северной Атлантике. (1948—1967 гг.). М., изд. Гидрометцентра СССР, 1968. 75 с.
120. Крындин А. Н. Роль Северной Атлантики в формировании весенне-летних аномалий температуры воздуха на Европейской территории СССР.— Тр. Гидрометцентра СССР, 1968, вып. 23, с. 31—45.
121. Крындин А. Н. Крупномасштабный тепло- и влагообмен между океаном и атмосферой и долгосрочные прогнозы погоды.— Тр. Гидрометцентра СССР, 1970, вып. 64, с. 91—102.
122. Крындин А. Н., Педь Д. А. О пространственно-временном изменении некоторых параметров температурного поля Северной Атлантики.— Тр. НИИАК, 1968, вып. 50, с. 120—130.
123. Кудашкин Г. Д., Юдин М. И. О выборе и применении аналогов в целях уточнения численных прогнозов погоды.— Тр. ГГО, 1968, вып. 197, с. 3—18.
124. Курбаткин Г. П. Некоторые особенности поведения ультрадлинных волн в атмосфере.— ДАН СССР, 1967, т. 177, № 4, с. 824—827.
125. Курбаткин Г. П. Исследование ультрадлинных волн. В кн.: Численные методы решения задач прогнозов погоды и общей циркуляции атмосферы. Новосибирск, Изд. ВЦ СО АН СССР, 1970, с. 174—226.
126. Лондон Ю. Колебания озона и их связь с потеплениями в стратосфере.— В кн.: Озон в земной атмосфере. Пер. с англ. Под ред. Г. П. Гущина. Л., Гидрометеиздат, 1966, с. 194—200.
127. Малкус Ж. Крупномасштабное взаимодействие.— В кн.: Море. Пер. с англ. Л., Гидрометеиздат, 1965, с. 58—254.
128. Мамонтова Л. И. Инерция аномалий средних месячных температур воздуха над территорией СССР.— Метеорология и гидрология, 1949, № 2, с. 32—46.

129. Машкович С. А. О связи колебаний зональной циркуляции атмосферы с развитием длинных волн. — В кн.: Объективный анализ и прогноз метеорологических элементов. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 54—62.
130. Машкович С. А., Хейфец Я. М. Опыт составления оперативных прогнозов среднемесячной аномалии наземной температуры по методу Е. Н. Блиновой. — Тр. ЦИП, 1957, вып. 60, с. 37—43.
131. Машкович С. А., Хейфец Я. М. К теории долгосрочного прогноза с учетом вертикальной стратификации атмосферы и турбулентного перемешивания. — Тр. ЦИП, 1960, вып. 93, с. 3—15.
132. Мещерская А. В., Руховец Л. В., Юдин М. И., Яковлева Н. И. Естественные составляющие метеорологических полей. Л., Гидрометеониздат, 1970. 199 с.
133. Митра С. К. Верхняя атмосфера. Пер. с англ. М., ИЛ, 1955. 639 с.
134. Монин А. С. Прогноз погоды как задача физики. М., «Наука», 1969. 183 с.
135. Морской Г. И. Вычисление эмпирических функций влияния для прогноза неazonальной части среднемесячных аномалий высот изобарической поверхности 500 мб. — Тр. ЦИП, 1959, вып. 74, с. 40—46.
136. Морской Г. И., Руденко И. Т. Практический гармонический анализ на сфере. — Тр. ЦИП, 1963, вып. 123, с. 18—33.
137. Морской Г. И., Сажин С. М. Использование нефанализа при составлении прогноза средней месячной температуры. — Метеорология и гидрология, 1971, № 12, с. 85—88.
138. Москалева И. М. Средние вертикальные градиенты температуры в тропосфере и нижней стратосфере над северным полушарием. — Тр. НИИАК, 1965, вып. 31, с. 25—37.
139. Мусаелян Ш. А. О долгосрочном прогнозе аномалий вертикальных скоростей движения воздуха над северным полушарием Земли. — ДАН СССР, 1961, т. 137, № 1, с. 72—75.
140. Мультиановский Б. П. Основные положения синоптического метода долгосрочных прогнозов погоды. М., Изд-во ЦУЕГМС, 1933, 139 с.
141. Мустель Э. Р. О некоторых закономерностях в проблеме «Солнечная активность — атмосфера Земли». — Астрономический журнал, 1967, т. 44, № 6, с. 1162—1175.
142. Павловская А. А. Потепление в стратосфере Арктики в январе 1958 г. — Материалы конференции по итогам МГГ (1960) и метеорологического изучения Антарктиды (1959). М., Гидрометеониздат, 1961, с. 39—47.
143. Павловская А. А. Внутрисезонные изменения атмосферной циркуляции в верхней тропосфере и нижней стратосфере. — Тр. ЦИП, 1961, вып. 104, с. 54—88.
144. Павловская А. А. Изменения температуры в стратосфере в системе барических образований зимой. — Тр. ЦИП, 1963, вып. 128, с. 79—105.
145. Павловская А. А. Связь между процессами в тропосфере и нижней стратосфере. — Тр. ЦИП, 1964, вып. 137, с. 11—20.
146. Пагава С. Т. О ритмической деятельности в атмосфере. — Метеорология и гидрология, 1938, № 3, с. 26—37.
147. Пагава С. Т. Основы синоптического метода долгосрочных прогнозов погоды малой заблаговременности. — Тр. НИУ ГУГМС, 1946, сер. 2, вып. 20. 76 с.
148. Пагава С. Т. Значение аналога при составлении долгосрочных прогнозов погоды. — Метеорология и гидрология, 1949, № 5, с. 60—67.
149. Пагава С. Т. О естественном синоптическом районе. — Метеорология и гидрология, 1953, № 10, с. 14—19.
150. Пагава С. Т. Естественный синоптический район. — Тр. ЦИП, 1954, вып. 36 (63), с. 3—18.
151. Пагава С. Т. [и др.]. Влияние Северной Атлантики на развитие синоптических процессов. — М., Гидрометеониздат, 1958. 71 с.
152. Пагава С. Т. О характере связи между тепловым состоянием Северной Атлантики и температурой воздуха в Европе. — Метеорология и гидрология, 1962, № 1, с. 10—18.

153. Пагава С. Т. Способ расчета среднего значения H_{500} на тенденцию естественного синоптического периода. — *Метеорология и гидрология*, 1964, № 2, с. 20—26.
154. Пагава С. Т. Об использовании данных наблюдений в стратосфере при анализе естественных синоптических сезонов. — *Метеорология и гидрология*, 1964, № 11, с. 23—26.
155. Пагава С. Т. Предвестники сезонов в нижней стратосфере. — *Метеорология и гидрология*, 1965, № 9, с. 8—13.
156. Пагава С. Т. Особенности циркуляции атмосферы в предзимье. — *Метеорология и гидрология*, 1966, № 1, с. 3—9.
157. Пагава С. Т. О характере связи между особенностями циркуляции в нижней стратосфере и началом сезонов зимы и весны в стратосфере. — *Метеорология и гидрология*, 1966, № 9, с. 3—8.
158. Пагава С. Т. [и др.]. Основы синоптического метода сезонных прогнозов погоды. Л., Гидрометеиздат, 1966. 361 с.
159. Пагава С. Т. Особенности поля температуры на поверхности 100 мб летом и осенью. — *Тр. Гидрометцентра СССР*, 1969, вып. 43, с. 57—62.
160. Пагава С. Т., Захарова Н. М., Севалкина Н. А. Атмосферные макропроцессы, обуславливающие значительные месячные аномалии температуры воздуха на Европейской территории СССР. М., Гидрометеиздат, 1960. 113 с.
161. Пагава С. Т., Севалкина Н. А. Об использовании предвестников предзимья при составлении месячных прогнозов погоды. — *Тр. Гидрометцентра СССР*, 1968, вып. 23, с. 3—12.
162. Педь Д. А. Статистический способ уточнения прогноза аномалии средней месячной температуры воздуха. — *Тр. ЦИП*, 1963, вып. 139, с. 96—100.
163. Педь Д. А. Способ прогноза аномалии средней месячной температуры воздуха. — *Тр. ЦИП*, 1964, вып. 135, с. 3—12.
164. Педь Д. А. Способ прогноза общего характера погоды на месяц. — *Тр. ЦИП*, 1965, вып. 139, с. 71—88.
165. Педь Д. А., Кашлева Л. И. Влияние районов большой изменчивости некоторых метеорологических элементов на формирование температуры воздуха на территории СССР. — *Тр. Гидрометцентра СССР*, 1967, вып. 4, с. 33—68.
166. Педь Д. А., Козельцева В. Ф. Способ уточнения прогноза аномалии средней месячной температуры воздуха. — *Тр. ЦИП*, 1962, вып. 103, с. 16—30.
167. Педь Д. А., Сидоченко Т. В. Связь аномалии средней месячной температуры воздуха с циркуляцией атмосферы предшествующих месяцев. — *Тр. ЦИП*, вып. 89, с. 127—149.
168. Педь Д. А., Туркетти З. Л. Распределение суточных амплитуд температуры воздуха на территории СССР. М., Гидрометеиздат, 1961. 168 с.
169. Педь Д. А., Чистякова Е. А. Использование климатических данных при составлении прогнозов погоды на месяц. — *Тр. ЦИП*, 1960, вып. 89, с. 158—166.
170. Погосян Х. П. Сезонные колебания общей циркуляции атмосферы. — *Тр. ЦИП*, 1947, вып. 1(28). 88 с.
171. Погосян Х. П. Общая циркуляция атмосферы. Л., Гидрометеиздат, 1959. 259 с.
172. Погосян Х. П. О влиянии тропосферных процессов на изменение поля температуры и циркуляции в стратосфере. — *Метеорологические исследования*, — № 9. М., «Наука», 1965, с. 30—51.
173. Погосян Х. П. Сезонные и внутрисезонные изменения температуры, геопотенциала и атмосферной циркуляции в стратосфере. — *Метеорология*, № 10. М., «Наука», 1965. 111 с.
174. Погосян Х. П., Павловская А. А. Роль тропосферных вихрей во внутрисезонных изменениях температуры и ветра в стратосфере. — *Тр. ЦИП*, 1965, вып. 144, с. 3—21.
175. Погосян Х. П., Павловская А. А., Летников Г. В. Непериодические процессы в стратосфере северного полушария. Л., Гидрометеиздат, 1969. 166 с.

176. Погосян Х. П., Павловская А. А., Шабельникова М. В. Взаимосвязь процессов в тропосфере и стратосфере северного полушария. Л., Гидрометеоиздат, 1965. 131 с.
177. Погосян Х. П., Павловская А. А., Шабельникова М. В. Преобразование поля геопотенциала и циркуляции в верхней стратосфере зимой.— Тр. Гидрометцентра СССР, 1971, вып. 75, с. 3—16.
178. Покровская Т. В. О двухлетней цикличности в ходе метеорологических явлений.— Тр. ГГО, 1959, вып. 89, с. 28—39.
179. Покровская Т. В. Синоптико-климатологические и гелиогеофизические долгосрочные прогнозы погоды. Л., Гидрометеоиздат, 1969. 254 с.
180. Пчелко И. Г. Об образовании и эволюции летнего стратосферного антициклона в северном полушарии.— Метеорология и гидрология, 1959, № 12, с. 3—10.
181. Пчелко И. Г. Об эволюции полярного стратосферного циклона и о взаимосвязи процессов в тропосфере и стратосфере.— Метеорология и гидрология, 1967, № 12, с. 21—32.
182. Ракипова Л. Р. Тепловой режим атмосферы. Л., Гидрометеоиздат, 1957. 184 с.
183. Ракипова Л. Р. О формировании среднемесячных аномалий температуры атмосферы.— Тр. ГГО, 1959, вып. 99, с. 3—14.
184. Ракипова Л. Р. К вопросу о взаимодействии между верхними и нижними слоями атмосферы. Динамика крупномасштабных атмосферных процессов.— Труды Международного симпозиума. М., «Наука», 1967, с. 373—386.
185. Ракипова Л. Р. Прогноз средних месячных аномалий температуры по компонентам теплового баланса атмосферы.— Метеорология и гидрология, 1967, № 5, с. 38—43.
186. Рафаилова Х. Х. Влияние Арктики на особенности меридиональной циркуляции над Европой и Западной Сибирью.— Тр. ЦИП, 1957, вып. 49, с. 181—230.
187. Рафаилова Х. Х. Об условиях образования Таймырского максимума.— Метеорология и гидрология, 1958, № 1, с. 10—16.
188. Рафаилова Х. Х. Применение ежедневных карт аномалии OT_{1000}^{500} к прогнозам на три дня.— Тр. ЦИП, 1958, вып. 64, с. 111—154.
189. Рафаилова Х. Х. Применение закономерностей изменения аномалий OT_{1000}^{500} к прогнозу приземного барического поля тенденции следующего е. с. периода.— Тр. ЦИП, 1959, вып. 74, с. 47—54.
190. Рафаилова Х. Х. Прогноз барического поля на каждые из трех дней.— Тр. ЦИП, 1960, вып. 97, с. 3—46.
191. Рафаилова Х. Х. Изучение преемственности полей аномалии OT_{1000}^{500} с помощью цепей Маркова для прогноза средней месячной температуры воздуха.— Тр. ЦИП, 1962, вып. 115, с. 107—125.
192. Рафаилова Х. Х. Об особенностях связи между аномалиями H_{1000}^{500} и температуры воздуха и использование ее для прогноза температуры на каждые из трех дней.— Тр. ЦИП, 1962, вып. 119, с. 36—69.
193. Рафаилова Х. Х. Использование аналогичности в распределении очагов аномалии H_{1000}^{500} для прогноза средней месячной температуры воздуха над Европейской территорией СССР и Западной Сибирью.— Тр. ЦИП, 1963, вып. 124, с. 33—39.
194. Рафаилова Х. Х. Сопряженность полей аномалии H_{1000}^{500} над северным полушарием и прогноз температуры над территорией Советского Союза.— Тр. ЦИП, 1966, вып. 154, с. 34—40.
195. Рафаилова Х. Х. Преемственность и сопряженность полей изаномал над отдельными секторами северного полушария и прогноз средней месячной температуры воздуха над территорией СССР.— Тр. Гидрометцентра СССР, 1968, вып. 21, с. 3—19.

196. Рафаилова Х. Х. Особенности циркуляции в нижней стратосфере и возможности подбора одного года аналога для составления прогноза погоды по территории СССР. — Тр. Гидрометцентра СССР, 1968, вып. 23, с. 54—73.
197. Рафаилова Х. Х. Учет особенностей циркуляции в нижней стратосфере при составлении месячных прогнозов погоды. — Метеорология и гидрология, 1968, № 6, с. 33—38.
198. Рафаилова Х. Х. Объективный способ подбора аналогов по сборно-кинематическим картам естественных синоптических периодов с помощью ЭВМ. — Метеорология и гидрология, 1968, № 8, с. 20—27.
199. Рафаилова Х. Х. Структура перестройки процессов естественного синоптического периода по вертикали и характер макроциркуляции в стратосфере и тропосфере. — Тр. Гидрометцентра СССР, 1970, вып. 64, с. 112—129.
200. Рафаилова Х. Х. Роль тихоокеанского антициклона в формировании экстремальной погоды над территорией Советского Союза. — Тр. Гидрометцентра СССР, 1971, вып. 76, с. 86—115.
201. Рафаилова Х. Х., Токунова А. М., Федулова М. Н., Шабунина Т. А. О некоторых результатах оперативной проверки оправданности опытных прогнозов полей давления на каждые из трех дней. — Тр. ЦИП, 1962, вып. 119, с. 98—103.
202. Репинская Р. П. Разложение поля давления в двойные ряды по естественным составляющим горизонтальных координат и времени. — Метеорология и гидрология, 1969, № 5, с. 28—37.
203. Репинская Р. П. Об устойчивости естественных функций времени поля давления. — Тр. ГГО, 1969, вып. 236, с. 139—145.
204. Ролль Г. У. Физика атмосферных процессов над морем. Пер. с англ. Л., Гидрометеиздат, 1968. 398 с.
205. Романовский В. И. Дискретные цепи Маркова. М.—Л., Гостехиздат, 1949. 436 с.
206. Рубинштейн Е. С. К проблеме изменения климата. — Тр. НИУ ГУГМС, 1946, сер. 1, вып. 22. 83 с.
207. Рубинштейн Е. С. Об изменении климата СССР за последние десятилетия. — В кн.: А. И. Воейков и современные проблемы климатологии. Л., Гидрометеиздат, 1956, с. 123—174.
208. Руководство по долгосрочным прогнозам погоды на 3—10 дней. Ч. 1. Л., Гидрометеиздат, 1968. 351 с.
209. Руководство по составлению месячных прогнозов погоды. Л., Гидрометеиздат, 1972. 363 с.
210. Рыжак Л. Ю. К вопросу о разработке метода уточнения детализации метеорологических прогнозов большой заблаговременности для Арктики. — Проблемы Арктики и Антарктики, 1967, вып. 27, с. 123—133.
211. Рязанова Л. А. О сезонных перестройках и потеплениях в полярной стратосфере северного полушария. — Тр. ЦАО, 1967, вып. 76, с. 3—11.
212. Рязанова Л. А. О проявлениях квазидвухлетней цикличности в стратосферных процессах высоких и средних широт. — Тр. ЦАО, 1967, вып. 76, с. 100—106.
213. Савичев А. И. Некоторые особенности атмосферных процессов в марте—мае и прогноз барического поля на июнь для Северной Атлантики. — Тр. ЛГМИ, 1968, вып. 30, с. 143—156.
214. Савичев А. И. Долгосрочный прогноз барического поля для Северной Атлантики на месяцы теплого времени года. — В кн.: Материалы рыбохозяйственных исследований северного бассейна. Мурманск, 1970, вып. 14, с. 160—170.
215. Сазонов Б. И. Высотные барические образования и солнечная активность. Л., Гидрометеиздат, 1964. 131 с.
216. Сарымсаков Т. А., Бугаев В. А., Джорджио В. А. Статистическая характеристика синоптических положений над Средней Азией для холодного полугодия. — Изв. АН СССР, 1947, сер. геогр. и геофиз., т. 11, № 6, с. 451—464.
217. Севалкина Н. А. О целесообразности учета особенностей предвестников лета при составлении прогноза погоды на май и июнь. — Тр. Гидрометцентра СССР, 1968, вып. 21, с. 63—68.

218. Семенов В. Г. Влияние Атлантического океана на режим температуры и осадков на Европейской территории СССР. М., Гидрометеиздат, 1960. 148 с.
219. Семенов В. Г. К оценке влияния температуры океана и атмосферной циркуляции на температуру воздуха. — Метеорология и гидрология, 1963, № 4, с. 24—27.
220. Семенов В. Г. Перенос тепла и влаги и формирование полей температуры и осадков на Европейской территории СССР. — Тр. ЦИП, 1966, вып. 154, с. 68—93.
221. Семенов В. Г., Шушевская Г. М. Сезонное влияние подстилающей поверхности на атмосферу. — Тр. ЦИП, 1962, вып. 115, с. 141—148.
222. Синоптический бюллетень. Северное полушарие. М., Изд. Гидрометцентра СССР, 1958—1970.
223. Смирнов И. П. Опыт составления долгосрочных прогнозов средних месячных и декадных аномалий температуры для северного полушария Земли. — Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1960, № 12, с. 1828—1846.
224. Смирнов И. П. Прогноз индекса циркуляции при помощи моментов связи для баротропной модели атмосферы. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1963, № 9, с. 1423—1426.
225. Смирнов И. П. Практика оперативного составления долгосрочных гидродинамических прогнозов отклонения от нормы средних месячных температур воздуха для северного полушария. — Тр. ММЦ, 1964, вып. 2, с. 45—49.
226. Сперанский К. Е. Сезонная перестройка поля ветра в стратосфере. — В кн.: Метеорологические исследования. М., «Наука», 1965, № 9, с. 52—57.
227. Спиридонова Ю. В. Сопряженность атмосферной циркуляции в разных частях северного полушария. — Изд-во АН СССР, 1962. 119 с.
228. Спирина Л. П. О возможности инерционных прогнозов месячных аномалий температуры воздуха. — Тр. ГГО, 1959, вып. 87, с. 32—39.
229. Спирина Л. П. Инерционные прогнозы месячных аномалий температуры воздуха на примере Ленинграда и Оренбурга. — Тр. ГГО, 1959, вып. 89, с. 53—59.
230. Статистические методы в метеорологии. Новосибирск, Изд. ВЦСО АН СССР, 1969. 290 с.
231. Токунова А. И. Способ прогноза аномалии пентадной температуры воздуха в теплом полугодии. — Тр. ЦИП, 1966, вып. 154, с. 57—61.
232. Труды Гидрометцентра СССР, 1969, вып. 44. 152 с.
233. Труды Гидрометцентра СССР, 1970, вып. 62. 116 с.
234. Труды Центрального института прогнозов, 1949, вып. 11 (38). 162 с.
235. Труды Центрального института прогнозов, 1960, вып. 89. 173 с.
236. Труды Центрального института прогнозов, 1960, вып. 92. 145 с.
237. Туркетти З. Л. Учет особенностей термобарического поля нижней стратосферы при составлении сезонных прогнозов погоды. — Метеорология и гидрология, 1965, № 10, с. 21—28.
238. Тьюэлес С. и Фингер Ф. Г. Синоптические исследования по данным, полученным с помощью ракетных зондирований атмосферы. — В кн.: Ракетная и спутниковая метеорология. Пер. с англ. Л., Гидрометеиздат, 1964, с. 116—134.
239. Угрюмов А. И. Интенсивность межширотного обмена в стратосфере и весенние перестройки циркуляции. — Метеорология и гидрология, 1968, № 4, с. 23—33.
240. Угрюмов А. И. Двухлетняя цикличность в тропосфере умеренных широт северного полушария. — Метеорология и гидрология, 1968, № 12, с. 24—32.
241. Угрюмов А. И. Квазидвухлетняя цикличность весенне-летней циркуляции атмосферы. — Тр. Гидрометцентра СССР, 1971, вып. 77. 81 с.
242. Урьева Б. Р. Динамика длинных волн и долгосрочный прогноз погоды. — Метеорология и гидрология, 1966, № 12, с. 30—36.
243. Урьева Б. Р. Эволюция средних месячных волн давления на северном полушарии и прогноз температуры на месяц. — Тр. Гидрометцентра СССР, 1969, вып. 42, с. 99—125.

244. Урьева Б. Р. Длинные волны в нижней стратосфере и использование их динамики для прогноза температуры у поверхности Земли. — Тр. Гидрометцентра СССР, 1970, вып. 63, с. 67—80.
245. Федулова М. Н. Расчет средних значений H_{500} синоптического периода по данным его первого дня. — Метеорология и гидрология, 1964, № 3, с. 30—34.
246. Федулова М. Н. Прогноз аномалии средней температуры воздуха на пятидневку с помощью синоптико-статистического метода. — Тр. ЦИП, 1966, вып. 154, с. 62—65.
247. Феллер В. Введение в теорию вероятностей и ее приложения. Перевод с англ. М., «Мир», 1964. 498 с.
248. Филиппов В. В., Каганский А. С. Роль отдельных факторов в формировании режима температуры воздуха над океаном. — Тр. НИИАК, 1968, вып. 50, с. 3—10.
249. Ханевская И. В. Влияние континентов и океанов на распределение температуры в тропосфере над северным полушарием. Тр. НИИАК, 1965, вып. 31, с. 3—24.
250. Ханевская И. В. Температурный режим свободной атмосферы над северным полушарием. Л., Гидрометеоиздат, 1968. 299 с.
251. Хвостиков И. А. Высокие слои атмосферы. Л., Гидрометеоиздат, 1964. 604 с.
252. Хвостиков И. А. и др. Исследование стратосферы с помощью метеорологических ракет в СССР. — В кн.: Ракетная и спутниковая метеорология. Пер. с англ. Л., Гидрометеоиздат, 1964, с. 40—46.
253. Храбров Ю. Б. Некоторые вопросы учета солнечной активности при составлении месячных прогнозов погоды. — Тр. ЦИП, 1958, вып. 71, с. 11—16.
254. Храбров Ю. Б. Методика составления прогнозов погоды на 3—7 дней М., Гидрометеоиздат, 1959. 182 с.
255. Храбров Ю. Б., Зиновьева Л. М. Численный прогноз поля H_{500} на следующий синоптический период и возможности его уточнения. — Тр. Гидрометцентра СССР, 1966, вып. 154, с. 41—46.
256. Храбров Ю. Б., Машкович С. А., Рафаилова Х. Х. Объективный способ подбора аналогов на ЭВМ М-20. — Тр. Гидрометцентра СССР, 1968, вып. 12, с. 78—96.
257. Хргиан А. Х. Атмосферный озон (итоги МГГ). — Метеорология и гидрология, 1964, № 1, с. 41—52.
258. Хрол В. П. Крупномасштабное взаимодействие океана и атмосферы (обзор литературы). — Тр. ААНИИ, 1970, т. 296, с. 98—130.
259. Хромов С. П. Основы синоптической метеорологии. Л., Гидрометеоиздат, 1948. 696 с.
260. Цепканова Е. И., Урьева Б. Р. Прогноз общей характеристики погоды на месяц. — Тр. ЦИП, 1958, вып. 71, с. 3—10.
261. Цепканова Е. И. и Хесина Б. Г. Учет предшествующего развития атмосферных процессов и распределение элементов погоды при составлении месячных прогнозов погоды. — Тр. ЦИП, 1958, вып. 71, с. 44—47.
262. Чаплыгина А. С. Статистический анализ чередования типов циркуляции атмосферы. — Изв. АН СССР, 1961, сер. геофиз., № 12, с. 1832—1843.
263. Чистякова Е. А. Исследование переходов температуры воздуха через 0° в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке. — Метеорология и гидрология, 1967, № 9, с. 40—47.
264. Чуприн С. Ф. Термическая трансформация холодных воздушных масс весной над Северной Атлантикой и Европой. — Тр. ЦИП, 1966, вып. 158, с. 11—24.
265. Чуприн С. Ф. Расчет теплового баланса и потока тепла над севером Атлантического океана. — Тр. ЦИП, 1966, вып. 158, с. 69—75.
266. Шабельникова М. В. О летнем режиме геопотенциала и воздушных течений в стратосфере. — Тр. ЦИП, 1965, вып. 144, с. 23—34.
267. Шабельникова М. В. О роли вертикальных движений в изменении температуры при стратосферных потеплениях. — Метеорология и гидрология, 1966, № 11, с. 39—45.

268. Ш а б е л ь н и к о в а М. В. Перераспределение кинетической энергии в тропосфере и стратосфере при зимних стратосферных потеплениях. — Тр. Гидрометцентра СССР, 1971, вып. 75, с. 74—83.
269. Ш в и д к о в с к и й Е. Г. Ракетные исследования высоких слоев атмосферы. — Тр. ЦАО, 1959, вып. 26, с. 65—73.
270. Ш в и д к о в с к и й Е. Г., Т р у б н и к о в Б. Н. Сезонные изменения в стратосфере и мезосфере высоких широт. — Тр. ЦАО, 1966, вып. 69, с. 53—70.
271. Ш и ш к о в В. Г. О некоторых закономерностях в развитии атмосферных процессов. — Метеорология и гидрология, 1957, № 7, с. 12—16.
272. Ш и ш к о в В. Г. Методика составления месячных прогнозов погоды на основе повторяемости синоптических процессов. — Тр. ЦИП, 1958, вып. 71, с. 17—26.
273. Ш и ш к о в В. Г. Исследование аналогичных положений в атмосферной циркуляции и погоде. — Тр. ЦИП, 1960, вып. 89, с. 150—157.
274. Ш и ш к о в Ю. А. Температурные аномалии в северной части Тихого океана. Океанология, 1966, т. 6, вып. 3, с. 416—429.
275. Ш и ш к о в Ю. А. О соотношении величин температурных аномалий на поверхности океана с их пространственными и временными масштабами. Океанология, 1965, т. 5, вып. 3, с. 431—440.
276. Ш у л е й к и н В. В. Перенос тепла течениями в замкнутом цикле Северной Атлантики. — Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1964, № 2, с. 264—278.
277. Ш у л е й к и н В. В. Физика моря. М., «Наука», 1968. 1083 с.
278. Ю д и н М. И. Физико-статистический метод долгосрочных прогнозов погоды. Л., Гидрометеиздат, 1968. 28 с.
279. Ю д и н М. И. О принципиальных вопросах физико-статистической методики долгосрочных прогнозов погоды большой заблаговременности. — Тр. ГГО, 1968, вып. 201, с. 3—7.
280. Ю д и н М. И., Мещерская А. В., Блажевич В. Г. Характеристика гидрометеорологической информации, использованной при долгосрочном физико-статистическом прогнозе температуры и осадков для районов недостаточного увлажнения. — Тр. ГГО, 1969, вып. 236, с. 45—63.
281. Ян-Цзян-Чу. Метеорологический журнал (Цисян Сюэбао), 1953, т. 24, № 2, с. 100—117.
282. A d e m J. On the physical basis for the numerical prediction of monthly and seasonal temperatures in the troposphere—ocean—continent system.— Month. Weath. Rev., 1964, vol. 92, No 3, p. 91—103.
283. A d e m J. Incorporation of advection of heat by mean winds and by ocean currents in thermodynamic model for longrange weather prediction.— Month. Weath. Rev., 1970, vol. 98, No 10, p. 776—786.
284. A n a n t h a k r i s h n a n K., T h i r u v e n g a d a t h a n A. Biennial oscillation in the equatorial troposphere.—Nature, 1966, vol. 212, No 5069, p. 1443—1444.
285. A r a k a w a H. Long-range forecasting of summer temperature in Tohoku District by means of the screening procedure.— J. Met. Res., Tokyo, May, 1961, vol. 13, No 5, p. 343—347.
286. B a u r F. Einführung in die Grosswetterkunde, Wiesbaden, 1948, 165 s.
287. B a u r F. Compendium of Meteorology, 1951.— В кн.: Вопросы предсказания погоды. Л., Гидрометеиздат, 1958, с. 194—228.
288. B a u r F. Physikalisch-statistische Regeln als Grundlagen für Wetter- und Witterungsvorhersagen. Akademische Verlagsgesellschaft MBH, Frankfurt am Main, 1958. 151 s.
289. B a u r F. Bericht über die 6. Meteorologische Fortbildungstagung für Grosswetterkunde und langfristige Witterungsvorhersage.— Bad Homburg, 25—26, 10, 1968, Met. Rundschau, 1969, 22, No 5, s. 125—132.
290. B a u r F. Bericht über einen Versuch mit regelmässigen Monatsvorhersagen, Időjaras, 1970, 74, No 3—4, s. 192—199.
291. B e r k e s Z. A félhavi középhőmérséklet es a csapadekösszeg kapcsolata a naptevékenység változásával. Beszámoló az 1952-ben vegzett tudományos

- kutatosokrol. Az Országos Meteor. Intezet hivatalos kiadványai, XV, kötet, Budapest, 1952, p. 150—155.
292. Berkes Z. A hőmersiklet a szél és a csapadék hosszabb-tavu előrejelzésinek módszerei.—Országos Meteorol. Szolg. hivatal. kiadv., 1970, No 35, p. 24—27.
293. Berkofsky L., Schapiro R. A dynamical model for investigation of the downward transfer of energy introduced by upper atmospheric heating.—Planet. and Space Sci., 1961, vol. 7, No 7, p. 434—444.
294. Berkofsky L. and Shapiro R. Some numerical results of a model investigation of the atmospheric response to upper level heating.—Planet. and Space Science, 1964, vol. 12, No. 3, p. 219—225.
295. Bjerknes J. A large-scale disturbance of the atmospheric circulation presumably originating from the equatorial Pacific. 1965. В кн.: Динамика крупномасштабных атмосферных процессов. М., «Наука», 1967, с. 257—260.
296. Bjerknes J. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. Month. Weath. Rev., 1969, vol. 97, No 3, p. 163—172.
297. Böhm W. A change of circulation pattern in middle latitudes in connection with the 26-month cycle. Динамика крупномасштабных атмосферных процессов. М., «Наука», 1967, с. 402—410.
298. Wojkow R. The variation of the total ozone and their correlation with the stratospheric temperature.—Geomagnetizm and Aeronomy, Moscow, 1964, No 1, p. 137—140.
299. Boyum G. The energy exchange between sea and atmosphere at ocean weather stations M. I and A.—Geofysiske Publikas. Geophysica Norvegia, Oslo, 1966, vol. XXVI, No 7, p. 1—19.
300. Brier G. W. Evidence for a long period tidal oscillation in the tropical atmosphere.—Quart. J. Roy. Met. Soc., 1966, vol. 92, No. 392, p. 284—289.
301. Brooks D. L. The distribution of carbon dioxide cooling in the lower stratosphere.—J. Met., 1958, vol. 15, No 2, p. 210—219.
302. Craddock J. M. The warming of Arctic air masses over the Eastern North Atlantic.—Quart. J. Roy. Met. Soc., 1951, vol. 77, No 33, p. 355—364.
303. Craddock J. M. Research in the Meteorological Office concerned with long—range forecasting.—Met. Mag., 1958, vol. 87, No 1034, p. 239—249.
304. Craddock J. M. Meteorological Office discussion. Long—range weather forecasting in Great Britain.—Met. Mag., 1964, vol. 93, No 1101, p. 98—105.
305. Craig R. A. Vertical eddy transfer of heat and water vapor in stable air.—J. Met., 1949, vol. 6, No 2, p. 123—133.
306. Craig R. A., Lateef M. A. Vertical motion during 1957 stratospheric warming.—J. Geoph. Res., 1962, vol. 67, No 5, p. 1839—1854.
307. Charney J. G., Drazin P. G. Propagation of planetary-scale disturbances from the lower layer into the upper atmosphere.— J. Geoph. Res., 1961, vol. 66, No 1, p. 83—110.
308. Cisak A., Wodzinska M. Wykorzystanie podobieństw procesow atmosferycznych w dlygoterminowych prognozach pogody.—Pr. Panst. inst. hydrol.-meteorol., 1970, N^o 100, p. 201—205.
309. Davis N. E. The summers on Northwest Europe.—Met. Mag., 1967, vol. 96, p. 178 p.
310. Del Trono F. Un metodo obiettivo per la previsione di carte media stagionali e mensili.—Riv. Met. Aeronaut, 1969, XXIX, N^o 4, p. 23—33.
311. Devorkin D. B., Prohaska J. T. Significant advances in statistical long-range forecasting. Mass. Inst. Technol. Dept. Met., Cambridge, 1969. 75 p.
312. Dines E. Über die Möglichkeit langfristiger Vorhersagen des Hochsommer niederschlags in Deutschland.—Met. Rundschau, 1965, No 1, s. 14—16.
313. Dickson R. R. A synoptic characterization of the thermal nature of the Earth's surface.—Mon. Weath. Rev., May 1964, vol. 92, No 5, p. 195—201.
314. Ebdon R. A. Some notes on the stratospheric winds at Canton Island and Christmas Island.—Quart. J. Roy. Met. Soc., 1961, vol. 87, No 373, p. 322—331.
315. Ebdon R. A. The tropical stratospheric wind fluctuations.—Weather, 1963, vol. 18, No. 1, p. 2—7.

316. Ebdon R. A. A summer predictor? — *Weather*, 1966, vol. 21, No. 7, p. 259—260.
317. Fuglister F. C., Worthington L. W. Some results of a multiple ship survey of the Gulf Stream.— *Tellus*, 1951, vol. 3, No. 1, p. 1—14.
318. Goda J., Shiota T. Analogue methods for long-period forecast.— *J. Met. Res.*, 1957, No. 4, p. 272—276.
319. Godson W. L. Total ozone and the middle stratosphere over Arctic and sub-Arctic areas in winter and spring.— *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 1960, vol. 86, No. 369, p. 301—317.
320. Godson W. L. and Wilson C. V. The structure of the Arctic winter stratosphere over a ten-year period.— *Canadian Met. Mem.*, 1963, No. 11. 193 p.
321. Grappe R. *Memorial de la Meteorologie Nazionale*. Paris, 1953, No. 38, p. 1—78.
322. Graystone P. *Meteorological Office Discussion. Tropical Meteorology*.— *Met. Mag.*, 1959, vol. 88, No. 1042, p. 113—118.
323. Hare F. K. The summer circulation of the Arctic stratosphere below 30 km.— *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 1960, vol. 86, No. 368, p. 127—143.
324. Hess P., Brezowsky H. *Katalog der Grosswetterlagen Europas*. 2 neu bearb. and erg. Auflage (Ber. Dtsch. Witterdienstes. No. 113, B. 15). Offenbach/M, 1969, 56 s.
325. Hishida K., Nishiyama K. On the variation of heat exchange and evaporation of the sea surface in the western North Pacific Ocean.— *J. of the Oceanogr. Soc. of Japan*, 1969, vol. 25, No. 1, p. 1—9.
326. Hoffmann A. Der internationale Stand des Problems der Langfristvorhersage.— *Annalen der Met.*, 1963, No. 2. 54 p.
327. Kálmánné C. E. Az 500/100 mb-os relativ geopotencial kapcsolata a napi középhőmérséklettel.— *Időjárás*, 1965, No. 4—5, p. 276—279.
328. Kálmánné C. E. A maximum es a minimum hőmérséklet előrejelzése Rafailova közepetavú módszerével. Beszámoló az 1964-ben végzett tudományos kutatásokról. *Az Országos Met. Int. hivatalos kiadványai XXVIII. Kötet. Budapest*, 1965, resz. I, p. 177—182.
329. Kohansky A. Circulation and temperatures at 70 to 100 km height.— *J. Geoph. Res.*, 1963, vol. 68, No. 1, p. 213—226.
330. Köppen W. Die Aufeinanderfolge der unperiodischen Witterungserscheinungen.— *Repert. für Met.*, 1872, Bd. II, Heft 2, s. 189—238.
331. Köppen W. Aufeinanderfolge warmer und kalter Monate in Norddeutschland.— *Ann. D. Hydr.*, 1920, 48, No. 5, s. 193—207.
332. Krick J. P. Dynamical theory of the atmospheric circulation and its use in weather forecasting. *California Institute of Technology*, 1942, 50 p.
333. Krick J. P. Here's how Krick predicts the weather.— *Consult. Engr. (USA)*, 1958, vol. 10, No. 4, p. 122—128.
334. Labitzke K. Beiträge zur Synoptik der Hochstratosphäre.— *Met. Abhandl.*, 1962, Bd. 28, H. 1. 94 s.
335. Labitzke K. On the relation between stratosphere and troposphere during periods of stratospheric warmings in winter.— В кн.: *Тр. Международного симпозиума. М., «Наука»*, 1967, 337—355.
336. Labitzke K. Midwinter warming in the upper stratosphere in 1966.— *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 1968, vol. 94, No. 401, p. 279—291.
337. Lateef M. A. The energy budget of the stratosphere over North America during the warming of 1957.— *J. Geoph. Res.*, 1964, vol. 69, No. 8, p. 1481—1495.
338. Lorenz E. N. The nature and theory of the general circulation of the atmosphere.— В кн. *Лоренц Э. Н. Природа и теория общей циркуляции атмосферы*. Пер. с англ. Л., Гидрометеонздат, 1970. 259 с.
339. Lindzen R. S., Holton J. R. A theory of the quasi-biennial oscillation.— *J. Atmos. Sci.*, 1968, vol. 25, No. 6, pp. 1095—1107.
340. *Manual of seasonal weather forecasting in Japan*.— Vol. 1. Published by the Japan Meteorological Agency, Tokyo, January, 1971. 235 p.
341. Masuda J. A finite difference scheme by making use of hexagonal mesh-points.— *Technical Paper Japan Met. Agency*, 1969, No. 67, 7, p. 35—45.
342. *Meteorologische Abhandlungen*. Institut für Meteorologie and Geophysik. Berlin, 1958—1970.

343. Meteorologische Abhandlungen.—Klimatologische Karten der Nordhemisphäre. Institut für Meteorologie und Geophysik, Berlin, 1969, Bd. 100, H. 1. 223 s.
344. Mironovitch V. The stratospheric-tropospheric evolution and geomagnetic activity.—Beitr. Phys. Atmosph., 1967, Bd 40, No. 3, p. 234—240.
345. Miyokoda K. Extended prediction with a nine-level global model on the Kurihara-grud.—Technical Report. Japan Meteorol. Agency, 1, 1969, No. 67, 4, p. 1—7.
346. Murgatroyd R. J. Winds and temperature between 20 km and 100 km.—A Review Quart. J. Roy. Met. Soc., 1957, vol. 83, No. 358, pp. 417—458.
347. Murgatroyd R. J., Goody R. M. Sources and sinks of radiative energy from 30 to 90 km.—Quart. J. Roy. Met. Soc., 1958, vol. 84, No. 361, p. 225—234.
348. Murray R. Recent developments in long-range forecasting in the Meteorological Office.—Quart. J. Roy. Met. Soc., 1970, vol. 96, No. 408, p. 329—336.
349. Murray R., Benwell P. R. PSCM indices in synoptic climatology and long-range forecasting.—Met. Mag., 1970, vol. 99, No. 1177, p. 232—245.
350. Namias J. Extended forecasting by mean circulation methods. U. S. Weather Bureau, Washington, 1958. 64 p.
351. Namias J. Thirty-day forecasting—a review of a ten-year experiment.—Met. Monographs, 1953, vol. 2, No. 6.—В кн.: Вопросы предсказания погоды. Л., Гидрометеониздат, 1958, с. 92—193.
352. Namias J. Long-range forecasting of the atmosphere and its oceanic boundary—an interdisciplinary problem.—Calif. Cooperat. Oceanic Fish. Invest. Repts, 1968, 12, p. 29—42.
353. Namias J. Seasonal interactions between the North Pacific Ocean and the atmosphere during the 1960's.—Mon. Weath. Rev., 1969, vol. 97, No. 3, p. 173—192.
354. Nakada Y. Long-range forecasting by periodicity extrapolation method.—Geophys. Mag., 1950, vol. 22, No. 2, p. 99—108.
355. Ohring G. The radiation budget of stratosphere.—J. Met., 1958, vol. 15, No. 5, p. 440—451.
356. Palmer C. E. The stratospheric polar vortex in winter.—J. Geoph. Res., 1959, vol. 64, No. 7, p. 749—764.
357. Pressman J. The latitudinal and seasonal variations of the absorption of solar radiation by ozone.—J. Geoph. Res., 1954, vol. 59, No. 4, p. 485—498.
358. Pressman J. Seasonal and latitudinal temperature changes in the ozone-sphere.—J. Met., 1955, vol. 12, No. 1, p. 87—89.
359. Rahău L., Strutu M. Analiza eficientei de prognoză pe durată mijlocie utilizând metoda Rafailova in conditiile de timp din Republica Socialista Romania. Culegere lucrări Inst. Meteorol. 1964, Bucuresti, 1966, p. 37—46.
360. Reed R. J. Some features of the annual temperature regime in the tropical stratosphere.—Mon. Weath. Rev., 1962, vol. 90, No. 6, p. 211—215.
361. Reed R. J. The present status of the 26-month oscillation.—B. A. M. S., 1965, vol. 46, No. 7, p. 374—387.
362. Report progress in weather forecasting.—Fuel Oil News, 1969, vol. 34, No. 11, p. 20—22.
363. Rex D. F. Blocking action in the middle troposphere and its effect upon regional climate.—Tellus, 1950, vol. 2, No. 3, 4, p. 196—211.
364. Rossby C. G. Relation between variation in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacement of the semi-permanent centers of action. J. Marine Res., 1939, vol. 2, No. 1, p. 38—55.
365. Scherhag R. Langperiodische Schwankungen der Stratosphärenzirkulation. Mit 9 Abbildungen.—Beiträge z. Physik d. Atmosphäre, 1962, Bd 35, H. 3—4, s. 245—251.
366. Scherhag R. On the reciprocal influences between oceans, continents and the atmosphere and their effects on the general circulation. В кн.: Динамика крупномасштабных атмосферных процессов. М., «Наука», 1967, с. 233—256.
367. Sekine Y. The relationship between the stratospheric contour pattern in autumn and appearance of blocking anticyclone during the succeeding winter in the Far East.—Geoph. Mag. 1970, vol. 35, No. 1, p. 71—98.

368. Shah G. M., Godson W. L. The 26-month oscillation in zonal wind and temperature.— *J. Atm. Sci.*, 1966, vol. 23, No. 6, p. 786—790.
369. Shapiro R., Ward F. A neglected cycle in sunspot numbers? — *J. Atm. Sci.*, 1962, vol. 19, No. 6, p. 506—508.
370. Smagorinsky J. Problems and promises of deterministic extended-range forecasting.— *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 1969, vol. 50, No. 5, p. 286—312.
371. Smagorinsky J., Manabe S. and Holloway J. Numerical results from a nine-level general circulation model of the atmosphere.— *M. W. R.*, 1965, vol. 93, No. 12, p. 727—768.
372. Taylor F. H. General circulation experiments with a two-level quasigeostrophic model including the non-linear interaction between a single wave in the zonal direction and the mean flow.— *Nav. Postgrad. Sch. Monterey, Calif.*, 1970. 44 p.
373. Teweles S. Anomalous warming of the stratosphere over North America in early 1957.— *Mon. Weath. Rev.*, 1958, vol. 86, No. 10, p. 377—396.
374. Teweles S. A spectral study of the warming epoch of January—February 1958.— *Mon. Weath. Rev.* Oct.—Dec., 1963, p. 509—511.
375. Topor N. Die langfristige Wettervorhersage in der Volksrepublik Rumänien.— *Acta Agronomica. Academiae Scient. Hungaricae. Budapest*, 1955, to-mus V, No. 1—2, p. 163—186.
376. Varyard R. G. and Ebdon R. A. Fluctuations in tropical stratospheric winds.— *Met. Mag.* 1961, vol. 90, No. 1066, p. 125—142.
377. Wada H. A study on the behavior of the polar vortex and its application to long-range weather forecasting.— *Geophys. Mag. Tokyo*, 1962, vol. 31, No. 2, p. 411—455.
378. Wada H. and Aakura T. Studies on the seasonal forecasting of summer season in Japan.— *J. Met. Res.*, Tokyo, 1967, vol. 19, No. 3, p. 124—159.
379. Watson E. E. The Gulf Stream.— *Weather*, 1951, vol. 6, No. 11, p. 323—327.
380. Webb W. L. Structure of stratosphere and mesosphere.— *Academic Press. New York*, 1966. 350 p.
381. Wexler H. Seasonal and other temperature changes in the Antarctic atmosphere.— *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 1959, vol. 85, No. 365, p. 196—208.
382. Willett H. The outlook for long-range weather forecasting.— *Trans. N. J. Acad. Sci.*, 1956, vol. 18, No. 4, p. 359—366.

ХАЯ ХИЗГИЛОННА РАФАИЛОВА

**Использование характеристик стратосферы,
тропосферы и подстилающей поверхности
в долгосрочных прогнозах погоды**

Редактор М. М. Ясногородская
Технический редактор И. К. Пелипенко
Корректор А. В. Хюркес

Сдано в набор 25/II 1973 г. Подписано к печати 18/V 1973 г.
М-11108. Формат 60×90^{1/16}, бумага типогр. № 1. Печ. л. 20.
Уч.-изд. л. 23,23. Тираж 800 экз. Индекс МЛ-79. Заказ № 53.
Цена 1 р. 74 к.

Гидрометеониздат, 199053. Ленинград, 2-я линия, 23.

Ленинградская типография № 8 «Союзполиграфпрома»
при Государственном комитете Совета Министров СССР
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
190000, Ленинград, Прачечный пер., д. 6.

ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ

**продолжает выпуск брошюр, посвященных
новейшим достижениям гидрометеорологической науки.**

**Наш специализированный магазин предлагает вниманию
читателей новые издания этой серии:**

Кондратьев К. Я., Бунакова А. М. Метеорология Марса. Цена 26 к.

Логинов В. Ф. Характер солнечно-атмосферных связей. Цена 21 к.

Рубинштейн Е. С. Структура колебаний температуры воздуха на северном полушарии. Цена 23 к.

**Адрес магазина:
197101, г. Ленинград, Большой пр.,
д. 57, магазин № 15 Ленкниги. Книги
высылаются наложенным платежом.**

ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ

В 1973 г. готовятся к изданию переводные монографии, рассчитанные на специалистов в области метеорологии:

Пальмен Э., Ньютон Ч. **Атмосферные циркуляционные системы** (пер. с англ.). Ориентировочная цена 4 р. 70 к. (в перепл.).

План 1973 г., № 33.

Ришбет Г., Гарриот О. **Введение в физику ионосферы** (пер. с англ.). Ориентировочная цена 2 р. 70 к. (в перепл.).

План 1973 г., № 35.

Чалмерс Дж. А. **Электричество атмосферы** (пер. с англ.). Ориентировочная цена 3 р. 40 к. (в перепл.).

План 1973 г., № 39.

Заказы можно сдать в магазины местных книготоргов, имеющих отделы научно-технической литературы, или присылать в наш специализированный магазин по адресу: 197101, г. Ленинград, Большой пр., д. 57, магазин № 15 Ленкниги.

ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ

1 р. 74 к.

ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ • 1973