

С. Т. ПАГАВА
Н. А. АРИСТОВ
Л. И. БЛЮМИНА
З. Л. ТУРКЕТТИ

55/5

218225

ОСНОВЫ
СИНОПТИЧЕСКОГО МЕТОДА
СЕЗОННЫХ
ПРОГНОЗОВ ПОГОДЫ



БИБЛИОТЕКА
Ленинградского
Гидрометеорологического
Института

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛЕНИНГРАД • 1966

В книге подводится итог многолетним исследованиям школы Мультиановского в области составления долгосрочных прогнозов погоды и дается систематизированное изложение основ метода. Подробно освещаются на современном научном уровне как практические приемы, так и теоретические положения, дающие возможность выпускать сезонные прогнозы погоды по всей территории СССР. Кроме работ школы Мультиановского, рассматриваются синоптические и статистические способы предсказания погоды на сезон других авторов. Описывается разработанный комплексный метод составления сезонных прогнозов погоды, использование которого в течение двух лет в оперативном порядке дало хорошие результаты.

Монография рассчитана на широкий круг специалистов метеорологов и гидрологов, которым она может быть полезна в их научной и оперативной деятельности.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В начале тридцатых годов нашего столетия основоположник синоптического метода долгосрочных прогнозов погоды академик ВАСХНИЛ Б. П. Мультановский опубликовал монографию, в которой впервые в истории метеорологии дал систематизированное изложение научных основ разработанного им метода прогноза развития синоптических процессов и погоды.

Примерно через десятилетие его ученики выполнили обширное исследование [45], в котором уточнили основные положения метода, а также обобщили опыт составления долгосрочных прогнозов погоды. Этот труд в течение многих лет служил пособием для синоптиков-долгосрочников Советского Союза.

Теперь, четверть века спустя, в настоящей монографии подводится итог многолетним исследованиям школы Мультановского. При этом ставится задача осветить практически достаточно полно и на современном научном уровне те положения синоптической метеорологии, которые дают возможность систематически составлять сезонные прогнозы погоды по всей территории СССР.

Помимо работ школы Мультановского, здесь рассмотрены исследования авторов, предложивших синоптические и статистические способы прогноза отдельных метеорологических элементов или погоды на сезон по районам СССР (за исключением Советского сектора Арктики). Анализ этих трудов позволил установить определенное сочетание полученных в них выводов с основными положениями метода школы Мультановского, в результате чего оказалось возможным разработать изложенный в данной монографии комплексный способ составления сезонных прогнозов погоды. Применение последнего в оперативных условиях в течение трех лет (1963—1965 гг.) дало хорошие результаты.

Книга содержит введение и двенадцать глав. Глава X («Синоптические способы составления сезонных прогнозов погоды других авторов») написана Н. А. Аристовым (метод Дрогайцева), Л. И. Блюминой (методы Байдала, Блюминой, Каца,

Папинашвили) и З. Л. Туркетти (метод Шишкова). Глава XI («Статистические способы составления прогнозов на сезоны») изложена Аристовым (методы Покровской, Воробьевой) и Туркетти (методы Вительса, Педа и Бабкина, Педа и Дуйцевой, Педа и Сидоченко; Педа и Туркетти). Остальная часть книги принадлежит перу С. Т. Пагава.

Данная монография предназначена в первую очередь для синоптиков, работающих в области долгосрочных прогнозов погоды; она также рассчитана на широкий круг специалистов метеорологов и гидрологов, которым, по всей вероятности, она будет полезна в их научной и оперативной деятельности.

В заключение авторы выражают благодарность научным сотрудникам отдела сезонных прогнозов погоды ЦИПа Н. М. Захаровой и Н. А. Севалкиной за оказанную ими помощь в работе над книгой.

ВВЕДЕНИЕ

Известно, что наука стремится познать законы развития природы и общества с целью использования их для нужд человечества. Деятельность человека и его благосостояние в значительной мере зависят от явлений погоды. Поэтому учение о прогнозе погоды имеет большое практическое значение для народного хозяйства (особенно планового).

Обычно прогнозы погоды подразделяются в зависимости от срока, на который они даются, и от заблаговременности их составления. В первом случае имеем прогнозы краткосрочные, долгосрочные и сверхдолгосрочные, а во втором — малой и большой заблаговременности. Принято считать, что краткосрочные прогнозы погоды ограничены сроком в 48 часов, долгосрочные охватывают период времени от трех суток до нескольких месяцев, а сверхдолгосрочные — один год и более. К прогнозам погоды большой заблаговременности относятся такие, которые составляются за 5—6 дней и более до наступления срока их действия; прогнозы, составленные на меньший срок, относятся к прогнозам малой заблаговременности. Употребляются также понятия, одновременно указывающие как продолжительность, так и заблаговременность прогнозов, например, долгосрочные прогнозы погоды малой заблаговременности и т. д. Названия указанных прогнозов и методов, на основании которых они составляются, как правило, одинаковые. В данной книге рассматриваются лишь те методы, которые позволяют выпускать долгосрочные прогнозы погоды большой заблаговременности, точнее, сезонные прогнозы погоды с заблаговременностью около месяца.

Долгосрочные прогнозы являются связующим звеном между климатологическими данными и краткосрочными прогнозами. В государственных службах погоды во всех странах мира краткосрочные прогнозы погоды составляются на основании наиболее вероятных предположений о дальнейшем ходе погоды, вытекающем из ожидаемого развития синоптических процессов.

Мерой полезности краткосрочных прогнозов может служить сравнение точности их с точностью инерционных прогнозов, основанных на предположении о сохранении текущей погоды на завтра.

В областях земного шара, где непериодические изменения погоды не существенны, климатологические данные практически вполне достаточны. В тех же районах, где погода резко меняется, предвидение ее на большой срок вперед приобретает важное значение для планирования народного хозяйства.

Задачей долгосрочного прогноза погоды является определение общего характера погоды и его изменений в том или ином месте за интересующий нас промежуток времени. Прогноз должен указывать в пределах, практически удовлетворительных, явления погоды, значения метеорологических элементов и их изменения, а также резкие аномалии погоды, которые имеют первостепенное значение для народного хозяйства. При этом под погодой подразумевается совокупность атмосферных явлений и значений метеорологических элементов в определенном месте и в заданное время. Мерой полезности долгосрочных прогнозов погоды может служить сравнение точности их с точностью, получаемой от непосредственного применения климатологических данных.

В связи с тем, что успешные долгосрочные прогнозы погоды имеют огромное значение, во многих странах мира им уделяют относительно большое внимание. Но состояние методов составления этих прогнозов зависит от степени развития метеорологии вообще. Имеется довольно большое число работ, посвященных проблеме долгосрочных прогнозов погоды. Авторы некоторых из этих работ исходят из наблюдающейся вообще тенденции к сохранению существующего характера погоды. Так, например, В. Кеппен обнаружил в месячных средних тенденцию к сохранению знака отклонения от нормы тем большую, чем длительнее до этого существовала данная аномалия [201]. Л. Гельман нашел для Берлина, что после очень суровой зимы следует обычно частично теплая весна, а затем холодное лето [197]. А. Вагнер установил, что вероятность сохранения аномалий циркуляции над Северной Атлантикой в три раза больше их изменения [220]. Имеется и ряд других аналогичных работ. Отметим, что вывод о существовании прямой связи между вероятностью сохранения аномалии и возрастом последней справедлив лишь до некоторой степени.

Ряд исследователей исходит из предположения, что отрицательные (положительные) аномалии давления в одних частях земного шара должны сопровождаться положительными (отрицательными) в других, так как общая масса атмосферы практически неизменна. Они стараются выявить связи между аномалиями циркуляции и состоянием погоды или же непосред-

ственно между погодой в различных районах в разное время. Иными словами, эти авторы пытаются создать метод долгосрочных прогнозов погоды с помощью нахождения и анализа временных зависимостей в атмосферной циркуляции. Так, например, И. Ханн установил связь больших аномалий давления у Исландии с аномалиями температуры противоположного знака в Северо-Западной Европе [196]. В. Мейнардус обнаружил, что если разность давлений между Исландией и Азорскими островами с августа по февраль меньше, чем в предыдущем году, то температура воздуха в Средней Европе с февраля по апрель текущего года будет ниже прошлогодней [208]. П. Галле выявил следующее: если с июня по сентябрь имеет место положительное отклонение силы северо-восточного пассата, то с декабря по февраль будет наблюдаться температура выше нормы в большей части Европы и отрицательная аномалия температуры — в Гренландии, Исландии, в северных районах Британских островов, Скандинавского полуострова и Европейской территории СССР [191]. В. Шоу показал, что средняя сила юго-восточного пассата над Атлантическим океаном хорошо коррелируется с осадками в Англии [215]. Исследуя месячные аномалии давления и температуры воздуха на всем земном шаре, Ф. Экснер пришел к выводу, что области интенсивных аномалий этих метеорологических элементов в основном совпадают [190]. Аналогичные работы опубликованы и многими другими исследователями (Дж. Уокер, Ф. Баур, В. Ю. Визе, Т. Окада, Ф. Б. Гроссмайер, Ф. Бергстен и др.).

В процессе отыскания аналогичных связей не существует никаких ограничений для ряда используемых данных или сроков, а также областей, из которых они выбираются. Исследователь собирает разные ряды данных с целью обнаружения двух из них, которые выявляют связь желаемого типа. Иногда изучение заканчивается просто вычерчиванием графика или же указанием отдельных случаев, в которых предполагаемая связь больше всего проявляется. В других случаях используются более точные методы математической статистики. При этом допускаются в основном два предположения: а) временные ряды метеорологических элементов в отдельных частях земного шара являются линейными и б) временные зависимости устойчивы во времени, если разница между коэффициентами, вычисленными для двух сроков, не превышает суммы стандартных погрешностей этих коэффициентов. Относительно первого предположения обычно считают, что в общем подобные зависимости практически можно рассматривать как линейные. Вопрос об устойчивости во времени найденных статистических связей является весьма сложным. Наличие ритмических процессов в атмосфере не дает уверенности в том, что указанные зависимости продолжатся после того периода, для которого они были обнаружены. Многие из связей,

полученных при корреляционных исследованиях, в дальнейшем не удерживались. Так, например, коэффициент корреляции между изменением температуры в ноябре—январе в Кристиансзунде и в феврале—марте в Берлине, вычисленный Бауром, оказался за период с 1861 по 1890 г. равным $+0,73$, а за период с 1891 по 1920 г. он был $-0,30$ [178]. Таким образом, от периода к периоду изменился даже знак коэффициента корреляции. Правда, некоторые временные зависимости обнаруживают значительную устойчивость, но нет способов, с помощью которых можно было бы предвидеть, какие именно из них останутся устойчивыми.

Многие исследователи основываются на циклическом характере некоторых метеорологических элементов, для которых принимают, что максимумы и минимумы, наблюдаемые в прошлое время, будут повторяться через некоторый определенный срок в будущем. При этом, как правило, предполагается наличие многолетних циклов в космических явлениях, влияющих на атмосферу. Так, например, В. Кеппен обнаружил 11-летний цикл в ходе температуры воздуха, причем наиболее отчетливая связь между температурой воздуха и солнечными пятнами оказалась в тропиках [200]. Вопросом одиннадцатилетней вариации солнечной деятельности в Советском Союзе занимались многие. Среди них в первую очередь надо указать В. Б. Шостаковича, В. Ю. Визе, П. П. Предтеченского, Б. С. Гуревича, М. С. Эйгенсона и Л. А. Вительса. Кеппеном же был выявлен 44,5-летний температурный цикл в Европе [202]. Э. Брюкнер установил 35-летний цикл в колебаниях уровня Каспийского моря, в режиме температуры и осадков в Европе и т. д. [183]. Однако А. Вагнер [221] в 1940 г. пришел к выводу о нереальности указанного цикла Брюкнера. Имеются работы Г. Клейтона по изысканию связи между периодичностью в ходе давления, температуры и осадков и периодическими колебаниями солнечной постоянной [184]. Еще в прошлом веке была обнаружена двухлетняя цикличность в ходе метеорологических элементов. Исследованиями этого цикла у нас занимались А. И. Воейков, А. А. Рождественский, Т. В. Покровская, Э. Ф. Лесгафт, Н. А. Белинский, А. Л. Кац, В. Р. Дубенцов и др. Большой обзор и анализ исследований двухлетних колебаний в атмосфере проделан Ландсбергом [205], который считает, что использование циклов для прогнозов погоды не принесет пользы. Изучением циклов в метеорологических явлениях занимались Ф. Баур, Р. Шпиталер, О. Мирбах, А. Вагнер, Л. Гельман, В. Мейнардус, Дж. Уокер, А. Дефант и др. Эти исследования весьма заманчивы, но полученные результаты мало надежны из-за того, что трудно установить реальность найденной цикличности. Правда, для оценки статистической реальности периодичностей были предложены разнообразные критерии, однако лишь немногие авторы сами пользовались ими. Следует от-

метить, что даже при помощи этих критериев исследователь, вероятно, должен прийти к ошибочным заключениям благодаря некоторым характеристикам погодных явлений. Так, временные ряды метеорологических данных составляют то, что можно назвать коррелятивными рядами, т. е. каждое значение до некоторой степени зависит от непосредственно ему предшествующих.

Исследование математических свойств коррелятивного ряда и методы, употребляемые для открытия циклов, указывают на большое количество найденных рядов, которые не имеют физического обоснования и недостаточны для обнаружения основного свойства периодических явлений. Иными словами, если физическая природа цикличности неясна, то результаты, полученные на базе лишь статистического анализа, могут ввести в заблуждение. Сущность же связи между солнечной активностью и погодой, констатированная до сего времени и могущая быть использованной для целей долгосрочных прогнозов погоды, неясна, и поэтому все попытки организовать регулярную службу прогнозов погоды на этой основе не увенчались успехом.

Имеется много работ, опирающихся на предположение, что в атмосфере процессы протекают волнообразно. Эта идея вошла в метеорологию особенно после работ Е. Германа (гармонический анализ) и Г. Клейтона (метод сглаживания). Предполагается, что атмосферные процессы являются результатом наложения различных элементарных волн, которые, интерферируя, образуют все новые барические ситуации. Ряд работ по исследованию волн давления воздуха был выполнен в Лейпциге Л. Вейкманом и его сотрудниками [224]. Они считают, что ход погоды управляется длинными и короткими периодическими колебаниями давления атмосферы в целом, и при этом предполагают, что для макросиноптического положения решающими являются длинные волны, а для собственно погоды главным образом — короткие. Доказательством того, что ход давления воздуха имеет волновую природу, считается открытие Вейкманом точки симметрии в ходе давления [209]. В действительности, если существуют периоды в изменениях давления воздуха, то возможно приблизиться к фактической кривой давления при помощи некоторого количества синусоидальных линий. Число их будет зависеть от рассматриваемой кривой. Если последняя составлена из синусоидальных линий и крайние значения составляющих совпадают, то комплексная кривая будет симметричной около этой точки. Лейпцигская школа считает, что 24-дневная волна соответствует меридионально направленному процессу стекания полярных воздушных масс, а 36-дневная — зональному колебанию [206]. Установлены также волны 20 и 8-дневные.

Исследованием волн давления воздуха занимались О. Мирбах, Ф. Верчелли, Л. Матеучи, Л. Г. Данилов, П. А. Кондратьев, П. Мильднер, К. Леман, К. Шмидель, В. Швердтфегер,

Г. Леттау, К. Такахаси и др. На этих исследованиях здесь останавливаться не будем. Отметим только, что независимо от способа нахождения волн давления нужно ставить вопрос, не являются ли они математической фикцией, а если существование найденных волн действительно доказано, то можно ли их экстраполировать на долгий срок.

Исходя из предположения, что для решения проблемы долгосрочных прогнозов погоды необходимо знание особенностей атмосферных процессов, многие ученые занимались изучением конкретных типов циркуляции. Правда, эти исследования не всегда доводились до прогностических выводов. Так, например, Л. Тейсеран-де-Бор дал классификацию типов погоды для зимы в Европе [217], а В. Ван-Бebbер — для всех сезонов [218], исходя из положения антициклонов относительно Европы. У Ван-Бebbера получилось всего пять типов (некоторые из них совпадают с зимними типами Тейсеран-де-Бора), для которых он подсчитал среднюю продолжительность и преобладание.

Б. П. Мультановский положил в основу типизации синоптических процессов перемещения антициклонов и получил пять типов для теплого времени года [79]. В дальнейшем он выявил типичные траектории антициклонов (оси) и дал их классификацию [80 и 138]. Было установлено распределение барического и температурного полей, соответствующее процессу вхождения антициклона по той или иной оси. Баур рассмотрел характер меридионального обмена воздуха и выделил два типа: неупорядоченный обмен и обмен в меридиональных полосах циркуляции [176]. Г. Шинце использовал расположение главных фронтальных зон и получил четыре основных типа [158]. Э. С. Лир применила сочетание основных атмосферных потоков и определила для всего года 16 типов с 51 разновидностью [75]. Г. Я. Вангенгейм, исходя из соображений о преобладающих основных переносах в умеренных широтах, выделил три основных и три комбинированных типа циркуляции [19]. Он установил вероятность сохранения возникшего типа циркуляции и его смены.

Кроме вышеуказанных исследователей, типизацией синоптических процессов Европы занимались Л. А. Вительс, А. Ф. Дюбюк, Э. А. Исаев, Е. А. Напетваридзе, К. И. Папинашвили и др. Типы синоптических процессов на востоке СССР изучали С. М. Простяков, А. И. Штабова, Н. М. Сергеев и др., причем Штабова и Сергеев проводили свои исследования по методу Мультановского. Аналогичная работа для Тихого океана, Северной Америки и Атлантического океана сделана И. Криком [204]. Для Северной Америки эта работа проведена в зависимости от положения тихоокеанского антициклона, а для других районов на основании положений основных квазистационарных барических образований. Типами синоптических процессов и погоды занимались также Дж. Джорж, Дж. Паулус и др. Типизацию

синоптических процессов всего северного полушария проводили М. Х. Байдал, З. М. Витвицкая, А. А. Гирс, Б. Л. Дзердзеевский, А. Л. Кац, В. М. Курганская, А. А. Рождественский и др. Все перечисленные исследования типов циркуляции атмосферы расширяют наши знания. Однако необходимо отметить, что пока еще нет общепризнанного принципа как периодизации атмосферных процессов, так и их типизации.

В связи с развертыванием работ в области макропроцессов многие ученые и у нас, и за границей (К. Г. Россби, Б. Гаурвиц, Е. Н. Блинова, А. А. Рождественский, Н. А. Белинский, Х. П. Погосян, Н. И. Сергеев, А. Л. Кац и др.) решали вопрос об индексе циркуляции атмосферы. Основное условие здесь заключается в том, что индекс должен являться максимально полной характеристикой энергетического состояния атмосферных процессов. В такой постановке этот вопрос пока еще далеко не решен. Так, например, по Вагнеру зима 1928-29 г. характеризовалась ослабленной циркуляцией, а по М. Родевальду — повышенной [212]. Иными словами, не ясно, в какой степени существующие индексы характеризуют состояние атмосферных макропроцессов.

В 1946 г. Погосяном выполнена работа по исследованию сезонных колебаний общей циркуляции атмосферы [128]. В ней он приходит к выводу, что изменение типа процессов от сезона к сезону обусловлено перестройкой высотного термобарического поля, которая в основном определяется влиянием подстилающей поверхности.

Результаты проведенных исследований позволили некоторым метеорологам выпускать официальные долгосрочные прогнозы погоды. Так, например, О. Бленфорд [174, 182, 222] с 1886 г. составлял прогнозы количества осадков в течение муссонного сезона в Индии. Позднее Уокер использовал установленные им корреляционные связи между состоянием ряда метеорологических элементов в Индии и в других частях земного шара для прогноза отклонений от нормы количества муссонных осадков в Индии [222]. Он заложил основы метода, применяемого некоторыми авторами в долгосрочных прогнозах. Последователями его являются Гроссмайер, Баур, Визе и др.

Баур дал уравнения регрессии для сезонных и месячных температур, а также для сумм осадков в Германии [175]. Для установления прогностических связей статистическим путем автор берет метеорологические данные по близлежащим странам и использует периоды, непосредственно предшествующие промежутку времени, на который составляется прогноз. Он утверждает, что существует тесная связь между аномалиями температуры и давления воздуха с последующими изменениями атмосферной циркуляции. Такое заключение сделано им в результате исследования связи между циркуляцией атмосферы

над северной частью Атлантического океана и отклонением давления на 44 метеорологических станциях северного полушария от 30-летней средней. Баур доказывает, что отклонение от средней циркуляции в северной части Атлантического океана должно сопровождаться аналогичной аномалией еще где-нибудь в северном полушарии, а интенсивность циркуляции атмосферы над той же акваторией при определенных условиях имеет тенденцию сохраняться и на следующие месяцы, особенно в определенное время года. С целью использования временных рядов он пытается получить формулы, которые дали бы возможность вычислить значение одного элемента с помощью других, в зависимости от которых этот элемент находится. Предварительно Баур рассматривает вопрос об использовании имеющихся наблюдений путем применения обычного корреляционного метода. Он приходит к заключению, что их можно применить при условии, если связь линейная, число наблюдений велико и распределение сравниваемых данных приближается к кривой распределения Гаусса. Баур считает указанные условия выполненными, если зависимости, куда входят аномалии погоды, являются линейными, имеющиеся наблюдения охватывают период 50 лет или более и удовлетворяют действительному критерию. При этом он допускает, что связи могут быть и не строго линейными, но предполагает, что зависящие от линейности ошибки в уравнении множественной регрессии незначительны.

Сущность метода месячных и сезонных прогнозов Баура заключается в получении статистическим путем большого количества временных связей, включающих, с одной стороны, месячные и сезонные характеристики метеорологических элементов в Центральной Европе и, с другой стороны, предыдущее состояние этих элементов в тех же или удаленных от данного места районах.

С 1932 г. Баур выпускал декадные прогнозы погоды [177]. В основе этого метода лежит предположение, что атмосферные процессы предыдущих десяти дней в общих чертах определяют погоду следующих десяти дней. При этом используются корреляционные связи и сходные положения за прежние годы.

В работе [179] Баур указывает, что прогнозы погоды до пяти суток могут быть составлены методом, представляющим собой сочетание синоптики и статистики, а прогнозы на больший срок — статистическим методом. В последнее время по наблюдениям за 1932—1962 гг. им обнаружена [180] связь между летними засухами в Центральной Европе и солнечной активностью.

В Федеративной Республике Германии и в Западном Берлине вопросами долгосрочных прогнозов погоды занимаются Л. Вейкман, Р. Шерхаг, А. Гофман, Э. Динис, Г. Тренкле, О. Рудольф и др. Прогнозы выпускаются на 3—5 дней и на месяц.

В Германской Демократической Республике в Институте по исследованию общей циркуляции атмосферы (созданном в 1953 г. по инициативе Филиппса) в работах по прогнозам погоды на большой срок участвуют Г. Меде, Б. Барг, В. Беме и др.

В США Дж. Нэмайесом с 1942 г. составляются прогнозы погоды на 30 дней [211]. Метод этих прогнозов базируется на результатах исследований особенностей циркуляции и режима погоды над США в связи с макропроцессами, развивающимися на пространстве северного полушария. Широко используются данные климатологии и различного характера прогностические связи. При этом вначале прогнозируется карта средних значений H_{700} за 30 дней, а затем с помощью предсказанного высотного барического поля переходят к прогнозу аномалии температуры воздуха у поверхности земли и осадков. Отметим, что в США с 1940 г. выпускаются пятидневные прогнозы погоды [210]. Вопросами долгосрочных прогнозов погоды в США занимались К. Г. Россби, Дж. Нэмайес, И. Крик, Р. Эллиот, Б. Гольцман, Е. Эйме, Е. Джонсон и др.

В Англии составляются прогнозы средней месячной температуры воздуха и количества осадков методом аналогов [185]. В Государственном гидрометеорологическом институте в Варшаве также используется метод аналогов при составлении долгосрочных прогнозов погоды [213].

Во Франции выпускаются пятидневные и месячные прогнозы погоды на основании анализа особенностей в ходе давления и использования синоптических и статистических материалов [195].

Кроме указанных выше стран, в настоящее время долгосрочные прогнозы погоды даются в Японии, Китайской Народной Республике, Венгерской Народной Республике и др.

В последние годы за рубежом появился ряд обзорных работ: Г. Берлаге [181], А. Гофман [198], Г. Ситтон [214], А. Крайс [186], В. Гарриок [192], С. Кальмани [199]. В этих работах освещается современное состояние проблемы долгосрочных прогнозов погоды в различных странах.

В СССР Е. Н. Блинова разработала гидродинамический метод долгосрочного прогноза погоды [9а и 9б]. По указанному методу составляются по северному полушарию прогнозы давления, температуры воздуха и количества осадков. В этом направлении большую работу проводят С. А. Машкович, Ш. А. Мусаелян и др.

С 1945 г. в СССР регулярно выпускаются метеорологические прогнозы большой заблаговременности по районам Советской Арктики, составляемые по методу Вангенгейма. В последние годы эта работа проводится под руководством А. А. Гирса.

Основоположником синоптического метода долгосрочных прогнозов погоды, впервые разработанного в СССР, является академик ВАСХНИЛ Б. П. Мультановский. В 1913 г. ему было поручено руководство работами Главной геофизической обсер-

ватории по изысканию методики долгосрочных прогнозов погоды. После двухлетних трудов он в 1915 г. опубликовал исследование «Влияние центров действия атмосферы на погоду Европейской России в теплое время года», в котором выдвинул положение, что погода в данном районе является рефлексом влияния центров действия атмосферы. При этом указывалось, что для целей прогноза погоды на долгий срок необходимо изучать рефлекс в связи с изменениями в центрах действия атмосферы, так как определение признаков перелома типа циркуляционного процесса на основании изучения только рефлексов совершающегося крупного атмосферного процесса — затруднительно, между тем как изменения в центрах действия атмосферы в таких случаях выражены гораздо рельефнее и наступают раньше. Мультановский установил преобладающее значение, особенно для нашей страны, областей высокого давления в приполярной полосе и пришел к выводу, что центры действия атмосферы переживают различные фазы своего состояния, переходя от максимума давления к минимуму или обратно. Он выявил также зависимость между центрами действия атмосферы и направлением траекторий барических образований, определяемых, с одной стороны, состоянием и положением центров действия атмосферы, а с другой — динамическими и орографическими причинами. Впервые было указано на случай неоднородности воздушных масс, составляющих антициклон; при этом установлено соответствие изломов траекторий антициклонов моментам дополнительных вхождений свежего воздуха. В этой работе дан путь к выработке метода долгосрочных прогнозов погоды, определения типа погоды и установления признаков его изменения. Применительно к процессам теплого сезона установлены типы погоды: а) активный полярный с подразделением на западное и восточное положение в зависимости от места вхождения полярных воздействий; б) пассивный полярный, когда антициклон почти не выделяет ядер; в) смешанный, т. е. с одновременным участием азорского и полярного центров, и г) западный, когда азорский центр является весьма активным.

Таким образом, были намечены следующие основные положения, которые легли в основу разработки метода долгосрочных прогнозов: а) принцип изучения центров действия атмосферы, б) принцип деления на периоды, за начало которых принимался момент нового вхождения ядра высокого давления.

В 1920 г. опубликована работа Мультановского «Основные положения для деления Европейской России на районы по воздействиям полярного центра действия атмосферы». В ней четко поставлен вопрос о необходимости рассматривать антициклон как барическое образование, состоящее из различных масс воздуха. Далее дано определение оси как медианного члена траектории антициклонов из определенного очага вхождения. Эти оси подраз-

делены в зависимости от направления на нормальные (с NW на SE) и ультраполярные (с N и NE на S и SW). Установлена связь между положением осей и распределением географических ландшафтов. При изучении атмосферных процессов по осям, для учета географических районов каждая ось делилась на несколько отрезков («отсеков»), по которым последовательно разворачиваются процессы, присущие этой оси, а также устанавливались положения полярных центров действия атмосферы, непосредственно влияющих на условия погоды СССР. Длительная устойчивость положения сезонных осей дает возможность охарактеризовать сезон как вообще, так и в данном году по отклонению его преобладающих осей от нормы.

В 1924 г. в работе Мультиановского «Нордостовые штормы Черного моря и их значение для синоптики Европы» введено понятие о вторичных центрах действия атмосферы, образующихся в районах пересечения азорской оси с полярными и ультраполярными осями. Эти центры меняют свои места от сезона к сезону и от года к году в зависимости от расположения осей.

В 1930 г. было дано определение «нормального зимнего процесса» и приведена карта осей зимнего периода в статье Мультиановского «Зима 1929-30 г.».

В синоптической метеорологии весьма важным является способ схематизации и типизации атмосферных процессов. Расчленение последовательности атмосферных процессов может быть произведено различными способами, например путем определения некоторых особенностей кинематических комплексов или изучением особенностей отдельных синоптических положений, осуществляющихся в течение всей изучаемой последовательности. В первой стадии своих работ Мультиановский пользовался средними барическими картами, правда, включающими только однородные процессы, чем они существенно отличаются от климатологических карт. Но способ осреднения даже отобранных аналогичных случаев является неудовлетворительным, ввиду того что при этом сглаживаются индивидуальные особенности отдельных карт, вошедших в среднюю. Указанный способ также технически неудобен из-за большой трудоемкости. Поэтому вскоре были введены «сборные» карты. Основной особенностью метода составления сборных карт является то, что на одной и той же координатной плоскости даются синоптические положения, соответствующие различным значениям времени. Ясно, что полное совмещение даже двух синоптических карт на одной является невозможным, но если наносить только особые барические точки, то можно поместить на один бланк данные нескольких карт. Построенная таким образом сборная карта дает возможность эмпирически выявить и изучить все особо характерные свойства синоптических положений. Это следует из принципа составления сборной карты, так как она лишь погашает

частности, но не сглаживает их окончательно, и, кроме того, основная характерная черта процесса выступает здесь совершенно отчетливо. Сам способ картографического изображения чрезвычайно прост и нагляден.

Мультановский показал, что сборная карта обладает следующим свойством: в продолжение определенного промежутка времени особые барические точки одинакового знака группируются в определенные области, причем в течение указанного срока в район, занятый барическими центрами одного знака, не входит ни одна особая барическая точка первого порядка другого знака. Интервал времени, в течение которого имеет место вышеуказанное эмпирическое свойство, Мультановский назвал естественным синоптическим периодом (е. с. периодом). Если на сборную карту, составленную для некоторого е. с. периода, нанести положения особых барических точек для момента, выходящего из пределов данного периода, то получается смещение барических особых точек первого порядка различного знака. Но при непрерывном течении атмосферных процессов, то или иное сочетание полярных и субтропических воздействий будет получаться в зависимости от выбранного нами промежутка времени. Поэтому для обеспечения естественности сочетания синоптических процессов за срок, в течение которого можно было бы говорить о квазиоднородности синоптических процессов, Мультановским введено условие — неизменяемость основных кинематических характеристик. Таким образом, дается понятие е. с. периода как промежутка времени, в течение которого протекает один строго ориентированный процесс. Все вышеизложенные положения позволили с зимы 1922-23 г. ввести регулярную службу долгосрочных прогнозов. Стали составляться прогнозы по отдельным районам на е. с. периоды и самого общего характера на сезоны, причем было установлено пять сезонов в году. Несовпадение количества синоптических сезонов с обычными четырьмя астрономическими объясняется тем, что по смене типов преобладающих атмосферных процессов Мультановский ввел дополнительный пятый сезон «предзимье», который приходится примерно на октябрь—декабрь.

Синоптические сезоны испытывают ежегодные небольшие смещения по времени в ту и другую сторону в зависимости от индивидуальных особенностей процессов каждого года, и поэтому продолжительность их бывает неодинакова в разные годы.

Вышеизложенные основы метода давали возможность составлять обычный прогноз погоды в пределах е. с. периода, но учет особо вредных явлений, например гололеда, гроз, ливней, штормов и метелей, оказался весьма трудным. В связи с этим были изучены по заданию Мультановского синоптические условия, необходимые для их осуществления, а также введен эле-

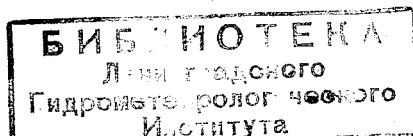
213.925-

мент времени. Например, Лир, изучая гололед, обнаружила, что синоптические процессы, обуславливающие его, можно разбить на типы, состоящие из однородных процессов, причем однородность их не ограничивается только ближайшими к моменту гололеда днями, а распространяется на гораздо более длительный промежуток времени (до одного месяца). Лир установила также, что синоптические процессы между началом явления («угроза») и наступлением примерно через 30 дней гололеда идут закономерно и дают возможность выделить отдельные характерные этапы развития (фазы). Подобные же фазы были получены при аналогичных исследованиях карских воздействий Г. Я. Вангенгеймом, ливней и гроз — А. Э. Бергом, весенних вскрытий рек и атмосферных процессов при переходе от одного сезона к другому — М. В. Ловейко, замерзаний рек — Н. А. Ширкиной и др.

Наличие фазировок отдельных явлений погоды дало возможность уточнять и контролировать ожидаемое развитие синоптических процессов и указывать на вероятность осуществления особо вредных явлений погоды не только на е. с. период, но и на сезон. Предложенный Мультиановским способ составления прогноза на только что начавшийся сезон путем экстраполяции тенденций сборной карты предшествующего сезона предусматривал получение нескольких типов погоды предстоящего сезона, но определить последовательность их было невозможно. Однако фазы отдельных явлений погоды, которые были заложены еще в предшествующем сезоне, дали возможность фиксации во времени ожидаемых синоптических процессов в первом месяце сезона, на который составляется прогноз.

Мультиановский уточнил понятие о «линейном переносе» воздушных масс по демаркационной линии между двумя барическими полями противоположных знаков. Сущность этого понятия заключается в том, что вторжение воздуха из приполярной области связано (помимо воздействия по осям) с пульсациями в виде временного сгущения изобар и соответственного усиления ветра. Были установлены три группы линейного переноса воздуха над северной половиной Атлантического океана: первая — гольфстримная (перенос совпадает с направлением течения Гольфстрима), вторая — антигольфстримная (перенос обратен направлению течения Гольфстрима) и, наконец, третья — промежуточная. Оказалось, что каждой из этих групп соответствуют операции по определенным осям. Это положение дает возможность выявить процессы весьма крупного масштаба.

Метод долгосрочных прогнозов погоды на сезон имел один существенный недостаток: позволяя установить несколько типов погоды в сезоне, на который составляется прогноз, он не определял их последовательности. Правда, с помощью фаз прогнозировали в первом месяце предстоящего сезона приблизительные сроки для отдельных явлений погоды, но для некоторых проме-



жутков времени нельзя было определенно указать, какой из предсказанных типов погоды (иногда совершенно противоположных друг другу) будет характеризовать данный период.

В связи с этим была поставлена задача найти способ фиксации синоптических процессов в некоторый определенный момент будущего. После целого ряда изысканий Мультиановскому удалось наметить оперативный промежуток времени, необходимый для повторения аналогичного процесса. Таким образом, была установлена ритмичность для тех синоптических процессов, которые являются нарушением общего переноса с запада на восток; при этом выявлена ритмичность около трех и пяти месяцев. В результате этих работ появилась возможность составлять долгосрочные прогнозы погоды не только на е. с. периоды и сезоны, но и на месяцы. Таким образом, положив в основу синоптического метода долгосрочных прогнозов погоды учение о центрах действия атмосферы как об очагах формирования воздушных масс, Мультиановский изучал закономерности развития крупных атмосферных процессов. Он считал, что только путем исследования процессов, составляющих жизнедеятельность самой атмосферы, возможно решение проблемы долгосрочных прогнозов погоды.

Известно, что результаты исследований в области долгосрочных прогнозов погоды, как и в любой другой области, зависят от подхода к изучаемым явлениям. Способ изучения природы, объяснения действительности определяет, насколько научно то или другое направление исследования.

Рассмотрим с этой точки зрения синоптический метод долгосрочных прогнозов погоды школы Мультиановского, по которому в системе Гидрометеорологической службы СССР с 1922 г. составляются прогнозы погоды.

В настоящее время школа Мультиановского исходит в основном из двух положений. Первое из них заключается в том, что выделяются крупные атмосферные процессы, общий характер развития которых сохраняется в течение нескольких дней на пространстве значительной части земного шара. Этот промежуток времени, названный е. с. периодом, характеризуется тем, что в тропосфере сохраняется такое распределение термобарического поля, которое обуславливает определенный тип развития синоптических процессов. Одновременно происходит постепенное изменение интенсивности указанного поля, причем характер изменения, наметившийся в начале текущего е. с. периода, наблюдается до его конца. Это постепенное изменение интенсивности термобарического поля в тропосфере приводит к резкой перестройке старого и формированию нового деформационного поля, с чего и начинается следующий е. с. период.

На развитие деформационного поля в течение е. с. периода значительно влияет характер эволюции соседних с ним бариче-

ских образований, являющихся составляющими смежных деформационных полей. Поэтому при составлении прогноза погоды на е. с. период анализируется не только то деформационное поле, которое непосредственно обуславливает развитие синоптических процессов и погоды в данном районе, но и все соседние с ним барические образования, являющиеся составляющими смежных с ним деформационных полей. Влияние на развитие данного деформационного поля в течение е. с. периода характера развития других, с ним не смежных полей, как правило, незначительно.

Второе, из чего исходит школа Мультиановского, заключается в том, что положение Солнца по отношению к Земле и неоднородность ее поверхности обуславливают в течение длительного промежутка времени сохранение определенного характера теплообмена между океаном и континентом. В результате создаются условия, благоприятные для локализации в определенных географических районах очагов холода и тепла в тропосфере. Последнее приводит к образованию преимущественно однотипных деформационных полей в течение упомянутого промежутка времени, т. е. к формированию естественного синоптического сезона (е. с. сезона). В течение е. с. сезона, одновременно с сохранением общего характера теплообмена между океаном и континентом, происходит постепенное изменение интенсивности этого теплообмена. С резкого изменения условий последнего начинается новый е. с. сезон.

В каждом е. с. сезоне встречаются типы атмосферных процессов, не характерные для него: одни из них аналогичны процессам, преобладающим в соседних е. с. сезонах, другие появляются только эпизодически. Формирование таких процессов происходит следующим образом. Высотное деформационное поле, преобладающее в данном е. с. сезоне, благодаря изменениям, происходящим в нем, имеет тенденцию перестраиваться не только в аналогичные, но и другие типы высотного деформационного поля е. с. периода, где распределение термического поля в тропосфере иное, чем этому благоприятствуют условия теплообмена между океаном и континентом, имеющие место в данном е. с. сезоне. Такая тенденция к перестройке высотного деформационного поля е. с. периода, характерного для данного е. с. сезона, приводит к формированию нетипичного для него е. с. периода. Но до тех пор, пока условия теплообмена между океаном и континентом не способствуют существованию таких е. с. периодов, они могут появляться лишь эпизодически. С изменением же характера теплообмена между океаном и континентом, тот нетипичный для истекшего е. с. сезона е. с. период, в котором географическое распределение основных очагов тепла и холода в тропосфере соответствует распределению термического поля, обуславливаемого создавшимися новыми условиями

теплообмена между океаном и континентом; становится преобладающим (характерным) в течение нового е. с. сезона.

Связь между е. с. периодом и е. с. сезоном заключается в следующем. Изменения интенсивности термобарических полей, происходящие в течение е. с. периода и приводящие к перестройке старого и образованию нового деформационного поля, т. е. к формированию нового е. с. периода, в основном обусловлены двумя факторами: общим характером теплообмена между океаном и континентом в текущем е. с. сезоне и взаимодействием термобарических полей в данном е. с. периоде. Эти факторы в большинстве случаев действуют в одном направлении или же изменения, обусловленные теплообменом между океаном и континентом в текущем е. с. сезоне, значительно отличаются, которые возникают в результате взаимодействия термобарических полей в данном е. с. периоде, поэтому в течение е. с. сезона преобладают однотипные е. с. периоды. Но если указанные факторы действуют в различных направлениях, причем изменения, образованные взаимодействием термобарических полей в данном е. с. периоде, больше вызванных теплообменом между океаном и континентом в текущем е. с. сезоне, то формируется е. с. период, не типичный для данного е. с. сезона.

Неравномерное распределение и нагревание суши и моря приводит к тому, что на земном шаре происходит неодновременное изменение особенностей теплообмена между океаном и континентом. При этом пространство северного полушария делится на три естественных синоптических района (е. с. района), в которых в течение длительного промежутка времени сохраняется определенный характер указанного теплообмена. Сроки изменения его в каждом из трех е. с. районов разные. Иными словами, на пространстве каждого е. с. района по характеру теплообмена между океаном и континентом год делится на несколько неравных между собой промежутков времени (е. с. сезонов), не совпадающих один с другим в разных е. с. районах. Границы е. с. районов в отдельных случаях претерпевают значительные колебания, но при рассмотрении большого ряда атмосферных макропроцессов они определяются достаточно четко. Наличие е. с. районов означает, что в каждом из них существуют свои особые условия для формирования и развития атмосферных процессов большого масштаба. Отсюда не следует, однако, что последние в этих районах развиваются изолированно.

Изложенные выше основные положения школы Мультиановского подтверждаются как работами ряда исследователей, так и многолетней практикой. На названных двух положениях базируется метод долгосрочных прогнозов погоды как малой, так и большой заблаговременности.

В последние годы в Центральном институте прогнозов проводится большая работа с целью: а) выявления синхронной и

асинхронной связи между развитием атмосферных макропроцессов в течение е. с. сезонов в данном е. с. районе и в других частях земного шара; б) определения в е. с. сезонах связи между атмосферными макропроцессами в тропосфере и процессами, протекающими в верхних слоях атмосферы; в) разработки способов количественного учета основных факторов, обуславливающих формирование, развитие и смену е. с. сезонов. Успешное решение перечисленных задач позволит уточнить существующий метод школы Мультановского и тем самым улучшить качество сезонных прогнозов погоды. Но эти исследования пока еще не закончены, поэтому здесь останавливаться на них не будем. Отметим только, что указанной школой разработаны методы составления прогноза погоды на е. с. периоды, месяцы и сезоны. Однако ввиду того, что настоящая монография имеет целью ознакомить читателей с основами современных способов анализа макропроцессов и прогноза погоды на сезон, применяемых в СССР, в последующих параграфах излагается из разработок школы Мультановского лишь метод сезонных прогнозов погоды. Этот метод базируется на закономерностях в развитии е. с. сезонов, которые определяются на основании анализа е. с. периодов на пространстве е. с. района. Поэтому в предлагаемой книге даются общие сведения об е. с. районе и е. с. периоде.

Кроме указанного метода, имеются исследования А. В. Бабкина, М. Х. Байдала, Л. И. Блюминой, Д. А. Дрогайцева, М. А. Дуйцевой, Е. В. Воробьевой, Л. А. Вительса, А. Л. Каца, К. И. Папинашвили, Д. А. Педа, Т. В. Покровской, Т. В. Сидоченко, З. Л. Туркетти, В. Г. Шишкова, позволяющие составлять сезонные прогнозы погоды. Методы Байдала, Блюминой, Дрогайцева, Каца, Папинашвили и Шишкова являются синоптическими. Байдал в основу своих работ положил установленные им преемственности типов синоптических процессов. Способ Блюминой базируется на зависимости между изменением термического поля в тропосфере от истекшего е. с. сезона к текущему и общим характером синоптических процессов во втором е. с. сезоне после исходного. Дрогайцев установил влияние состояния атмосферы (оцениваемое им при помощи индексов тепла и холода) в преддверье на развитие синоптических процессов и погоды в последующие сезоны. Кац выявил связи между особенностями развития синоптических процессов в текущем и истекшем е. с. сезонах и общим характером их в следующем е. с. сезоне. Папинашвили основывает свой метод на зависимости синоптических процессов и погоды в Закавказье от макроциркуляции над Евразией. При этом учитываются высотные планетарные фронтальные зоны и значения индексов циркуляции.

Методы Воробьевой, Вительса, Покровской, Педа, Педа и Бабкина, Педа и Дуйцевой, Педа и Сидоченко, Педа и Туркетти являются статистическими. Воробьева выявила связь

между индексом зональной циркуляции в районе Америки в предшествующем периоде и аномалией температуры воздуха на Европейской территории СССР в наступающих месяцах. В основу метода Вительса положена гипотеза о длительной подготовке крупных аномалий погодных характеристик. Педь и Бабкин, а также Педь и Дуйцева свои работы строят на предположении о влиянии на формирование сезонной аномалии температуры воздуха на Европейской территории СССР термического режима в предшествующих месяцах в определенных районах северного полушария. В методике Педя используются исходные данные по пунктам северного полушария. Метод Педя и Туркетти базируется на учете длительной истории термического режима на данной метеостанции. В способе Педя и Сидорченко устанавливается связь между аномалией температуры воздуха в данном сезоне, с одной стороны, и показателями индекса зональной циркуляции и преобладающих типов синоптических процессов в предшествующем сезоне — с другой. Покровская связывает число дней с типами циркуляции по Вангенгейму за прошлые месяцы с аномалией температуры воздуха в последующих месяцах.

Основы перечисленных методов сезонных прогнозов погоды изложены в настоящей книге.

Глава I

ЕСТЕСТВЕННЫЙ СИНОПТИЧЕСКИЙ РАЙОН

Естественным синоптическим районом (е. с. районом) школа Мультановского называет значительную часть пространства земного шара, где наблюдается такое распределение термобарического поля в тропосфере, которое обуславливает сохранение в течение нескольких дней данного характера развития синоптических процессов и преобладание в течение длительного промежутка времени определенного типа естественных синоптических периодов. Указанное распределение термобарического поля в тропосфере в свою очередь зависит главным образом от состояния теплообмена между океаном и материком. Поэтому под е. с. районом понимается значительная часть пространства земного шара, в которой в течение длительного промежутка времени сохраняется определенный характер теплообмена между океаном и континентом. По данному признаку северное полушарие делится на три е. с. района. При этом в среднем были получены следующие границы е. с. районов: между первым и вторым — 80° в. д., между вторым и третьим — 165° з. д., между третьим и первым — 50° з. д., а южная граница всех районов — параллель 20° с. ш.

О существовании е. с. района, где развиваются определенные синоптические процессы, упоминалось еще в конце прошлого века в работах Гильдебранд-Гильдебрандсона и Тейсеран-де-Бора. Исследуя засуху на Европейской России, Мультановский в 1915 г. [79] пришел к следующему выводу: «Географическое положение Европейской России и общая характеристика ее погоды — по крайней мере в теплое время года — позволяют а priori предположить, что она находится под влиянием главным образом двух центров действия атмосферы, а именно: азорского максимума и сложного комплекса областей высокого и низкого давления, лежащих в общем около северного полярного круга, этот комплекс приходится принять целиком за

полярный центр действия впредь до более детального изучения этой области и синоптической связи ее частей». В работе [80], опубликованной в 1920 г., он пишет: «Идея о естественных районах давно витает в воздухе, — в частности мы обязаны удивительной научной чуткости Тейсеран-де-Бора, свыше 30 лет тому назад указавшему на необходимость изучения того *region naturelle*, на котором протекают определенные синоптические процессы». В 1933 г. Мультиановский [81], рассматривая первый е. с. район, отмечает: «Для Европы, например, такой район ограничен на западе Азорскими островами и восточной Гренландией, на востоке приблизительно Енисеем с его правыми притоками» (стр. 43). Позднее первый е. с. район он определял как пространство от Гренландии до Енисея и приблизительно до 30° с. ш. на юге. Таким образом, под е. с. районом Мультиановский понимал территорию, необходимую для развития синоптических процессов по всем осям, влияющим на погоду данного района.

А. И. Штабова в 1941 г. [169] указывает, что Восточная Сибирь и Дальний Восток относятся к одному е. с. району.

В исследовании С. Т. Пагава [86], опубликованном в 1943 г., показана целесообразность деления северного полушария на следующие три е. с. района: первый — от Гренландии до Таймырского полуострова, второй — от Таймырского полуострова до Берингова пролива и третий — от Берингова пролива до Гренландии. Этот вывод был получен на основании анализа ежедневных синоптических карт северного полушария.

В монографии [45] помещена карта путей антициклонических образований полярного происхождения, наблюдавшихся на пространстве северного полушария в течение января за период с 1926 по 1932 г. включительно, составленная З. Е. Барсук. На этой карте отчетливо видны три группы указанных траекторий. Естественно, совокупность траекторий каждой группы характеризует синоптические процессы на пространстве большого района. Поэтому упомянутые траектории наглядно показывают наличие в северном полушарии трех е. с. районов. На это также обратила внимание и Н. А. Булинская в одной из своих работ 1943 г. В 1944 г. Эллиот в исследовании [189] отмечает, что Северная Америка по характеру развития синоптических процессов относится к одному району.

Х. П. Погосян в 1947 г. [128] в результате анализа карт средних месячных значений H_{500} и H_{1000}^{500} также пришел к выводу о наличии в северном полушарии названных выше трех районов. В этой работе он пишет: «Средние карты высотного барического поля дают основание для подразделения территории северного полушария на три крупных района, в каждом из которых синоптические процессы должны обладать своими особенностями. Это подразделение определяется существованием трех гребней. Зимой они располагаются над Аляской, северо-восточной Атланти-

кой и Сибирью. Ими обуславливаются основные пучки зимних траекторий антициклонов. Вследствие этого синоптические процессы к востоку от гребня на Аляске протекают под воздействием соответствующего северо-американского пучка вторжений. Аналогично процессы над Европой и Западной Сибирью складываются под воздействием европейского пучка вторжений, и, наконец, процессы в Восточной Сибири и на западе Тихого океана определяются восточно-сибирским пучком вторжений» (стр. 47).

В опубликованной в 1949 г. совместной работе [36], В. А. Джорджио и М. А. Петросянц, анализируя границы е. с. района для Средней Азии, пришли к заключению, что за южную границу первого е. с. района, установленного Мультиановским, следует принимать 15° с. ш.

Выводы, полученные Джорджио и Петросянцем, дают основание при исследовании е. с. периодов и е. с. сезонов считать целесообразным проводить анализ синоптических процессов в основном на пространстве отдельных е. с. районов. Между тем известно, что синоптические процессы на всем земном шаре взаимосвязаны и взаимообусловлены как во времени, так и в пространстве. Поэтому наиболее правильным является изучение особенностей условий формирования, развития и смены таких атмосферных макропроцессов, как е. с. период и е. с. сезон в отдельных е. с. районах и выявление связи между развитием этих макропроцессов в данном е. с. районе и в других частях земного шара.

Отметим, что установленные границы е. с. районов являются справедливыми в среднем при рассмотрении большого ряда макросиноптических процессов. В отдельных же случаях указанные границы могут претерпевать значительные колебания. Исходя из этого, Пагава [96] в 1952 г. рекомендует в оперативной работе при составлении прогнозов погоды на е. с. периоды определять рабочий синоптический район. Этот район в каждом конкретном случае должен охватывать не только высотное деформационное поле, непосредственно обуславливающее развитие атмосферных процессов и погоды в данном районе, но и все соседние высотные барические образования, являющиеся составляющими смежных высотных деформационных полей. Таким образом, рабочий синоптический район должен определяться в каждом отдельном случае в зависимости от типа синоптических процессов. Детальное изучение последних на пространстве выявленного района может быть хорошей основой для составления прогноза погоды на е. с. период. Пагава указывает также, что в большинстве случаев рабочий синоптический район будет примерно совпадать с е. с. районом, но в отдельных случаях они могут значительно отличаться друг от друга.

В 1953 г. была опубликована работа Пагава [97], в которой

автор пишет: «Выводы, полученные в результате данного исследования, доказывают, что по характеру теплообмена между океанами и материками северное полушарие делится на три е. с. района: первый — от Гренландии до Енисея, второй — от Енисея до Берингова пролива и третий — от Берингова пролива до Гренландии». Так, на других основаниях (по теплообмену) были подтверждены выводы, полученные ранее.

В этом же году Пагава произвел специальное исследование е. с. районов на основании анализа характера теплообмена между океанами и материками. Полученные выводы опубликованы как в статье [98], вышедшей в 1953 г., где впервые было дано определение е. с. района, приведенное в начале данной главы, так и в работе [99], вышедшей в 1954 г., в которой изложены основные результаты исследования е. с. районов. При этом автор исходит из следующих общих положений. Известно, что почти все явления в атмосфере развиваются за счет лучистой энергии солнца. В сравнении с ней мощность всех остальных, внешних по отношению к Земле, источников энергии (излучение звезд и планет, космические лучи, корпускулярные лучи Солнца и т. д.) по абсолютной величине является совершенно ничтожной. Однако лучистая энергия Солнца не может непосредственно превращаться в кинетическую энергию атмосферных движений, возникающую в основном за счет лабильной энергии. Лучистая энергия Солнца в результате ее поглощения атмосферой может превращаться непосредственно в лабильную. Но поглощение солнечной радиации атмосферой очень невелико. Поэтому непосредственный переход солнечной лучистой энергии в лабильную имеет сравнительно небольшое значение. Последняя возникает главным образом за счет турбулентной и радиационной теплопередачи между подстилающей поверхностью (нагреваемой в результате поглощения солнечной радиации) и атмосферой. Кроме того, лабильная энергия может изменяться за счет конденсации в атмосфере водяного пара, на испарение которого с подстилающей поверхности была затрачена часть поглощенной ею солнечной радиации. Таким образом, подстилающая поверхность играет роль посредника в передаче атмосфере энергии, излучаемой Солнцем.

Количество солнечной радиации, поступающей на земную поверхность уменьшается от экватора к полюсам, соответственно чему и температура воздуха в общем убывает в тех же направлениях. Последнее подтверждается средними значениями температуры воздуха у земной поверхности для разных географических широт. При этом наиболее высокие температуры воздуха на земном шаре совпадают не с географическим, а с термическим экватором, откуда происходит понижение ее к полюсам, причем разность температур особенно велика зимой. В тропосфере также имеет место понижение температуры от экватора

к полюсам. Указанное соотношение изменяется в слое тропосферы — нижняя стратосфера, где над экватором холоднее, чем над высокими широтами. Средняя температура воздуха для разных географических широт характеризует ту температуру, которая была бы обусловлена притоком солнечной радиации без учета распределения материков и океанов и переноса воздушных масс.

В реальных же условиях температура воздуха вдоль широтных кругов не остается постоянной, а изменяется в довольно больших пределах. Важнейшими из факторов, обуславливающих эти изменения в нижнем слое тропосферы, являются неоднородность земной поверхности и обмен в атмосфере. Из разнообразных особенностей земной поверхности наиболее существенно ее расчленение на материки и океаны. Различие в нагревании и охлаждении суши и водной поверхности при том же притоке тепла создает горизонтальные разности температуры между материками и океанами. Таким образом, наряду с меридиональными разностями температуры воздуха (полюс — экватор) существуют широтные (материк — океан). Отметим, что горизонтальный обмен в атмосфере уменьшает междуширотные разности температуры, а вертикальный — приводит к выравниванию тепла по высоте.

Распределение температуры воздуха по земному шару сильно зависит от географического положения океанов и материков, а также от направления преобладающих переносов воздушных масс. Количество тепла, переносимое как вдоль параллелей через границы океанов и материков, так и междуширотным обменом, по расчетам В. В. Шулейкина, имеет одинаковый порядок. Однако это тепло весьма неравномерно распределяется по широтам. В тропиках различия в температуре между западными и восточными краями материков в общем невелики. В умеренной зоне влияние распределения океанов и материков возрастает с увеличением широты. В полярных районах оно также оказывает огромное влияние. Различия в температуре между Арктикой и Антарктикой, достигающие в среднем за год $10-14^{\circ}$, в большой степени определяются тем, что Антарктика занята обширным материком, в то время как Арктика покрыта океаническими водами.

Изложенные выше общие положения показывают, что условия циркуляции атмосферы в различных районах земного шара неодинаковы главным образом из-за неравномерного распределения и нагревания суши и моря. Они обуславливают неодинаковый характер теплообмена в атмосфере в различных частях земного шара. Это сильно влияет на поле давления воздуха, в связи с чем в различных районах создаются неодинаковые условия развития атмосферных макропроцессов. Отсюда следует, что для выявления районов, где имеются определенные

условия развития атмосферных макропроцессов, нужно установить характер теплообмена между океаном и материком в разных частях земного шара.

Известно, что для характеристики теплообмена между океанами и материками могут быть построены карты распределения изаномал, представляющие собой разность между значениями температуры воздуха в отдельных пунктах и средней температуры воздуха для соответствующих широт; ибо первая характеризует суммарный тепловой поток в атмосфере, а вторая — тот тепловой поток, который направляется вдоль меридиана под воздействием температурного режима на различных широтах.

Следует отметить, что впервые изаномалы были опубликованы за рубежом еще в 1852 г. Г. Дове [187], а у нас в 1882 г. Г. И. Вильдом [23]. Позже построением карт изаномал занимались и другие авторы.

Рассмотрим карты распределения изаномал на земном шаре, полученные Пагава в 1952 г. (рис. 1 и 2). Для составления этих карт были взяты значения нормальных температур воздуха, приведенные к уровню моря, за январь и июль из Большого советского атласа мира. По этим данным были подсчитаны средние температуры воздуха для широт и вычислены разности между значениями нормальной температуры в отдельных пунктах и средней температуры для широт. Полученные разности были нанесены на карты и проанализированы. Анализ приведенных карт показывает, что в июле большая часть материков в северном и океанов в южном полушариях заняты положительными изаномалами, а значительная часть океанов в северном и материков в южном полушариях — отрицательными (рис. 2). В январе на большей части материков в северном и океанов в южном полушариях имеют место отрицательные изаномалы, а на значительной части океанов в северном и материков в южном — положительные (рис. 1). Иными словами, в самом холодном месяце года (январь в северном и июль в южном полушариях) почти на всех материках земного шара наблюдаются отрицательные изаномалы, а над значительной акваторией океанов — положительные. В самом теплом месяце года (июль в северном полушарии и январь в южном) почти на всех материках земного шара отмечаются положительные изаномалы, а над большей частью океанов — отрицательные.

Таким образом, распределение изаномал на земном шаре в самом холодном и наиболее теплом месяцах года (в общих чертах) обратное. Однако имеются районы, где как в январе, так и в июле наблюдаются изаномалы одного знака. Так, например, положительные изаномалы сохраняются на большей части Европы и северо-востоке Индийского океана, а отрицательные — в Гренландии, на крайнем севере и северо-востоке

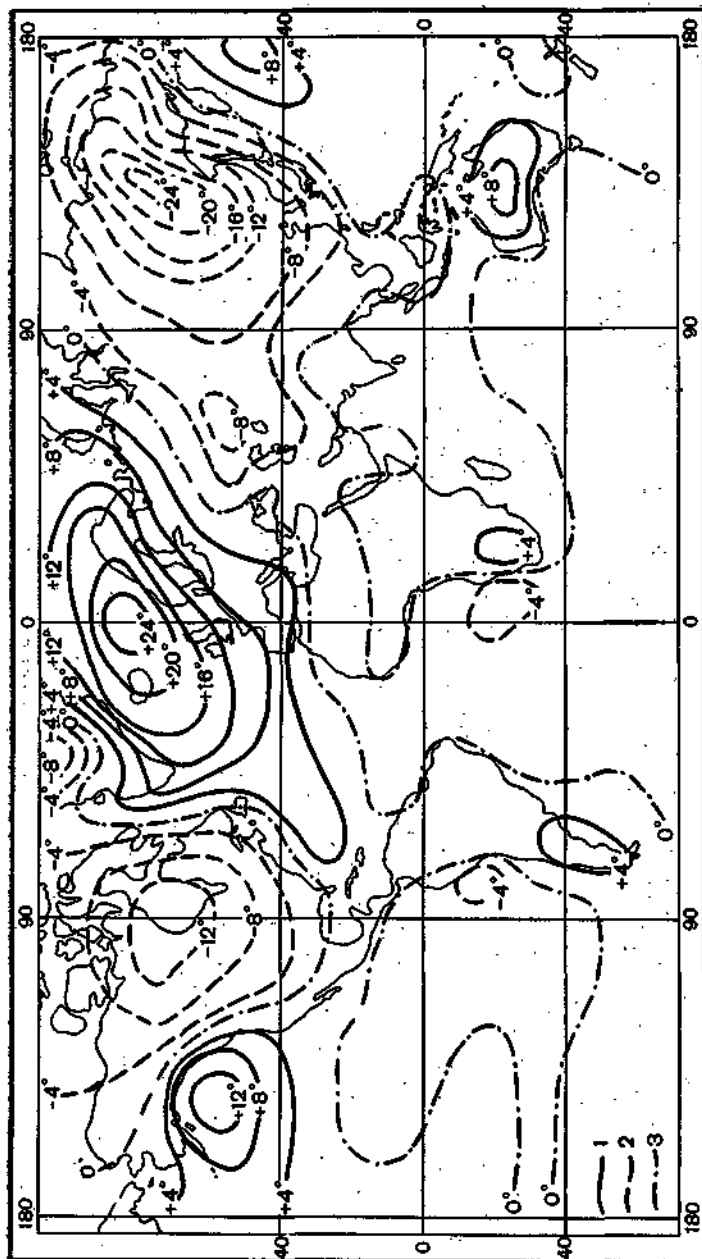


Рис. 1. Изаномалы на уровне моря. Январь.
 1 — положительные изаномалы, 2 — отрицательные, 3 — нулевые.

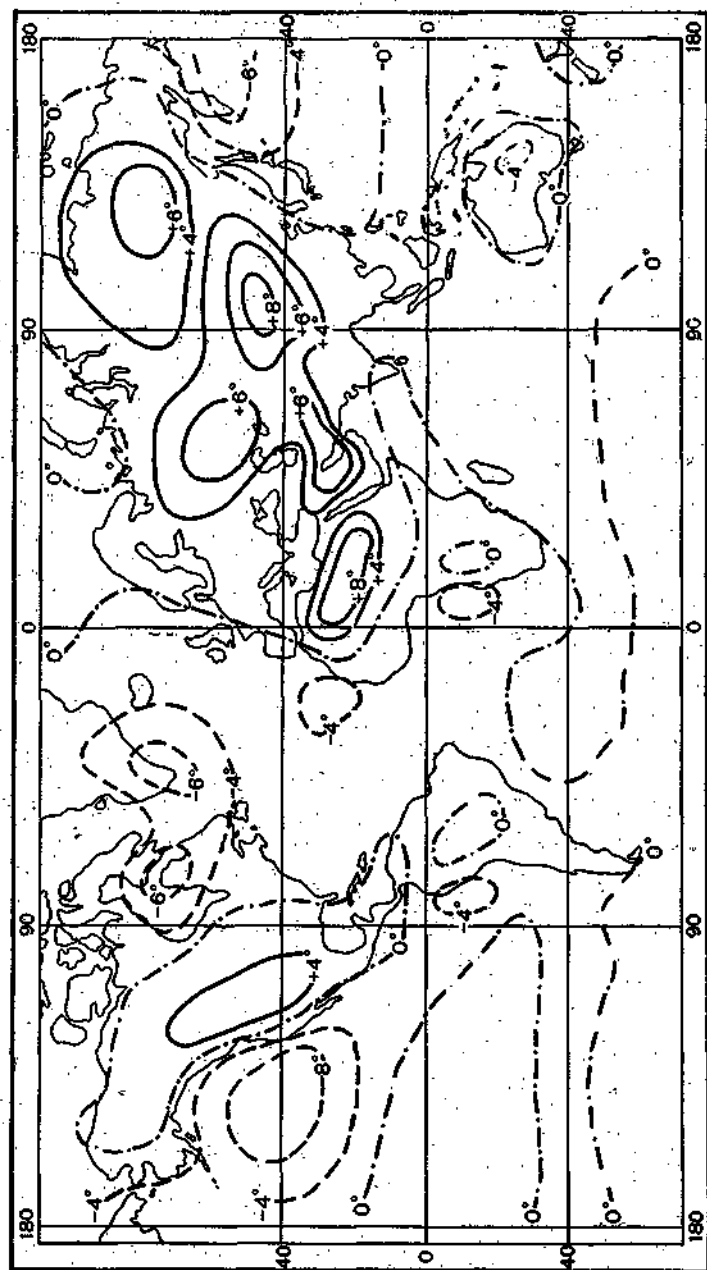


Рис. 2. Изаномалы на уровне моря. Июль.
Усл. обозначения см. рис. 1.

Америки, а также в районах Бенгуэльского и Перуанского океанических холодных течений.

Из изложенного следует, что почти на всем земном шаре имеет место перенос тепла в атмосфере в холодное время года с океанов на материки, а в теплое — с материков на океаны. Исключение составляют относительно небольшие районы, где как в январе, так и в июле сохраняется одинаковое направление переноса тепла в атмосфере. Таким образом, общий характер теплообмена между океаном и материком примерно одинаков в обоих полушариях, но абсолютные значения изаномал в северном полушарии намного больше, чем в южном. В южном полушарии, как уже отмечалось выше, почти все континенты в июле заняты отрицательными изаномалами, а в январе — положительными, но абсолютные величины их малы. Так, наибольшее значение изаномалы $+8^{\circ}$ наблюдается над небольшим районом в Австралии. Только одна изаномала со значением $+4^{\circ}$ имеет место в январе над большей частью названного материка. Другие изаномалы со значением $\pm 4^{\circ}$ занимают небольшие территории. Это указывает на малую интенсивность теплообмена между океанами и материками в южном полушарии, которая объясняется главным образом незначительной поверхностью суши по сравнению с водной.

В северном полушарии, в отличие от южного, имеются хорошо выраженные очаги изаномал, что указывает на значительную интенсивность теплообмена между океанами и материками. При этом распределение изаномал свидетельствует о переносе тепла в январе с океанов на материки, а в июле — с материков на океаны. Изаномалы располагаются следующим образом. Северная половина Атлантического океана в январе занята положительными изаномалами с очагом над Норвежским морем, а в июле — отрицательными с двумя очагами, один из которых расположен на крайнем юге Гренландии, а другой — в районе Канарского холодного океанического течения. Над Азией и востоком Европы в январе наблюдаются отрицательные изаномалы с двумя очагами. Один из них находится несколько севернее Аральского моря, а другой, более интенсивный — в бассейне Лены. В этих же районах в июле имеются очаги положительных изаномал. Северная половина Тихого океана в январе занята положительными изаномалами с двумя очагами, один из которых расположен несколько юго-восточнее Камчатки, а другой, более мощный — над Аляскинским заливом. В июле над этими районами находятся отрицательные изаномалы с двумя очагами, расположенными примерно там же, где и очаги положительных изаномал в январе. Почти всю Северную Америку в январе занимают отрицательные изаномалы с очагом над Гудзоновым заливом, а в июле над большей ее частью наблюдаются положительные изаномалы с очагом над

Большим Соленым озером. Кроме перечисленных очагов изаномал, в северном полушарии в июле имеются еще четыре: один отрицательный и три положительных. Очаг отрицательных изаномал расположен над Гудзоновым проливом, а очаги положительных изаномал находятся над севером Африки, Персидским заливом и озером Лобнор.

Распределение изаномал указывает на направление переноса тепла в атмосфере. При этом потоки тепла ориентированы перпендикулярно к изаномалам. Положительные изаномалы в январе в северной половине Атлантического океана свидетельствуют о том, что из этого района происходит отток тепла во все стороны. Однако благодаря преобладанию в атмосфере переноса масс воздуха с запада на восток основной поток тепла направлен примерно туда, где имеются отрицательные изаномалы, указывающие на приток тепла в эти районы. Иными словами, в январе основной поток тепла ориентирован с Норвежского моря на Казахстан. Таким образом, в январе очаг положительных изаномал в Норвежском море и очаг отрицательных изаномал севернее Аральского моря составляют одну систему, которая определяет характер теплообмена между океаном и материком на пространстве значительного района. Границей его в январе является на востоке меридиан 80° в. д., отделяющий друг от друга два очага отрицательных изаномал в Азии; на западе примерно меридиан 50° з. д., а на юге параллель (южнее которой наблюдаются небольшие значения изаномал) приблизительно 20° с. ш.

В январе отрицательные изаномалы в Азии, с очагом в бассейне Лены, указывают на приток тепла в этот район как с северо-запада Тихого океана, так и с Атлантического океана через север Европы. Однако поступление тепла в рассматриваемый район с Атлантического океана менее значительно. Таким образом, в январе очаг отрицательных изаномал в бассейне Лены и очаг положительных изаномал на северо-западе Тихого океана составляют одну систему, определяющую характер теплообмена между океаном и материком на пространстве значительного района. Границей его в январе является на востоке меридиан 165° з. д., отделяющий друг от друга два очага положительных изаномал в Тихом океане; на западе меридиан 80° в. д., а на юге примерно параллель 20° с. ш.

В январе положительные изаномалы на северо-востоке Тихого океана и отрицательные в Северной Америке указывают на основной перенос тепла с Тихого океана на Северную Америку. Иными словами, в январе очаг положительных изаномал южнее Аляскинского залива и очаг отрицательных в районе Гудзона залива составляют одну систему, определяющую характер теплообмена между океаном и материком на пространстве значительного района. Границей его в январе является на

востоке примерно меридиан 50° з. д., на западе меридиан 165° з. д., а на юге приблизительно параллель 20° с. ш.

В июле почти вся Европа, Азия и Северная Африка заняты положительными изаномалами, что свидетельствует об оттоке тепла из указанных районов. При этом очаги изаномал расположены таким образом, что основной поток тепла направлен из очага, находящегося на севере Аральского моря, на северо-восток Атлантического океана, где имеются отрицательные изаномалы. Сюда же поступает часть тепла из очагов, расположенных на севере Африки и в районе Персидского залива. Основной поток тепла из очага, находящегося в бассейне Лены, ориентирован на северо-запад Тихого океана, где имеются отрицательные изаномалы. В эту же область направлена часть потока тепла из очага, наблюдающегося в районе озера Лобнор. Иными словами, очаги положительных изаномал в июле на пространстве Европы, Азии и Северной Африки расположены таким образом, что потоки тепла из одних очагов поступают в Атлантический океан, а из других — в Тихий океан. Эти очаги отделяются друг от друга меридианом 75° в. д.

В июле северная половина Тихого океана занята отрицательными изаномалами с двумя очагами, один из которых находится несколько юго-восточнее Камчатки, а другой — южнее Аляскинского залива. В первый из указанных очагов направлен поток тепла из Азии главным образом из очага положительных изаномал в бассейне Лены, а во второй — из Северной Америки, где имеются положительные изаномалы с очагом над Большим Солёным озером. Эти два очага отрицательных изаномал отделяются друг от друга меридианом 160° з. д.

В июле большая часть Северной Америки занята положительными изаномалами с очагом в районе Большого Солёного озера. Отсюда основные тепловые потоки ориентированы в очаги отрицательных изаномал, расположенные на северо-востоке Тихого океана и над Гудзоновым проливом. При этом последний отделяется от однозначного очага, находящегося на крайнем юге Гренландии, меридианом 50° з. д.

Из изложенного видно, что как в январе, так и в июле по характеру теплообмена между океанами и материками северное полушарие делится на три района, границы которых в указанных месяцах не совсем одинаковы. Анализ карт распределения изаномал на пространстве северного полушария за все месяцы года (построенные Пагава в 1952 г.) показал, что в среднем за границы районов могут быть взяты следующие меридианы: 80° в. д. между первым и вторым, 165° з. д. между вторым и третьим, 50° з. д. между третьим и первым, а южной границей всех районов является параллель 20° с. ш.

Исследование изменения распределения месячных изаномал в течение года на пространстве северного полушария позволяет

сделать следующие выводы: а) в первом районе в холодное полугодие имеет место перенос тепла с северной половины Атлантического океана на Европу, север Африки, Среднюю Азию и Западную Сибирь, в теплое же полугодие — из перечисленных районов суши на северную половину Атлантического океана; б) во втором районе в холодное время года наблюдается поток тепла на материк с северо-западной части Тихого океана и северных районов Атлантического океана, а в теплое полугодие указанный поток направлен с материка на северо-западную часть Тихого океана; в) в третьем районе в холодное полугодие основной поток тепла проникает с северо-восточной части Тихого океана на Северную Америку, а в теплое — с Северной Америки на северо-восточную часть Тихого океана и северо-восток Америки.

Рассмотренные карты изаномал (рис. 1 и 2) характеризуют теплообмен между океанами и материками лишь в нижних слоях атмосферы. Между тем весьма важно выявить условия теплообмена в более высоких слоях атмосферы. Для выяснения этого вопроса можно воспользоваться нормальной температурой слоя тропосферы, выражающей суммарный тепловой поток. А тепловой поток в тропосфере, идущий примерно вдоль параллелей, будет характеризоваться значением разностей между нормальной температурой слоя в данном пункте и нормальной температурой того же слоя для широты рассматриваемого пункта. Известно, что температура слоя тропосферы оценивается величинами относительного геопотенциала. Имеются карты многолетних средних значений H_{1000}^{500} за месяц. По данным этих карт были подсчитаны нормальные значения H_{1000}^{500} за месяц для широт северного полушария. Далее вычислялись разности между нормальными значениями H_{1000}^{500} за месяц в отдельных пунктах северного полушария и для широты тех же пунктов. Полученные разности для каждого месяца были нанесены на бланки карт и проанализированы. Построенные таким образом карты изаномал характеризуют тепловые потоки в нижней половине тропосферы, идущие примерно вдоль параллелей. В настоящей работе приводятся только две такие карты изаномал (января и июля), представленные на рис. 3 и 4.

Сравнивая между собой карты изаномал января, отображающие теплообмен между океанами и материками в приземных слоях атмосферы (рис. 1) и в нижней половине тропосферы (рис. 3), нетрудно заметить, что распределение изаномал на них примерно одинаковое. При этом почти вся поверхность материков занята отрицательными аномалиями, а большая часть океанов — положительными. Отсюда следует, что в январе имеет место перенос тепла с океанов на материки не только в нижних слоях атмосферы, но и в первом пятикилометровом слое тропосферы.

При сопоставлении карт изаномал июля, характеризующих теплообмен между океанами и материками в приземных слоях атмосферы (рис. 2) и в нижней половине тропосферы (рис. 4) нетрудно заметить, что изаномалы на них распределяются примерно одинаково. Так, почти вся поверхность материков занята положительными аномалиями, а большая часть океанов —

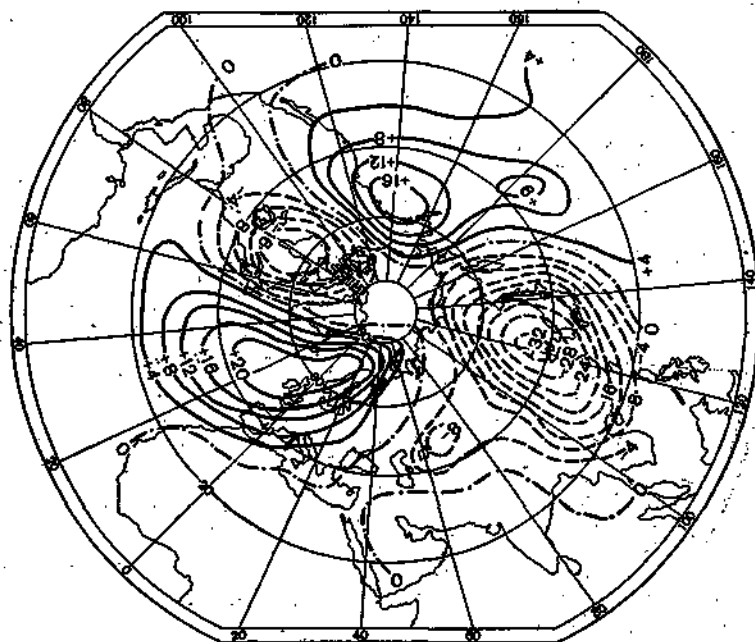


Рис. 3. Изаномалы H_{1000}^{500} Январь.
Усл. обозначения см. рис. 1.

отрицательными. Из этого следует, что в июле имеет место перенос тепла с материков на океаны не только в нижних слоях атмосферы, но и в первом пятикилометровом слое тропосферы.

Расположение очагов изаномал на рис. 3 и 4 показывает, что по характеру теплообмена в первом пятикилометровом слое тропосферы северное полушарие делится на те же три е. с. района, которые были получены при анализе изаномал на рис. 1 и 2.

Приведенные выше карты свидетельствуют о том, что неравномерное распределение и нагревание материков и океанов влияют на термический режим в нижней половине тропосферы. С целью выяснения вопроса о воздействии этого фактора на термический режим в более высоких слоях атмосферы, были рассмотрены карты распределения на пространстве северного

полушария месячных нормальных температур воздуха на уровнях 3,05; 6,1; 10; 13; 16 и 19 км, опубликованные бюро погоды США. По этим данным были построены карты изаномал, которые дают возможность установить следующее.

В январе распределение изаномал на уровнях 3,05 и 6,1 км примерно такое же, как на уровне моря и в первом пятикилометровом слое тропосферы, но абсолютные значения аномалии

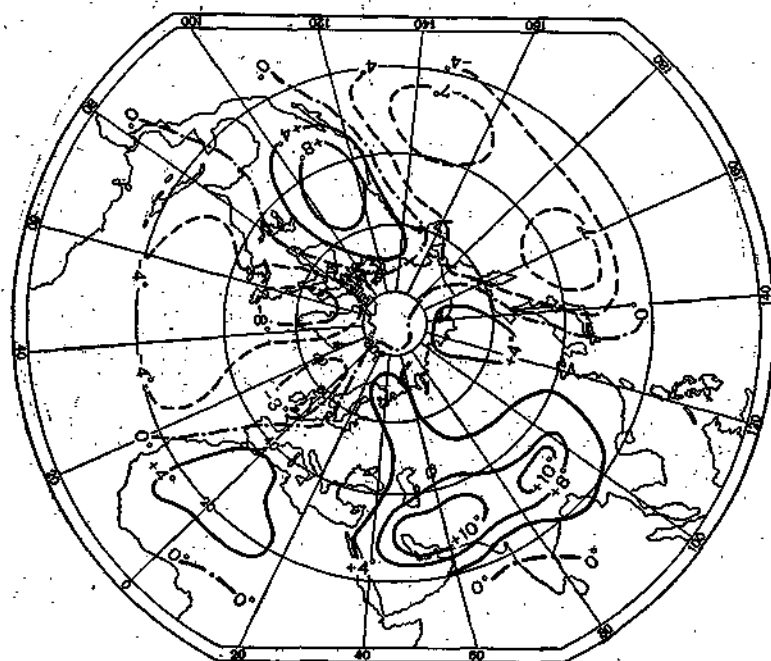


Рис. 4. Изаномалы H_{1000}^{500} Июль.

Усл. обозначения см. рис. 1.

в очагах уменьшаются с высотой. По карте изаномал на уровне 10 км можно видеть, что над большей частью территории северного полушария абсолютные значения аномалии в январе не превышают 2° . Имеются лишь отдельные небольшие районы с величинами около 4° . Из изложенного следует, что в январе направление тепловых потоков в атмосфере над северным полушарием примерно одинаковое до уровня 10 км, а на уровне 10 км тепловые потоки, направленные вдоль широт практически отсутствуют. Анализ карт изаномал показывает, что на уровнях 13, 16 и 19 км в январе аномалии распределяются аналогично, но во многих районах северного полушария они имеют противоположные знаки; по сравнению с распределением их на

уровнях ниже 10 км. Так, например, в январе над северо-восточной частью Атлантического океана наблюдается очаг положительных аномалий на уровне моря со значениями около 25° , а на уровнях 3,05 и 6,1 км соответственно около 9° и 8° . На уровне 10 км над этим же районом находятся аномалии с величинами $\pm 1^{\circ}$, а на более высоких уровнях — отрицательные аномалии со значениями в очаге: около 5° на 13 км и около 7° на 16 и 19 км. Над северо-восточной частью Северной Америки в январе имеет место очаг отрицательных аномалий на уровне моря со значением около 14° , а на уровнях 3,05 и 6,1 км соответственно около 8° и 5° . Положительные аномалии над указанным районом наблюдаются на уровне 10 км с величиной около 2° , а на более высоких уровнях (13, 16 и 19 км) около 6° в очаге. Над северной частью Африки в январе наблюдаются небольшие отрицательные аномалии как на уровне моря, так и на уровнях 3,05 и 6,1 км. На уровне 10 км имеют место положительные аномалии до 2° , а в более высоких слоях атмосферы над этим районом расположен очаг положительных аномалий со значением на уровне 13 км около 3° , а на 16 и 19 км около 4° . Над северной половиной Тихого океана в январе наблюдаются положительные аномалии на рассматриваемых уровнях ниже 10 км. Но на уровнях 13, 16 и 19 км над большей частью этого района имеют место отрицательные изаномалы.

Однако не во всех районах северного полушария в январе происходит смена знака аномалии на уровнях выше 10 км. Так, например, над большей частью Азии в январе прослеживаются отрицательные аномалии на всех рассматриваемых уровнях. Наибольшее значение этих аномалий имеет место на уровне моря (около 25°). Значение аномалий равно на уровне 3,05 км около 10° , на 6,1 км около 7° , на 10 км около 4° и на 13, 16 и 19 км около 2° . Кроме того, над районом Берингова моря на уровнях 13, 16 и 19 км в январе наблюдается очаг положительных аномалий с величинами около 5° .

Аналогичное распределение аномалий и их очагов на уровнях 13, 16 и 19 км в январе указывает, что здесь направление тепловых потоков, идущих примерно вдоль широт, одинаковое. При этом характер тепловых потоков на уровнях 13, 16 и 19 км резко отличается от их состояния на уровнях ниже 10 км (ср. рис. 1, 3 и 5). Так, например, на последних основной поток тепла направлен с северо-восточных районов Атлантического океана на Европу, а на уровнях 13, 16 и 19 км — с Северной Америки на северо-восточные районы Атлантического океана и т. д. Следует подчеркнуть, что в январе на уровнях 13, 16 и 19 км тепловые потоки, идущие примерно вдоль широт, по своей интенсивности незначительны, на что указывают небольшие абсолютные значения аномалии.

В июле распределение изаномал на уровнях 3,05; 6,1 и 10 км

примерно одинаковое с наблюдающимися на уровне моря и в первом пятикилометровом слое тропосферы, но абсолютное значение аномалии в очагах уменьшается с повышением уровня. По карте изаномал на уровне 13 км видно, что над большей частью северного полушария абсолютные величины аномалии в июле не достигают 3° . Лишь над юго-западной частью Азии

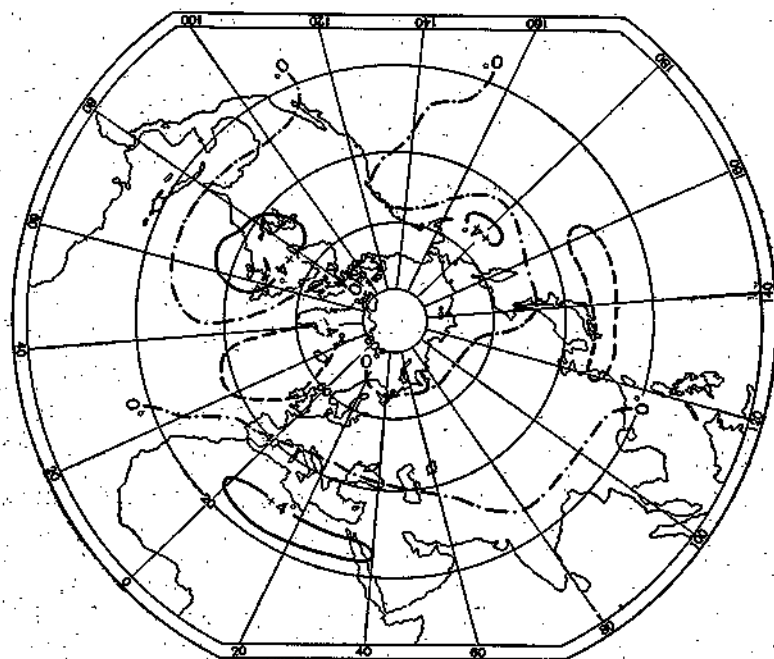


Рис. 5. Изаномалы на уровне 19 км. Январь.
Усл. обозначения см. рис. 1.

имеются положительные аномалии со значением в очаге около 6° . Из изложенного следует, что в июле направление тепловых потоков в атмосфере над северным полушарием примерно одинаковое до уровня 13 км, а на уровне 13 км тепловые потоки вдоль широт практически отсутствуют. Из анализа карт изаномал на уровнях 16 и 19 км можно сделать вывод, что на этих уровнях в июле аномалии распределяются аналогично. Размещение же изаномал на них во многих районах северного полушария отличается от распределения их на уровнях ниже 13 км (ср. рис. 2, 4 и 6). Так, в июле над большей частью Азии на уровнях ниже 13 км имеют место положительные аномалии, а на уровнях 16 и 19 км — отрицательные. Над большей частью северной половины Тихого океана на уровнях ниже 13 км отмечаются отрицательные аномалии, а на уровнях 16 и 19 км —

положительные. Однако не во всех районах северного полушария в июле происходит смена знака аномалии на уровнях выше 13 км (по сравнению со знаком аномалии на уровнях ниже 13 км). Например, над значительной частью северной половины Атлантического океана на всех рассматриваемых уровнях прослеживаются отрицательные аномалии.

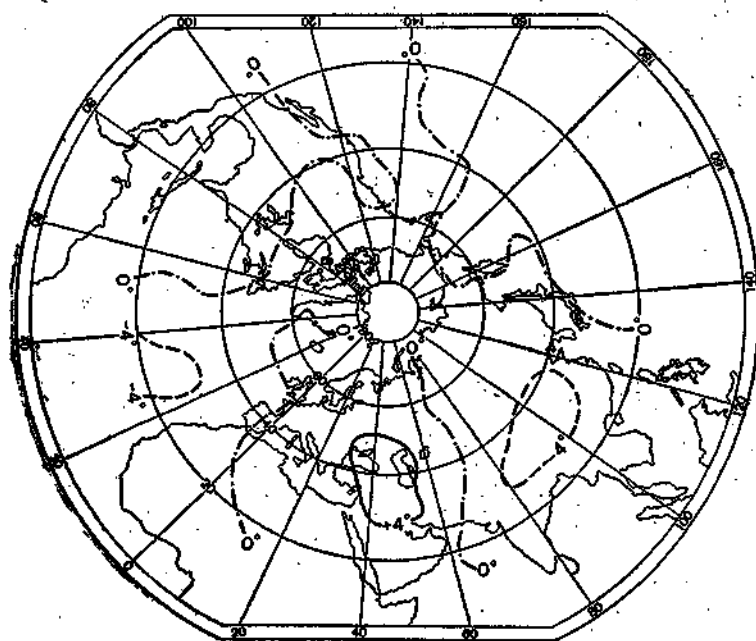


Рис. 6. Изаномалы на уровне 19 км. Июль.
Усл. обозначения см. рис. 1.

Аналогичное распределение аномалий и их очагов на уровнях 16 и 19 км указывает, что в июле здесь направление тепловых потоков, идущих примерно вдоль широт, одинаковое. При этом характер тепловых потоков на уровнях 16 и 19 км отличается от их состояния на уровнях ниже 13 км (см. рис. 2, 4 и 6). Отметим, что в июле на уровнях 16 и 19 км тепловые потоки, идущие примерно вдоль широт, по своей интенсивности незначительны, на что указывают небольшие абсолютные значения аномалий.

Распределение изаномал в январе на уровне моря (см. рис. 1), в первом пятикилометровом слое тропосферы (см. рис. 3) и на уровнях 3,05 и 6,1 км показывает, что над большей частью материков имеют место отрицательные аномалии, а над

значительной поверхностью океанов — положительные. В то же время по картам изаномал для уровней 13, 16 и 19 км не отмечается соответствия между распределением аномалий и географическим положением материков и океанов (рис. 5). Аналогичное явление имеет место в июле. А именно распределение изаномал на уровне моря (см. рис. 2) в первом пятикилометровом слое тропосферы (см. рис. 4) и на уровнях 3,05, 6,1 и 10 км показывает, что во всех этих случаях над большей частью материков имеют место положительные аномалии, а над значительной поверхностью океанов — отрицательные; по картам же для уровней 16 и 19 км между распределением изаномал над материками и океанами нет соответствия (рис. 6).

Из изложенного следует, что неравномерное распределение и нагревание материков и океанов в северном полушарии влияют на термический режим атмосферы в январе примерно до 10 км, а в июле — примерно до 13 км, обуславливая в январе тепловые потоки в атмосфере с океанов на материки, а в июле — с материков на океаны. Эти тепловые потоки как в январе, так и в июле значительны в нижних слоях атмосферы, с высотой же они постепенно ослабевают. Кроме того, отмечено, что характер подстилающей поверхности в северном полушарии непосредственно не влияет на термический режим тропопаузы и на более высокие слои атмосферы.

Выше приведены результаты анализа карт изаномал, построенных по значениям нормальных температур воздуха за месяц на разных уровнях и нормальных величин H_{1000}^0 за месяц с целью выявления характера теплообмена между океанами и материками. Полученные данные показывают, что по характеру теплообмена между океанами и материками северное полушарие делится на три е. с. района. Границы их установлены на основании анализа многолетних данных о теплообмене между океанами и материками. Для выяснения вопроса о том, насколько меняются границы е. с. районов в отдельные годы, были составлены карты изаномал H_{1000}^0 за все месяцы с 1947 по 1952 г. Эти карты характеризуют тепловые потоки в нижней половине тропосферы, идущие примерно вдоль широт в конкретном месяце данного года. Анализ их показал, как и следовало ожидать, что приведенные выше границы е. с. районов за отдельные годы несколько изменяются.

Выше был приведен способ определения рабочего синоптического района [96]. Аналогичным образом в совместной работе А. П. Барабашкиной и Е. А. Лесковой [7], опубликованной в 1958 г., устанавливается рабочий синоптический район, на пространстве которого следует анализировать атмосферные процессы для составления долгосрочных прогнозов погоды малой заблаговременности по территории Дальнего Востока. В этом исследовании авторы отметили следующее: «Анализируя сред-

ние карты АТ₅₀₀ е. с. периодов за 1950 г. (68 карт), мы пришли к выводу, что деформационные поля е. с. периодов и составляющие соседних деформационных полей располагаются над Западной и Восточной Сибирью, Аляской, Дальним Востоком, Китаем, Монголией, над прилегающими к материку Азии с севера и востока морями и северо-западной частью Тихого океана». Далее, взяв крайние, а не средние положения составляющих соседних деформационных полей, авторы получили рабочий синоптический район несколько больше второго е. с. района.

В работах, опубликованных в 1959 г. [142] и 1962 г. [143], Ю. В. Спиридонова рассматривает вопрос о смещении е. с. районов. Границы их она определяет на основании анализа типов циркуляции атмосферы на пространстве северного полушария, полученных под руководством Дзердзеевского. В результате соответствующего анализа указанных типов Спиридонова разделила пространство северного полушария на пять е. с. районов, которые не совпадают с е. с. районами, выявленными Мультиановским и его последователями. Отметим, что для выделения е. с. районов на основании анализа типов циркуляции атмосферы требуется наличие объективного способа расчленения атмосферных процессов на типы.

В 1959 г. вышла совместная работа Т. А. Дулетовой и Е. В. Гребенюк [49], в которой рассматривается географическое распределение высоких циклонов и антициклонов в конце е. с. периодов. Эти авторы пришли к выводу, что развитие синоптических процессов в течение е. с. периодов на пространстве первого е. с. района иное, чем в других частях северного полушария. Далее они отмечают: «Естественный синоптический район, по Мультиановскому, — это район, над которым развитие е. с. периода протекает таким образом, что период оканчивается системой высоких циклонов и антициклонов».

Изложенное выше указывает на целесообразность изучения особенностей условий формирования, развития и смены атмосферных макропроцессов в отдельных е. с. районах и выявления связи между развитием атмосферных макропроцессов в данном е. с. районе и в других частях земного шара.

Глава II

ПОНЯТИЕ ОБ ЕСТЕСТВЕННОМ СИНОПТИЧЕСКОМ ПЕРИОДЕ

Школой Мультановского естественный синоптический период определяется как промежуток времени, в течение которого сохраняется такой характер развития термобарического поля в тропосфере, который обуславливает определенное направление перемещения барических образований у поверхности земли и сохранение географического распределения их центров на пространстве естественного синоптического района.

Понятие об е. с. периоде впервые встречается у Мультановского в его работе [79], опубликованной в 1915 г. В последующем эта идея была разработана им, и в 1933 г. дано практически достаточно полное определение е. с. периода в монографии [81]. В ней Мультановский пишет, что перемещение антициклона по той или иной оси определяет и другие процессы, т. е. перемещения связанных с ним циклонических и антициклонических образований, иными словами, «весь процесс не только ориентирован по оси, но и координирован с каким-то другим процессом» (стр. 72). Далее он пишет: «Вследствие указанного и на сборных картах расположения барических образований мы можем иметь или приблизительно одно и то же распределение при прохождении тах по определенной оси, или это расположение меняется при переходе тах от одного этапа своего пути по оси к другому. В первом случае мы имеем одну операцию, которую и можем отнести к другому синоптическому периоду (отсеку времени), а во втором случае нам придется отделить разные этапы к разным, но соседним периодам, причем последующий период начинается со вхождения нового ядра по вспомогательной оси. Отсюда и вытекает возможность разбивки на естественные синоптические периоды (отсеки во времени)» (стр. 72).

Таким образом, по Мультановскому разбивка синоптических процессов на е. с. периоды производится по признаку изменения

направления развития атмосферных процессов, которое отмечается на карте в виде изменения размещения барических областей. Иными словами, под е. с. периодом Мультановский понимал промежуток времени, в течение которого развивается определенным образом ориентированный процесс, при сохранении географического распределения знака поля на пространстве е. с. района. Указанное развитие происходит при соответствующем дирижирующем процессе. Прохождение антициклона по данной оси или чаще по некоторому отрезку ее, естественно, связано с устойчивостью типа циркуляции на пространстве е. с. района. В связи с этим при нанесении на карту положений особых точек барических полей последние группируются в определенных районах, образуя соответствующие поля. С началом перемещения антициклона по другой оси меняется и тип циркуляции, а следовательно, и знак поля в рассматриваемых географических районах. Поэтому смена знака барического поля является внешним признаком перехода к другой оперативной оси, т. е. к другому е. с. периоду.

В монографии [81] Мультановский указывает на продолжительность е. с. периода. По этому поводу он пишет: «Длина периода из года в год колеблется и, хотя эти колебания специально не исследовались, складывается впечатление, что чем напряженнее протекает какой-нибудь процесс, тем короче становится период. В главной своей массе они имеют длину от 12 до 10 дней, но встречались 6-дневные и 14-дневные» (стр. 74).

Условия формирования, развития и смены е. с. периода изучались Мультановским по первому е. с. району. Ему удалось выявить несколько прогностических свойств е. с. периода, основными из которых можно считать следующие два.

1. Сохранение направлений перемещения основных барических образований и географического распределения их центров в течение е. с. периода.

2. Относительное постоянство продолжительности е. с. периода, заключающееся в том, что соседние е. с. периоды по продолжительности равны между собой или отличаются друг от друга на один-два и лишь в весьма редких случаях на три дня.

Эти прогностические свойства позволили Мультановскому в 1922 г. начать составление прогноза погоды на е. с. периоды.¹

В 1931 г. появляется работа Вангенгейма [18], где дается описание е. с. периода на основании рукописи монографии Мультановского [81], вышедшей из печати в 1933 г. В работе [18] сущность е. с. периода изложена принципиально так же, как и у Мультановского, но само определение е. с. периода дано менее четко.

¹ Методы составления прогнозов погоды на е. с. периоды здесь не рассматриваются.

Первая попытка рассмотреть и дальше разработать метод Мультиановского была сделана М. А. Лорис-Меликовым. В 1932 г. он опубликовал работу [76], в которой подтвердил реальность е. с. периода и сделал следующие три основных вывода:

а) в течение е. с. периода траектории циклонов и антициклонов не пересекаются;

б) один и тот же е. с. период распространяется на все северное полушарие;

в) смена е. с. периода происходит на пространстве относительно небольших районов в течение 12—24 часов, а всего северного полушария в течение 1—2 суток.

На основании своего первого вывода Лорис-Меликов предлагает определять е. с. период как промежуток времени, в течение которого траектории циклонов и антициклонов не пересекаются, а за начало нового е. с. периода брать дату, когда какая-нибудь из траекторий антициклона пересекает одну из траекторий циклона.

Отметим, что приведенный первый вывод [76] совершенно правильный, но предложенный на основании его способ определения даты начала е. с. периода нельзя признать удовлетворительным. Дело в том, что в течение е. с. периода траектории основных барических образований противоположного знака не могут пересекаться на пространстве е. с. района, так как в указанный промежуток времени имеется определенная ориентировка развития синоптических процессов. Поэтому если получилось пересечение траектории циклона с траекторией антициклона, то это будет означать конец одного е. с. периода и начало другого. Однако для начала нового е. с. периода указанное событие совсем не обязательно, так как е. с. период начинается с изменения ориентировки развития синоптических процессов, которое в ряде случаев может осуществляться без пересечения траекторий циклона с траекторией антициклона. В этом нетрудно убедиться, если рассмотреть соответствующие карты за е. с. периоды, изданные Центральным институтом прогнозов [137].

Многолетняя практика определения границ е. с. периодов как по первому, так и по второму е. с. району показала, что второй вывод из [76] является ошибочным, а третий — в общем правильным. В действительности смена последовательных е. с. периодов на пространстве данного е. с. района происходит достаточно резко, а в соседних е. с. районах они начинаются, как правило, неодновременно.

В 1935 г. Дулетова [44] дает описание е. с. периода принципиально такое же, как у Мультиановского [81], но приводит менее полное его определение. Так, она определяет е. с. период как промежуток времени, в течение которого сохраняется географическое распределение центров барических образований. За на-

чало берется дата, когда центр циклона или антициклона попадает в район, где в течение е. с. периода группировались центры барического поля противоположного знака. Такое определение е. с. периода не является полным, так как, во-первых, смена знака барического поля является только внешним признаком (сущность же е. с. периода заключается в том, что в течение его наблюдается определенным образом ориентированный синоптический процесс), а во-вторых, встречаются случаи, когда соседние е. с. периоды по распределению знака барических полей мало отличаются друг от друга.

В работе Пагава [85], опубликованной в 1936 г., установлено, что «Деформационное поле обычно сохраняет в течение определенного промежутка времени постоянство своих признаков... Когда в результате постепенного накопления изменений, условия достаточно созревают, происходит скачкообразный переход из одного положения деформационного поля в другое, обрывается прохождение старой серии циклонов и прекращается старое антициклоническое воздействие, граница естественного синоптического периода определяется изменением положения и мощности деформационного поля» (стр. 16). Таким образом, было указано, что при смене е. с. периода происходит крупная перестройка приземного деформационного поля. Этот вывод был сделан на основе анализа приземных синоптических карт. Тогда в СССР еще не было аэрологических данных наблюдений, достаточных для построения карт барической топографии. В этой же работе [85] было получено, что «в течение одного естественного синоптического периода наблюдается прохождение одной, двух, а иногда и трех серий циклонов из одной ветви квазистационарного фронта». Было также установлено, что: «В течение естественного синоптического периода деформационное поле, в основном оставаясь неизменным, в деталях непрерывно изменяется. В зависимости от характера этих изменений естественный синоптический период необходимо подразделять на несколько частей, т. е. на более элементарные процессы». Кроме того, дано краткое определение е. с. периода, а именно: «естественный синоптический период представляет собою промежуток времени, в течение которого в определенных географических районах сохраняются тропосферические процессы одинакового типа (положение фронтальных зон и ориентировка в движении циклонических серий)». В результате исследования связи между е. с. периодом, серией циклонов и элементарным синоптическим процессом было установлено, что е. с. период состоит из целого числа как элементарных синоптических процессов, так и последовательно проходящих серий циклонов.

Позднее (1939 г.) Шишков [159] на достаточно большом материале подтвердил квазипостоянство длительности соседних

е. с. периодов и то, что они содержат целое число последовательно проходящих серий циклонов, а также пришел к выводу о колебании продолжительности е. с. периодов в общем от 6 до 8 дней.

Х. П. Погосян и Н. Л. Таборовский в 1940 г. [127] высказали мысль о связи преобразований высотных полей со сменой е. с. периода.

В начале 40-х годов Булинская, Дулетова, Таборовский и Штабова занимались исследованиями е. с. периода. Булинская в общем правильно изложила основные положения об е. с. периоде, но допустила некоторые неточности, считая, что е. с. период выделяется по вторжению антициклона из приполярной области на материк. Совершенно очевидно, что е. с. период может начаться и с формирования антициклона где-нибудь на материке при отсутствии упомянутого вторжения.

В указанной выше работе [46] Дулетова рассматривает е. с. период, как жизненный цикл стационарирующего антициклона, обуславливающего устойчивость типа циркуляции, в смысле сохранения направленности движения барических образований. Начало е. с. периода определяется вторжением в средние широты холодного воздуха, который оформляется в антициклон, определяющий циркуляцию в новом е. с. периоде. В течение последнего этот антициклон прогревается. Одновременно происходит совмещение приземного и высотного деформационных полей, которое приводит к разрушению антициклона и ликвидации его как дирижера синоптических процессов в е. с. периоде. В результате активизируются фронтальные зоны высотного деформационного поля. Под дельтой (по теплую сторону антициклона) формируется циклон, который, перемещаясь по ведущему потоку, разрушает приземное поле высокого давления. Пройдя на холодную сторону антициклона, он вызывает там углубление депрессии, способствует усилению притока холодного воздуха к входу фронтальной зоны, где происходит формирование антициклона нового е. с. периода.

Использование выводов, полученных Дулетовой, в оперативной практике Центрального института прогнозов с 1941 по 1944 г. показало, что требуется некоторая доработка их.

В статье [146] Таборовский пишет: «Поэтому, хотя можно утверждать, что каждой смене синоптического периода соответствует определенное преобразование высотного поля, обратное утверждение вообще не является справедливым. Происходит это потому, что интенсивность преобразования может колебаться в широких пределах и могут существовать неустойчивые преобразования, которые не ведут к перестройке поля, характерной для смены периода, а вызывают лишь узкоместные и кратковременные изменения циркуляции» (стр. 22). Этот результат получен на основании анализа карт барической топографии. Он

вполне соответствует выводу, изложенному в работе [85], который был сделан по приземным синоптическим картам.

Характерные особенности е. с. периода были установлены в результате анализа синоптических процессов в основном на пространстве первого е. с. района. В работе [170] Штабова показала реальность е. с. периода на пространстве второго е. с. района.

Дальнейшее обоснование и развитие идеи о е. с. периоде дано Пагава в книге [87], изданной в 1946 г. В ней приведены значения коэффициентов корреляции между некоторыми характеристиками барического поля в е. с. периодах. Вычисления производились по формулам:

$$R = \frac{(AB)N - (A)(B)}{\sqrt{(A)(B)(a)(b)}}, \quad C = \frac{(A)(B)}{N}, \quad \sigma = \frac{1}{\sqrt{N-1}},$$

где R — коэффициент корреляции, (A) — число предположений данного типа, (B) — число явлений данного типа, (AB) — число оправдавшихся предположений, (a) — число случаев отсутствия предположений данного типа, (b) — число случаев отсутствия явления, N — общее число предположений всех типов, C — число случайных оправданий данного типа, σ — стандартное отклонение.

Оказалось, что R между распределением знака барического поля на сборнокинематических картах тенденции е. с. периодов и соответствующих периодов равно $+0,703$, а аналогичная связь между тенденциями соседних е. с. периодов равна $+0,265$. Значение R между распределением знака барического поля на картах H_{500} за тенденции е. с. периодов и за соответствующие е. с. периоды составляет $+0,753$, а за тенденции соседних е. с. периодов оно равно $+0,253$. Величина R между распределением знака изаллогипс тенденции е. с. периодов и изаллогипс соответствующих е. с. периодов на поверхности 500 мб равна $+0,676$, а между распределением знака изаллогипс тенденции соседних е. с. периодов составляет $-0,338$. Приведенные значения R показывают, что в течение е. с. периода на пространстве е. с. района сохраняются общее направление перемещения барических образований и географическое распределение знака барического поля, но они резко меняются при переходе к следующему е. с. периоду. Кроме того, значения R подтверждают, что тенденция е. с. периода практически в достаточной степени характеризует весь е. с. период как с точки зрения распределения барических полей, так и в смысле характера развития синоптических процессов.

В этой же работе было показано, что совместный анализ карты изаллогипс тенденции е. с. периода и соответствующих приземных и высотных синоптических карт позволяет определить как относительно мелкие изменения, которые произойдут в течение текущего е. с. периода, так и крупные перестройки тер-

мобарического поля, с которых начинается новый е. с. период. Установлено, что если распределение изаллогипс тенденции е. с. периода способствует усилению конвергенции и дивергенции потоков в тропосфере, то новый е. с. период начинается с антициклогенеза в районе конвергенции и циклогенеза в районе дивергенции. При этом определяются районы, где предполагается, что конвергенция и дивергенция потоков соответственно распространяются на всю толщу тропосферы. На основании этих положений был предложен метод составления прогноза погоды на два смежных е. с. периода.

В [87] Пагава доказал также, что в течение е. с. периода на пространстве е. с. района сохраняются высотные деформационные поля и обусловленные ими фронтальные зоны, в результате чего остается почти неизменным определенное направление перемещения барических образований у поверхности земли. Для установления даты наступления нового е. с. периода дается рекомендация: «Основным критерием для начала нового естественного синоптического периода является такая перестройка как высотного, так и приземного деформационных полей, которая вызывает смену ориентировки развития синоптических процессов. При этом необходимо учитывать такие внешние признаки смены периода, как изменение географического распределения знака основных барических полей и изменение направления траекторий основных барических образований. Однако нужно иметь в виду, что встречаются случаи, когда смена периода не сопровождается резким изменением распределения знака основных барических полей» (стр. 63).

Рассматривая расхождение между указаниями Мультановского и выводами Шишкова о преобладающей длительности е. с. периодов, Пагава [87] указывает, что во времена Мультановского в случаях наличия нерезкой смены географического распределения центров барических образований при переходе из одного е. с. периода в другой, е. с. периоды длительностью 5—6 дней объединялись в один. Поэтому у Мультановского преобладают 10—12-дневные е. с. периоды. Пагава отмечает: «Специальный анализ слишком длинных периодов (14—16-дневных), указанных Мультановским и Шишковым, показал, что они являются просто состоящими из двух однородных периодов, оставшихся неразделенными» (стр. 26). Кроме того, он указывает также на наличие некоторого небольшого колебания продолжительности е. с. периодов из года в год.

Большой интерес представляют обнаруженные Вительсом и опубликованные им в 1947 г. [24] даты начала е. с. периодов, определенные самим Мультановским в 1917, 1918 гг., т. е. в самые ранние годы его деятельности. Вительс пишет: «Как видно из таблицы, всего за время с 1/VII 1917 г. по 10/IV 1918 г. (284 дня) прошло 56 периодов, из них четырехдневных — 12 (21%), пяти-

дневных — 28 (50%), шестидневных — 16 (29%). Более длинных периодов не отмечено. Средняя продолжительность периода — 5,1 дня, т. е. такая же, как у периодов 1946 г. и весьма близка к средней продолжительности циклонической серии. Таким образом, в самый ранний период своей практической деятельности Б. П. Мультановский оперировал не с длинными (двойными) периодами, а с периодами в современном понимании, и лишь в дальнейшем перешел к удлинненным периодам». Переход к е. с. периодам с преобладающей продолжительностью 10—12 дней в указанной работе, объясняется практическими соображениями. В связи с тем что для обслуживания потребителей прогнозами погоды выгоднее располагать 10—12-дневными е. с. периодами, чем 5—6-дневными, Мультановский стал допускать е. с. периоды с повторными вторжениями, если при этом географическое распределение центров основных барических образований сохранялось. Далее Вительс отмечает, что: «С. Т. Пагава, используя в качестве основного критерия для определения границ естественного синоптического периода перестройку приземного деформационного поля, а впоследствии и перестройку высотного деформационного поля, и Т. А. Дулетова, рассматривая естественный синоптический период, как период жизненного цикла стационарирующего в средних широтах антициклона, обуславливающего устойчивый тип циркуляции, снова, как мы видели, пришли к коротким периодам.

Развитие понятия о естественном синоптическом периоде — превосходный пример диалектического развития наших представлений о природе атмосферных процессов: от ранних коротких периодов Мультановского через весьма длинные 10—12-дневные периоды (иногда 14—16-дневные) мы снова, но уже на более высокой основе, на базе современных синоптико-аэрологических материалов, пришли к периодам в 5—6 дней» (стр. 29).

В 1948 г. были опубликованы две работы Пагава [88 и 89]. В первой из них [88] дается следующее определение е. с. периода: «Естественным синоптическим периодом называется промежуток времени, в течение которого основные термобарические поля в тропосфере сохраняются, обуславливая определенную ориентировку перемещения барических образований у поверхности земли и сохранение географического распределения центров приземного барического поля на пространстве естественного синоптического района. Иными словами, в течение периода сохраняется определенное географическое распределение как основных очагов тепла и холода в тропосфере, так и основных высотных барических образований, являющихся компонентами деформационных полей. С формирования нового высотного деформационного поля, обуславливающего иную ориентировку перемещения барических образований у поверхности земли, начинается другой естественный синоптический период» (стр. 34). Это опреде-

ление является достаточно полным и правильно отражает суть е. с. периода. Здесь же дается определение высотного деформационного поля е. с. периода, как деформационного поля, компонентам которого соответствуют в тропосфере самостоятельные термические очаги. При этом подчеркивается, что в некоторых случаях в течение е. с. периода высотные фронтальные зоны претерпевают существенные изменения, а отдельные высотные барические образования, имеющие место в начале е. с. периода, в последующем значительно меняют географическое положение. Дан способ выявления таких случаев в начале е. с. периода. Отмечено, что карты изаллогипс каждого дня е. с. периода аналогичны как между собой, так и карте изаллогипс тенденции е. с. периода. Этим показано сохранение направленности развития атмосферных процессов в течение е. с. периода. Указано, что при смене е. с. периодов перестройка процессов во всей толще тропосферы не всегда происходит одновременно, встречаются случаи, когда по приземным данным е. с. период начинается примерно на сутки раньше, чем на поверхности 500 мб и наоборот.

В другой работе [89] рассматривается вопрос о границах е. с. периода. Автор приходит к выводу, что основным признаком для определения даты начала нового е. с. периода является такая перестройка высотного деформационного поля, которая обуславливает изменение характера развития атмосферных процессов. При этом рекомендуется пользоваться картами изаллогипс наряду с картами ежедневными синоптическими (приземными и высотными), а также H_{500} , H_{1000}^{500} и сборнокинематическими за е. с. периоды. Показано, что анализ этих карт позволяет выявлять изменение в общем характере развития синоптических процессов и тем самым определять дату начала нового е. с. периода.

В [88] были указаны условия, при которых высотное деформационное поле в течение е. с. периода является относительно устойчивым или претерпевает значительные изменения. Исходя из этого указания, Педь в 1949 г. в работе [116] предложил способ прогноза продолжительности е. с. периода по данным за тенденцию его по формуле

$$t = \frac{\Delta p}{v_p},$$

где t — продолжительность е. с. периода, Δp — разность между значениями H_{500} в центре барического образования и в гиперболической точке, v_p — скорость изменения значений изаллогипс в центре барического образования. Он установил, что в случаях циклонического и антициклонического преобразований устойчивого деформационного поля е. с. периода в смысле, указанном в работе [88], по приведенной формуле можно предсказать продолжительность текущего е. с. периода.

Исследуя вопрос о возможности составления прогноза волн

холода в Средней Азии на е. с. период, Ю. Б. Храбров в 1949 г. [151] предложил для характеристики состояния циркуляции величину

$$k = (H - \bar{H})_{\max} S,$$

где $(H - \bar{H})_{\max}$ — наибольшая величина на оси высотного гребня отклонений H_{500} за данный день от соответствующей месячной нормы, S — площадь высотного гребня на карте H_{500} .

Анализируя значения k (индекса), Храбров пришел к выводу, что «в последний день периода величина индекса обычно испытывает резкий скачок, отражающий мощное преобразование высотного деформационного поля, ведущее к смене естественного периода. Указанный скачок величины индекса может служить признаком наступающей смены естественного периода» (стр. 127).

В работе Булинской [16], опубликованной в 1949 г., написано, что: «Естественный синоптический период является периодом сохранения данной дислокации масс воздуха». Такое определение е. с. периода нельзя считать достаточно конкретным.

А. Л. Кац и В. Г. Семенов в 1950 г. [58] изложили результаты анализа продолжительности е. с. периодов. Ими рассмотрены синоптические процессы с 31/XII 1937 г. по 31/XII 1948 г. В течение этого интервала времени наблюдалось 663 е. с. периода. О способе определения дат начала е. с. периодов авторы пишут: «Руководящим началом для расчленения атмосферных процессов на естественные синоптические периоды служило определение С. Т. Пагава, согласно которому в течение периода сохраняется определенное географическое распределение как основных очагов тепла и холода в тропосфере, так и основных высотных барических образований, являющихся компонентами деформационных полей» (стр. 31). В работе указано, что из общего числа е. с. периодов (663) оказалось: пятидневных периодов 34,5%, шестидневных 31,0%, семидневных 27,0%, восьмидневных 7,1%. Кроме того, четырехдневный и девятидневный е. с. периоды наблюдались лишь по одному разу. Далее отмечено, что из 663 е. с. периодов в 614 случаях имело место совпадение во времени перестройки приземного и высотного деформационных полей, а в 49 случаях разница в датах наступления этой перестройки равнялась одному дню.

В работе [59] Кац рассмотрел на материале за 11 месяцев 1949 г. некоторые особенности развития синоптических процессов в е. с. периодах. Он выявил достаточно тесную связь между распределением на пространстве первого е. с. района знака изаллогипс H_{500} и H_{1000}^{500} тенденции е. с. периодов ($R = +0,776$). Связь между распределением знака изаллогипс H_{500} третьего дня и тенденции е. с. периода выражается величиной $R = +0,738$, за следующие дни того же е. с. периода значение R уменьшается лишь

на 5—6%, а в первый день следующего е. с. периода — на 20—25%. Анализируя эти данные, Кац пишет: «Смысл такого изменения изаллогипс нетрудно объяснить. Естественный синоптический период характеризуется устойчивостью данного высотного деформационного поля, которое в то же время не остается застывшим или неизменным» (стр. 26). И далее: «Из табл. 2 и 3 видно, что вместо закономерного убывания коэффициента корреляции на 5—6%, как это имеет место внутри естественного синоптического периода, при переходе к новому периоду связь скачкообразно понижается на 20—25% и коэффициент корреляции оказывается равным всего лишь 0,339» (стр. 28). В этой же работе доказано, что при смене е. с. периода наблюдается существенное изменение в положении очагов тепла и холода в тропосфере. Оказалось, что связь между распределением знака изаллогипс H_{1000}^{500} тенденций соседних е. с. периодов выражается величиной $R = -0,304$.

В 1951 г. Семенов опубликовал работу [139], в которой рассматривается вопрос об использовании карт изаллогипс H_{1000}^{500} тенденции е. с. периода при составлении долгосрочных прогнозов погоды малой заблаговременности. На основании анализа соответствующих материалов он пришел к следующему выводу: «Так как при долгосрочных прогнозах погоды основное значение имеют только те фронтальные зоны, которые образованы компонентами деформационного поля периода, то, следовательно, карты изаллогипс абсолютной и относительной топографии для таких районов, как правило, позволяют делать одинаковые выводы.

Таким образом, при долгосрочных прогнозах погоды вполне возможно использование карт изаллогипс относительной топографии. Однако на практике целесообразно пользоваться именно изаллогипсами абсолютной топографии потому, что на них как сами очаги, так и смена их выражены рельефнее, чем на картах изаллогипс относительной топографии. Такое же положение существует и при перестройке деформационного поля, так как по изаллогипсам абсолютной топографии поверхности 500 мб эта перестройка заметна более резко и отчетливо, чем по изаллогипсам относительной топографии» (стр. 13—14).

В работе Пагава [92], опубликованной в 1951 г., дано определение е. с. периода: «Естественный синоптический период определяется как промежуток времени, в течение которого сохраняются основные термобарические поля в тропосфере, обуславливая определенную ориентировку перемещения барических образований у поверхности земли». Это определение е. с. периода по существу не отличается от данного им же в исследованиях предыдущих лет, но по форме оно несколько лучше. В этой же работе отмечено, что вообще смежные е. с. периоды характеризуются, как правило, различной ориентировкой перемещения ба-

рических образований, так как новый е. с. период начинается с перестройки термобарического поля в тропосфере. Между тем за 12 лет (1938—1949) наблюдалось 35 пар аналогичных смежных е. с. периодов. Эти данные подтверждают вывод, приведенный в [87], о том, что в некоторых случаях одно из барических образований, составляющих деформационное поле старого е. с. периода, при смене последнего разрушается, но на его месте формируется новое поле того же знака, а остальные компоненты деформационного поля мало меняют свое географическое положение при переходе к новому е. с. периоду.

В другой работе Пагава за 1951 г. [94] дается определение элементарного синоптического процесса и указано его отличие от е. с. периода. Он пишет: «В течение элементарного синоптического процесса, как и естественного синоптического периода, сохраняется распределение термобарического поля в тропосфере, обуславливающее определенную ориентировку перемещения основных барических образований у поверхности земли. Отличие естественного синоптического периода от элементарного синоптического процесса заключается в том, что в течение последнего интенсивность термобарического поля и фронтальных зон в тропосфере, а следовательно, и направление выноса тепла и холода практически сохраняется. Между тем эти условия в течение естественного синоптического периода не выполняются, если только он не состоит из одного элементарного синоптического процесса» (стр. 14).

В работе Дулетовой 1954 г., посвященной исследованию е. с. периода, последний определяется как жизненный цикл сложных циклонических и антициклонических вихрей, т. е. уточняется определение, данное ею же в 1943 г. Она считает, что период состоит из двух неравных и принципиально различных частей. В большей части периода высотное поле течений не совпадает с потоками на нижних уровнях, тогда преобладают низкие барические образования. Вторая же часть — кратковременная, в ней одновременно развиваются циклоны и антициклоны до стадии высоких, происходит совпадение как деформационных полей на большом пространстве, так и барического и термического градиентов в слое до 5 км. Дулетова приводит способы определения конца е. с. периода и района формирования в конце его высокого циклона. Проверка этих способов, проведенная в Центральном институте прогнозов Т. В. Сидоченко и М. Н. Федуловой [141], показала, что они нуждаются в дальнейшей доработке.

В 1956 г. Дулетова исследовала деформацию фронтальной зоны от периода к периоду. Она разобрала случай, когда фронтальная зона смещается к югу без изменения характера развития в течение трех е. с. периодов. В том же году она рассмотрела вопрос об устойчивости в развитии атмосферных процессов, где определила е. с. период как основную сущность среднеширотной

циркуляции, считая его жизненным циклом трехмерного деформационного поля в средних широтах. Это определение является более полным, чем данное ею в других (названных выше) работах.

В 1957 г. вышла работа Храброва [152], в которой предлагается определять «характерные черты эволюции синоптических процессов внутри е. с. периода и условия изменений синоптических процессов при смене е. с. периодов» на основании анализа планетарной высотной фронтальной зоны. Следует отметить, что для этой статьи Храбров в области долгосрочных прогнозов погоды малой заблаговременности изучался характер развития термобарического поля в тропосфере путем совместного анализа высотного деформационного поля и высотной фронтальной зоны. Несмотря на то, что Храбров рассматривает последние отдельно, его работа все же представляет определенный интерес, так как в ряде случаев изменение характера развития высотной фронтальной зоны совпадает со сменой е. с. периода. Но встречаются случаи, как это справедливо отмечает он сам, «когда эволюция п. ф. з. в течение некоторого времени (обычно от 1 до 3 дней) выражена слабо и весь синоптический процесс носит переходный характер». Кроме того, как показала Дулетова, иногда при переходе от одного е. с. периода к другому не меняется характер развития высотной фронтальной зоны.

В этом же году были опубликованы две работы Педя [117, 118], также посвященные е. с. периоду. В одной из них [117] приведены результаты анализа индексов циркуляции, причем корреляционная связь между индексами за тенденцию и за весь е. с. период оказалась достаточно высокой. На основании этих данных Педя делает вывод: «Такие высокие коэффициенты корреляции указывают, что в течение е. с. периода однородность циркуляции как зональной, так и меридиональной в общем сохраняется». В другой работе [118] предлагается определять границы е. с. периодов по признаку смены хода индекса зональной циркуляции атмосферы, вычисляемого по формуле, предложенной Кацем,

$$I_{w-E} = \frac{b \sum_{i=1}^{j-1} n_{\lambda}}{(\varphi_i - \varphi_1)(j-1)},$$

где $n_{\lambda} = n_w - n_E$, i — число параллелей, j — число меридианов, b — величина разности геопотенциала (в декаметрах) между соседними изогипсами, $n_w(n_E)$ — число пересечений меридианов изогипсами, идущими с запада (востока) на восток (запад). Основой этого способа является свойство е. с. периода, заключающееся в сохранении в течение его на пространстве е. с. района общего характера циркуляции атмосферы. Оно позволяет определять границы е. с. периодов по смене хода индекса зональной

циркуляции атмосферы при условии, что он практически достаточно полно характеризует циркуляционные особенности. В работе приведены шесть типов хода указанных индексов внутри е. с. периодов, которыми и рекомендуется руководствоваться при анализе соответствующего графика с целью определения границ е. с. периодов. Последние по этому способу устанавливаются во второй день после начала е. с. периода. Педь отмечает, что в некоторых случаях названный индекс нельзя применить, так как при этом он недостаточно характеризует циркуляционный режим. Испытание в оперативных условиях количественного способа определения границ е. с. периодов, изложенное в работе [118], показало, что в большинстве случаев этот способ себя оправдывает [121], но встречаются положения, когда он практически не пригоден.

В 1958 г. Барабашкина и Лескова опубликовали совместную работу [7], в которой изложены результаты исследования е. с. периодов на пространстве второго е. с. района, при этом значительное место отведено анализу компонентов высотного деформационного поля е. с. периода.

В статье 1958 г. [17], Булинская пишет: «Таким образом, из изложенного вытекает, что естественный синоптический период Б. П. Мультиановского определяется дислокацией масс воздуха широкого масштаба». Это определение е. с. периода в принципе правильное, но оно так же, как и в работе [16], является слишком общим.

В книге [102] пяти авторов, вышедшей в 1958 г., предложен количественный способ определения дат начала е. с. периодов, основанный на анализе характера изменений величин количества тепла, отдаваемого водой воздуху (положительный теплообмен) в северной части Атлантического океана в течение е. с. периода. Авторы исходят из положения о том, что подстилающая поверхность играет роль посредника в передаче атмосфере энергии, приносимой солнечной радиацией. Поэтому они считают существенным учет теплового взаимодействия между атмосферой и подстилающей поверхностью при исследовании условий развития атмосферных процессов в течение е. с. периода. Здесь показано наличие связи между конвективным потоком тепла в атмосфере и количеством тепла, которое расходуется океаном на конвекцию.

При этом конвективный поток тепла $\Phi_{к.п}$ в направлении n вычислялся по известной формуле

$$\Phi_{к.п} = c_p \rho T v_n,$$

где c_p — теплоемкость воздуха при постоянном давлении, ρ — плотность воздуха, T — абсолютная температура воздуха, v_n — нормальная составляющая скорости ветра.

Количество тепла, которое расходуется океаном на конвекцию, вычислялось по формуле П. П. Кузьмина

$$Q_k = \frac{4,896 (t_w - t_a) v}{0,067 \left[\lg \frac{z + z_0}{z_0} \right]^2 + v \Delta z},$$

где Q_k — количество тепла, отдаваемое водой воздуху в кал/см² сутки; z — высота над уровнем моря в см, на которой производятся измерения температуры воздуха и скорости ветра; z_0 — параметр шероховатости поверхности моря в см; Δz — толщина ламинарного слоя в см; v — скорость ветра в м/сек. на высоте z ; t_a — температура воздуха на высоте z ; t_w — температура поверхностного слоя воды.

Анализ значений $\Phi_{к.п}$ и Q_k показал, что тепло, отдаваемое океаном воздуху, существенно влияет на характер изменения теплового потока в нижней половине тропосферы. Оказалось, что в течение е. с. периода наблюдается определенный характер изменения как величины, так и географического распределения значений Q_k . Кроме того, обнаружилась связь между датами начала е. с. периодов и межсуточными изменениями $\bar{Q}_k$, где величины $\bar{Q}_k$ характеризуют потери тепла океаном на конвекцию в воздухе за сутки с единицы площади в среднем по акватории Северной Атлантики, ограниченной 30 и 60° с. ш. и 10 и 50° з. д. Выяснилось, что в большинстве случаев абсолютные величины межсуточного изменения $\bar{Q}_k$ в начале е. с. периода не менее трех раз бывают больше, чем в другие дни. Такие изменения $\bar{Q}_k$ ото дня ко дню были названы резкими межсуточными изменениями. Установлено, что даты резкого ослабления положительной теплоотдачи хуже совпадают с началом е. с. периода, чем сроки значительного усиления. Поэтому авторы рекомендуют устанавливать начало е. с. периода путем определения даты, когда наблюдается одновременно как резкое межсуточное изменение, так и наибольшее значение $\bar{Q}_k$. Этот количественный способ позволяет надежно и просто определять границы е. с. периодов в первый же день их начала, но он применим лишь в 20% случаев е. с. периодов холодного полугодия.

Результаты анализа планетарных высотных фронтальных зон на пространстве второго е. с. района в течение зимних е. с. периодов были опубликованы в 1960 г. В. К. Дзюба [38]. В этой статье он пишет: «Сопоставлением дат границ е. с. периодов и смен положений п. ф. з. установлено, что в 77% случаев даты смены е. с. периодов и смен положений п. ф. з. совпадают или же отклоняются на ± 1 день; в остальных же 23% случаев отклонение составляло ± 2 дня или положение фронтальной зоны при смене е. с. периодов не претерпевало никаких изменений». Иными словами, у Дзюба получилось, что в 23% случаев по смене пла-

нетарной высотной фронтальной зоны нельзя определить начало е. с. периодов.

В статье [83], опубликованной в 1961 г., В. П. Некрасов, излагая результаты анализа продолжительности е. с. периодов по первому е. с. району за 22 года (с 1938 по 1959 г.), пишет: «Введение критериев высотной планетарной фронтальной зоны не дало других результатов, так как высотная планетарная фронтальная зона является лишь частью термобарического поля, преобразование которого было основным критерием установления дат е. с. периодов первого ряда». В работе подтвержден и уточнен способ прогноза продолжительности е. с. периодов.

В том же году была опубликована работа Пагава [104], в которой изложен количественный способ определения даты начала е. с. периода. Основой этого способа является свойство е. с. периода, заключающееся в том, что в течение этого периода изменения значений H_{500} на пространстве е. с. района носят, как правило, определенный характер. При этом абсолютные величины отклонений соответствующих значений H_{500} за третий, четвертый и т. д. дни е. с. периода от среднего значения H_{500} за первые два дня того же е. с. периода в большинстве случаев возрастают. Кроме того, характер изменения ото дня ко дню величин таких отклонений в течение е. с. периода сохраняется, а при переходе к следующему е. с. периоду меняется. Исходя из этих положений, автор предлагает для определения даты начала е. с. периода вычислять значения ΔH и δ по формулам:

$$\Delta H = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (H_i - \bar{H}_i) \text{ и } \delta = \Delta H_k - \Delta H_{k-1},$$

где H — значение H_{500} за данный день, $\bar{H}$ — среднее значение H_{500} за первые два дня е. с. периода, i — номера пунктов, n — количество пунктов (рассматривается 136 пунктов, относительно равномерно распределенных на пространстве первого е. с. района), k — день, на который вычисляется δ .

Величина δ , начиная с четвертого дня рассматриваемого е. с. периода и до конца его, как правило, или увеличивается, или уменьшается, или же остается без изменения. Наблюдаются следующие неравенства:

$$\delta_4 < \dots < \delta_{k-1} \geq \delta_k \text{ или } \delta_4 > \dots > \delta_{k-1} \leq \delta_k, \\ \delta_4 = \dots = \delta_{k-1} > \delta_k \text{ или } \delta_4 = \dots = \delta_{k-1} < \delta_k.$$

Дату начала наступающего е. с. периода определяют в зависимости от смены характера кривой δ [104].

Испытание в оперативных условиях указанного способа дало в общем положительные результаты [51]. Основным недостатком его является то, что правильность установления границ наступающего е. с. периода зависит от точности определения даты

начала текущего е. с. периода. Кроме того, рассматриваемый способ не позволяет установить начало четырехдневных е. с. периодов (правда, такие встречаются относительно редко).

В 1962 г. Педь опубликовал работу [121], в которой предлагается находить границы е. с. периодов на основании анализа значений параметра

$$\rho_{\Sigma} = \rho_{\varphi} + \rho_{\lambda},$$

где

$$\rho_{\varphi} = \frac{n_{\varphi+} - n_{\varphi-}}{n_{\varphi+} + n_{\varphi-}}, \quad \rho_{\lambda} = \frac{n_{\lambda+} - n_{\lambda-}}{n_{\lambda+} + n_{\lambda-}}.$$

В этих формулах ρ_{φ} и ρ_{λ} — показатели аналогичности сравниваемых полей давления на поверхности 500 мб по двум составляющим: вдоль параллелей и меридианов. Величины $n_{\varphi+}$ и $n_{\varphi-}$, $n_{\lambda+}$ и $n_{\lambda-}$ означают количество случаев соответственно для совпадений и несовпадений знаков градиентов $\frac{\delta H}{\delta \lambda}$ (для ρ_{φ}) и $\frac{\delta H}{\delta \varphi}$ (для ρ_{λ}) в сравниваемых полях по широте и долготе. Условия изменения ρ_{Σ} в течение текущего е. с. периода и при наступлении нового представляются в виде неравенства

$$\rho_{\Sigma, 1} \geq \rho_{\Sigma, 2} \geq \dots \geq \rho_{\Sigma, n} < \rho_{\Sigma, n+1},$$

где n — последний день текущего е. с. периода. С помощью этого неравенства определяется дата начала нового е. с. периода в первый день его наступления. После этого производится сравнение аналогичности всех последующих дней с первым днем уже наступившего е. с. периода. Основным недостатком этого способа является то, что точность определения границ наступающего е. с. периода зависит от правильности установления даты начала текущего е. с. периода.

В работе Пагава [108], выполненной в 1962 г., предлагается новый количественный способ определения даты начала е. с. периода; в ней устранены недостатки, отмеченные выше при рассмотрении работ [118, 102, 104, 121]. Автор воспользовался свойством е. с. периода, которое заключается в том, что в большинстве случаев в течение этого периода на пространстве е. с. района имеет место определенный характер изменения площади, занятой барическим полем данного знака, в результате чего, как правило, наблюдается постепенное уменьшение сходства в распределении знака барического поля на пространстве е. с. района между первыми и последующими днями е. с. периода. При переходе к следующему е. с. периоду, как правило, меняется наблюдаемый в исходном е. с. периоде характер изменения площади, занятой барическим полем данного знака. Поэтому сходство в распределении знака барического поля на пространстве е. с. района между первым и последним днями текущего е. с. периода в большинстве случаев меньше, чем сход-

ство между первыми днями текущего и следующего е. с. периодов. Необходимо подчеркнуть, что в течение е. с. периода на пространстве е. с. района развивается один макропроцесс, поэтому по характеру развития синоптических процессов все дни е. с. периода аналогичны между собой.

Указанное свойство е. с. периода позволило автору разработать способ определения даты начала е. с. периода на основании учета изменений степени аналогичности между распределением знака барического поля на пространстве первого е. с. района в исходном дне и в последующие дни. При этом для определения знака барического поля были составлены за период с мая 1961 г. по апрель 1962 г. (т. е. за один год) ежедневные карты распределения величин $\Delta H = H - \bar{H}$, где H — значение H_{500} в данном пункте, а $\bar{H}$ — среднеширотное значение H_{500} для того же пункта. Были рассмотрены 213 пунктов, относительно равномерно распределенных на пространстве первого е. с. района. В этих пунктах сравнивался знак ΔH за исходный день со знаком ΔH за последующие дни в отдельности и вычислялись значения ρ до выявления первого минимума. Величина ρ определялась по известной формуле $\rho = \frac{n_1 - n_2}{N}$, где n_1 — число совпадений, n_2 — число не-

совпадений сравниваемых знаков ΔH , а N — общее число случаев. За исходный день бралось каждое число с мая 1961 г. по апрель 1962 г. По каждому исходному дню строилась кривая значений ρ до выявления первого минимума. Таким образом были построены 365 кривых. Оказалось, что значения ρ в начале этих кривых в 94% случаев уменьшаются, а в 6% случаев увеличиваются или остаются без изменения. Анализ указанных кривых показал, что значения ρ в 70% случаев в течение всего е. с. периода уменьшаются (т. е. кривая идет вниз), в 24% случаев с начала е. с. периода в течение большей части его уменьшается, а в конце увеличивается, в 6% случаев в начале е. с. периода увеличиваются, затем уменьшаются, а в конце опять увеличиваются.

Выявились определенные связи между минимумами на названных кривых и границами е. с. периодов. Для удобства изложения характера этих связей введем следующие обозначения:

k_i — кривая значений ρ , полученных в результате сравнения распределения на пространстве первого е. с. района знака ΔH за исходный день i со знаком ΔH за каждый день до выявления первого минимума на кривой значений ρ .

S_1 — случаи, когда на данный день n приходится минимум на двух и более последовательных кривых k (т. е. на кривых $k_1, k_2, \dots, k_i$, где $i \geq 2$), при условии уменьшения ото дня ко дню ординат в начале кривых k_1 и k_{i+1} . Сюда же относятся случаи, когда в n -й день отмечается минимум на кривой k_i , а на следующей кривой k_{i+1} ордината от n -го дня к $(n+1)$ -му дню остается без изменения.

C_2 — случаи, когда на n -й день приходится минимум на кривых $k_1, k_2, \dots, k_i$, где $i \geq 2$, при условии увеличения ото дня ко дню ординат в начале одной из кривых k_1 , или k_{i+1} , или одновременно в начале кривых k_1 и k_{i+1} .

C_3 — случаи, когда в каждый из последовательных трех и более дней имеет место минимум на одной и более из последовательных кривых k .

C_4 — случаи, когда на кривой k_i минимум приходится на n -й день, а на следующей кривой (k_{i+1}) минимум наблюдается на $(n-1)$ -й день.

C_5 — случаи, когда на n -й день приходится минимум на кривых k_1 и k_i (при $i \geq 4$), а на одной из кривых $k_2, k_3, \dots, k_{i-1}$ ордината от n -го дня к $(n+1)$ -му дню меняется от 0,00 до -0,02; на остальных кривых минимум отмечается в n -й день.

C_6 — случаи, когда на n -й день приходится минимум на кривых $k_1, k_2, \dots, k_i$ (при $i \geq 2$), а на кривой k_{i+1} одинаковое значение ординат имеет место на n -й и $(n+1)$ -й день или $(n-1)$ -й дни, при условии уменьшения ото дня ко дню ординат в начале кривой k_{i+1} .

Оказалось, что границы е. с. периодов всегда связаны с приведенными C_1, C_2, C_3, C_4, C_5 и C_6 , но последние не всегда относятся к границам е. с. периодов. Однако выяснилось, что они всегда связаны с началом элементарных синоптических процессов. При этом выявилась следующая связь между $C_1, C_2, C_3, C_4, C_5, C_6$ и границами элементарных синоптических процессов.

При C_1 , если величина каждого минимума больше нуля, то день, на который приходится минимум, является концом текущего элементарного синоптического процесса; а если величина хотя бы одного из минимумов меньше нуля, то указанный день будет началом нового элементарного синоптического процесса.

При C_2 , если величина каждого минимума больше нуля, то началом элементарного синоптического процесса является второй день после минимума, а если величина хотя бы одного из минимумов меньше нуля, то началом будет день, в котором наблюдается минимум.

При C_3 последний день, на который приходится минимум, является концом текущего элементарного синоптического процесса.

При C_4 , если величина каждого минимума больше нуля, то последняя дата, которой соответствует минимум, является началом нового элементарного синоптического процесса, а если величина хотя бы одного из минимумов меньше нуля, то началом будет день, предшествующий последней дате, когда отмечен минимум.

При C_5 , если величина каждого минимума больше нуля, то началом нового элементарного синоптического процесса является третий день после минимума, если же величина хотя бы одного из минимумов меньше нуля, то концом текущего элемен-

тарного синоптического процесса будет день, на который приходится минимум.

При C_6 началом нового элементарного синоптического процесса является второй день после минимума.

Анализ соответствующего материала показал наличие следующих связей между $C_1, C_2, C_3, C_4, C_5, C_6$ и границами е. с. периодов.

1. Данный день, определяемый по какому-нибудь из $C_1, C_2, C_3, C_4, C_5, C_6$ как начало нового элементарного синоптического процесса, является началом нового е. с. периода во всех случаях, когда от этого дня до начала текущего е. с. периода не менее пяти дней.

• 2. Если промежуток времени от данного дня n , определяемого по какому-нибудь из C_1, C_2, C_3, C_4, C_5 и C_6 как начало нового элементарного синоптического процесса, до начала текущего е. с. периода равняется четырем дням, то названный день n будет началом нового е. с. периода лишь в тех случаях, когда не менее двух из соответствующих минимумов наблюдаются на кривых k , построенных по исходным дням текущего е. с. периода, или же когда хотя бы один из минимумов является отрицательной величиной.

3. Если по какому-нибудь из C_1, C_2, C_3, C_4, C_5 и C_6 данный день определяется как начало нового элементарного синоптического процесса, то его не следует принимать за начало нового е. с. периода в случаях, когда от этого дня до начала текущего е. с. периода менее четырех дней.

Приведенные три правила позволяют определять дату начала нового е. с. периода в 44% случаев в день наступления его, в 29% случаев за один-два дня до его начала и лишь в 27% случаев во второй день наступившего е. с. периода. Эти правила достаточно просты и позволяют во всех случаях выявить дату начала нового е. с. периода. Однако нетрудно заметить, что при определении начала нового е. с. периода по указанным трем правилам учитывается дата наступления текущего е. с. периода. Правда, даты начала как текущего, так и нового е. с. периодов определяются по одному способу, что, как правило, исключает ошибочное установление границ е. с. периодов. Несмотря на это, было признано целесообразным наличие, хотя бы для некоторых случаев, таких связей между $C_1, C_2, C_3, C_4, C_5, C_6$ и датами наступления новых е. с. периодов, которые не учитывали бы даты начала текущих е. с. периодов. Проведенный с этой целью анализ материала позволил констатировать следующее.

Если данный день n определяется по какому-либо из C_1, C_2, C_3, C_4, C_5 и C_6 как начало нового элементарного синоптического процесса при отсутствии в течение предшествующих этому дню n семи дней C_5 с положительными значениями каждого минимума, шести дней C_6 , а также C_2 с положительными значениями

каждого минимума, пяти дней C_3 , а также C_1 с положительными значениями каждого минимума и C_5 с отрицательными значениями хотя бы одного из минимумов, четырех дней C_4 с положительными значениями каждого минимума, а также C_2 и C_1 с отрицательными значениями хотя бы одного из минимумов на каждой кривой, трех дней C_4 с отрицательными значениями хотя бы одного из минимумов, то в таких случаях указанный день n является началом нового е. с. периода.

Это правило (условно называемое контрольным) имеет существенное значение, так как оно позволяет в 65% случаев определять дату наступления нового е. с. периода независимо от начала текущего. Поэтому оно дает возможность контролировать правильность даты начала нового е. с. периода, установленной на основании приведенных выше трех правил.

В процессе выявления границ е. с. периодов с мая 1961 г. по апрель 1962 г. встречались C_1 в 47% случаев, C_2 в 21%, C_3 в 8%, C_4 в 10%, C_5 в 8% и C_6 в 6% случаев. При этом в 73% случаев значения всех минимумов на соответствующих кривых k были больше нуля, а в 27% случаев по крайней мере один из минимумов на каждой серии кривых k имел отрицательные значения.

В результате анализа рассматриваемым способом соответствующих кривых с мая 1961 г. по апрель 1962 г. получилось 62 е. с. периода со средней продолжительностью 5,9 дня, т. е. практически 6 дней. При этом наблюдались е. с. периоды четырехдневные 8 раз, пятидневные 15, шестидневные 24, семидневные 8, восьмидневные 6 и девятидневные 1 раз. Отсюда видно, что наиболее часто (в 39% случаев) встречались шестидневные е. с. периоды, а в 63% случаев наблюдались пяти- и шестидневные. Разница между продолжительностью соседних е. с. периодов в 74% случаев не превышала один день, в 24,4% случаев составляла два дня и лишь в 1,6% случаев она равнялась трем дням.

Применение этого способа определения даты начала е. с. периода на текущем материале с мая 1962 г. дало положительные результаты [52].

Следует отметить, что в последние годы количественные способы используются не только для определения границ е. с. периода, но и при расчете прогностической карты H_{500} . Некоторые из этих способов расчета основываются на закономерностях развития атмосферных процессов в течение е. с. периодов. Первая работа, в которой был дан способ расчета среднего значения H_{500} на первые два дня следующего е. с. периода по данным за тенденцию исходного, была опубликована Пагава в 1961 г. [105]. Он предлагает производить расчет по эмпирической формуле

$$\bar{H}_c = \bar{H}_u + K_1 \delta H_u + K_2 \Phi_{к.п.},$$

где $\bar{H}_c$ — среднее (несглаженное) значение H_{500} на тенденцию следующего е. с. периода, $\bar{H}_u$ — среднее значение H_{500} за тен-

денцию исходного е. с. периода, δH_u — разность между средними значениями H_{500} или H_{1000}^{500} за тенденции исходного и предшествующего е. с. периодов, K_1 и K_2 — коэффициенты, $\Phi_{к.п}$ — конвективный поток тепла. Проверка этого способа расчета по данным за прошлые годы [105], а также испытание указанного способа в оперативных условиях на текущем материале [51] дали положительные результаты.

В 1961 г. М. А. Попова опубликовала статью [133], в которой рассматривается вопрос о возможности применения прогностических схем, получаемых из осредненного по времени уравнения вихря скорости, к осредненным за е. с. периоды полям абсолютного геопотенциала. В этой работе показана принципиальная возможность применения осредненных по времени уравнений динамики атмосферы к осредненным за е. с. периоды барическим полям. Получено уравнение, позволяющее рассчитывать среднее значение абсолютного геопотенциала за е. с. период. Предложена следующая рабочая формула для прогноза эволюции высотного барического поля:

$$\delta \bar{H} = 6,2r^2 \bar{D} + 2,0r^2 (-1,67\Delta \bar{H} + 1,0\bar{\Omega}),$$

где $\delta \bar{H}$ — величина изменения абсолютного геопотенциала от одного е. с. периода к другому, r — число тысяч километров в радиусе барического образования, $\bar{D}$ — осредненное значение дивергенции скорости фактического ветра, $\Delta \bar{H}$ — лапласиан осредненного абсолютного геопотенциала, $\bar{\Omega}$ — осредненное значение вихря скорости фактического ветра (вторая черта означает осреднение по площади). Проверка этой формулы по данным за прошлые годы показала, что прогноз знака эволюции барических образований оправдывается вполне удовлетворительно.

В 1962 г. Пагава [107] рекомендовал производить расчет среднего значения H_{500} во второй день текущего е. с. периода на последующие дни его по формуле

$$H_{\pi} = rH_0 + (1 - r)\bar{H},$$

где H_{π} — прогностическое среднее значение H_{500} на промежуток времени с третьего дня текущего е. с. периода до конца его, r — коэффициент корреляции между отклонениями от 500 дкм средних значений H_{500} за тенденцию и за последующие дни того же е. с. периода, H_0 — среднее значение H_{500} за тенденцию текущего е. с. периода, $\bar{H}$ — среднее многолетнее значение H_{500} за промежуток времени с третьего дня текущего е. с. периода до конца его. Указанная формула получается из обычного уравнения регрессии при предположении равенства за тенденцию и за последующие дни е. с. периода как нормальных значений H_{500} .

так и средних квадратических отклонений H_{500} от нормы. Рассматриваемый способ расчета успешно прошел испытание и применяется в оперативной работе.

Приведенная из работы [107] формула была в 1962 г. использована М. Н. Федуловой [150] для расчета среднего значения H_{500} на весь е. с. период в первый день его. При этом вычисление производилось отдельно для разных типов циркуляции, установленных Кацем. Проверка полученного способа расчета дала положительные результаты.

В совместной работе А. Л. Каца, Ю. Б. Храброва, М. Н. Федуловой, О. М. Якушевой, опубликованной в 1962 г. [67], изложена схема прогноза средних значений H_{500} на текущий е. с. период и на тенденцию следующего с помощью эмпирических функций влияния. Схема прогноза, принятая этими авторами, характеризуется двумя особенностями. Первая из них состоит в том, что расчет эмпирических функций влияния производится отдельно для разных типов циркуляции, которые были получены Кацем. Вторая особенность заключается в использовании в качестве исходных данных не только значений H_{500} и H_{1000}^{500} в ряде пунктов на пространстве первого е. с. района, но и значений индексов зональности и меридиональности по Кацу, которые характеризуют состояние циркуляции атмосферы в остальных районах северного полушария. Исходя из технических соображений, в 1962 г. А. Л. Кацем, В. И. Князевой, А. И. Токуновой были рассчитаны новые эмпирические функции влияния для всех исходных типов (по Кацу) циркуляции на основе следующей уточненной им зависимости:

$$H_{к.п}(t) = H_k + \sum_{i=1}^{11} A_{ki}(t) H'_i + \sum_{i=1}^{11} B_{ki}(t) (\delta H_{1000}^{500})'_i + \\ + \sum_{j=3}^6 C_{kj}(t) I'_{iz} + \sum_{j=3}^6 D_{kj}(t) I'_{im},$$

где $H_{к.п}$ — прогнозируемое среднее значение H_{500} в точке k текущего (t_1) или тенденции следующего (t_2) е. с. периода; H_k — значение H_{500} в точке k в исходный первый день е. с. периода; i — номера 11 точек, в которых учитываются предсказатели H_i и $(\delta H_{1000}^{500})_i$; H'_i — отклонение H_{500} в точках i за первый день начавшегося е. с. периода от средних ($\bar{H}_i$) значений для первых дней е. с. периодов данного типа циркуляции в этих же точках; $(\delta H_{1000}^{500})'_i$ — отклонения от средних ($\bar{\delta H}_{1000}^{500}$) для данного типа циркуляции изменений H_{1000}^{500} от предыдущего к первому дню начавшегося е. с. периода; j — номера секторов, в которых состояние циркуляции учитывается с помощью индексов; I'_{iz} и I'_{im} — отклонения индексов зональной и меридиональной циркуляции

в секторах от их соответствующих средних для данного типа; A_{ki} , B_{ki} , C_{kj} , D_{kj} — весовые коэффициенты (эмпирические функции влияния при соответствующих предсказателях). Проверка этого способа расчета показала, что он позволяет прогнозировать практически удовлетворительно среднее значение H_{500} на весь текущий е. с. период и знак изменения H_{500} на тенденцию следующего е. с. периода [68].

Изложенное показывает, что в настоящее время имеется несколько способов расчета среднего значения H_{500} на текущий е. с. период [68, 107, 133, 150]. Все они в общем дают практически удовлетворительные результаты. Несколько хуже обстоит дело с расчетом H_{500} на тенденцию следующего е. с. периода. Этому вопросу посвящены всего две работы [68, 105]. При этом способ, изложенный в [105], позволяет во второй день текущего е. с. периода рассчитать среднее значение H_{500} на тенденцию следующего, но способ этот весьма сложный. По способу, данному в [68], составляется в первый день текущего е. с. периода прогноз знака изменений H_{500} к тенденции следующего е. с. периода, но техника расчета трудоемкая. Поэтому Пагава [110] разработал технически простой способ расчета во второй день текущего е. с. периода среднего значения H_{500} на тенденцию следующего е. с. периода. С этой целью было использовано приведенное выше из работы [107] уравнение в виде

$$H_m = \bar{r}H_u + (1 - \bar{r})\bar{H}_m,$$

где H_m — прогностическое среднее значение H_{500} на тенденцию следующего е. с. периода, $\bar{r}$ — коэффициент корреляции между отклонениями от 500 дкм средних значений H_{500} за тенденцию текущего и следующего е. с. периодов, H_u — среднее значение H_{500} за тенденцию исходного е. с. периода, $\bar{H}_m$ — среднее многолетнее значение H_{500} за тенденцию следующего е. с. периода. Для уточнения величин, получаемых по этой формуле, предложен приближенный, но простой способ учета конвективного потока тепла в атмосфере [110]. Проверка этого способа дала положительные результаты.

Из изложенного выше следует, что в настоящее время имеется относительно полное представление об особенностях развития термобарических полей в тропосфере как в течение е. с. периода, так и при переходе от одного е. с. периода к другому. Получены количественные способы определения начала е. с. периода, прогноза H_{500} на текущий и следующий е. с. периоды. При этом количественный способ определения границ е. с. периода имел существенное значение для дальнейшего исследования е. с. сезона.

Глава III

ПОНЯТИЕ ОБ ЕСТЕСТВЕННОМ СИНОПТИЧЕСКОМ СЕЗОНЕ

Естественным синоптическим сезоном школа Мультановского называет промежуток времени, в течение которого большинство (около 75% и более) естественных синоптических периодов аналогичны между собой в смысле географического распределения основных термобарических полей в тропосфере. Главным фактором, обуславливающим существование е. с. сезона, является теплообмен между океаном и континентом. Поэтому под е. с. сезоном понимается промежуток времени, в течение которого сохраняется определенный характер теплообмена между океаном и континентом.

Отметим, что в различных областях науки сезон понимается по-разному. В астрономии солнечный (тропический) год, продолжительность которого равняется 365,2422 средним суткам, делится на четыре сезона в соответствии с движением земного шара по орбите вокруг Солнца и вращением Земли вокруг оси. Каждый сезон определяется видимым движением Солнца по небесной сфере. Для северного полушария началом весны считается 21/III (весеннее равноденствие), лета — 22/VI (летнее солнцестояние), осени — 23/IX (осеннее равноденствие) и зимы — 22/XII (зимнее солнцестояние). Земля движется вокруг Солнца неравномерно, и поэтому астрономические сезоны имеют разную продолжительность.

Сезоны в климатологии отличаются от астрономических. За начало сезонов в климатологии принимают первые числа месяца, так как общепринятая обработка метеорологических наблюдений ведется по месяцам. В результате получаются следующие климатические сезоны для северного полушария: весна (март—май), лето (июнь—август), осень (сентябрь—ноябрь) и зима (декабрь—февраль). Такое разделение года на сезоны в климатологии преследует получение сравнимых величин климатических элементов. Известно также климатическое деление

времени наступления некоторых явлений погоды, определенных значений отдельных метеорологических элементов и характеристики их режима.

В обыденной жизни с каждым сезоном связывается определенное состояние растительного и животного мира. На этом основано расчленение года на сезоны по времени наступления тех или других фенологических признаков. Так, например, Д. Н. Кайгородов по гидрометеорологическим и фенологическим наблюдениям под Ленинградом делит год на четыре сезона [55]. Началом зимы он считает 16/XI (замерзание р. Невы), весны — 17/III (прилет грачей), лета — 25/VI (начало отцветания сирени) и осени — 18/IX (начало общего листопада). В. А. Поггенполь [126] на основании своих наблюдений в г. Умани устанавливает восемь фенологических сезонов в году, из них семь в течение вегетационного периода и один зимний. Имеется ряд других аналогичных попыток деления годового периода на фенологические сезоны.

В синоптической метеорологии сезоны отличаются от названных выше. Мультановский около полувека тому назад впервые выявил е. с. сезон. Последний он понимал как промежуток времени, в течение которого на пространстве первого е. с. района действует определенный комплекс осей [81]. По сменам типов преобладающих синоптических процессов в связи с переходом на воздействие по иному комплексу осей он разделил год на пять сезонов: весна, лето, осень, предзимье и зима. Таким образом, в отличие от имеющихся четырех астрономических сезонов, было установлено пять е. с. сезонов. Мультановский выявил ряд синоптических процессов, характеризующих переход одного е. с. сезона к другому. Полученные им результаты были проверены и доработаны М. В. Ловейко и Н. А. Ширкиной. Этими авторами были определены границы е. с. сезонов (весна, лето, осень, предзимье и зима) на пространстве первого е. с. района за 58 лет (с 1881 по 1938 г.), установлены типы е. с. сезонов, выявлены синоптические процессы, характеризующие начало е. с. сезона, а также дано описание общего режима синоптических процессов, обуславливающих теплые и холодные е. с. сезоны [45].

В 1943—1944 гг. Дзерзеевский, Курганская и Витвицкая, исследуя типы синоптических процессов на пространстве северного полушария (за период с 1933 по 1940 г.), пришли к выводу о необходимости рассмотрения е. с. сезонов [37]. Объединяя отдельные типы циркуляции, близкие по своему характеру, в группы, они получили шесть е. с. сезонов: зима, предвесенье, весна, лето, осень и предзимье.

В 1946—1947 гг. Пагава были исследованы синоптические процессы в нижней половине тропосферы на пространстве первого е. с. района [90]. При этом за единицу времени был взят е. с. период, исходя из того, что в течение его сохраняется опре-

деленное распределение основных термобарических полей в тропосфере. В результате анализа карт H_{500} за е. с. периоды выяснилось, что на протяжении длительного отрезка времени большинство их мало отличаются друг от друга в смысле географического распределения основных деформационных полей. В эти промежутки времени встречается лишь небольшое число указанных карт, которые не аналогичны остальным. Промежуток времени, в течение которого большинство (около 75% и более) карт H_{500} за е. с. периоды аналогичны между собой в смысле географического распределения основных барических полей в тропосфере, был назван е. с. сезоном.

На основании указанного принципа было проведено расчленение синоптических процессов на е. с. сезоны. Оказалось, что выделяется шесть е. с. сезонов, а не пять, как это было установлено Мультиановским. Названия е. с. сезонов, введенные последним (весна, лето, осень, предзимье, зима), были сохранены Пагава, но лето разделено им на два е. с. сезона: первая и вторая половины лета.

После определения границ е. с. сезонов были составлены карты H_{500} за е. с. сезоны, изменений сезонных значений H_{500} от одного е. с. сезона к другому и карты распределения амплитуд сезонных значений H_{500} . Кроме того, получены средняя дата и амплитуда начала е. с. сезонов, а также средняя, наибольшая и наименьшая продолжительность их. На основании анализа полученного материала были установлены общий режим е. с. сезонов и основные отличия между ними, а также дана характеристика теплых и холодных е. с. сезонов. Исследование синоптических процессов, нетипичных для е. с. сезонов, в которых они осуществляются, показало, что некоторые из этих процессов являются характерными для следующих е. с. сезонов [90 и 91]. Определено также, что е. с. сезоны испытывают ежегодные смещения по времени в ту или другую сторону в зависимости от индивидуальных особенностей атмосферных процессов в каждом году. В среднем е. с. сезоны начинаются: весна 12/III, первая половина лета 7/V, вторая половина лета 30/VI, осень 22/VIII, предзимье 15/X и зима 21/XII [91].

В 1950 г. Кацу удалось на основании анализа карт барической топографии получить новые данные, подтверждающие существование е. с. сезонов по первому е. с. району [61].

Перейдем к изложению результатов исследований условий теплообмена между океаном и континентом с целью изучения е. с. сезонов.

Известно, что в результате вращения Земли общая циркуляция атмосферы имеет преобладающий зональный характер. При этом чисто широтная циркуляция атмосферы была бы возможна, если бы поверхность земли была совершенно однородной, отсутствовало трение и имело место лучистое равновесие в каждой

точке атмосферы. В действительности эти условия не выполняются. На поле давления воздуха сильно влияют неравномерное распределение и нагревание суши и моря. В результате воздушные потоки имеют меридиональные слагающие. Если бы в течение года не наблюдались изменения в приходе-расходе солнечной энергии, то не было бы резких отличий в общем характере развития атмосферных процессов большого масштаба. При этом, если поверхность земли была бы однородной, то е. с. сезоны примерно совпадали с астрономическими. Однако неравномерное нагревание суши и моря обуславливают образование устойчивых областей высокого давления над охлажденными площадями и низкого давления над нагретыми. Эти устойчивые барические образования в свою очередь определяют сезонный характер циркуляции атмосферы. Отсюда очевидно, что е. с. сезоны, как правило, должны отличаться от астрономических сезонов.

Процесс переноса тепла в атмосфере можно расчленить на распространение его в направлении воздушного потока и на передачу тепла в направлении нормали к линиям тока воздуха. Иными словами, процесс переноса тепла в атмосфере складывается из теплового потока, идущего примерно вдоль параллелей (с океана на материк и наоборот) и вдоль меридианов. Формирование е. с. сезонов должно быть обусловлено главным образом тепловыми потоками с океана на материк и с материка на океан. Поэтому рассмотрим данные, полученные Шулейкиным в результате определения им тепловых потоков, идущих примерно вдоль параллелей [171, 172, 173].

Для подсчета указанных потоков Шулейкин использовал карты распределения нормальных температур воздуха, построенные Е. С. Рубинштейн [134, 135], и средние значения температур воздуха для широт, полученные Горчинским [194]. Данные, вычисленные Горчинским, характеризуют поток тепла, который направляется вдоль меридиана под действием теплового режима на различных широтах. Во всех точках одной и той же параллели этот поток одинаков. Величины нормальных температур воздуха, полученные Рубинштейн (средние многолетние значения температуры воздуха в отдельных пунктах), характеризуют суммарный тепловой поток в атмосфере. В 1935 г. Шулейкиным были составлены карты распределения изаномал по территории СССР для всех месяцев и года в целом [171].

На этих картах изаномал в холодное полугодие почти вся территория СССР занята отрицательными значениями, а в теплое полугодие — положительными. Так, с октября по март хорошо выражены два очага отрицательных аномалий: один на севере Казахстана, а другой в Якутии. В указанных районах с июля по август расположены очаги положительных аномалий [171, 172]. Таким образом, карты изаномал, полученные Шулей-

киным, показывают наличие тепловых потоков, направленных в холодное полугодие с океана на материк, а в теплое с материка на океан.

Работа Шулейкина была продолжена Н. Д. Ершовой [50] с целью определения влияния Мирового океана на распределение тепла по земной поверхности. В 1938 г. ею были построены карты распределения изаномал на всех континентах мира. Однако как Ершова, так и другие авторы, занимавшиеся изонамами ранее, использовали температуру воздуха (приведенную к уровню моря) только над сушей. Между тем для полного анализа характера тепловых потоков в атмосфере, обусловленных взаимодействием моря и суши, необходимо иметь распределение изаномал не только над материками, но и над океанами и не только на уровне моря, но и в вышележащих слоях атмосферы.

В 1952 г. Пагава построил карты месячных изаномал для северного полушария [97]. С этой целью им использовались карты распределения нормальных средних месячных температур воздуха по территории СССР, построенные Рубинштейн [134, 135], по Тихому и Атлантическому океанам, в бюро погоды США [207], а по остальной территории — Н. Шоу и Е. Аустин [216]. Кроме того, были использованы следующие нормальные значения средних месячных температур воздуха: по Арктическому бассейну, опубликованные Арктическим институтом [72], а по Баренцеву, Каспийскому, Аральскому, Берингову, Охотскому и Японскому морям, полученные из Центрального научно-исследовательского гидрометеорологического архива. Далее были вычислены разности между значениями нормальных средних месячных температур воздуха, взятых из перечисленных выше источников, и величинами средних месячных температур воздуха для широт, опубликованными Горчинским [194]. Полученные таким образом карты изаномал подтверждают выводы Шулейкина о том, что в холодное полугодие наблюдаются тепловые потоки с океана на материк, а в теплое — с материка на океан.

Анализ на пространстве северного полушария карт месячных изаномал, составленных в 1952 г. Пагава по данным нормальных значений H_{1000}^{500} , показал, что указанные выводы Шулейкина справедливы не только для нижнего слоя атмосферы, но и для первого пятикилометрового слоя тропосферы [97].

По картам изаномал, характеризующим теплообмен между океанами и материками в нижних слоях атмосферы [97], хорошо видно, что в районах северного полушария, где в течение года меняется знак аномалии, имеет место следующее.

1. Над северной половиной Атлантического океана с сентября по март наблюдаются положительные аномалии с очагом в районе Норвежского и Баренцева морей. Значения аномалии в очаге увеличиваются с сентября и достигают наибольшей ве-

личины в январе, а затем постепенно уменьшаются. В апреле в центральной полосе Атлантического океана появляются отрицательные аномалии, но очаг положительных аномалий сохраняется в Норвежском и Баренцевом морях. В мае, июне и июле почти над всей северной половиной Атлантического океана прослеживаются отрицательные аномалии, при этом наибольших значений они достигают в июле. В августе над северо-западной частью Атлантического океана появляются положительные аномалии. Таким образом, над северной половиной Атлантического океана отмечаются максимальные значения положительных аномалий в январе, а наибольшие значения отрицательных аномалий в июле. При этом абсолютные величины положительных аномалий значительно превышают отрицательные.

2. Над большей частью северной половины Африки лишь в декабре и январе наблюдаются отрицательные аномалии, а в остальные месяцы — положительные.

3. Над большей частью Европы в течение года сохраняются положительные аномалии. При этом в холодное полугодие максимальные значения их находятся на северо-западе указанной территории, а отрицательные аномалии наблюдаются на юго-востоке. В теплое полугодие, наоборот, наибольшие значения положительных аномалий наблюдаются на юго-востоке Европы, а отрицательных — на западе.

4. Отрицательные значения аномалии наблюдаются в декабре и январе почти над всей территорией Азии, а в феврале, марте, октябре и ноябре над большей ее частью. В апреле и сентябре над значительной территорией Азии отмечаются положительные аномалии, а с мая по август они охватывают почти всю ее территорию. В большинстве месяцев холодного полугодия над Азией расположены два очага отрицательных аномалий: один — на севере Казахстана, другой — в Якутии. А в большинстве месяцев теплого полугодия наблюдаются примерно в тех же районах два очага положительных аномалий. При этом интенсивность указанных очагов аномалии меняется по-разному. Так, например, абсолютное значение отрицательных аномалий в очаге, расположенном на севере Казахстана, достигает максимальной величины в январе и сохраняется без изменений в феврале, в то время как в очаге над Якутией упомянутые значения после январского максимума в феврале уменьшаются.

5. Над северной половиной Тихого океана с ноября по февраль наблюдаются положительные аномалии с очагом несколько южнее Аляскинского залива, причем значения аномалии в очаге с декабря по февраль примерно одинаковые. В марте над большей частью северной половины Тихого океана появляются отрицательные аномалии, но очаг положительных аномалий еще сохраняется в указанном выше районе. С апреля по июль почти вся северная половина Тихого океана занята отрицательными

аномалиями с очагом несколько южнее Камчатки, величины в котором с мая по июль примерно одинаковые. Над большей частью северной половины Тихого океана в августе и сентябре имеют место отрицательные аномалии, а в октябре — положительные. Таким образом, над северной половиной Тихого океана наблюдаются в холодное полугодие положительные аномалии, а в теплое полугодие — отрицательные. Причем абсолютные значения максимальных положительных аномалий лишь несколько (примерно на 4°) превышают абсолютные величины наибольших отрицательных.

6. Почти вся территория Северной Америки в течение холодного полугодия занята отрицательными значениями аномалии с очагом над Гудзоновым заливом. Наибольшие абсолютные величины здесь имеют место в декабре и сохраняются в январе и феврале. В теплое полугодие в рассматриваемом очаге абсолютные значения уменьшаются, а очаг перемещается в район Гудзонова пролива, причем на западе и юге Северной Америки наблюдаются положительные аномалии.

Из изложенного выше очевидно, что в течение года знак и интенсивность аномалии меняются в различных частях северного полушария по-разному. Отсюда следует, что условия теплообмена между океаном и материком в северном полушарии зависят как от времени года, так и от района. Значит, е. с. сезон не может начаться одновременно на всем северном полушарии. Объясняется это тем, что в течение е. с. сезона преобладает определенный тип атмосферных процессов, частое формирование которого невозможно, если на пространстве рассматриваемой территории на протяжении указанного промежутка времени не сохраняется характер теплообмена между океанами и материками.

Анализ изменений месячных аномалий в течение года показывает, что в отдельных частях северного полушария характер теплообмена между океаном и материком сохраняется два-три месяца. Так, например, в январе и феврале значения отрицательных аномалий в очаге, расположенном на севере Казахстана, сохраняются, а значения положительных аномалий в северной половине Атлантического океана остаются без существенных изменений. Это означает, что в январе—феврале интенсивность тепловых потоков, направленных из района Норвежского и Баренцева морей на север Казахстана, практически не меняется. Значения отрицательных аномалий в очаге над Якутией достигают наибольших абсолютных величин в январе. Отсюда следует, что условия теплообмена на Азиатской территории СССР восточнее Енисея меняются в феврале, а не в марте, как это имеет место в рассмотренном выше районе. В течение декабря, января и февраля остаются практически без изменения значения как положительных аномалий в очаге, расположенном

южнее Аляскинского залива, так и отрицательных аномалий в очаге над Гудзоновым заливом. Это означает, что интенсивность переноса тепла с Тихого океана на Северную Америку в течение указанных выше месяцев существенно не меняется.

Таким образом, в зимние месяцы определенные типы теплообмена между океаном и материком сохраняются: а) в январе и феврале на северо-востоке Атлантического океана, над Европой и Азиатской территорией СССР западнее р. Енисея; б) в декабре и январе над большей частью Азии и на северо-западе Тихого океана; в) в декабре, январе и феврале на северо-востоке Тихого океана и над Северной Америкой.

В летние месяцы наблюдается следующее. В июне и июле значения положительных аномалий в очаге, расположенном в Якутии, остаются практически без изменения, так же как и величины отрицательных аномалий в очаге, находящемся несколько южнее Камчатки. Из этого следует, что в июне и июле интенсивность тепловых потоков, направленных из Сибири на Тихий океан, существенно не меняется. В июле и августе остаются практически постоянными значения как отрицательных аномалий в очаге, расположенном в районе Гудзонова пролива, так и положительных аномалий в очаге на юго-западе США. Отсюда можно сделать вывод, что в течение указанных двух месяцев на территории Северной Америки в интенсивности и направлении тепловых потоков не происходит существенных изменений. В летнее время года нет двух смежных месяцев, в течение которых характер изменений аномалии сохранялся бы на территории Европы, Западной Сибири и Средней Азии.

Таким образом, в летние месяцы, так же как и в зимние, смена типа теплообмена между океаном и материком в рассматриваемых выше трех частях северного полушария происходит в разное время. Последнее доказывает необходимость детального анализа непрерывного годового хода теплообмена между океаном и материком по выявленным трем е. с. районам в отдельности.

Для проведения такого анализа надо иметь карты изаномал не только за месяц, но и за пятидневки. С целью построения указанных карт было выбрано 180 пунктов, равномерно распределенных на пространстве первого е. с. района. Затем с карт изаномал были сняты величины аномалии за все месяцы и по этим данным построена (общепринятым способом) кривая годового хода значений аномалии в каждом пункте. Далее были вычислены аномалии за пятидневки и составлены карты пятидневных изаномал по указанному выше району.

В результате анализа карт пятидневных изаномал выяснилось, что год расчленяется на несколько промежутков времени, в течение которых на пространстве первого е. с. района сохра-

няется определенный характер изменения значений аномалии. При этом можно было сделать следующие выводы.

1. С пятой пятидневки декабря по вторую пятидневку марта значения аномалии на рассматриваемой территории остаются без существенных изменений. Наибольшие значения отрицательных аномалий отмечаются в Казахстане, а положительных — в Норвежском и Баренцевом морях.

2. С третьей пятидневки марта по вторую пятидневку мая аномалии значительно изменяются в Средней Азии и Казахстане, переходя от отрицательных значений к положительным. В остальных районах рассматриваемой территории имеют место относительно небольшие изменения. При этом значения положительных аномалий над Норвежским и Баренцевым морями несколько уменьшаются.

3. С третьей пятидневки мая до последней пятидневки июня большая часть северной половины Атлантического океана занята отрицательными аномалиями. На континенте значения положительных аномалий несколько увеличиваются. При этом в Средней Азии и Казахстане интенсивность положительных аномалий больше, чем над Норвежским и Баренцевым морями.

4. С первой пятидневки июля по пятую пятидневку августа величины как положительных, так и отрицательных аномалий существенно не меняются на рассматриваемой территории. При этом значения положительных аномалий в Средней Азии несколько уменьшаются, но остаются большими, чем в Баренцевом море.

5. С шестой пятидневки августа по вторую пятидневку октября почти вся рассматриваемая территория занята положительными аномалиями. При этом значения их увеличиваются над океаном и уменьшаются над материком.

6. С третьей пятидневки октября по четвертую пятидневку декабря увеличиваются абсолютные значения как положительных аномалий над океаном, так и отрицательных в Казахстане.

На основании полученных результатов были составлены карты изаномал по территории первого е. с. района за следующие промежутки времени: а) с 21/XII по 10/III; б) с 11/III по 10/V; в) с 11/V по 30/VI; г) с 1/VII по 25/VIII; д) с 26/VIII по 10/X и е) с 11/X по 20/XII. Эти промежутки времени практически совпадают с приведенными выше данными о средней продолжительности е. с. сезонов. Поэтому полученные карты будем называть картами изаномал за соответствующие е. с. сезоны.

Сравнение карт изаномал за е. с. сезоны и месяцы показывает следующее:

а) карта изаномал за е. с. сезон зимы аналогична картам изаномал как за январь, так и за февраль, несмотря на то что данный сезон включает в себя, кроме указанных месяцев, еще последнюю декаду декабря и первую декаду марта;

б) карта изаномал за е. с. сезон весны аналогична карте изаномал за апрель, несмотря на то что данный сезон включает в себя, кроме названного месяца, еще последние две декады марта и первую декаду мая;

в) карты изаномал за е. с. сезон первой половины лета аналогична карте изаномал за июнь, несмотря на то что данный сезон включает в себя, кроме июня, еще последние две декады мая;

г) карта изаномал за е. с. сезон второй половины лета аналогична карте изаномал за июль, несмотря на то что данный сезон включает в себя, кроме июля, еще первые 25 дней августа;

д) карта изаномал за е. с. сезон осени аналогична карте изаномал за сентябрь, несмотря на то что данный сезон включает в себя, кроме сентября, еще последнюю пятидневку августа и первую декаду октября;

е) карта изаномал за е. с. сезон предзимья аналогична карте изаномал за ноябрь, несмотря на то что данный сезон включает в себя, кроме ноября, еще вторую и третью декады октября и первые две декады декабря.

Результаты этих сравнений доказывают правильность произведенного расчленения года на шесть промежутков времени по признаку однотипности характера распределения изаномал и изменения значений аномалии. Совместный анализ карт изаномал за пятидневки и е. с. сезоны показал следующее. На карте изаномал за е. с. сезон зимы имеются очаги отрицательных аномалий в Казахстане и значительные положительные аномалии с очагом в районе Норвежского и Баренцева морей. При этом величины аномалии за пятидневки, входящие в данный е. с. сезон, остаются практически без изменений. Из этого следует, что в течение зимы происходит перенос большого количества тепла с Атлантического океана на Казахстан и интенсивность теплового потока за это время меняется незначительно.

На карте изаномал за е. с. сезон весны имеется слабый очаг отрицательных аномалий в Казахстане, положительные аномалии — на северо-востоке Атлантического океана с очагом в районе Норвежского и Баренцева морей и отрицательные аномалии — в районе Таймырского полуострова. Анализ карт изаномал за пятидневки показывает, что е. с. сезон весны начинается со значительного ослабления очага отрицательных аномалий в Казахстане. В течение весеннего сезона отрицательные аномалии в Средней Азии и Казахстане переходят к положительным, а значения положительных аномалий с очагом в районе Норвежского и Баренцева морей уменьшаются. Иными словами, е. с. сезон весны начинается со значительного ослабления переноса тепла с Атлантического океана на Казахстан, которое имеет место в течение всего рассматриваемого сезона.

На карте изаномал за е. с. сезон первой половины лета мак-

симальные значения положительных аномалий находятся в Средней Азии и Казахстане. Над большей частью северо-востока Атлантического океана и в низовьях Оби и Енисея имеются отрицательные аномалии. Изаномалы за пятидневки показывают, что е. с. сезон первой половины лета начинается тогда, когда значения положительных аномалий в Средней Азии и Казахстане становятся большими, чем в районе Норвежского и Баренцева морей, т. е. рассматриваемый сезон наступает с начала оттока тепла с суши на море. При этом в течение первой половины лета интенсивность выноса тепла с суши на море увеличивается.

На карте изаномал за е. с. сезон второй половины лета имеют место отрицательные аномалии над северо-востоком Атлантического океана и положительные над сушей рассматриваемого е. с. района. Карты изаномал за пятидневки показывают, что указанный сезон начинается с уменьшения положительных аномалий в Средней Азии и Казахстане, продолжающегося в течение всего сезона. Иными словами, вторая половина лета наступает с ослабления выноса тепла с суши на море, причем этот процесс имеет место на протяжении всего упомянутого срока.

На карте изаномал за е. с. сезон осени почти вся рассматриваемая территория занята положительными аномалиями. При этом наибольшие значения их наблюдаются в Норвежском и Баренцевом морях, а наименьшие — в Казахстане. По картам изаномал за пятидневки видно, что е. с. сезон осени начинается тогда, когда величины положительных аномалий в районе Норвежского и Баренцева морей становятся большими, чем над остальной частью рассматриваемой территории. Иными словами, е. с. сезон осени наступает с начала выноса тепла с Атлантического океана на Казахстан. При этом интенсивность выноса тепла увеличивается в течение всей осени.

На карте изаномал за е. с. сезон предзимья очаг отрицательных аномалий находится в Казахстане, а наибольшие значения положительных — в Норвежском и Баренцевом морях. Карты изаномал за пятидневки показывают, что в течение е. с. сезона предзимья имеет место усиливающийся по интенсивности вынос тепла с Атлантического океана на Казахстан.

Изменение в течение года направления и интенсивности теплового потока, обусловленного взаимодействием моря и суши над рассматриваемой территорией, можно выявить путем совместного анализа годового хода аномалии в сопряженных очагах различных знаков. По картам пятидневных изаномал, построенным для территории первого е. с. района, отчетливо видно наличие в течение значительной части года двух сопряженных очагов аномалии различных знаков: один из них находится в Норвежском и Баренцевом морях, другой — в Казахстане.

Для построения кривой годового хода аномалии в очаге, расположенном в Казахстане, были взяты данные метеостанции

Тургай, так как этот пункт находится в течение большей части года примерно в центре очага аномалии. А при вычислении аналогичной кривой для очага в Норвежском и Баренцевом морях ввиду отсутствия в этом районе метеостанции использовались данные пункта А ($\varphi=73^\circ$ с. ш.; $\lambda=15^\circ$ в. д.), который находится в центре рассматриваемого очага. Полученные кривые приведены на рис. 7, где по оси абсцисс отложены пятидневки, а по оси ординат — величины аномалии в градусах.

Приведенные кривые подтверждают выводы о том, что по характеру теплообмена между океаном и материком на пространстве первого е. с. района год расчленяется на шесть промежутков

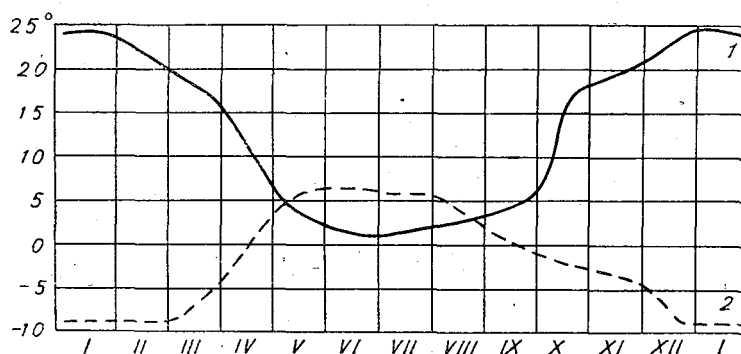


Рис. 7. Годовой ход отклонений температуры воздуха от среднеширотных значений:
1 — пункт А, 2 — Тургай.

времени. Так, например, на графике рис. 7 видно, что с пятой пятидневки декабря по вторую пятидневку марта в пункте А величины положительных аномалий меняются незначительно, а в Тургае значения отрицательных аномалий остаются без изменения. Это означает, что тепло переносится в направлении от пункта А в Тургай, а интенсивность переноса мало меняется. С третьей пятидневки марта по вторую пятидневку мая абсолютные величины аномалий как положительных в пункте А, так и отрицательных в Тургае уменьшаются. Отсюда следует, что прежнее направление переноса тепла сохраняется, но интенсивность его постепенно уменьшается. С третьей пятидневки мая величины положительных аномалий в Тургае больше, чем в пункте А. Следовательно, меняется прежнее направление переноса тепла, происходит отток тепла с континента, при этом интенсивность его увеличивается с третьей пятидневки мая по шестую пятидневку июня. С первой пятидневки июля по пятую пятидневку августа величины положительных аномалий в Тургае больше, чем в пункте А, при этом абсолютные значения

уменьшаются в обоих пунктах. Это означает, что продолжается отток тепла с континента, но интенсивность его постепенно уменьшается. С шестой пятидневки августа по вторую пятидневку октября увеличиваются абсолютные величины как отрицательных аномалий в Тургае, так и положительных в пункте А. Отсюда следует, что тепло переносится в направлении от пункта А в Тургай (т. е. меняется прежнее направление переноса тепла) и интенсивность его возрастает. С третьей пятидневки октября

происходит резкое увеличение абсолютного значения как положительных аномалий в пункте А (с максимумом в конце декабря), так и отрицательных аномалий в Тургае. Это означает, что интенсивность переноса тепла при сохранении прежнего направления постепенно возрастает и становится наибольшей к концу года.

Таким образом, в результате совместного анализа кривых годового хода аномалий в пунктах А и Тургае получаем, что по характеру теплообмена

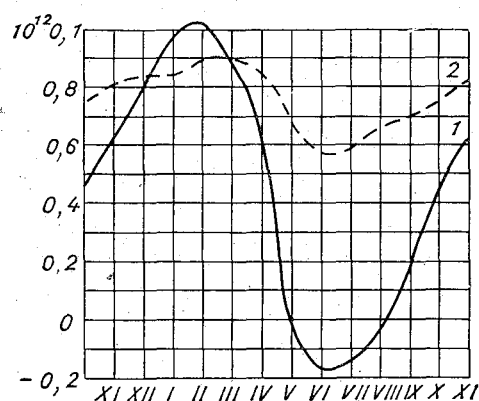


Рис. 8. Годовой ход количества тепла, переносимого по линии Архангельск—Тургай (1) и вдоль меридиана (2).

между океаном и материком на пространстве первого е. с. района год расчленяется на те же самые шесть промежутков времени, которые были получены при анализе пятидневных карт изаномал.

Эти промежутки времени, как уже отмечалось выше, практически совпадают со средней продолжительностью е. с. сезонов (приведенной в настоящем параграфе данной работы), которая была установлена путем анализа атмосферных процессов по способу, предложенному ранее [90, 91]. Полученные выводы подтверждаются результатами исследований Шулейкина и Ершовой [172, 50]. Шулейкиным было вычислено количество тепла, переносимого по линии Архангельск—Тургай за все месяцы, и построен график его годового хода. Он же построил аналогичный график для теплового потока вдоль меридиана. Эти графики приведены на рис. 8, где по оси абсцисс отложены месяцы, а по оси ординат — количество тепла в калориях. Из указанного рисунка видно, что примерно со второй декады декабря до середины марта количество тепла, приходящее с моря на сушу, меняется незначительно. Вместе с тем оно несколько превышает количество

тепла, переносимое вдоль меридиана. Со второй половины марта количество тепла, поступающего с моря на сушу, резко уменьшается и совсем прекращается в середине мая. Затем начинается перенос тепла с суши на море, который достигает наибольших значений в конце июня, после чего он уменьшается и совсем прекращается в середине августа. Со второй половины августа начинается перенос тепла с моря на сушу, резко возрастающий примерно в середине октября, а в последующем (до второй декады декабря) происходит постепенное увеличение его.

По методу Шулейкина, Ершовой был построен график изменения теплового потока, проходящего над Средней Европой в течение года (рис. 9). Этот график показывает ту же закономерность переноса теплового потока в атмосфере, что и кривые, полученные Шулейкиным.

Из всего изложенного вытекает, что основным фактором, обуславливающим формирование е. с. сезонов, является тепловой поток, вызванный взаимодействием моря и суши.

Перейдем теперь к изучению характера теплообмена между океаном и материком на пространстве от Енисея до Берингова пролива (второй е. с. район). Как уже отмечалось выше, в районе Якутии в холодное полугодие наблюдается очаг отрицательных аномалий, а в теплое — положительных.

Для характеристики изменений аномалий в этом районе была построена кривая годового хода ее по данным метеостанции Верхоянск, расположенной примерно в центре очага. В теплое полугодие южнее Камчатки наблюдается очаг отрицательных аномалий. Для характеристики изменений аномалий в этом районе была построена кривая годового хода ее по данным пункта Б ($\varphi=45^\circ$ с. ш.; $\lambda=155^\circ$ в. д.), находящегося в центре очага. Полученные графики приведены на рис. 10, где по оси абсцисс отложены пятидневки, а по оси ординат — величины аномалий в градусах.

На рис. 10 видно, что с пятой пятидневки ноября по первую пятидневку февраля значения отрицательных аномалий в Верхоянске остаются без изменений. Это означает, что в течение данного промежутка времени условия теплообмена на пространстве второго е. с. района существенно не меняются. Со второй пяти-

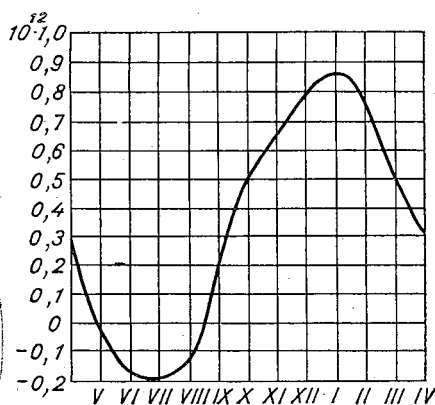


Рис. 9. Годовой ход количества тепла, переносимого над Средней Европой.

дневки февраля абсолютное значение аномалии в Верхоянске начинает сильно уменьшаться. В начале апреля аномалии в Верхоянске и пункте Б становятся равными между собой. С первой пятидневки апреля значения аномалии в Верхоянске увеличиваются и достигают наибольшей величины в конце мая. В это же время абсолютная величина отрицательных аномалий в пункте Б возрастает и становится максимальной к концу месяца. В течение июня и июля положительные аномалии в Верхоянске и отрицательные в пункте Б остаются без изменений. Это означает, что в течение июня и июля тепловые потоки направлены с материка

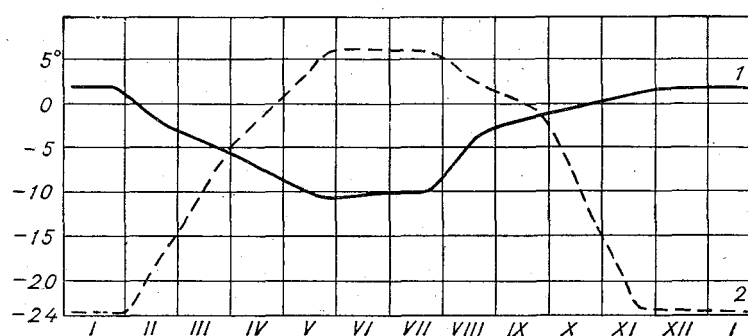


Рис. 10. Годовой ход отклонений температуры воздуха от среднеширотных значений.
1 — пункт Б, 2 — Верхоянск.

на океан, при этом интенсивность их сохраняется. С начала августа абсолютные значения аномалий как в Верхоянске, так и в пункте Б уменьшаются и в конце сентября они становятся равными между собой. В течение октября и ноября происходит резкое увеличение абсолютной величины отрицательной аномалии в Верхоянске.

Таким образом, по характеру кривых годового хода аномалии в Верхоянске и пункте Б год расчленяется на шесть промежутков времени: с 26/XI по 5/II; с 6/II по 31/III; с 1/IV по 25/V; с 26/V по 31/VII; с 1/VIII по 30/IX и с 1/X по 25/XI. Сохранение характера кривых годового хода аномалии указывает на наличие одинаковых условий теплообмена между континентом и океаном в течение выделенных промежутков времени на пространстве второго е. с. района. Последнее дает основание предполагать существование в указанном районе шести е. с. сезонов, так как сохранение в течение длительного промежутка времени особенностей теплообмена между океаном и континентом обуславливает преобладание определенного типа атмосферных процессов. Из изложенного следует, что на пространстве второго е. с. района должны иметь место следующие е. с. сезоны: первая половина зимы

(с 26/XI по 5/II); вторая половина зимы (с 6/II по 31/III); весна (с 1/IV по 25/V); лето (с 26/V по 31/VII); осень (с 1/VIII по 30/IX) и предзимье (с 1/X по 25/XI).

Рассмотрим характер теплообмена между океаном и материком на пространстве от Берингова пролива до Гренландии (третий е. с. район). На месячных картах изаномал в течение декабря, января и февраля интенсивность очага положительных аномалий, расположенного южнее Аляскинского залива, и очага отрицательных аномалий, находящегося над Гудзоновым заливом, сохраняется. Отсюда следует, что в течение этих трех месяцев интенсивность тепловых потоков, направленных с Тихого океана на Северную Америку, остается без существенных изменений.

За март и апрель абсолютное значение положительных аномалий в очаге, расположенном южнее Аляскинского залива, уменьшается, т. е. происходит ослабление интенсивности теплового потока с Тихого океана на континент Северной Америки.

В мае и июне происходит усиление положительных аномалий на юге и западе Северной Америки и отрицательных аномалий на северо-востоке Тихого океана, следовательно, усиливается отток тепла с континента. В течение июля и августа на пространстве третьего е. с. района аномалии по величине и географическому распределению существенно не меняются, что свидетельствует о сохранении характера теплообмена. С начала сентября происходит ослабление положительных аномалий на континенте и отрицательных на северо-востоке Тихого океана таким образом, что в конце второй декады октября они становятся равными между собой. Иными словами, с начала сентября отток тепла с континента постепенно ослабевает и в конце второй декады октября совершенно прекращается.

С третьей декады октября по конец ноября увеличивается абсолютное значение отрицательных аномалий в очаге, расположенном в районе Гудзона залива, и положительных в очаге, находящемся южнее Аляскинского залива. Это означает, что с третьей декады октября начинается вынос тепла с Тихого океана на Северную Америку, который усиливается до конца ноября.

Из изложенного видно, что по однотипности теплообмена между океаном и материком на пространстве третьего е. с. района год расчленяется на шесть промежутков времени. Это позволяет предполагать, что здесь должны быть следующие е. с. сезоны: зима (декабрь—февраль); весна (март—апрель); первая половина лета (май—июнь); вторая половина лета (июль—август); осень (сентябрь—вторая декада октября) и предзимье (третья декада октября—ноябрь).

Таким образом, на пространстве каждого е. с. района по характеру теплообмена между океаном и материком год делится на шесть неравных между собой промежутков времени, не со-

впадающих друг с другом в разных е. с. районах. В первом е. с. районе они соответствуют многолетней продолжительности е. с. сезонов, установленной ранее [91] на основании анализа атмосферных процессов. Следовательно, подтверждается предположение о том, что основным фактором, обуславливающим формирование е. с. сезонов, является теплообмен между океаном и материком. Последнее позволило считать возможным выявление е. с. сезонов на пространстве второго и третьего е. с. районов пока только на основании анализа теплообмена между океанами и материками. В результате такого анализа, как уже отмечалось выше, было выявлено шесть е. с. сезонов во втором е. с. районе и шесть в третьем. Таким образом, получилось по шести е. с. сезонов в каждом е. с. районе, но даты наступления их — разные.

Нормальные даты начала е. с. сезонов следующие:

Сезон	Естественный синоптический район		
	первый	второй	третий
Зима	21 XII	Нет	1 XII
Первая половина зимы	Нет	26 XI	Нет
Вторая половина зимы	Нет	6 II	Нет
Весна	12 III	1 IV	1 III
Лето	Нет	26 V	Нет
Первая половина лета	7 V	Нет	1 V
Вторая половина лета	30 VI	Нет	1 VII
Осень	22 VIII	1 VIII	1 IX
Предзимье	15 X	1 X	21 X

Сроки начала е. с. сезонов за отдельные годы будут отличаться от приведенных выше нормальных дат в связи с тем, что е. с. сезоны, как уже указывалось ранее, испытывают ежегодные смещения во времени в ту или другую сторону в зависимости от индивидуальных особенностей атмосферных процессов в каждом году.

В 1953 г. Е. А. Лескова и Т. А. Пусан провели исследование синоптических процессов над Восточной Азией для выявления е. с. сезонов. С той же целью в 1953 г. Простяков провел анализ особенностей атмосферной циркуляции в районе Дальнего Востока, а в 1954 г. Сергеев изучал характер развития синоптических процессов на территории Восточной Сибири в холодную половину года. Все эти исследователи выявили е. с. сезоны по второму е. с. району, но полученные даты начала их недостаточно хорошо совпадают. Объясняется это следующим.

Е. А. Лескова и Т. А. Пусан определяли границы е. с. сезонов на основании изучения главным образом карт H_{500} за е. с. периоды, которые дают возможность практически достаточно полно проводить анализ общего характера развития синоптических процессов и тем самым правильно выявить границы е. с. сезонов.

Но ими были использованы синоптические карты, где отсутствовали данные аэрологических наблюдений по северным районам Азии, что приводило в ряде случаев к неправильному представлению о характере развития термобарических полей в тропосфере. Простяков анализировал общий характер развития атмосферных процессов лишь по приземным синоптическим картам. Этот способ весьма сложен и в ряде случаев не обеспечивает правильного выявления границ е. с. сезонов.

Н. И. Сергеев определял границы е. с. сезонов на основании только индексов циркуляции, вычисляемых им в зоне между 55° и 70° с. ш., ограниченной с запада меридианом 85° в. д., а с востока 170° в. д. Естественно, что указанные индексы не позволяют в достаточной степени судить об изменениях в циркуляции атмосферы вне этого района. Поэтому во всех случаях, когда за пределами его происходит существенное изменение в развитии синоптических процессов, данный способ не обеспечивает правильного определения границ е. с. сезона. Кроме того, индексы, предложенные Сергеевым, при небольших значениях не дают однозначную характеристику барического поля.

В 1954 г. Пагава закончил работу по анализу общего характера развития синоптических процессов на пространстве второго е. с. района за период с августа 1948 г. по август 1953 г. с целью выявления е. с. сезонов (до августа 1948 г. по второму е. с. району отсутствуют данные метеорологических и аэрологических наблюдений, практически достаточные для определения общего характера развития атмосферных процессов). В этой работе были приняты границы е. с. периодов, полученные Лесковой и Пусан, в связи с чем были заново составлены и проанализированы карты H_{500} и H_{1000}^{300} за е. с. периоды. Выделялись е. с. сезоны по принципу преобладания (около 75% и более) таких е. с. периодов, в которых наблюдалось аналогичное географическое распределение основных термобарических полей в тропосфере. В результате анализа соответствующего материала были получены по второму е. с. району следующие средние даты начала е. с. сезонов: весна — 1/IV; лето — 1/VI; осень — 6/VIII; предзимье — 9/X, первая половина зимы — 6/XII, вторая половина зимы — 29/I. Эти данные хорошо согласуются с приведенными выше средними датами начала е. с. сезонов по второму е. с. району, выявленными на основании изучения характера теплообмена между океаном и континентом.

С целью проверки правильности полученных границ е. с. сезонов по второму е. с. району в этой же работе Пагава были рассмотрены карты преобладающего направления ветра и его повторяемость за месяц, составленные по данным наблюдений с 1891 по 1915 г. [71]. Выбор названного элемента погоды обусловлен тем, что ветер наиболее тесно связан с циркуляцией атмосферы, а границы е. с. сезонов определяются по изменению

преобладающего типа ее. Анализ указанных карт над районами Восточной Сибири и Дальнего Востока показал следующее. Как в феврале, так и в марте хорошо выражена зимняя муссонная циркуляция. Преобладающее направление ветра в эти месяцы по существу одинаково, только повторяемость его в марте несколько меньше. В апреле и мае муссонная циркуляция выражена плохо, повторяемость преобладающего направления ветра незначительна. В апреле оно во многих пунктах иное, чем в марте. В июне и июле достаточно хорошо выражены летняя муссонная циркуляция; преобладающее направление ветра и его повторяемость практически не меняются. В августе и сентябре муссонная циркуляция выражена слабо, а в октябре — хорошо. От октября к ноябрю преобладающее направление ветра в основном сохраняется, но повторяемость его в ноябре, как правило, больше. В декабре и январе зимняя муссонная циркуляция выражена очень хорошо, преобладающее направление ветра и его повторяемость почти одинаковы. А в феврале по сравнению с январем повторяемость преобладающего направления ветра в общем уменьшается.

Таким образом, по характеру изменения направления преобладающего ветра и его повторяемости на пространстве Восточной Сибири и Дальнего Востока в течение года выделяются следующие промежутки времени: апрель и май, июнь и июль, август и сентябрь, октябрь и ноябрь, декабрь и январь, февраль и март. Они хорошо согласуются с приведенными границами е. с. сезонов по второму е. с. району.

В работе Сергеева [140], опубликованной в 1959 г., приведены данные об е. с. сезонах по второму е. с. району. Сергеев пишет: «Результаты качественного аэросиноптического исследования атмосферных макропроцессов и определения границ синоптических сезонов взаимно увязывались с выводами, полученными на основании анализа индексов циркуляции атмосферы». Окончательно установленные Сергеевым средние даты начала е. с. сезонов по второму е. с. району согласуются с приведенными выше соответствующими датами.

Отметим, что, кроме названных выше авторов, исследованием е. с. сезонов занимались: А. П. Барабашкина, Л. И. Блюмина, Е. И. Борисова, Е. Ф. Гончарова, Т. А. Дулетова, Э. А. Исаев, В. С. Калачикова, А. Л. Кац, М. Я. Кист, Л. Н. Комиссарова, Н. В. Минина, Е. А. Напетваридзе, В. П. Некрасов, К. И. Папинашвили, Е. И. Цепканова, В. Г. Шишков и др. Все эти исследователи так же как и авторы работ, рассмотренных выше, под е. с. сезоном понимают промежуток времени, в течение которого преобладает определенный тип атмосферных процессов. Такое понимание е. с. сезона вполне соответствует определению, которое дал Мультановский. Таким образом, понятие о е. с. сезоне, введенное Мультановским, получило общее признание.

Глава IV

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГРАНИЦ ЕСТЕСТВЕННЫХ СИНОПТИЧЕСКИХ СЕЗОНОВ

В предыдущем параграфе настоящей работы были рассмотрены способы анализа климатических данных для определения средних дат начала е. с. сезонов. Кроме того, были разобраны некоторые из тех приемов, которые позволяют устанавливать границы е. с. сезонов в отдельные годы. Однако, учитывая большое значение правильного определения начала е. с. сезона в оперативных условиях для составления долгосрочных прогнозов погоды, рассмотрим подробнее те способы, которые позволяют рассчитывать процессы на е. с. сезоны по текущим материалам гидрометеорологических наблюдений.

Мультановский выделял е. с. сезоны по смене комплексов осей на пространстве первого е. с. района [81]. Иными словами, наступление нового е. с. сезона определялось по смене типа преобладающих атмосферных процессов. Позднее Мультановскому удалось выявить ряд синоптических положений, характеризующих переход от одного е. с. сезона к другому. Проверка и дальнейшая детальная проработка полученных им результатов на всем имевшемся синоптическом материале были поручены Ловейко. Эта работа была продолжена Ширкиной и полученные результаты опубликованы в монографии [45]. В ней подробно описаны и иллюстрированы типы синоптических процессов, характеризующие переход от одного е. с. сезона к другому. Ниже приводится лишь краткое описание этих типов.

Установлено, что в большинстве случаев еще зимой развиваются синоптические процессы, которые являются предвестниками весны. В отдельные годы эти процессы имеют место примерно за два месяца до наступления е. с. сезона весны. Перелом на е. с. сезон весны осуществляется следующим образом: вначале развивается процесс, приводящий к выносу теплых масс воздуха со Средиземного моря на северо-восток, вслед за этим наблюдается синоптическое положение, обуславливающее вынос

тепла с Атлантики на Европейскую территорию СССР (ЕТС), или повторяется предыдущий процесс. Первый из них был назван предпереломным, а второй — переломом на е. с. сезон весны. Выявлены четыре разновидности предпереломных процессов (типы I, Ia, Ib и II).

Тип I предперелома на е. с. сезон весны характеризуется циклоничностью в районах Северного, Балтийского и Норвежского морей с хорошо развитой ложбиной, направленной через Центральную Европу на Средиземное море и антициклоничностью в Восточной Европе. Тип Ia отличается от первого сдвигом на запад барических полей, вследствие чего теплые воздушные массы со Средиземного моря распространяются только на западные районы Европейской территории СССР. Тип Ib отличается от первого сдвигом основных барических полей на восток, вследствие чего поток теплых воздушных масс проходит через Балканы, а иногда через Черное море на Восточную Европу. К типу II отнесены синоптические процессы, которые характеризуются развитием циклоничности в Западной Европе и Средиземном море и антициклоничностью над Скандинавией и ЕТС. Предпереломные процессы на е. с. сезон весны чаще осуществляются по типам I и Ib.

Синоптические процессы, являющиеся переломом на е. с. сезон весны, разделены на четыре типа: I, Ia, II, IIa. К типу I отнесены синоптические процессы, характеризующиеся смещением циклонов с севера Атлантики через Северное море на Прибалтику и циклоничностью в северо-восточных районах ЕТС, в тылу которой происходит вхождение антициклонических образований с Баренцева моря. Тип Ia перелома на е. с. сезон весны отличается от первого тем, что основные циклоны с севера Атлантики перемещаются вдоль северных берегов Скандинавии на Баренцево море, а частные циклоны с юга Балтики — на северо-восток. Тип II перелома на е. с. сезон весны имеет следующие основные черты: над Скандинавией наблюдается циклоничность, в систему которой входят циклоны со Средиземного и Черного морей; области высокого давления расположены над юго-востоком ЕТС и Западной Сибирью. Тип IIa отличается от второго значительным развитием антициклонического поля над ЕТС, в результате чего ложбина располагается над Центральной Европой. Переломные процессы на е. с. сезон весны чаще встречаются по типу I, реже — по типу IIa.

Переломные процессы на е. с. сезон лета характеризуются тремя фазами, каждая из которых длится в течение е. с. периода. В большинстве случаев эти фазы непосредственно следуют одна за другой, только в редких случаях между ними происходит небольшой разрыв за счет осуществления иного процесса. В течение первой фазы, названной предпереломной, происходит вхождение на континент Европы азорского антициклона и образование вы-

тянутой в широтном направлении полосы высокого давления, проходящей через центральную часть Европейского континента, а также развитие циклоничности над северными и южными морями Европы. Предпереломная фаза на е. с. сезон лета имеет три разновидности. При осуществлении первой из них наблюдается циклоничность в районе Англии, бассейнах Северной Двины и Средней Оби и антициклоничность над Бискайским заливом. Вторая разновидность определяется антициклоничностью в районе Англии, в бассейнах Северной Двины и Средней Оби и депрессией над Бискайским заливом. Третья характеризуется более южным положением основной области высокого давления. Второй фазой, названной переломом на е. с. сезон лета, является процесс возникновения многоцентральной циклоничности над континентом Европы, обуславливающей вынос теплых масс воздуха с южных районов на север или на северо-восток. Третья фаза, названная послепереломной, выражается восстановлением вытянутой в широтном направлении полосы высокого давления, проходящей над центральной частью Европейского континента. Эта фаза имеет три разновидности. Первая разновидность определяется хорошо выраженной циклоничностью над северными морями Европы, вторая — воздействием с Исландии, а третья — вхождением с Гренландии на Скандинавию и хорошо развитой антициклоничностью над Европейской территорией СССР.

Перелом на е. с. сезон осени осуществляется по одному типу, имеющему два варианта. Первый из них характеризуется перемещением циклонов с севера Атлантики на Скандинавию, полосой высокого давления с Баренцева моря на юго-восток ЕТС и циклоничностью над бассейном Оби. Синоптические процессы второго варианта отличаются от первого географическим смещением основных барических систем на восток, примерно на 20—30°, вследствие чего циклоничность с запада распространяется на центральные районы ЕТС, а полоса высокого давления направлена с Карского на Аральское море. Перелом на е. с. сезон осени как по первому, так и по второму варианту встречается одинаково часто.

Синоптические процессы переломов на е. с. сезон предзимья разделены на три типа. К первому из них отнесены переломные процессы, характеризующиеся: а) циклоничностью в районах севера Атлантики, Норвежского, Северного и Балтийского морей, а также над бассейнами Енисея, Оби и Средней Волги; б) полосой высокого давления с Баренцева и Карского морей на центральные районы ЕТС. Основные черты синоптических процессов, отнесенных ко второму типу перелома на е. с. сезон предзимья; заключаются в следующем: с запада или северо-запада смещаются на северную половину Европейского континента области высокого давления. По мере их продвижения на континент с севера или северо-востока поступают холодные ядра или гребни, сли-

вающиеся с указанными антициклоническими образованиями в одну обширную область высокого давления, вытянутую в широтном направлении. Синоптические процессы перелома на е. с. сезон предзимья по третьему типу характеризуются: а) циклоничностью в районах севера Атлантики, Норвежского моря и Скандинавии; б) антициклоничностью над Западной Европой и полосой высокого давления с Карского моря на север Европейской территории СССР. Перелом на е. с. сезон предзимья чаще происходит по первому типу, реже — по третьему.

Установлено, что в 78% случаев за месяц, а в 12% случаев за два месяца до перелома на е. с. сезон зимы осуществляются процессы, связанные с северо-восточными воздействиями на ЕТС, названные предпереломными процессами. Эти процессы обуславливают распространение арктических масс воздуха и значительные понижения температуры воздуха главным образом в северо-восточном районе ЕТС. Синоптические процессы, являющиеся предпереломными на е. с. сезон зимы, разделены на три типа. Первый из них характеризуется циклоничностью в районах Верхней и Средней Оби и Енисея, в тылу которой и происходит вторжение арктического воздуха главным образом на восточную половину ЕТС. Над северо-западом Европы наблюдается циклоническая деятельность. Второй тип имеет следующие основные черты: над Восточной Европой располагается обширный антициклон, вытянутый в широтном направлении, а над северными и южными морями Европы развивается циклоничность. Третий тип вполне аналогичен с первым, но он осуществляется за два месяца до перелома. Предпереломные процессы на е. с. сезон зимы чаще осуществляются по первому типу, реже — по третьему.

Имеется четыре типа синоптических процессов, являющихся переломами на е. с. сезон зимы. Первый тип перелома на е. с. сезон зимы аналогичен второму типу предперелома на этот же сезон. Вторым типом характеризуется циклоничностью над бассейном Среднего Енисея, над южной половиной ЕТС, в районе Норвежского и Северного морей и вхождением антициклонического образования из районов Карского моря и Таймыра на северные и северо-восточные районы ЕТС. К третьему типу отнесены синоптические процессы, с циклоничностью над бассейнами Средней Волги, Верхней и Средней Оби, над северо-восточными районами Атлантики антициклоничностью в районе Центральной Европы и вхождением антициклонических образований из районов Карского моря и Таймыра на северные районы ЕТС. Четвертым типом перелома на е. с. сезон зимы характеризуется циклоничностью над средней полосой Восточной Европы и затоком арктических масс воздуха с северо-востока в тыл этих циклонов.

Описанные выше типы синоптических процессов, названные предпереломными и переломными на е. с. сезоны, использова-

лись в оперативной работе при определении границ е. с. сезонов.

В работе Пагава [90], опубликованной в 1948 г., было предложено определять границы е. с. сезонов путем выделения промежутка времени, в течение которого большинство (около 75% и более) карт значений H_{500} за е. с. периоды аналогичны между собой в смысле географического распределения основных деформационных полей на пространстве е. с. района. В этой же работе было показано, что некоторые из е. с. периодов, нетипичные для е. с. сезонов, являются характерными для последующих е. с. сезонов. При этом е. с. периоды считались нетипичными для данного е. с. сезона в следующих случаях: а) если в районе расположения циклона на карте значений H_{500} за е. с. период, характерный для данного е. с. сезона, находился антициклон или гребень на сравниваемой карте значений H_{500} за е. с. период; б) если в районе нахождения антициклона на карте значений H_{500} за е. с. период, характерный для данного сезона, располагался циклон или ложбина на сравниваемой карте значений H_{500} за е. с. период; в) если в районе расположения ложбины на карте значений H_{500} за е. с. период, характерный для данного сезона, находился антициклон на сравниваемой карте значений H_{500} за е. с. период; г) если в районе расположения гребня на карте значений H_{500} за е. с. период, характерный для данного е. с. сезона, находился циклон на сравниваемой карте значений H_{500} за е. с. период; д) если в районах расположения гребней (ложбин) на карте значений H_{500} за е. с. период, характерный для данного е. с. сезона, находились ложбины (гребни) на сравниваемой карте значений H_{500} за е. с. период, т. е. когда по географическому распределению барического поля сопоставляемые синоптические процессы были обратными между собой.

Установлено [90, 91], что первый из тех е. с. периодов, которые нетипичны для текущего е. с. сезона, является характерным для следующего е. с. сезона. При этом оказалось, что процесс, характерный для текущего е. с. сезона, осуществляется в предшествующем е. с. сезоне за один, а иногда за два месяца до наступления данного е. с. сезона. В отдельные е. с. сезоны эти предвестники будущего е. с. сезона осуществляются следующим образом.

В е. с. сезоне зимы первому нетипичному для него е. с. периоду (названному основным нарушением) предшествует е. с. период, который нельзя считать нетипичным, согласно принятым условиям (приведенным выше), но он является неаналогичным с характерным для рассматриваемой зимы процессом. В ряде случаев за основным нарушением следуют е. с. периоды, которые также являются нетипичными для данного е. с. сезона зимы. Характерным для наступающего е. с. сезона весны является е. с. период, который предшествует основному нарушению. Сроки

начала весны вычисляются следующим образом. Если за основным нарушением в зиме наблюдается аналогичный ему е. с. период, то весна начинается через два месяца после нарушения, в остальных случаях — через месяц. При этом весна (за редким исключением, о котором будет упомянуто ниже) начинается с характерного для нее процесса, однотипного с е. с. периодом, предшествующим основному нарушению в зиме. Зима заканчивается процессом, аналогичным указанному основному нарушению; иногда бывает, что последний зимний е. с. период однотипен характерному для нее процессу.

Первый е. с. период, нетипичный для текущего е. с. сезона весны (нарушение), является характерным для наступающего е. с. сезона первой половины лета. Причем если это нарушение оказывается первым или вторым весенним периодом, то е. с. сезон первой половины лета начинается примерно через два месяца после этого е. с. периода с осуществления аналогичного ему процесса. Если же нарушение не является одним из первых двух е. с. периодов е. с. сезона весны, то примерно через месяц после нарушения наступает е. с. сезон первой половины лета с осуществления процесса, аналогичного предвестнику.

Первый е. с. период, нетипичный для текущего е. с. сезона первой половины лета, является характерным для следующего е. с. сезона второй половины лета, который начинается с осуществления е. с. периода, аналогичного нарушению. Если е. с. период, следующий за последним, аналогичен ему, то е. с. сезон второй половины лета начинается примерно через месяц после указанного второго е. с. периода. Если за нарушением не следует аналогичный ему е. с. период, то е. с. сезон второй половины лета наступает примерно через месяц после нарушения.

Первый е. с. период, нетипичный для текущего е. с. сезона второй половины лета, характеризует следующий е. с. сезон осени, который начинается с осуществления процесса, аналогичного нарушению. Если последним является второй е. с. период е. с. сезона второй половины лета, то е. с. сезон осени наступает примерно через два месяца после нарушения. В тех случаях, когда нарушение является не вторым е. с. периодом е. с. сезона второй половины лета, а следующий е. с. период аналогичен ему, тогда е. с. сезон осени начинается примерно через месяц после периода, аналогичного нарушению. Если нарушение является не вторым е. с. периодом сезона второй половины лета, а следующий период неаналогичен ему, то е. с. сезон осени начинается примерно через месяц после нарушения.

Первый е. с. период, нетипичный для текущего е. с. сезона осени, характерен для следующего е. с. сезона предзимья. Примерно через месяц после нарушения осуществляется процесс, аналогичный ему, который и является началом нового е. с. сезона предзимья.

Первый е. с. период, нетипичный для е. с. сезона предзимья, характерен для следующего е. с. сезона зимы. При этом если два е. с. периода подряд являются нетипичными для е. с. сезона предзимья, то примерно через два месяца после первого из них наблюдается аналогичный процесс, которым начинается е. с. сезон зимы. Если нарушением является второй е. с. период е. с. сезона предзимья, то начало зимы будет примерно через два месяца после него с осуществлением процесса, аналогичного нарушению. В остальных случаях зима наступает примерно через месяц после нарушения с е. с. периода, аналогичного предвестнику.

Таким образом, описанные выше нарушения дают указания на сроки наступления новых е. с. сезонов и тем самым значительно облегчают в процессе оперативной работы определение их границ.

В работе [62], опубликованной в 1951 г., Кац рекомендует применять при установлении начала е. с. сезонов соответствующие изаллогипсы аналогично тому, как это было предложено Пагава [89], для е. с. периодов. Кац намечает следующий порядок определения нарушения и границ е. с. сезонов. «Сопоставляя средние карты AT_{500} периодов данного сезона с деформационным полем характерного для него периода, устанавливают те периоды, которые, по правилам Пагава, являются нетипичными для данного сезона. Одновременно сопоставляют сезонно-периодные изаллогипсы, по которым оцениваются наблюдающиеся от периода к периоду изменения в нижней половине тропосферы. Характерным для следующего сезона является тот первый период нарушения, у которого изменение деформационного поля сопровождается на картах сезонно-периодных изаллогипс резким перераспределением очагов.

Новый сезон начинается с устойчивого повторения того деформационного поля и соответствующего ему распределения сезонно-периодных изаллогипс (с учетом нормального сезонного изменения AT_{500}), которое выявлено как характерное для данного сезона. Исключением является весенний синоптический сезон, который иногда начинается с нарушения, и лишь затем устанавливается характерное для него географическое распределение сезонно-периодных изаллогипс».

В работе Пагава [97], опубликованной в 1953 г., предлагается определять границы е. с. сезонов за отдельные годы на основании совместного анализа кривых годового хода отклонений температуры воздуха от ее среднеширотного значения в Тургае и в пункте А ($\varphi=73^\circ$ с. ш., $\lambda=15^\circ$ в. д.). Основанием для этого послужило полученное совпадение средних дат начала е. с. сезонов по первому е. с. району (установленных в результате соответствующего анализа карт H_{500} за е. с. периоды) со средними датами изменения характера теплообмена между океаном и

материком (полученных при обработке кривых годового хода аномалии в пункте А и в Тургае). В этом случае рекомендуется е. с. сезон зимы рассматриваемого года начинать с момента, когда абсолютные значения отрицательных аномалий в Тургае и положительных аномалий в пункте А достигнут наибольшего значения, т. е. с максимальной интенсивности переноса тепла с океана на материк. Этот е. с. сезон будет длиться до тех пор, пока мощность указанного переноса тепла остается практически без изменения. С момента резкого уменьшения абсолютного значения отрицательной аномалии в Тургае, т. е. со значительного ослабления интенсивности переноса тепла с океана на материк, следует начинать е. с. сезон весны. Последний будет продолжаться до прекращения выноса тепла с океана на материк.

Когда абсолютное значение положительных аномалий в Тургае окажется больше, чем в пункте А, т. е. с начала оттока тепла с континента, следует начинать е. с. сезон первой половины лета. Этот е. с. сезон будет длиться до тех пор, пока интенсивность оттока тепла с континента продолжает несколько увеличиваться. С момента, когда абсолютное значение положительных аномалий в Тургае будет уменьшаться, т. е. с начала ослабления интенсивности оттока тепла с континента, следует начинать е. с. сезон второй половины лета. Он будет продолжаться до полного прекращения оттока тепла с континента.

С момента, когда абсолютное значение положительных аномалий в пункте А станет больше, чем в Тургае, что указывает на начало выноса тепла с океана на материк, следует начинать е. с. сезон осени, который будет длиться до тех пор, пока происходит медленное нарастание интенсивности выноса тепла.

С момента значительного увеличения абсолютного значения положительных аномалий в пункте А и появления отрицательных аномалий в Тургае, т. е. с резкого усиления интенсивности переноса тепла с океана на континент следует начинать е. с. сезон предзимья, который будет длиться до тех пор, пока интенсивность выноса тепла не достигнет наибольшего значения.

Получение в оперативной работе текущих данных наблюдений за температурой воздуха в пункте А связано со значительными трудностями. Поэтому была предпринята попытка замены его другим пунктом, в котором кривые годового хода аномалии были бы аналогичны полученным для пункта А и откуда оперативнее можно получить текущий материал наблюдений за температурой воздуха. В качестве такого пункта была выбрана метеостанция Архангельск. На рис. 11 приведены кривые годового хода аномалии в Архангельске и Тургае, где по оси абсцисс отложены пятидневки, а по оси ординат — величины аномалии в градусах. Нетрудно заметить, что совместный анализ кривых годового хода аномалии в Архангельске и Тургае (рис. 11) приводит к таким же выводам, что и подобный анализ тех же кри-

вых в пункте А и Тургае (см. рис. 7). Отсюда следует, что в оперативной работе для определения границ е. с. сезонов можно пользоваться величинами аномалии в Архангельске вместо значений аномалии в пункте А. Но для того, чтобы по характеру изменения теплообмена между океаном и материком устанавливать в оперативных условиях границы е. с. сезонов, необходимо иметь текущие данные не только о температуре воздуха в Архангельске и Тургае, но и средние температуры воздуха для широт этих пунктов. В настоящее время вычислять в рабочем порядке среднюю температуру воздуха для широт Тургая и Архангельска не представляется возможным из-за трудности получения данных наблюдений. Однако это затруднение можно преодолеть, если для характеристики текущего теплообмена между

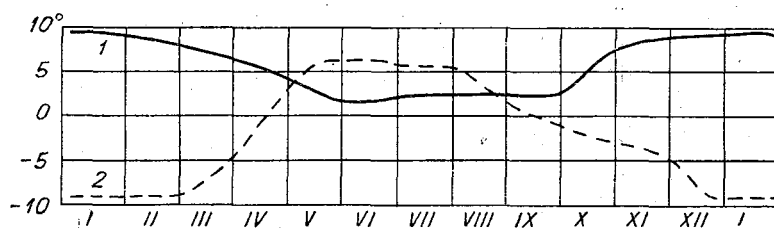


Рис. 11. Годовой ход отклонений температуры воздуха от средних широтных значений.

1 — Архангельск, 2 — Тургай.

океаном и материком воспользоваться следующими данными. Из значений температуры воздуха в Архангельске вычитаем нормальную величину температуры воздуха для широты Архангельска. Аналогично за тот же промежуток времени такую же операцию проделываем для Тургая. Далее, из полученных аномалий в Архангельске вычитаем аномалию в Тургае. Вычисленная таким образом разность характеризует теплообмен между океаном и материком. При этом если она имеет знак плюс, то это означает, что тепловые потоки направлены с океана на материк; отрицательная величина свидетельствует о наличии оттока тепла с континента. Абсолютные значения указанной разности характеризует интенсивность теплового оттока, за исключением тех случаев, когда очаг аномалии находится между Архангельском и Тургаем.

С целью проверки предлагаемого способа были рассмотрены средние декадные температуры воздуха в этих пунктах, поступающие в Центральный институт прогнозов по телеграфу, за промежуток времени с января 1951 г. по май 1952 г. Вычисления производились следующим образом. Из средней декадной температуры воздуха в Архангельске вычиталась средняя многолетняя температура воздуха за декаду для его широты; анало-

гичная работа была проведена для Тургай. Далее из полученного таким образом значения декадной аномалии в Архангельске вычиталось значение декадной аномалии в Тургае. Результаты вычисления приведены в табл. 1.

Таблица 1

*Разности между значениями декадных аномалий
в Архангельске и Тургае*

Год, месяц	Декада	Значения разностей, град.	Год, месяц	Декада	Значения разностей, град.
1951					
Январь	1	+23,6	Сентябрь	1	+0,9
	2	+24,5		2	+4,1
	3	+23,8		3	+0,6
Февраль	1	+25,3	Октябрь	1	+10,8
	2	+23,6		2	+12,1
	3	+27,6		3	+10,0
Март	1	+21,1	Ноябрь	1	+13,5
	2	+6,6		2	+14,6
	3	+9,0		3	+17,1
Апрель	1	+4,5	Декабрь	1	+12,4
	2	+7,5		2	+13,4
	3	+1,1		3	+17,8
Май	1	-6,4	1952	1	+28,0
	2	-5,6	Январь	2	+21,6
	3	-6,0		3	+20,4
Июнь	1	-6,1	Февраль	1	+26,7
	2	-4,4		2	+21,5
	3	-4,8		3	+19,1
Июль	1	-6,7	Март	1	+22,0
	2	-1,8		2	+11,6
	3	-4,3		3	+8,4
Август	1	-1,6	Апрель	1	+10,8
	2	-0,2		2	+7,7
	3	+3,4		3	+9,7
			Май	1	+0,6
				2	-8,0
				3	-7,3

Из табл. 1 видно, что с 1/I по 10/III 1951 г. разности между декадными аномалиями в Архангельске и Тургае имеют положительный знак, а величины колеблются в небольших пределах. Это означает, что в течение рассматриваемого промежутка времени тепло переносится с океана на материк, а интенсивность этого переноса меняется относительно мало. Величина разности аномалии за вторую декаду марта 1951 г. значительно отличается от величин разности как за первую декаду марта, так и

от декадных аномалий за январь и февраль 1951 г. Отсюда следует, что со второй декады марта резко ослабевает интенсивность выноса тепла с океана на материк. Иными словами, характер теплообмена изменился, что указывает на наступление следующего сезона. Синоптическим способом [90, 91] в процессе оперативной работы было определено, что е. с. сезон весны 1951 г. начался с 10/III.

Со второй декады марта по третью декаду апреля 1951 г. разности аномалии положительные, величины их, уменьшаясь, колеблются относительно в небольших пределах. С первой декады мая имеем отрицательный знак разности аномалии. Это означает, что в указанное время начинается отток тепла с континента вместо имевшегося до этого переноса тепла с океана на материк и, следовательно, наступает другой сезон. Синоптическим способом в процессе оперативной работы было установлено, что е. с. сезон первой половины лета начался с 3/V 1951 г.

С первой декады мая по вторую декаду августа 1951 г. разности аномалий имеют отрицательный знак, т. е. происходит отток тепла с континента. Величины этих разностей с первой декады мая по первую декаду июля колеблются в небольших пределах, достигая максимального значения в течение последней. В дальнейшем наблюдается уменьшение величин разностей декадных аномалий. Отсюда следует, что интенсивность оттока тепла с континента достигает наибольшего значения в первую декаду июля, после чего ослабевает. Это соответствует началу нового сезона. Синоптическим способом в процессе оперативной работы было установлено, что е. с. сезон второй половины лета 1951 г. начался с 1/VII.

С третьей декады августа 1951 г. появляется положительный знак разности аномалии, что соответствует началу переноса тепла с океана на материк, характерного для осеннего сезона. Синоптическим способом в процессе оперативной работы было установлено, что е. с. сезон осени 1951 г. начался с 22/VIII.

С третьей декады августа по третью декаду сентября 1951 г. величины положительных разностей аномалии колеблются в небольших пределах. Причем указанные разности за первую декаду октября значительно больше, чем за декады с 21/VIII по 30/IX. Отсюда следует, что интенсивность переноса тепла с океана на материк с третьей декады августа по третью декаду сентября меняется в небольших пределах, а за первую декаду октября значительно возрастает. Это изменение характера теплообмена указывает на начало нового сезона. Синоптическим способом в процессе оперативной работы было установлено, что е. с. сезон предзимья 1951 г. начался с 2/X.

С первой декады октября по третью декаду декабря 1951 г. значения разностей аномалий несколько увеличиваются; разности аномалий за первую декаду января 1952 г. значительно

больше, чем за декады с 2/X по 31/XII 1951 г. Отсюда следует, что интенсивность выноса тепла с океана на материк достигает наибольшего значения за первую декаду января 1952 г. Синоптическим способом в процессе оперативной работы было установлено, что е. с. сезон зимы 1951-52 г. начался с 28/XII 1951 г.

С первой декады января по первую декаду марта 1952 г. величины разностей аномалий меняются в небольших пределах; за вторую декаду марта они значительно меньше, чем с 1/I по 10/III 1952 г. Отсюда следует, что интенсивность переноса тепла с океана на материк в течение декад января, февраля и первой декады марта меняется незначительно, а со второй декады марта она резко уменьшается. Синоптическим способом в процессе оперативной работы е. с. сезон весны 1952 г. был начат с 12/III.

Со второй декады марта по первую декаду мая 1952 г. разности аномалий имеют положительный знак, а со второй декады мая — отрицательный. Следовательно, с этого времени начинается отток тепла с континента. Синоптическим способом в процессе оперативной работы было установлено, что е. с. сезон первой половины лета 1952 г. начался с 16/V.

Таким образом, во всех рассмотренных случаях в результате анализа как атмосферных процессов (по способу, предложенному Пагава [91] ранее), так и изменений направления и интенсивности тепловых потоков между океаном и материком с помощью разностей декадных аномалий получились одни и те же даты начала е. с. сезонов. Отсюда следует, что с помощью анализа разностей между декадными аномалиями в Архангельске и Тургае, можно расчленить атмосферные процессы на пространстве первого е. с. района на е. с. сезоны. Указанный вывод имеет важное практическое значение, так как в оперативной работе для определения границ е. с. сезонов по этому способу не требуются данные метеорологических наблюдений за пределами нашей страны.

Необходимо еще раз подчеркнуть, что способ анализа характера теплообмена между океаном и материком на пространстве первого е. с. района по разностям между декадными аномалиями в Архангельске и Тургае является не совсем точным. Кроме того, при анализе разностей между декадными аномалиями в Архангельске и Тургае нужно иметь в виду следующее. Значения разностей дают правильное представление об интенсивности теплообмена между океаном и материком тогда, когда отсутствует очаг аномалии между Архангельском и Тургаем. Однако встречаются случаи, особенно в летние и зимние месяцы, когда между Архангельском и Тургаем расположен очаг аномалии. Так, например, если е. с. сезон зимы характеризуется интенсивным вторжением холодных масс воздуха с Баренцева и Карского морей на юго-запад, то очаг отрицательных декадных аномалий будет расположен не в районе Тургая, как это бывает обычно,

а между ним и Архангельском. При этом абсолютные величины разностей между декадными аномалиями в упомянутых пунктах в течение е. с. сезона зимы будут значительно меньше, чем в предзимье, а не наоборот, как это наблюдается в нормальных условиях. Для того чтобы выявить, когда очаг аномалий расположен между Архангельском и Тургаем, необходимо построить карты декадных изаномал.

Н. И. Сергеев в работе [140], опубликованной в 1959 г., предлагает при определении границ е. с. сезонов по второму е. с. району пользоваться индексом циркуляции (примененным им еще в 1954 г.), вычисленным по формуле

$$\alpha = \frac{2(\mu_1 - \mu_2)}{\lambda_1 + \lambda_2 + |\lambda_1 + \lambda_2|},$$

где $|\lambda_1 + \lambda_2|$ — модуль алгебраической суммы $\lambda_1 + \lambda_2$ (индексов зональности), а μ_1 и μ_2 — индексы меридиональности для изобарической поверхности 500 мб за е. с. периоды. Причем λ_1 и μ_1 относятся к зоне между 55 и 70° с. ш., ограниченной меридианами с запада 85° в. д., а с востока 135° в. д. Значения λ_2 и μ_2 определяются в зоне 55 и 70° с. ш., ограниченной с запада меридианом 135° в. д., а с востока — 170° в. д.

Индекс зональности вычисляется по формуле

$$\lambda = \frac{\bar{H}_{55} - \bar{H}_{70}}{1,665} \text{ дкм/тыс. км},$$

где $\bar{H}_{55}$ и $\bar{H}_{70}$ — среднее значение геопотенциала на широтах соответственно 55 и 70° с. ш. между меридианами 85 и 135° в. д. при определении λ_1 и между меридианами 135 и 170° в. д. при вычислении λ_2 , а 1,665 — расстояние между параллелями 55 и 70° с. ш. в тыс. км.

Индекс меридиональности вычисляется по формуле

$$\mu = \frac{\bar{I}_S - \bar{I}_N}{|\bar{I}_S - \bar{I}_N|} (\bar{I}_S + \bar{I}_N),$$

где $|\bar{I}_S - \bar{I}_N|$ модуль разности $I_S - I_N$. Значения I_S и I_N подсчитываются по формулам

$$\bar{I}_S = \frac{b}{k} \sum_1^k \frac{n_i S}{a_i}; \quad \bar{I}_N = \frac{b}{k} \sum_1^k \frac{n_i N}{a_i},$$

где k — число равноотстоящих друг от друга параллелей; $a_1, a_2, \dots, a_k$ — длина каждой из параллелей в пределах рассматриваемой зоны; $n_1 S, n_2 S, n_3 S, \dots, n_k S$ — интервалы между изогипсами, пересекающими данный участок параллели в направлении с юга на север; $n_1 N, n_2 N, n_3 N, \dots, n_k N$ — интервалы между изогипсами, пересекающими этот же участок параллели в направлении с севера на юг; b — величина разности геопотенциала в декаметрах между соседними изогипсами.

При определении границ е. с. сезонов по второму е. с. району Сергеев анализировал график хода значений индекса α . Однако установление указанных границ только на основании анализа значений α нецелесообразно по причинам, отмеченным в гл. III настоящей работы, что хорошо понимает и сам Сергеев. Поэтому он в работе [140], в отличие от своего исследования 1954 г. (где границы е. с. сезонов определялись только по значениям α), при установлении границ е. с. сезонов взаимно увязывал выводы, полученные по способу, изложенному в работе [90], и на основании анализа индексов циркуляции атмосферы.

Выше было отмечено, что, выявляя первый е. с. период, нетипичный для текущего е. с. сезона, мы тем самым получаем указание как на общий характер наступающего сезона, так и на приблизительный срок начала его. Но практическое применение в оперативных условиях изложенного в [90, 91] способа выявления е. с. периода, нетипичного для рассматриваемого е. с. сезона (называемого в дальнейшем первым способом), требует большого опыта. Поэтому в 1961 г. С. Т. Пагава, Н. М. Захаровой и Н. А. Севалкиной было выполнено исследование [109] с целью разработки нового, относительно простого приема выявления нарушения в процессе оперативной работы. Авторами были рассмотрены карты распределения величин $\Delta H_{\pi} = H_{\pi} - \bar{H}_{\pi}$ и $I_{4\pi} = \frac{\Delta \bar{H}_{\pi}}{\sigma_{\pi}} \cdot 100$, где H_{π} — значение H_{500} в утренний срок наблюдения за е. с. период в данном пункте, $\bar{H}_{\pi}$ — средняя величина H_{500} в тот же срок наблюдения за е. с. период по широте рассматриваемого пункта; $\Delta \bar{H}_{\pi}$ — отклонение от нормы значения H_{500}^{300} в указанный срок наблюдения за е. с. период в данном пункте, а σ_{π} — среднее квадратическое значение $\Delta \bar{H}_{\pi}$. Величина $\bar{H}_{\pi}$ подсчитывалась не по всему северному полушарию, а в пределах первого е. с. района. Очевидно, что на карте ΔH_{π} наличие $\Delta H_{\pi} < 0$ указывает на область циклонического поля, а $\Delta H_{\pi} > 0$ — на область антициклонического поля. Карты $I_{4\pi}$ показывают, насколько значительны имеющиеся в данном е. с. периоде очаги тепла и холода в тропосфере.

Совместный анализ карт ΔH_{π} , $I_{4\pi}$ и H_{500} за е. с. периоды показал следующее. Процесс нужно считать нетипичным для данного е. с. сезона, если первая (от центра) замкнутая изогипса (при проведении изогипс, кратных 4 *джм*) циклона (антициклона) или частного циклона (ядра) в рассматриваемом е. с. периоде и первая (от центра) замкнутая изолиния (при проведении изолиний, кратных 100) термического очага со значением $|I_{4\pi}| > 100$, соответствующего указанному барическому образованию, целиком находятся в области положительных (отрицательных) значений ΔH_{π} за е. с. период, являющийся характерным для данного е. с. сезона.

Предлагаемый в работе [109] новый прием (называемый в дальнейшем вторым способом) выявления е. с. периода, нетипичного для данного е. с. сезона, был получен в результате анализа соответствующего материала за 36 е. с. сезонов (с 1947 по 1952 г.). При этом оказалось, что во всех 36 случаях по второму способу выявляются те же е. с. периоды, которые были получены ранее по первому. Иными словами, они оба одинаково позволяют выделять первый процесс, нетипичный для данного е. с. сезона, и тем самым определять е. с. период, характерный для следующего е. с. сезона. Но второй способ выгодно отличается от первого тем, что для его применения в оперативных условиях не требуется большого опыта работы. Кроме того, первый из них основан на анализе географического распределения высотных барических образований, а второй учитывает не только барические, но и термические поля в тропосфере.

Изложенный второй способ выявления первого е. с. периода, нетипичного для текущего е. с. сезона, значительно объективнее первого, но, принимая во внимание важность рассматриваемого вопроса, авторы работы [109] предлагают еще один вспомогательный прием, исходя из следующих соображений. Распределение барических образований в е. с. периодах, нетипичных для данного е. с. сезона, и в других е. с. периодах того же е. с. сезона должны резко отличаться. Поэтому, если числом выразить степень совпадения географического расположения знака поля на карте H_{500} за е. с. период, являющийся характерным для данного е. с. сезона, с распределением знака указанного поля в каждом е. с. периоде рассматриваемого е. с. сезона, то по характеру изменения полученных величин можно будет выявить процесс, не типичный для данного е. с. сезона.

С целью выяснения этого вопроса были проанализированы карты ΔH_n за три года (с 1950 по 1952 г.). Эти карты, как уже отмечалось выше, дают представление о географическом распределении знака барического поля. Для оценки степени совпадения последнего в сравниваемых е. с. периодах, была использована приведенная в главе 2 формула $\rho = \frac{n_1 - n_2}{N}$, по которой вычислялись значения ρ между е. с. периодом, характерным для е. с. сезона, и каждым е. с. периодом того же е. с. сезона. Эти величины ρ показывают степень аналогичности географического распределения знака барического поля в сравниваемых е. с. периодах. Анализ графиков, построенных по значениям ρ , показал, что во многих случаях первый (от начала е. с. сезона) минимум на кривой значений ρ указывает на первый е. с. период, нетипичный для данного е. с. сезона. Однако в некоторых случаях первый минимум не определяет искомый процесс. Объясняется это тем, что рассматриваемые величины ρ не всегда являются показателем степени аналогичности географического

распределения высотных деформационных полей в сравниваемых е. с. периодах. Кроме того, значение ρ , естественно, не учитывает особенностей термического поля в тропосфере. Поэтому встречаются случаи, когда по величине ρ данный е. с. период в рассматриваемом е. с. сезоне менее похож на характерный процесс, чем предшествующий и последующий, но его все же нельзя считать нетипичным. Такое положение имеет место тогда, когда в термическом очаге, соответствующем барическому образованию, нарушающему аналогичность распределения знака барического поля в сравниваемых е. с. периодах, не наблюдается $|I_{4п}| > 100$ или когда указанное термическое поле находится в области соответствующего знака барического поля в характерном е. с. периоде. В таких случаях наблюдается сходное географическое распределение основных деформационных полей и поэтому рассматриваемый процесс нельзя считать нетипичным для данного е. с. сезона. Выяснилось, что первый минимум на кривой значений ρ указывает на первый е. с. период нетипичный для данного е. с. сезона в тех случаях, когда этот же период выявляется как нарушение и по описанному выше второму способу. При этом рассматриваемый е. с. период значительно отличается от процесса, характерного для данного е. с. сезона, как по распределению знака барического поля и положению центров основных высотных барических образований, так и по размещению значительных ($|I_{4п}| > 100$) термических очагов в тропосфере. Встречаются случаи, когда первый минимум на кривой значений ρ приходится на е. с. период, который является смежным с выявленным по второму способу, как первый нетипичный для данного е. с. сезона. Тогда по сравнению с характерным е. с. периодом существенно иное распределение знака барического поля имеет место на один е. с. период раньше или позже первого процесса, нетипичного для данного е. с. сезона. В некоторых случаях первый минимум на кривой значений ρ не указывает на нарушение или на соседний с ним е. с. период. При этом ни е. с. период, на который приходится минимум на кривой значений ρ , ни соседний с ним е. с. период не выявляются по второму способу как нетипичные для данного е. с. сезона. Тогда, как правило, следующий минимум на упомянутой кривой дает указание на первый е. с. период, нетипичный для рассматриваемого е. с. сезона. Крайне редко бывает, что лишь третий минимум на той же кривой указывает на первый е. с. период, нетипичный для данного е. с. сезона. Но во всех случаях нарушению, выявленному по второму способу, или смежному с ним е. с. периоду соответствует минимум на кривой хода значений ρ . Применение этого вывода облегчает определение первого е. с. периода, нетипичного для данного е. с. сезона. Практически для установления первого е. с. периода, нетипичного для текущего е. с. сезона, целесообразно одновременно

применять как второй способ, так и кривую хода значений ρ . При этом е. с. период, выявленный по второму способу как нетипичный, окончательно следует считать нарушением в случаях, когда ему соответствует минимум на графике хода значений ρ или когда этот минимум приходится на смежный с ним е. с. период. В результате такого применения второго способа и кривой хода значений ρ получается тот же е. с. период, что и при использовании первого способа. Поэтому для большей уверенности следует провести анализ соответствующего материала и по первому способу. После выявления указанным путем первого е. с. периода, нетипичного для текущего е. с. сезона, определяется на основании выводов, изложенных выше, процесс, характерный для наступающего е. с. сезона.

Рассмотрим один из наиболее сложных случаев выявления первого е. с. периода, нетипичного для текущего е. с. сезона по первому е. с. району. Допустим, нам известно, что в е. с. сезоне весны 1951 г. был выявлен е. с. период 10—15/III как характерный для е. с. сезона первой половины лета, начавшегося 3/V. Требуется в наступившем е. с. сезоне первой половины лета выявить первый нетипичный для него е. с. период.

Для решения этой задачи вначале составляем за е. с. период 10—15/III 1951 г. (являющийся характерным для наступившего е. с. сезона первой половины лета 1951 г.) карты H_{500} и ΔH_{Π} . Затем с начала е. с. сезона первой половины лета после осуществления каждого е. с. периода составляем карты H_{500} , ΔH_{Π} и $I_{4\Pi}$, а также вычисляем значения ρ между ΔH_{Π} за е. с. период 10—15/III 1951 г. и ΔH_{Π} за каждый е. с. период с 3/V 1951 г.

Таблица 2

Значения ρ между ΔH_{Π} за е. с. период 10—15/III 1951 г. и ΔH_{Π} за каждый период с 3/V по 6/VII 1951 г.

№ п. п.	Сравниваемые е. с. периоды	Значение ρ	№ п. п.	Сравниваемые е. с. периоды	Значение ρ
1	3—8 V	+0,54	7	9—14 VI	0,00
2	9—14 V	+0,14	8	15—19 VI	+0,33
3	15—19 V	0,00	9	20—25 VI	+0,37
4	20—26 V	+0,58	10	26—30 VI	+0,01
5	27 V—1 VI	+0,51	11	1—6 VII	—0,43
6	2—8 XI	+0,54			

Первому е. с. периоду (3—8/V) наступившего е. с. сезона первой половины лета 1951 г. соответствует значение $\rho = +0,54$ (табл. 2), которое указывает на хорошее сходство е. с. периодов 10—15/III и 3—8/V в смысле географического распределения знака барического поля. Эти процессы (10—15/III и 3—8/V) аналогичны между собой и по расположению основных высотных барических образований (рис. 12 и 13).

Наибольшее отличие между рассматриваемыми е. с. периодами наблюдается в районе Северной Атлантики, где 10—15/III (рис. 12) имеется ложбина, а 3—8/V — гребень (рис. 13). Названные е. с. периоды несколько отличаются друг от друга и в других районах. С целью выяснения вопроса о том, насколько

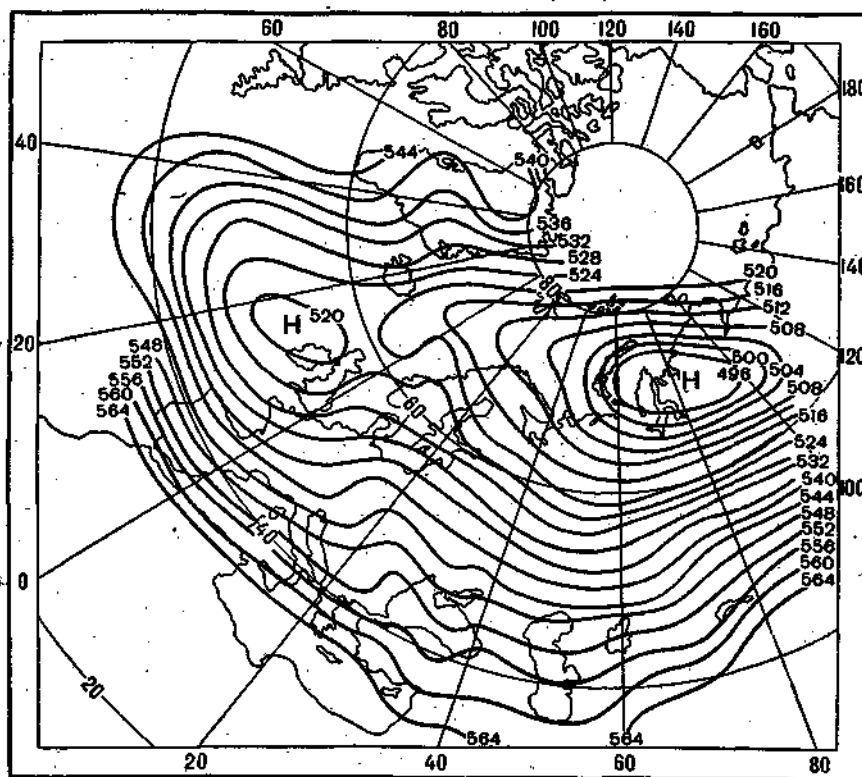


Рис. 12. Карта H_{500} за 10—15/III 1951 г.

существенны эти отличия, рассмотрим за е. с. период 10—15/III карту ΔH_{π} (рис. 14) и за е. с. период 3—8/V карты H_{500} (рис. 13) и $I_{4\pi}$ (рис. 15). Сравнивая их между собой, нетрудно заметить, что в е. с. периоде 3—8/V гребню над Северной Атлантикой (рис. 13) соответствует очаг тепла с центром несколько южнее Гренландии (рис. 15), но через район, занятый первой (от центра) замкнутой изолинией этого очага в е. с. периоде 10—15/III, проходит изолиния нулевых значений ΔH_{π} (рис. 14). Таким образом, район расположения первой замкнутой изолинии очага $+I_{4\pi}$, соответствующего гребню над Северной Атлантикой

в е. с. периоде 3—8/V, не полностью занят отрицательными значениями ΔH_n в е. с. периоде 10—15/III. Кроме того, в данном случае имеем гребень, а не антициклон или ядро. Поэтому, согласно условиям, указанным при изложении второго способа выявления первого е. с. периода, нетипичного для текущего е. с.

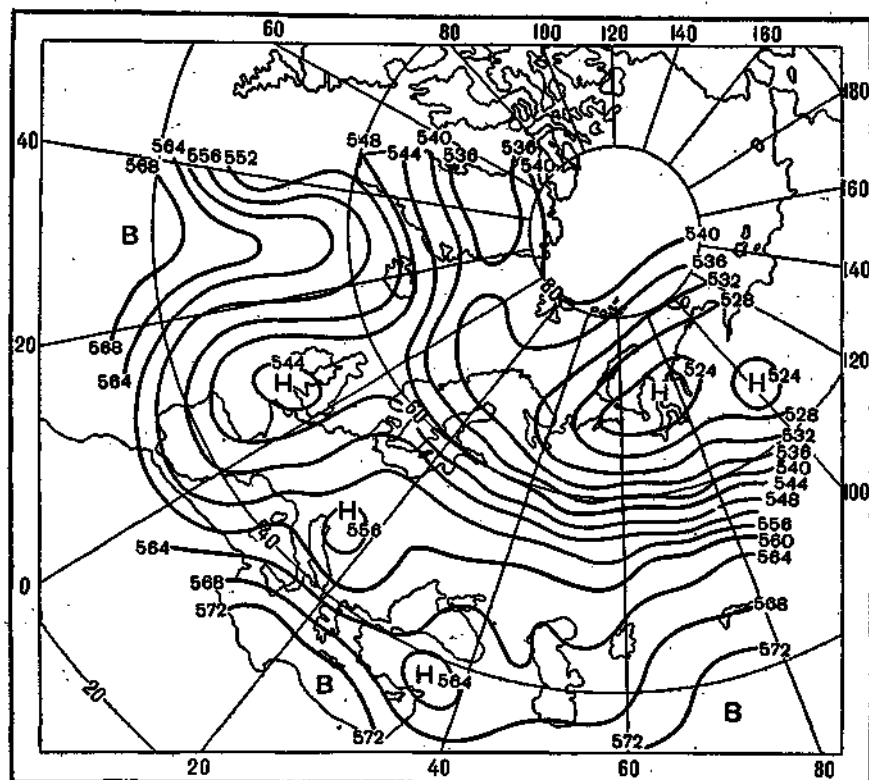


Рис. 13. Карта H_{500} за 3—8/V 1951 г.

сезона, различие в распределении барического поля над Северной Атлантикой в рассматриваемых е. с. периодах, в данном случае нельзя считать существенным. Далее 3—8/V в районах Малой Азии и бассейна реки Драва наблюдаются частные циклоны (рис. 13), а 10—15/III в указанных районах имеем положительные значения ΔH_n (рис. 14), но этим частным циклонам не соответствуют очаги холода со значением $|I_{\text{эл}}| > 100$ (рис. 15). Поэтому и данное различие в рассматриваемых е. с. периодах (согласно упомянутым выше условиям) не является существенным. Другие барические образования, наблюдаемые 3—8/V,

находятся примерно там же, что и в е. с. периоде 10—15/III (рис. 13 и 12). При этом районы расположения первых (от центра) замкнутых изогипс циклонов над Англией и низовьями Оби целиком заняты отрицательными значениями ΔH_n в е. с. периоде 10—15/III (рис. 13 и 14). И вообще в е. с. периоде 3—

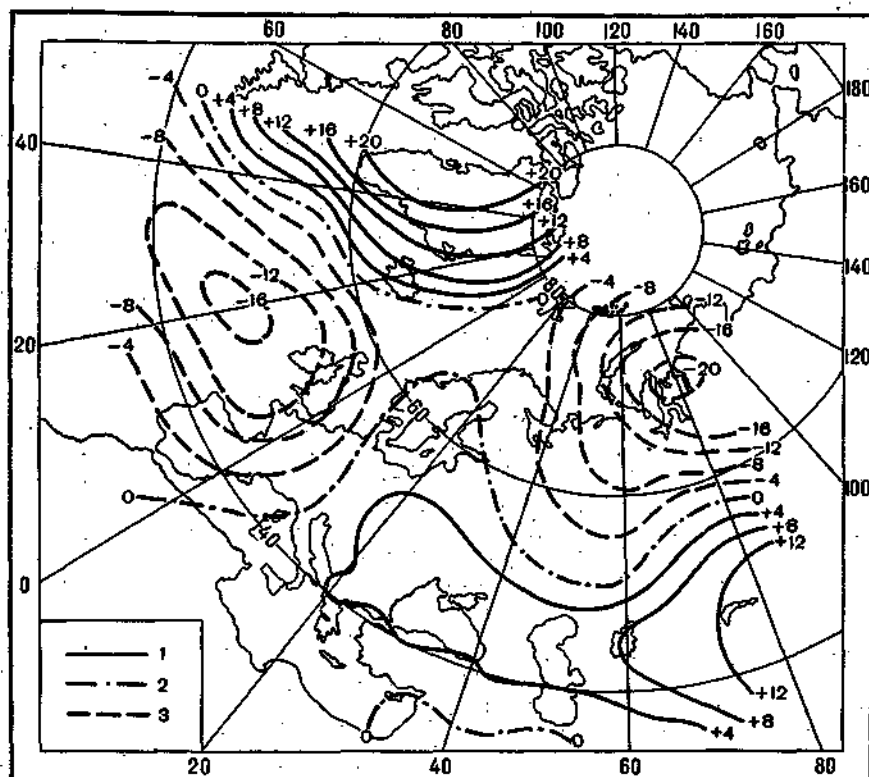


Рис. 14. Карта ΔH_n за 10—15/III 1951 г.

1 — положительные значения, 2 — нулевые, 3 — отрицательные.

8/V нет ни одного очага $|I_{4n}| > 100$, у которого местоположение первой замкнутой изолинии было бы полностью охвачено противоположным знаком ΔH_n в е. с. периоде 10—15/III (рис. 15 и 14). Все это указывает на то, что процесс 3—8/V является типичным для е. с. сезона первой половины лета 1951 г.

Второму е. с. периоду (9—14/V) рассматриваемого е. с. сезона соответствует значение $\rho = +0,14$ (табл. 2), свидетельствующее о некотором сходстве е. с. периодов 10—15/III и 9—14/V в смысле географического распределения знака барического поля. Сравнивая карты H_{500} за 10—15/III (рис. 12) и 9—

14/V (рис. 16), нетрудно заметить, что наибольшее отличие имеется над Северной Атлантикой, где в районе расположения ядра 9—14/V (рис. 16) наблюдается отрицательное значение ΔH_n (рис. 14) 10—15/III. Указанному ядру соответствует очаг тепла со значением в центре $I_{4n} > +300$ (рис. 17). Но через

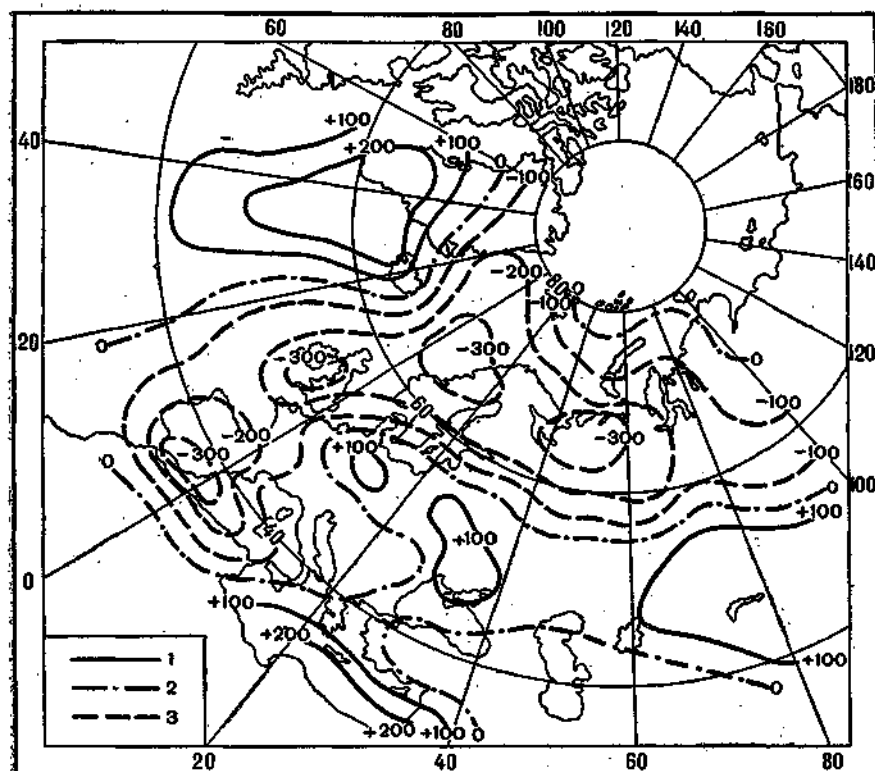


Рис. 15. Карта I_{4n} за 3—8/V 1951 г.

1 — положительные значения, 2 — нулевые, 3 — отрицательные.

район первой замкнутой изолинии этого очага в е. с. периоде 10—15/III проходит изолиния нулевых значений ΔH_n (рис. 14). Поэтому, согласно второму способу выявления е. с. периода, нетипичного для данного е. с. сезона, различие в распределении барического поля над Северной Атлантикой, наблюдаемое 10—15/III и 9—14/V, с рассматриваемой точки зрения не является существенным. Кроме указанного ядра, в е. с. периоде 9—14/V имеются циклоны (рис. 16), но ни один из районов нахождения первой замкнутой изогипсы этих циклонов целиком не занят

в е. с. периоде 10—15/III положительными значениями ΔH_{II} (рис. 14). Вообще 9—14/V нет ни одного очага $|I_{II}| > 100$, место расположения первой замкнутой изолинии которого было бы полностью охвачено противоположным знаком ΔH_{II} в е. с. периоде 10—15/III (рис. 17 и 14). Отсюда следует, что е. с. пе-

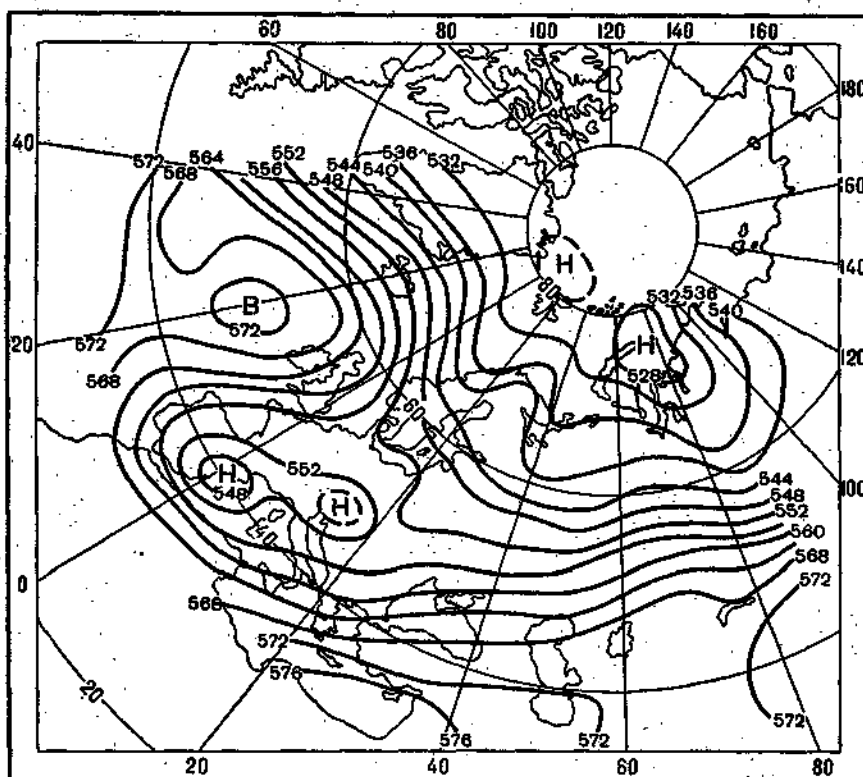


Рис. 16. Карта H_{500} за 9—14/V 1951 г.

риод 9—14/V нельзя считать нетипичным для е. с. сезона первой половины лета 1951 г.

Третьему е. с. периоду (15—19/V) текущего е. с. сезона первой половины лета 1951 г. соответствует значение $\rho = 0,00$ (табл. 2), т. е. распределение знака барического поля в сравниваемых е. с. периодах 10—15/III и 15—19/V совпадает лишь на 50% площади первого е. с. района. Но в процессе 15—19/V (рис. 18) нет ни одного циклона (частного циклона) или антициклона (ядра), район нахождения первой замкнутой изогипсы которого в е. с. периоде 10—15/III был бы целиком занят одним

знаком ΔH_{II} (рис. 14). Кроме того, в е. с. периоде 15—19/V нет ни одного очага $|I_{4II}| > 100$ (рис. 19), место расположения первой замкнутой изолинии которого в е. с. периоде 10—15/III было бы полностью охвачено противоположным знаком ΔH_{II} (рис. 14). Поэтому е. с. период 15—19/V нельзя считать нетипичным для рассматриваемого е. с. сезона.

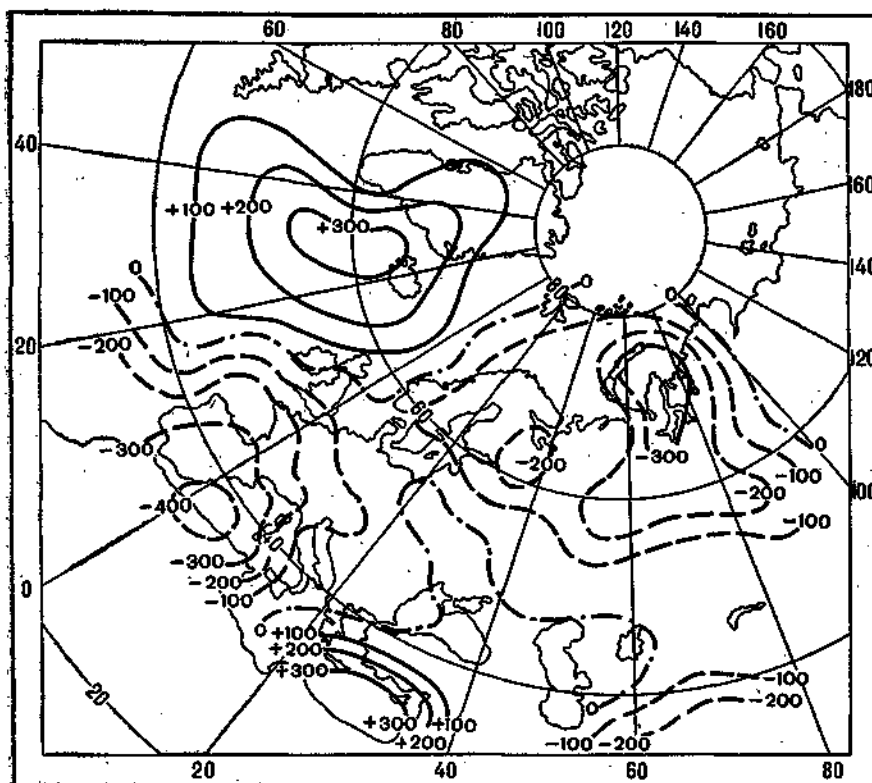


Рис. 17. Карта I_{4II} за 9—14/V 1951 г.

Усл. обозначения см. рис. 15.

Четвертому е. с. периоду (20—26/V) е. с. сезона первой половины лета 1951 г. соответствует значение $\rho = +0,58$ (табл. 2), которое указывает на хорошее сходство е. с. периодов 10—15/III и 20—26/V, в смысле географического распределения знака барического поля. Рассматривая значения ρ , соответствующие первому, второму, третьему и четвертому е. с. периодам текущего е. с. сезона (табл. 2), нетрудно заметить, что наименьшая величина ρ приходится на е. с. период 15—19/V. Иными словами, в данном случае первый минимум на кривой хода зна-

чений p связан с е. с. периодом 15—19/V. Выше было отмечено, что в большинстве случаев нетипичным для текущего е. с. сезона является е. с. период, которому соответствует первый минимум на кривой хода значений p , или соседний с ним е. с. период. Но в данном случае, как это было показано выше, ни е. с. пе-

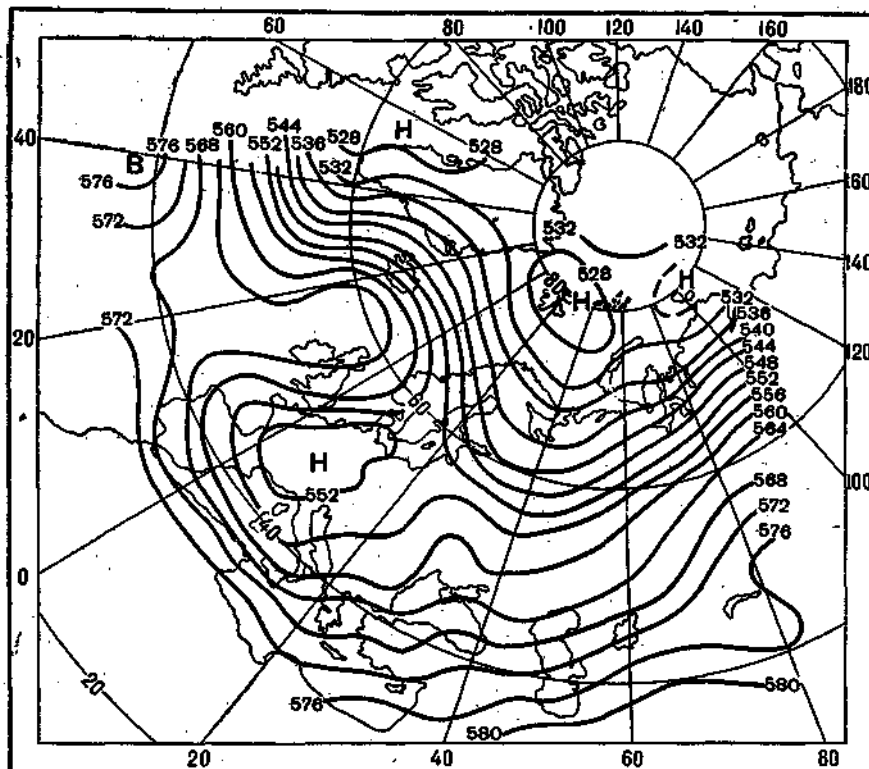


Рис. 18. Карта H_{000} за 15—19/V 1951 г.

риод 15—19/V, ни предшествующий ему е. с. период 9—14/V не являются нетипичными для е. с. сезона первой половины лета 1951 г. Может быть е. с. период 20—26/V нетипичен для рассматриваемого е. с. сезона. Для выяснения этого вопроса рассмотрим рис. 14, 20 и 21. В е. с. периоде 20—26/V, кроме циклона, расположенного несколько южнее Гренландии, нет хорошо развитого или частного циклона, район нахождения первой замкнутой изогипсы которых был бы занят $+\Delta H_n$ в е. с. периоде 10—15/III (рис. 20 и 14). Район нахождения первой замкнутой изогипсы указанного циклона (рис. 20) целиком за-

нят $+\Delta H_n$ в е. с. периоде 10—15/III (рис. 14), но этому циклону не соответствует очаг отрицательных значений I_{4n} с величиной $|I_{4n}| > 100$ (рис. 21). Поэтому различие в распределении барического поля южнее Гренландии в е. с. периодах 10—15/III и 20—26/V с рассматриваемой точки зрения не является существ-

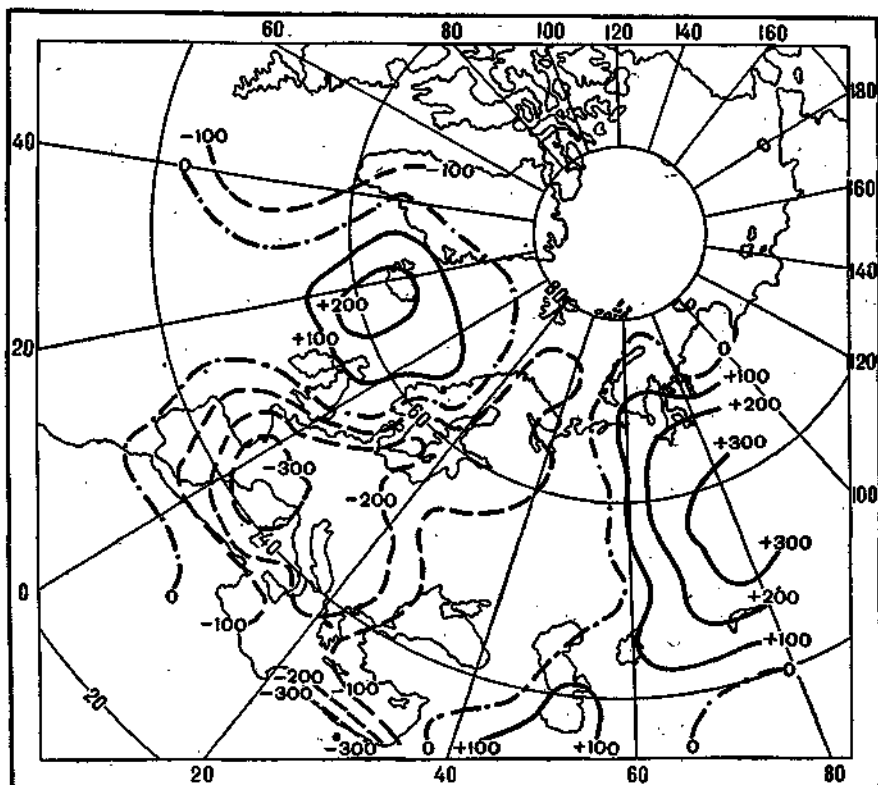


Рис. 19. Карта I_{4n} за 15—19/V 1951 г.
Усл. обозначения см. рис. 15.

ственным. В е. с. периоде 20—26/V нет антициклона или ядра, район нахождения первой замкнутой изогипсы которого был бы целиком занят отрицательными ΔH_n в е. с. периоде 10—15/III (рис. 20 и 14). Кроме того, в е. с. периоде 20—26/V нет ни одного очага $|I_{4n}| > 100$ (рис. 21), район расположения первой замкнутой изолинии которого в е. с. периоде 10—15/III был бы полностью охвачен противоположным знаком ΔH_n (рис. 14). Отсюда следует, что е. с. период 20—26/V не является нетипичным для е. с. сезона первая половина лета 1951 г. Таким образом, в данном случае первый минимум на кривой хода значе-

ний ρ не дает указаний на е. с. период, нетипичный для текущего е. с. сезона.

Пятому е. с. периоду 27/V—1/VI е. с. сезона первой половины лета 1951 г. соответствует значение $\rho = +0,51$ (табл. 2), которое указывает на практически аналогичное распределение знака

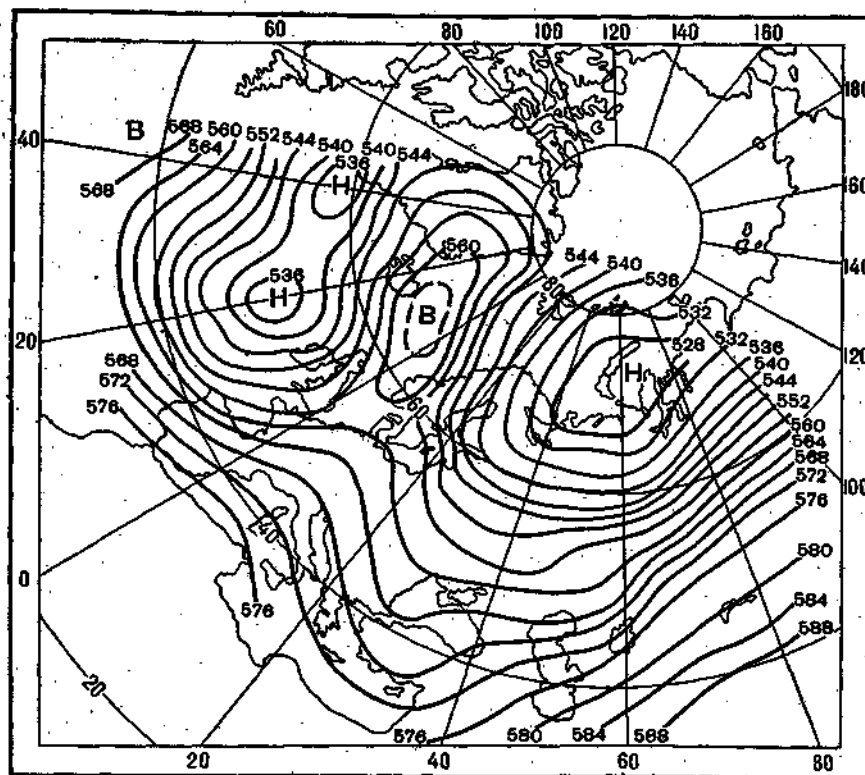


Рис. 20. Карта H_{500} за 20—26/V 1951 г.

барического поля в е. с. периодах 10—15/III и 27/V—1/VI. Наибольшее различие в распределении барических полей в названных е. с. периодах (рис. 12 и 22) наблюдается над Гебридскими островами, на юге Гренландии и над Малой Азией. В е. с. периоде 27/V—1/VI ядро находится над Гебридскими островами (рис. 22), где 10—15/III имеют место отрицательные ΔH_{Π} (рис. 14). Указанному ядру соответствует очаг $I_{4\Pi} > 200$ над Исландией (рис. 23). Но район расположения первой замкнутой изолинии этого очага пересекается изолинией нулевых значений ΔH_{Π} в е. с. периоде 10—15/III (рис. 23 и 14). Поэтому различие в распределении барического поля над Гебридскими

островами в е. с. периодах 10—15/III и 27/V—1/VI с рассматриваемой точки зрения нельзя считать существенным. В районах расположения частных циклонов на юге Гренландии и Малой Азии в е. с. периоде 27/V—1/VI наблюдается $+\Delta H_{\Pi}$ в е. с. периоде 10—15/III (рис. 22 и 14). Но этим частным циклонам не соответствуют очаги холода со значением $|I_{4\Pi}| > 100$ (рис. 22 и

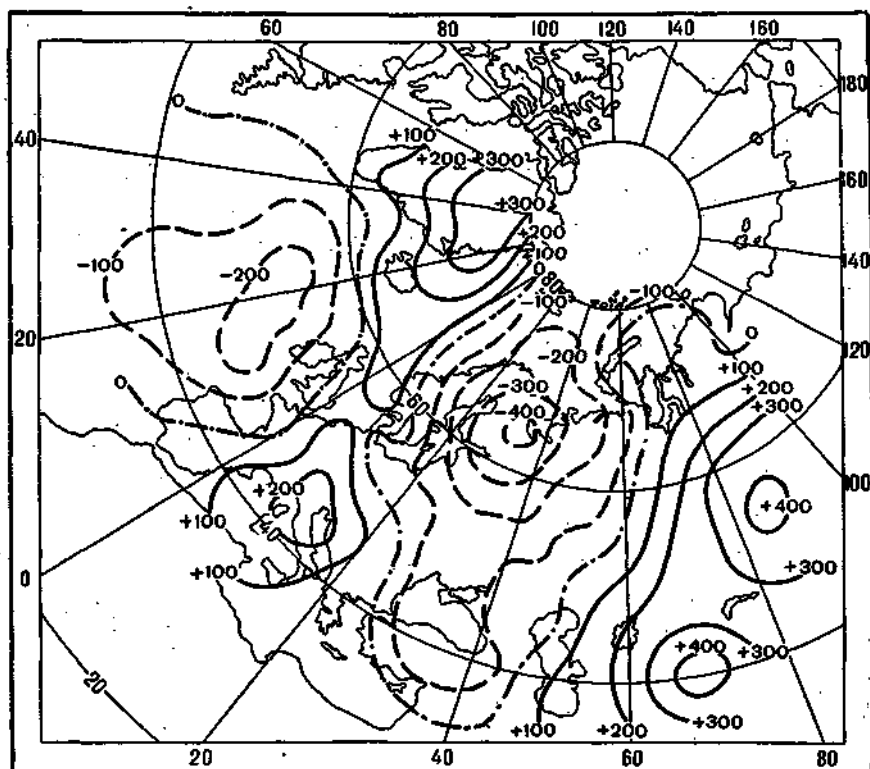


Рис. 21. Карта $I_{4\Pi}$ за 20—26/V 1951 г.
Усл. обозначения см. рис. 15.

23). Поэтому различие в барическом поле е. с. периодов 10—15/III и 27/V—1/VI на юге Гренландии и Малой Азии в данном случае не является значимым. В районах расположения других циклонов 27/V—1/VI наблюдается отрицательное ΔH_{Π} 10—15/III (рис. 22 и 14). Кроме того, 27/V—1/VI нет ни одного очага $|I_{4\Pi}| > 100$ (рис. 23), район нахождения первой замкнутой изолинии которого в е. с. периоде 10—15/III был бы целиком занят противоположным знаком ΔH_{Π} (рис. 14). Все это указы-

вает на то, что е. с. период 27/V—1/VI не является нетипичным для е. с. сезона первой половины лета 1951 г.

Шестому е. с. периоду 2—8/VI текущего е. с. сезона соответствует значение $\rho = +0,54$ (табл. 2), которое свидетельствует о достаточно хорошем сходстве географического распределения

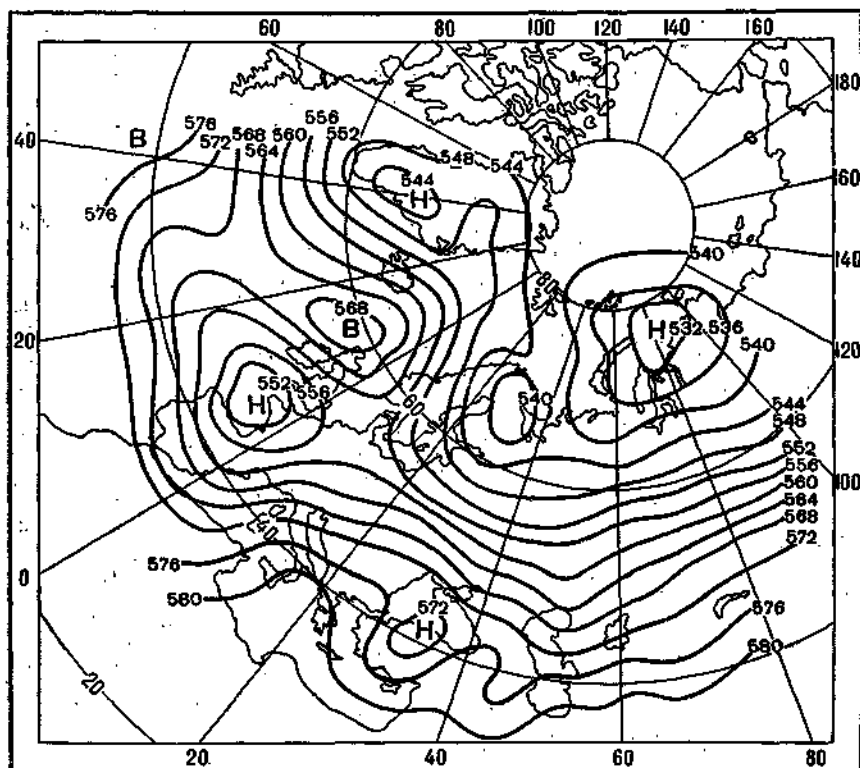


Рис. 22. Карта H_{500} за 27/V—1/VI 1951 г.

знака барического поля в е. с. периодах 10—15/III и 2—8/VI. Рассматривая значения ρ , соответствующие е. с. периоду 2—8/VI и предшествующим ему е. с. периодам е. с. сезона первой половины лета 1951 г. (табл. 2), нетрудно заметить, что на кривой хода значений ρ второй минимум (относительно слабо выраженный) приходится на е. с. период 27/V—1/VI. Было отмечено, что в случаях, когда первый минимум на кривой хода значений ρ не дает указания на е. с. период, нетипичный для текущего е. с. сезона, то на него, как правило, указывает второй минимум на упомянутой кривой. Но в данном примере, как это

было уже показано, ни е. с. период 27/V—1/VI, ни предшествующий ему 20—26/V не являются нетипичными для е. с. сезона первой половины лета 1951 г. Анализ соответствующего материала показывает, что е. с. период 2—8/VI также типичен для рассматриваемого е. с. сезона, так как в нем нет ни одного

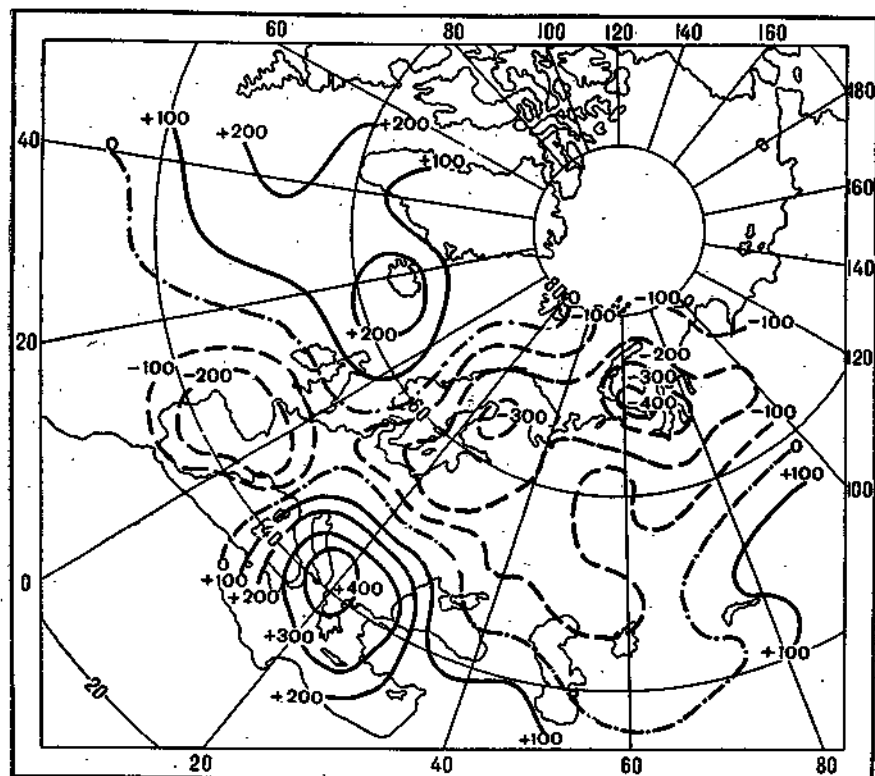


Рис. 23. Карта I_{4n} за 27/V—1/VI 1951 г.
Усл. обозначения см. рис. 15.

циклона (антициклона), район нахождения первой замкнутой изолинии которого целиком был бы охвачен положительными (отрицательными) ΔH_n в е. с. периоде 10—15/III (рис. 24 и 14), точно так же, как нет в е. с. периоде 2—8/VI ни одного очага $|I_{4n}| > 100$, место расположения первой замкнутой изолинии которого было бы целиком занято противоположным знаком ΔH_n в е. с. периоде 10—15/III (рис. 25 и 14). Таким образом, в данном случае имеет место редкое явление, когда первый и второй минимумы на кривой хода значений p не указывают на е. с. период, нетипичный для текущего е. с. сезона.

Седьмому е. с. периоду 9—14/VI рассматриваемого е. с. сезона соответствует значение $\rho=0,00$ (табл. 2), т. е. географическое распределение знака барического поля в сравниваемых процессах 10—15/III и 9—14/VI совпадает лишь на 50% площади первого е. с. района. Сопоставляя карты H_{500} за е. с. пе-

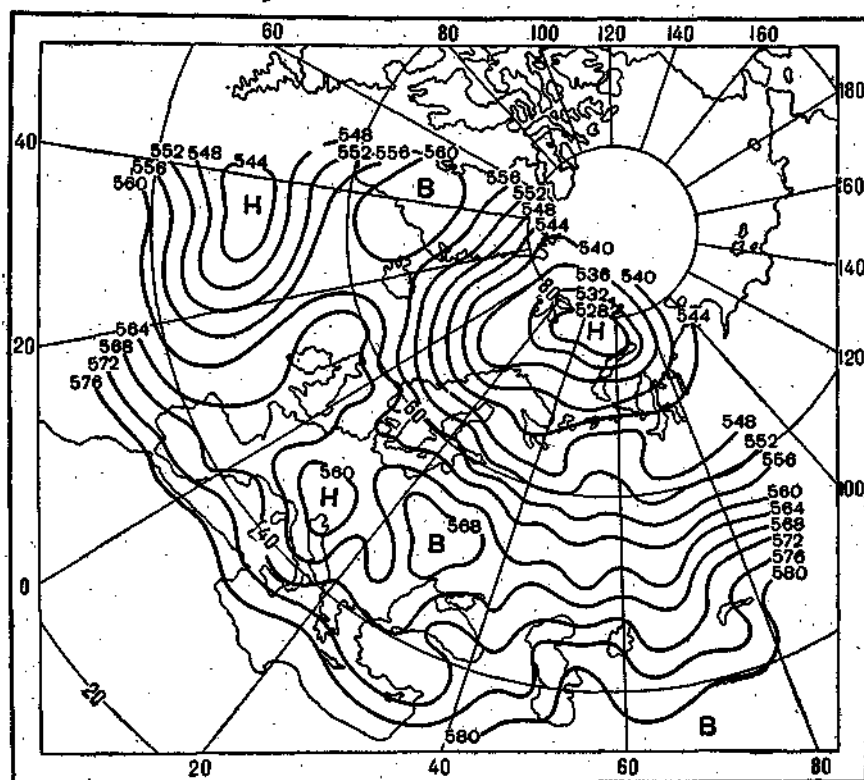


Рис. 24. Карта H_{500} за 2—8/VI 1951 г.

риоды 9—14/VI (рис. 26) и 10—15/III (рис. 12), нетрудно заметить существенное различие в распределении барического поля на юго-востоке первого е. с. района. При этом местоположение ядра на юге Урала 9—14/VI целиком занято отрицательными ΔH_{π} 10—15/III (рис. 26 и 14). Этому барическому образованию соответствует очаг $I_{\text{эл}} > +300$ (рис. 27). Район нахождения первой замкнутой изолинии указанного очага целиком занят отрицательными ΔH_{π} в е. с. периоде 10—15/III (рис. 27 и 14). Кроме того, районы расположения частных циклонов на юго-

востоке Карпат и озера Балхаш в е. с. периоде 9—14/VI, полностью охвачены $+\Delta H_{II}$ в е. с. периоде 10—15/III (рис. 26 и 14). Указанным частным циклонам соответствуют очаги отрицательных I_{4II} со значением $|I_{4II}| > 100$ (рис. 27). Районы нахождения первых замкнутых изолиний упомянутых очагов целиком заняты

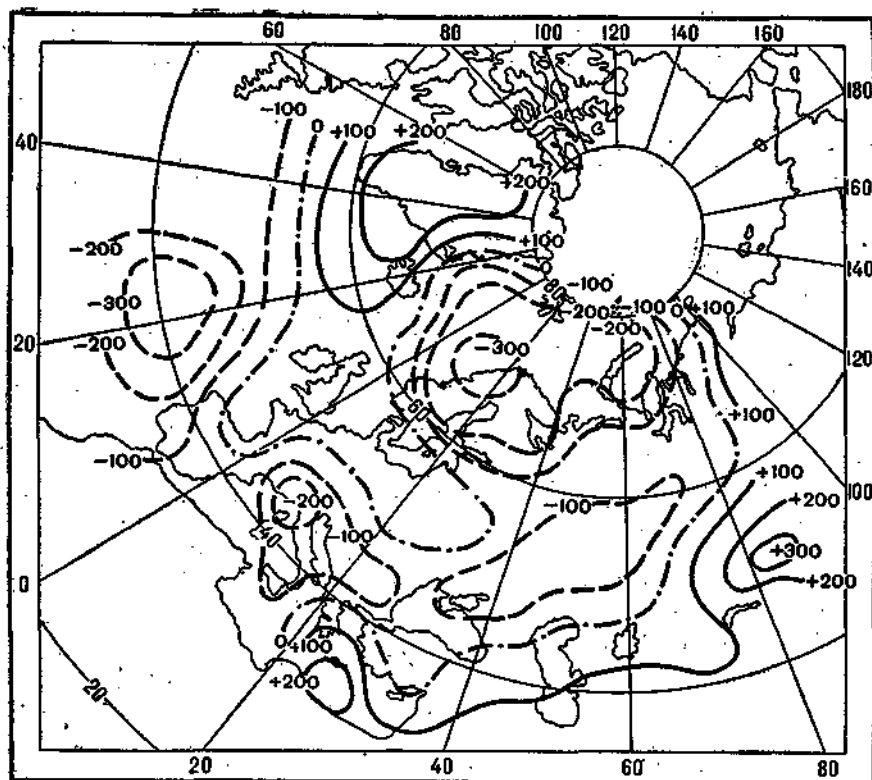


Рис. 25. Карта I_{4II} за 2—8/VI 1951 г.
Усл. обозначения см. рис. 15.

$+\Delta H_{II}$ в е. с. периоде 10—15/III (рис. 27 и 14). Все это указывает на то, что, согласно второму способу, е. с. период 9—14/VI является нетипичным для е. с. сезона первой половины лета 1951 г. Рассматривая значения ρ , соответствующие е. с. периоду 15—19/VI и предшествующим ему е. с. периодам (табл. 2), нетрудно убедиться в том, что третий минимум на кривой хода значений ρ приходится на е. с. период 9—14/VI, являющийся нетипичным для текущего е. с. сезона.

Ранее было указано, что первый е. с. период, нетипичный для

текущего е. с. сезона первой половины лета, является характерным для следующего е. с. сезона второй половины лета, который наступает через месяц (с точностью продолжительности одного е. с. периода) после начала указанного е. с. периода. На основании этого в рассматриваемом случае е. с. период 9—14/VI

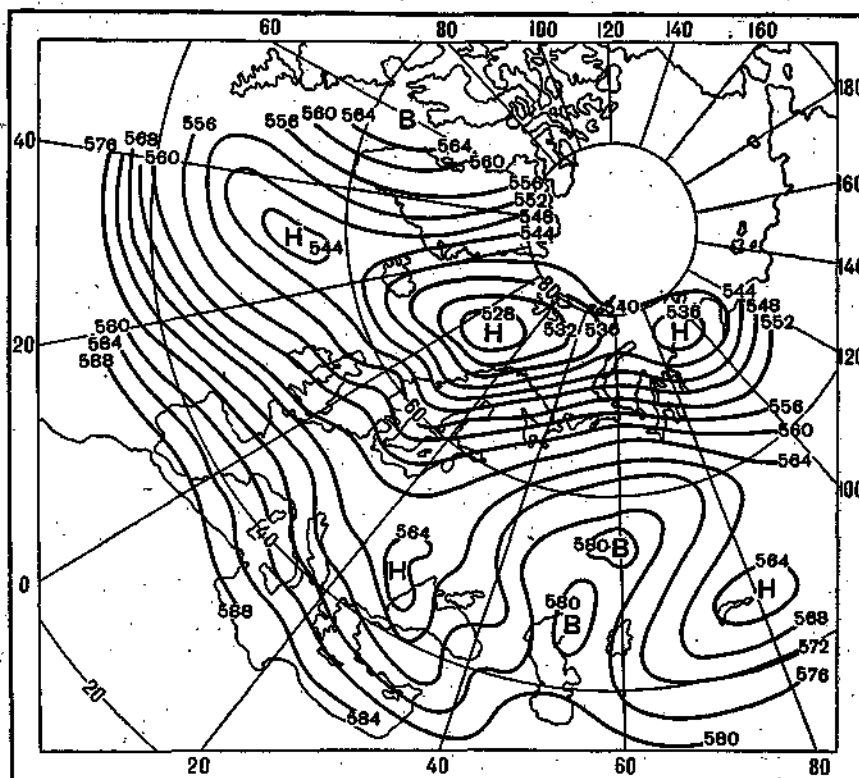


Рис. 26. Карта H_{600} за 9—14/VI 1951 г.

должен быть характерным для е. с. сезона второй половины лета 1951 г., наступление которого следует ожидать в начале июля с осуществления процесса, аналогичного с е. с. периодом 9—14/VI. В действительности е. с. сезон второй половины лета начался 1/VII 1951 г., т. е. на один е. с. период раньше ожидаемой даты. Анализ необходимого материала за 9—14/VI и 1—6/VII показал, что общий характер развития синоптических процессов в этих е. с. периодах практически достаточно аналогичен (рис. 26 и 28). По данным за е. с. период 9—14/VI

1951 г. можно составить прогностические карты H_{500} , H_{1000} , а также карты отклонений от нормы температуры воздуха и количества осадков на е. с. сезон второй половины лета 1951 г. Для иллюстрации того, насколько е. с. период 9—14/VI характеризует е. с. сезон второй половины лета 1951 г., приводится

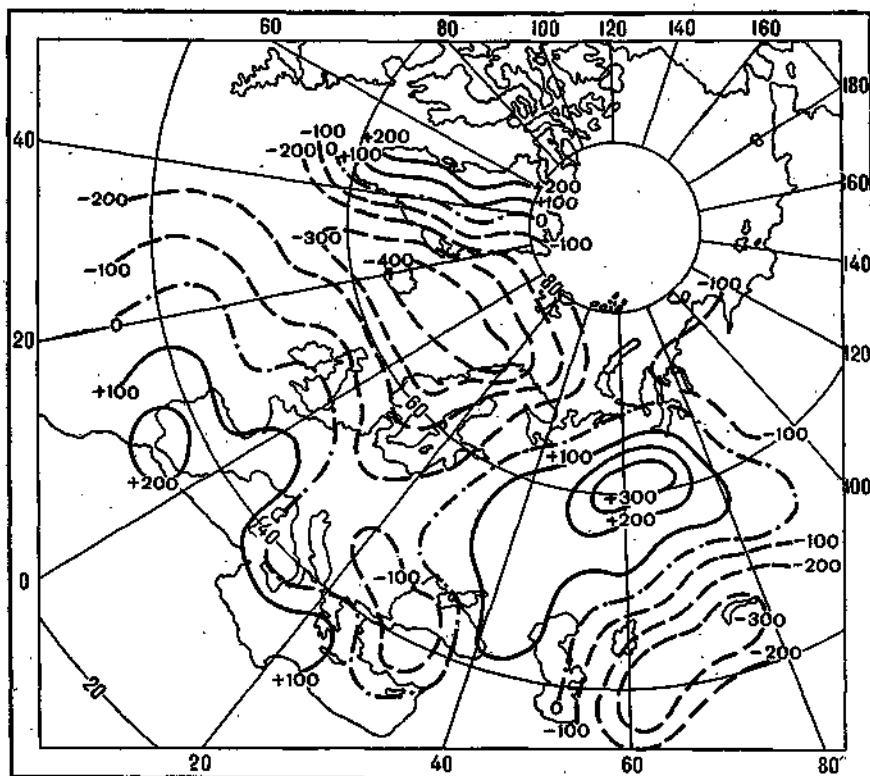


Рис. 27. Карта I_{4n} за 9—14/VI 1951 г.
Усл. обозначения см. рис. 15.

карта H_{500} за этот сезон, который длится с 1/VII по 21/VIII (рис. 29). Сравнение рис. 26 и 29 показывает, что е. с. период 9—14/VI дает практически достаточно полное представление о преобладающих синоптических процессах в е. с. сезоне второй половины лета 1951 г. Отметим, что в рассматриваемом примере в течение е. с. сезона первой половины лета 1951 г. (с 3/V по 30/VI) нет отрицательных значений ρ , они появляются лишь в начале следующего сезона (1—6/VII), когда $\rho = -0,43$ (табл. 2). Однако отсюда не следует, что это будет всегда так.

В течение текущего е. с. сезона могут встречаться отрицательные значения ρ . Дело в том, что в некоторых случаях при $\rho < 0$ имеет место аналогичное распределение основных высотных деформационных полей в сравниваемых е. с. периодах. Поэтому не всегда процесс, на который приходится отрицательное значе-

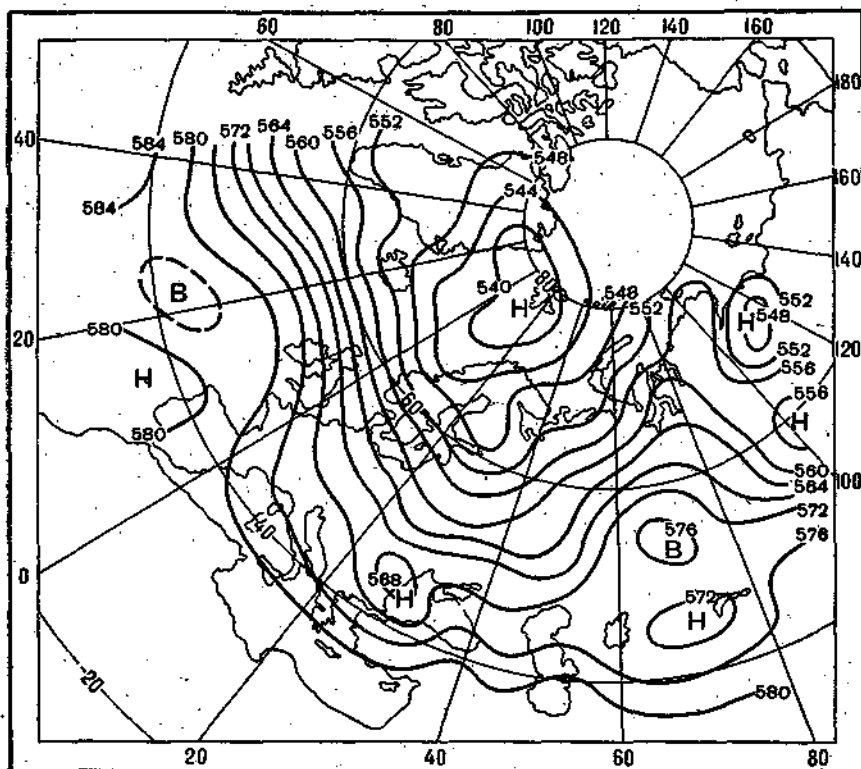


Рис. 28. Карта H_{500} за 1—6/VII 1951 г.

ние ρ , является нетипичным для данного е. с. сезона. Нетипичному е. с. периоду для текущего е. с. сезона может соответствовать как отрицательное, так и положительное значение ρ . Но во всех случаях первому е. с. периоду, нетипичному для рассматриваемого е. с. сезона или соседнему с ним е. с. периоду, соответствует минимум на кривой хода значений ρ .

В работе [109] авторы приводят результаты исследования вопроса об учете характеристики теплообмена между океаном и атмосферой в Северной Атлантике в холодное полугодие при определении границ е. с. сезонов. Ими рассматривались холодные полугодия (октябрь—март) за 1951—1953 и 1955—1959 гг.

(за 1954 г. не было данных). Были подсчитаны (по данным отдела морских гидрометеорологических прогнозов и информации Центрального института прогнозов) декадные значения температуры поверхностного слоя океана (t_w) и температуры воздуха в нижнем слое атмосферы над океаном (t_a). Вычисление произ-

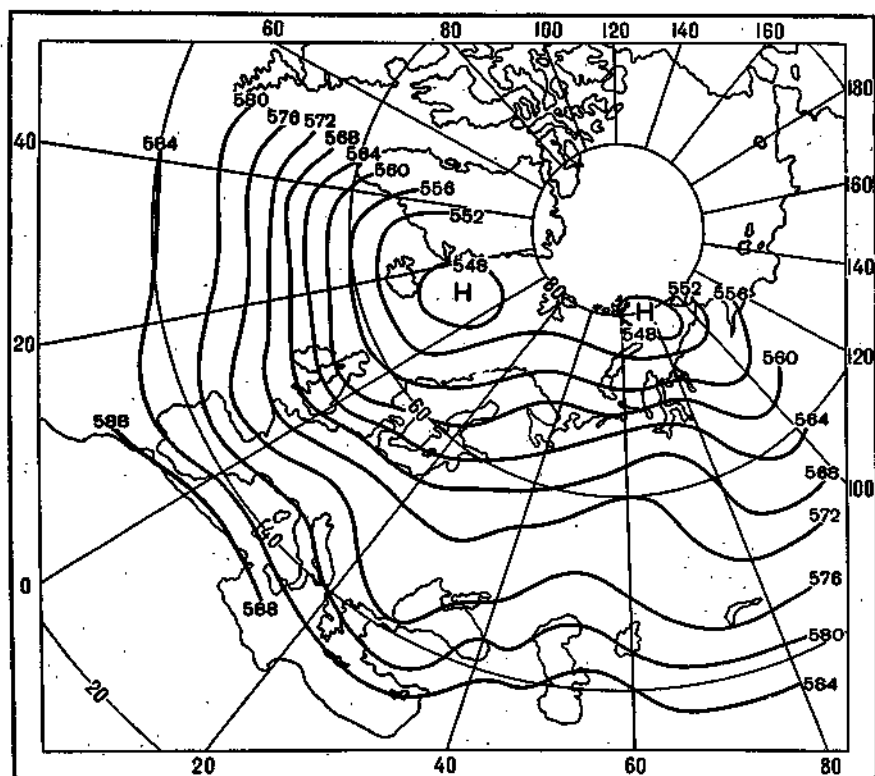


Рис. 29. Карта H_{500} за 1/VII—21/VIII 1951 г.

водилось по квадрантам (ϕ и λ через 5°), по которым имеются данные нормальных месячных значений t_w и t_a [207]. По ним определялись обычным графическим методом нормальные декадные значения t_w и t_a , затем вычислялись их декадные отклонения от нормы (Δt_w и Δt_a). Для характеристики теплообмена между океаном и атмосферой по отношению к норме были подсчитаны по указанным квадрантам значения $\Delta Q = \Delta t_w - \Delta t_a$. В работе Пагава [106] показано, что среднее значение ΔQ по району S_6 может служить индикатором особенностей циркуляции атмосферы на пространстве первого е. с. района. Здесь че-

рез S_6 обозначена акватория Северной Атлантики, ограниченная на востоке 10° з. д., на западе 40° з. д., на юге 50° с. ш. и на севере 60° с. ш. При этом район S_6 выбран так, что в холодное время года он находится в области нормального высотного гребня. Исходя из названной работы, были подсчитаны средние величины ΔQ по району S_6 (табл. 3). Оказалось, что они претерпевают значительные колебания во времени. Поэтому с целью сглаживания кривой ΔQ были вычислены

$$\delta Q_n = \frac{1}{3} (\Delta Q_{n-1} + \Delta Q_n + \Delta Q_{n+1}),$$

где n — декада, на которую вычисляется величина δQ .

Анализ кривых хода значений δQ , приведенных в табл. 3, показал, что на этих кривых в е. с. сезоне предзимья наблюдается один минимум, а в е. с. сезоне зимы — один максимум. Кроме того, в начале е. с. сезона зимы имеет место $\delta Q_1 < \delta Q_2$, а δQ за первую декаду е. с. сезона весны больше, чем в последнюю декаду е. с. сезона зимы.

Совместный анализ указанных кривых и дат начала е. с. сезонов позволили сформулировать следующие выводы.

1. Первая из декад после первого (с начала е. с. сезона предзимья) минимума на кривой хода значений δQ , которой соответствует величина δQ_n , удовлетворяющая условию $\delta Q_{n-1} \geq \delta Q_n < \delta Q_{n+1}$, является началом е. с. сезона зимы.

2. Если в начале е. с. сезона зимы имеет место $\delta Q_1 < \delta Q_2 \geq \delta Q_3$, то после первого (с начала е. с. сезона зимы) минимума на кривой хода значений δQ первая из декад, которой соответствует $\delta Q > 0$, является концом е. с. сезона зимы.

3. Если в начале е. с. сезона зимы имеет место $\delta Q_1 < \delta Q_2 < \delta Q_3$, то декада, которой соответствует первый (с начала е. с. сезона зимы) минимум на кривой хода значений δQ , является концом е. с. сезона зимы.

Приведенные выводы имеют существенное значение, так как они позволяют установить первую и последнюю декады е. с. сезона зимы, а при наличии такого указания нетрудно определить даты начала е. с. сезонов зимы и весны. С целью иллюстрации практического применения этих выводов проанализируем данные табл. 3.

Рассматривая кривую хода значений δQ в е. с. сезоне предзимья 1951 г., легко заметить, что первый минимум на этой кривой приходится на третью декаду ноября и первую декаду декабря. После этого минимума первой декадой, которой соответствует значение δQ , удовлетворяющее условию $\delta Q_{n-1} \geq \delta Q_n < \delta Q_{n+1}$, является третья декада декабря, так как в этом случае $\delta Q_{n-1} = +0,9$, $\delta Q_n = +0,9$ и $\delta Q_{n+1} = +1,1$. Отсюда следует (согласно первому выводу), что началом е. с. сезона зимы 1951-52 г. должна быть третья декада декабря. В действитель-

Таблица 3

Значения ΔQ и δQ по району S_6

Год и месяц	Декада	ΔQ	δQ	Год и месяц	Декада	ΔQ	δQ
1951							
	1	+0,4		Ноябрь	1	+0,9	+0,1
Октябрь	2	+0,3	+0,3		2	-0,9	-0,5
	3	+0,3	+0,5		3	-1,6	-0,9
	1	+0,9	+0,5	Декабрь	1	-0,1	-0,9
Ноябрь	2	+0,2	+0,5		2	-0,9	-0,4
	3	+0,4	+0,4		3	-0,2	-0,4
	1	+0,7	+0,4	1956	1	0,0	+0,4
Декабрь	2	+0,1	+0,9	Январь	2	+1,4	+0,7
	3	+2,0	+0,9		3	+0,6	+0,6
1952					1	-0,2	+0,1
	1	+0,5	+1,1	Февраль	2	-0,1	-0,2
Январь	2	+0,8	+0,6		3	-0,3	-0,4
	3	+0,5	+0,4		1	-0,7	-0,1
	1	-0,2	-0,1	Март	2	+0,7	-0,1
Февраль	2	-0,6	-0,3		3	-0,1	
	3	-0,1	-0,1		1	-0,3	
	1	+0,4	+0,1	Октябрь	2	+0,9	+0,3
Март	2	-0,1	+0,3		3	+0,4	+0,3
	3	+0,6			1	-0,4	-0,1
	1	+1,1		Ноябрь	2	-0,2	-0,4
Октябрь	2	+0,6	+0,6		3	-0,5	-0,3
	3	0,0	+0,1		1	-0,3	+0,1
	1	-0,3	-0,1	Декабрь	2	+1,2	+0,6
Ноябрь	2	-0,1	-0,1		3	+0,8	+0,5
	3	+0,1	-0,2	1957			
	1	-0,7	+0,0		1	-0,4	-0,1
Декабрь	2	+0,7	-0,0	Январь	2	-0,6	+0,8
	3	-0,1	-0,0		3	+3,3	+1,3
1953					1	+1,3	+1,9
	1	-0,7	-0,4	Февраль	2	+1,2	+0,6
Январь	2	-0,4	-0,3		3	-0,7	+0,1
	3	+0,3	+0,2		1	-0,1	-0,1
	1	+0,8	+0,0	Март	2	+0,6	+0,2
Февраль	2	-1,0	-0,2		3	+0,0	
	3	-0,3	-0,6		1	+0,3	
	1	-0,5	0,0	Октябрь	2	+1,1	+0,9
Март	2	+0,8	+0,3		3	+1,4	+1,3
	3	+0,6			1	+1,4	+0,9
1955				Ноябрь	2	-0,2	+0,1
	1	+0,8			3	-1,0	-0,4
Октябрь	2	+0,5	+0,5		1	-0,1	-0,1
	3	+0,3	+0,6	Декабрь	2	+0,3	+0,1
					3	-0,4	+0,3

Год и месяц	Декада	ΔQ	δQ	Год и месяц	Декада	ΔQ	δQ
1958							
Январь	1	+0,4	+0,2	Декабрь	1	+0,2	+0,1
	2	+0,7	+0,7		2	+1,2	+0,6
	3	+1,0	+0,8		3	+0,4	+0,5
Февраль	1	+0,7	+0,5	1959			
	2	-0,2	-0,1	Январь	1	-0,1	+0,1
	3	-0,7	-0,2		2	+0,1	+0,3
Март	1	+0,2	-0,0		3	+0,8	+0,3
	2	+0,4	+0,3	Февраль	1	-0,1	+0,1
	3	+0,3			2	-0,3	-0,2
Октябрь	1	+1,2			3	-0,1	+0,3
	2	-0,1	+0,5	Март	1	+1,2	+0,6
	3	+0,3	+0,3		2	+0,6	+1,0
Ноябрь	1	+0,6	+0,3		3	+1,3	
	2	-0,1	-0,2				
	3	-1,0	-0,3				

ности он начался 28/XII 1951 г. В начале этого е. с. сезона зимы за третью декаду декабря $\delta Q = +0,9$, за первую декаду января $\delta Q = +1,1$, а за вторую $\delta Q = +0,6$, т. е. выполняется условие $\delta Q_1 < \delta Q_2 > \delta Q_3$. В таких случаях (согласно второму выводу) после первого (с начала е. с. сезона зимы) минимума на кривой хода значений δQ первая из декад, которой соответствует $\delta Q > 0$, является концом е. с. сезона зимы. В данном случае первый минимум на рассматриваемой кривой приходится на вторую декаду февраля. После него $\delta Q > 0$ обнаруживается в первой декаде марта. Поэтому здесь и должен кончиться е. с. сезон зимы 1951-52 г. Значит начало е. с. сезона весны 1952 г. следует ожидать во второй декаде марта. В действительности он начался 12 марта.

На кривой хода значений δQ в е. с. сезоне предзимья 1952 г. первый минимум приходится на третью декаду ноября. После него первой декадой, со значением δQ , удовлетворяющим условию $\delta Q_{n-1} \geq \delta Q_n < \delta Q_{n+1}$, является первая декада января 1953 г., так как в этом случае имеем $\delta Q_{n-1} = -0,0$, $\delta Q_n = -0,4$, $\delta Q_{n+1} = -0,3$. Поэтому (согласно первому выводу) е. с. сезон зимы должен наступить в начале января 1953 г., что и наблюдалось в действительности. В этом е. с. сезоне за первую декаду января $\delta Q = -0,4$, за вторую $\delta Q = -0,3$, а за третью $\delta Q = +0,2$, т. е. выполняется условие $\delta Q_1 < \delta Q_2 < \delta Q_3$. В таких случаях (согласно третьему выводу) декада, которой соответствует первый (с начала е. с. сезона зимы) минимум на кривой хода значений δQ , является концом е. с. сезона зимы. В данном случае первый

минимум на рассматриваемой кривой приходится на третью декаду февраля 1953 г., которая должна быть концом е. с. сезона зимы. В действительности е. с. сезон весны 1953 г. начался 28 февраля.

В е. с. сезоне предзимья 1955 г. на кривой хода значений δQ первый минимум приходится на третью декаду ноября и первую декаду декабря. После этого первой декадой, которой соответствует значение δQ , удовлетворяющее условию $\delta Q_{n-1} \geq \delta Q_n < \delta Q_{n+1}$, является третья декада декабря, так как в этом случае имеем $\delta Q_{n-1} = -0,4$, $\delta Q_n = -0,4$, а $\delta Q_{n+1} = +0,4$. Значит (согласно первому выводу) началом е. с. сезона зимы 1955-56 г. является третья декада декабря 1955 г. В начале этого е. с. сезона зимы за третью декаду декабря $\delta Q = -0,4$, за первую декаду января $\delta Q = +0,4$, а за вторую $\delta Q = +0,7$, т. е. выполняется условие $\delta Q_1 < \delta Q_2 < \delta Q_3$. При этом первый (с начала е. с. сезона зимы) минимум на кривой хода значений δQ приходится на третью декаду февраля. Отсюда следует, что (согласно третьему выводу) е. с. сезон зимы кончается в третьей декаде февраля 1956 г.

На кривой хода значений δQ в е. с. сезоне предзимья 1956 г. первый минимум приходится на вторую декаду ноября. После этого минимума первой декадой, которой соответствует значение δQ , удовлетворяющее условию $\delta Q_{n-1} \geq \delta Q_n < \delta Q_{n+1}$, является 1—10/I 1957 г., так как в этом случае $\delta Q_{n-1} = +0,5$, $\delta Q_n = -0,1$, $\delta Q_{n+1} = +0,8$. Поэтому (согласно первому выводу) началом е. с. сезона зимы является первая декада января 1957 г. В начале этого е. с. сезона зимы на первую декаду января $\delta Q = -0,1$, за вторую $\delta Q = +0,8$, а за третью $\delta Q = +1,3$, т. е. выполняется условие $\delta Q_1 < \delta Q_2 < \delta Q_3$. При этом первый (с начала е. с. сезона зимы) минимум на кривой хода значений δQ приходится на первую декаду марта. Значит (согласно третьему выводу), е. с. сезон зимы кончается в первой декаде марта 1957 г.

В е. с. сезоне предзимья 1957 г. на кривой хода значений δQ первый минимум приходится на третью декаду ноября. После этого минимума первой декадой, которой соответствует значение δQ , удовлетворяющее условию $\delta Q_{n-1} \geq \delta Q_n < \delta Q_{n+1}$, является первая декада января 1958 г., так как в этом случае имеем $\delta Q_{n-1} = +0,3$, $\delta Q_n = +0,2$, $\delta Q_{n+1} = +0,7$. Поэтому (согласно первому выводу) началом е. с. сезона зимы является первая декада января 1958 г. В начале этого е. с. сезона зимы за первую декаду января $\delta Q = +0,2$, за вторую $\delta Q = +0,7$, а за третью $\delta Q = +0,8$, т. е. выполняется условие $\delta Q_1 < \delta Q_2 < \delta Q_3$. При этом первый (с начала е. с. сезона зимы) минимум на кривой хода значений δQ приходится на третью декаду февраля. Отсюда следует, что (согласно третьему выводу) е. с. сезон зимы кончается в третьей декаде февраля 1958 г.

На кривой хода значений δQ в е. с. сезоне предзимья 1958 г.

первый минимум приходится на третью декаду ноября. После этого минимума первой декадой, которой соответствует значение δQ , удовлетворяющее условию $\delta Q_{n-1} \geq \delta Q_n < \delta Q_{n+1}$, является первая декада января 1959 г., так как в этом случае $\delta Q_{n-1} = +0,5$, $\delta Q_n = +0,1$; $\delta Q_{n+1} = +0,3$. Поэтому (согласно первому выводу) началом е. с. сезона зимы является первая декада января 1959 г. В начале этого е. с. сезона зимы имеем за первую декаду января $\delta Q = +0,1$, а во второй и третьей декадах января $\delta Q = +0,3$, т. е. выполняется условие $\delta Q_1 < \delta Q_2 = \delta Q_3$. При этом первый (с начала е. с. сезона зимы) минимум на кривой хода значений δQ приходится на вторую декаду февраля. После этого минимума первой декадой со значением $\delta Q > 0$ является третья декада февраля. Отсюда следует, что (согласно второму выводу) е. с. сезон зимы кончается в третьей декаде февраля 1959 г.

Рассмотренные случаи дают представление о практическом применении приведенных выше трех выводов при определении даты наступления е. с. сезонов зимы и весны.

Однако в связи с тем, что приведенные выше результаты были получены на небольшом ряде наблюдений, возможен и другой характер хода кривой δQ . Так, например, в предзимье 1963 г. величина δQ была положительной, с наступлением зимы она стала отрицательной и удерживалась весь сезон, а весна началась с возврата положительных величин. Отсюда ясно, что при определении границ е. с. сезонов, весьма важно следить за изменением характера кривой δQ .

В последние годы при определении границ е. с. сезонов используются данные температуры воздуха и геопотенциала основных изобарических поверхностей в стратосфере от 15 до 31 км по северному полушарию. В Центральном институте прогнозов составляются карты ежедневных и месячных значений H_{100} , H_{50} , H_{30} , H_{20} и H_{10} , а также месячной температуры воздуха на тех же уровнях. Анализ материала с января 1960 г. показал следующее: а) атмосферные макропроцессы в стратосфере выражены рельефнее, чем в тропосфере; б) в течение е. с. сезона в стратосфере преобладает определенное распределение термобарического поля, которое в следующем е. с. сезоне меняется; в) в стратосфере характер термобарического поля в данном е. с. сезоне из года в год меняется, а иногда и весьма существенно. Первое из этих положений обусловлено тем, что число мелких термобарических возмущений с высотой значительно уменьшается. Кроме того, зимой, как известно, полярный циклон занимает всю стратосферу и по сравнению с барическими образованиями в тропосфере весьма устойчив. Для иллюстрации двух других положений разберем примеры.

Просмотр ежедневных карт H_{100} показывает, что в течение большей части е. с. сезона осени 1963 г. (22/VIII—13/X) над Арктикой центры циклонов группировались одновременно на

северо-западе моря Лаптевых и на севере Баффинова залива. При этом относительно часто наблюдалась перемычка высокого давления от Скандинавии через Северный полюс на Аляску. А в среднем за е. с. сезон осени 1963 г. (по картам 100 мб) имеем: а) один циклон на севере Баффинова залива, другой — в районе Таймырского полуострова; б) один очаг тепла над Гренландией, другой — на востоке Карского моря. Такой характер термобарического поля, имевший место в нижней стратосфере (15—16 км) в е. с. сезоне осени 1963 г., меняется в следующем е. с. сезоне предзимья 1963 г. (14/X—7/XII). По ежедневным картам H_{100} видно, что в течение большей части последнего сезона над Арктикой центры циклонов локализовались в районе полюса. Атмосферные макропроцессы в е. с. сезонах осени и предзимья 1963 г. мало похожи на процессы в соответствующих сезонах предшествующих трех лет. Между тем общий характер распределения барических полей в нижней стратосфере в е. с. сезонах осени 1963 г. и предзимья 1962 г. аналогичен друг другу так же, как и в е. с. сезонах предзимья 1963 г. и осени 1962 г.

Естественный синоптический сезон зимы 1963-64 г. (8/XII—18/III) характеризовался на уровне 100 мб очагом холода в районе полюса и полосой тепла примерно по 50° с. ш. вокруг северного полушария с центром очага над Камчаткой. Такое распределение термического поля в нижней стратосфере не наблюдалось ни зимой 1962-63 г., ни в предзимье 1963 г. А в е. с. сезоне весны 1964 г. (19/III—22/V) на уровне 100 мб имеются очаги тепла над полюсом. Отметим, что над Арктикой на высоте 15—16 км каждый год наблюдается зимой холод, а весной тепло, но переход от холода к теплу наступает в отдельные годы по-разному. Кроме того, интенсивность термического поля и положение очагов из года в год меняется. Переход от зимы к весне 1964 г. хорошо виден по картам H_{10} . Так, в е. с. сезоне зимы 1963-64 г. (по картам поверхности 10 мб) над Арктикой наблюдается циклоническое поле. Еще 13 марта большая часть указанного района занята циклоном, а 19 марта (начало е. с. сезона весны) на полюс распространяется антициклон. В последующие дни он уже полностью занимает район Арктики, но в течение е. с. сезона весны 1964 г. интенсивность его относительно часто и существенно меняется. Лишь в следующем е. с. сезоне первой половины лета 1964 г. (наступившем 23 мая) рассматриваемый антициклон достигает полного развития и становится устойчивым.

Приведенные примеры показывают целесообразность анализа термобарических полей в стратосфере при определении границ е. с. сезонов. Однако следует отметить, что преобладающий в течение данного е. с. сезона тип термобарического поля и его смена при переходе к следующему е. с. сезону в одних слу-

чаях хорошо выражены в стратосфере от 15 до 31 км, а в других они весьма рельефно видны лишь на отдельных уровнях. Поэтому практически необходимо рассматривать все имеющиеся данные, т. е. как карты H_{100} , H_{50} , H_{30} , H_{20} , H_{10} , так и карты температуры воздуха на тех же уровнях.

Выше приводились границы е. с. сезонов по первому е. с. району и было показано, что в течение каждого из них в стратосфере наблюдается определенный тип термобарического поля, который меняется в следующем е. с. сезоне. Кроме того, изучение соответствующего материала позволило сделать следующие выводы: а) в большинстве случаев е. с. сезоны в тропосфере и нижней стратосфере наступают практически одновременно; б) е. с. сезоны в нижней стратосфере так же, как и в тропосфере, наступают по е. с. районам и, как правило, не одновременно по всему северному полушарию. Рассмотрим пример.

Естественный синоптический сезон осени 1963 г. на пространстве первого е. с. района характеризовался как в тропосфере, так и в нижней стратосфере (по картам H_{500} и H_{100}) гребнем над Европейской территорией СССР (ЕТС) и двумя ложбинами, одна из которых была направлена с Гренландии через Северное море на Пиренейский полуостров, другая — с Таймырского полуострова на Аральское море. При этом азорский антициклон был несколько приподнят к северу. А над Арктикой, как уже отмечалось, циклоны наблюдались одновременно на северо-западе моря Лаптевых и на севере Баффина залива. Переход к следующему е. с. сезону, т. е. к предзимью 1963 г., осуществился 14 октября практически одновременно как в тропосфере, так и в нижней стратосфере. По картам H_{500} и H_{100} видно, что в течение этого сезона в первом е. с. районе преобладали ложбина над ЕТС, гребень в Западной Европе, ложбина, направленная с Исландии на юг, и циклон в районе полюса.

Во втором е. с. районе е. с. сезон осени 1963 г. характеризовался (по картам H_{500} и H_{100}) преобладанием циклоничности примерно над северной половиной района и антициклоничностью над остальной частью территории. При этом центры циклонов наблюдались главным образом в районе моря Лаптевых, а антициклоны — преимущественно над Китаем. Переход к следующему е. с. сезону, т. е. к предзимью 1963 г., осуществился 8 октября. В течение этого сезона имело место значительное ослабление антициклонического поля над Китаем и развитие ложбины, направленной примерно с района Новосибирских островов на Желтое море. В это же время над Арктикой в нижней стратосфере центры циклонов стали располагаться преимущественно в районе полюса, но такой процесс начался не 8 октября, а с некоторым опозданием.

Рассмотренные случаи показывают, что е. с. сезон начинается в данном е. с. районе практически одновременно как в тропо-

сфере, так и в нижней стратосфере, а в соседних е. с. районах, как правило, в разные сроки.

Анализ развития атмосферных макропроцессов в стратосфере целесообразно проводить не только при определении границ е. с. сезонов, но и для целей сезонных прогнозов погоды. В частности, характер перехода в нижней стратосфере над Арктикой от зимнего холода к весеннему теплу может иметь прогностическое значение. Например, в январе и феврале 1962 г. на картах температуры воздуха уровней 200 и 100 мб над Арктикой наблюдался холод. Переход к теплу начался в марте, но этот процесс протекал в марте и апреле весьма слабо и лишь в мае окончательно установилось тепло с очагом над полюсом. В то же время в тропосфере в е. с. сезоне весны 1962 г. наблюдался интенсивный гребень над ЕТС, который обусловил над указанной территорией и в Западной Сибири теплую весну. Иными словами, можно предполагать наличие связи между затяжным и поздним переходом над Арктикой в нижней стратосфере от зимнего холода к весеннему теплу, с одной стороны, и теплой весной на ЕТС и в Западной Сибири — с другой.

Возьмем второй пример. С декабря 1963 г. примерно до середины марта 1964 г. над Арктикой имелся очаг холода. Затем в этом районе наступает тепло, которое в апреле на уровнях 200 и 100 мб достигает полного развития. Одновременно в тропосфере наблюдались гребень над Центральной Европой, ориентированный на Гренландское море, и ложбина, направленная с Таймырского полуострова на район Каспийского моря. В результате над ЕТС и Западной Сибирью получилась холодная весна. Таким образом, намечается связь между ускоренным и ранним переходом над Арктикой в нижней стратосфере от продолжительного зимнего холода к весеннему теплу и холодной весной на ЕТС и в Западной Сибири [113].

Отмеченные выше связи между особенностями перехода над Арктикой в нижней стратосфере от зимнего холода к теплу и общим характером весны на ЕТС и в Западной Сибири имеют прогностическое значение, так как об этом можно судить еще в конце зимы. Подмечен также ряд других особенностей в развитии атмосферных процессов в стратосфере и их связи с процессами в тропосфере, которые могут быть прогностическими. Однако останавливаться на них здесь не будем ввиду того, что для определения степени достоверности намеченных прогностических связей у нас пока нет достаточного материала наблюдений.

Отметим, что исследуя взаимосвязи циркуляции атмосферы северного и южного полушарий Д. И. Стехновский в 1964 г. установил связь между изменением количества воздуха над северным полушарием и е. с. сезонами [145].

В последние годы большое внимание уделяется исследова-

нию атмосферной циркуляции не только в тропосфере, но и в стратосфере. Этому способствовало повышение потолка подъема радиозондов и развитие метеорологических наблюдений с помощью ракет. Большинство из опубликованных работ освещают строение атмосферы до высоты 30 км, а некоторые и до 100 км. Полученные данные наблюдений позволили установить, что (в результате сильного радиационного охлаждения зимой и интенсивного потепления летом) в высоких широтах имеют место в стратосфере значительные изменения градиента температуры системы экватор — полюс и связанного с ними характера циркуляции атмосферы. Были составлены карты распределения средних за месяц и сезон значений давления, геопотенциала, температуры и ветра на различных изобарических уровнях в стратосфере. Такие карты были опубликованы Бюро погоды США в 1944 г., Шерхагом в 1948 г., Бруксом с другими авторами в 1950 г., Коханским и Васко в 1956 г., Дубенцовым в 1959 г., Погосяном в 1960 г., а позднее и другими исследователями. Эти карты дают представление о характере атмосферной циркуляции в стратосфере. Здесь отметим только те сезонные особенности распределения метеорологических элементов и циркуляции в стратосфере, которые имеют существенное значение для данной работы.

Установлено, что над северным полушарием в высоких и большей части средних широт направление горизонтального градиента температуры, типичное для тропосферы, зимой в стратосфере не меняется, летом сохраняется примерно до высоты 12 км, а выше меняется на противоположное. В отмеченных широтах характер циркуляции атмосферы зимой с изменением высоты существенно не меняется, летом он сохраняется до уровня 100 мб, а на поверхности 50 мб полярный циклон сменяется антициклоном. На большей части северного полушария атмосферная циркуляция в стратосфере определяется зимой полярным циклоническим вихрем и субтропическим кольцеобразным антициклоном, а летом выше уровня 50 мб — полярным антициклоном. В верхней стратосфере летняя восточная циркуляция является преобладающей по всему полушарию и распространяется в экваториальные районы другого полушария, где наблюдается зима. Циркуляция в верхней стратосфере над обоими полушариями является сходной по преобладанию зимой западных, а летом восточных ветров. Подробный анализ сезонных и внутрисезонных изменений температуры, геопотенциала и атмосферной циркуляции в тропосфере и стратосфере дан Погосяном в монографии [130], опубликованной в 1965 г.

Исследуя атмосферную циркуляцию в верхней стратосфере (на высоте 50 км) по данным метеорологических наблюдений с помощью ракет, в 1964 г. В. Л. Веб в работе [223] пришел к выводу, что в средних широтах летняя циркуляция длится

около 4,7 месяца, а зимняя — приблизительно 7,3 месяца, причем лето в среднем начинается 1/V, а зима — 22/IX. Он считает наиболее репрезентативным для характеристики в верхней стратосфере лета период от 15/VI до 15/VIII, ранней зимы — от 15/X до 15/XII, зимы — от 15/XII до 15/II, поздней зимы — от 15/II до 31/III. В эти периоды параметры, характеризующие циркуляцию, оказались более устойчивыми, чем в промежуток времени (от 31/III до 15/VI и от 15/VIII до 15/X), когда осуществляются смены стратосферных ветров.

В 1963 г. В. Л. Годсон и К. В. Вильсон [193] опубликовали результаты анализа сезонных изменений полей геопотенциала и температуры в северном полушарии на поверхности 100 мб в течение десяти холодных полугодий (1949—1959 гг.). Они приводят за отдельные годы периоды установления градиента температуры системы Берингово море — Евразия и развития циркумполярного циклонического вихря и потеплений. Данные показывают существенные изменения из года в год сезонных особенностей циркуляции как в смысле срока их наступления, так и интенсивности развития. Факт значительного изменения из года в год характера сезонных особенностей стратосферной циркуляции в северном полушарии давно был отмечен и другими авторами. А некоторые исследователи как у нас, так и за границей делали попытку использовать указанное явление для целей составления долгосрочных прогнозов погоды. Так, например, Х. Вада в работе [219], опубликованной в 1962 г., пишет, что если в стратосфере над Арктикой резкое весеннее потепление наступает рано (поздно), то лето в Северной Японии будет экстремально теплое (холодное). С этим выводом согласуется указание Р. А. Эбдона, полученное в 1965 г. [188], о наличии связи между сроком поворота ветра к востоку на поверхности 50 мб в Шенуэлле (Шотландия) и характером летней погоды в Кью (южнее Лондона).

В СССР первая статья об использовании данных наблюдений в стратосфере при составлении прогноза погоды на е. с. сезон была опубликована в 1964 г. [113]. А в следующем году этому вопросу посвящаются уже четыре работы [53, 111, 112, 149]. При этом, Туркетти [149] установила наличие связи между характером изменения летом и осенью полей геопотенциала и температуры на поверхности 100 мб и общим режимом погоды в е. с. сезонах предзимья и зимы. Захарова [53] выявила такие особенности в развитии термобарических полей в нижней стратосфере, которые могут быть использованы при составлении прогноза погоды на е. с. сезон осени. В статье [112] показано соответствие между значительными возмущениями зонального потока одновременно в тропосфере и нижней стратосфере и предвестниками е. с. сезонов. В другой статье [111] дается конкретный пример совместного анализа теплового состояния океана

и термобарических полей в тропосфере и нижней стратосфере.

Все эти работы оказывают помощь при составлении сезонных прогнозов погоды методом школы Мультановского по Европейской территории СССР, Западной Сибири, Казахстану, Средней Азии и Закавказью. Однако для более успешного использования при составлении долгосрочных прогнозов погоды результатов исследований по общей циркуляции атмосферы необходимо выявление связи между изменениями сезонных особенностей циркуляции в стратосфере и е. с. сезонами в тропосфере, которые являются основой указанного оперативного метода. Для иллюстрации данного вопроса рассмотрим е. с. сезон предзимья. Напомним, что по первому е. с. району в среднем е. с. сезон предзимья начинается 15 октября и длится 67 дней. Этот сезон на поверхности 500 мб характеризуется ложбиной над большей частью рассматриваемого района и гребнем, который находится над крайним западом Европы и востоком Северной Атлантики. По второму е. с. району в среднем е. с. сезон предзимья начинается 1 октября и длится 56 дней. В этом сезоне на поверхности 500 мб циклон (с центром в низовьях Лены) занимает всю территорию Восточной Сибири и Дальнего Востока. По третьему е. с. району в среднем е. с. сезон предзимья начинается 21 октября и длится 41 день. Он характеризуется на поверхности 500 мб гребнем над востоком Тихого океана и западом Северной Америки и ложбиной над остальной частью рассматриваемой территории. Во всех трех е. с. районах в течение е. с. сезона предзимья усиливается перенос тепла с океана на материк. Но процесс усиления указанного переноса тепла начинается в различных частях северного полушария не одновременно, поэтому е. с. сезон предзимья по е. с. районам наступает в разное время. Начало названного е. с. сезона колеблется в больших пределах и может наблюдаться со второй половины сентября до первой декады ноября. Как известно, в это же время в северном полушарии на поверхности 100 мб очаг тепла разрушается над районом полюса и формируется над Беринговым морем. В работе [193] Годсон и Вильсон приводят за 10 лет (1949—1958 гг.) определенные ими даты наступления периода, когда на поверхности 100 мб начинается установление градиента температуры системы Берингово море — Евразия или формирование первого холодного циклонического вихря; эти даты, заимствованные из работы [193], для удобства изложения обозначим через D_1 :

Год	1949	1950	1951	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	Средняя
D_1	12 XI	22 XI	18 X	22 XI	18 X	18 X	3 X	3 X	3 X	20 X	23 X
D_2	2 X	6 IX	10 XI	24 IX	21 IX	9 X	25 IX	27 IX	12 X	20 IX	1 X

Из приведенных данных видно, что на поверхности 100 мб период, когда начинает устанавливаться указанный градиент

или формироваться отмеченный циклон, в среднем (за 10 лет) наступает 23 октября. Этому периоду предшествует процесс разрушения очага тепла над районом Северного полюса на поверхности 100 мб, что и приводит к усилению зональной циркуляции на пространстве северного полушария не только в нижней стратосфере, но и в тропосфере. Для характеристики зональной циркуляции воспользуемся индексом по Е. Н. Блиновой, представляющим собой безразмерный параметр $\alpha_1 = 1000 \frac{\alpha}{\omega}$, где α — угловая скорость вращения атмосферы относительно Земли, а ω — угловая скорость вращения Земли. Ежедневные значения α_1 по северному полушарию на уровне некоторых изобарических поверхностей опубликованы в работе [77] с 1949 по 1956 г. и в статье [78] с 1957 по 1959 г. А за 1960—1964 гг. данные были нам любезно предоставлены И. П. Смирновым и Я. М. Хейфецем. Известно, что на кривой годового хода средних значений α_1 на поверхности 500 мб в северном полушарии главный максимум приходится на октябрь. В среднем за 16 лет (1949—1964 гг.) этот максимум составляет 46,1. Естественно считать зональную циркуляцию интенсивной, если ежедневные значения $\alpha_1 > 46,1$. Исходя из этого, примем за начало периода интенсивной циркуляции в северном полушарии на поверхности 500 мб дату, начиная с которой два дня и более наблюдается $\alpha_1 > 46,1$. Даты, установленные на основании анализа ежедневных значений α_1 обозначены через D_2 . Из этих данных следует, что в среднем (за 10 лет) отмеченная интенсивная циркуляция начинается 1 октября, т. е. в среднем D_2 наступает на 22 дня раньше, чем D_1 . По отдельным годам в восьми случаях (из десяти) D_2 наблюдается раньше, чем D_1 , но в двух случаях (1951 и 1957 гг.) это положение нарушается. Просмотр соответствующего материала показал, что значительное усиление зональной циркуляции на поверхности 500 мб имело место в 1951 г. с 8 октября, а в 1957 г. с 29 сентября, но при этом величины ее оказались несколько меньшими, чем нужно для определения D_2 . Отсюда следует, что вообще наступлению D_1 предшествует значительное усиление зональной циркуляции на поверхности 500 мб.

Таким образом, предвестником D_1 со средней заблаговременностью 22 дня служит D_2 , что имеет практическое значение. Однако вначале следует выяснить, когда наступает период интенсивной зональной циркуляции на других изобарических поверхностях. В указанных выше источниках имеются ежедневные значения α по северному полушарию на поверхностях 500 мб за 16 лет (1949—1964 гг.), 300 мб за 9 лет (1954—1955 и 1958—1964 гг.) и 200 мб за 6 лет (1954—1955 и 1958—1961 гг.). По этим данным были определены даты наступления периода интенсивной зональной циркуляции на поверхностях 500, 300 и

200 мб за все отмеченные годы и обозначены соответственно через D_2 , D_2' и D_2'' :

Год	D_2	D_2'	D_2''	Год	D_2	D_2'	D_2''
1949	2 X			1957	12 X		
1950	6 IX			1958	20 IX	19 IX	19 IX
1951	10 XI			1959	22 IX	22 IX	22 IX
1952	24 IX			1960	3 X	18 IX	18 IX
1953	21 IX			1961	18 IX	4 IX	31 VIII
1954	9 X	11 X	9 IX	1962	3 X	13 IX	
1955	25 IX	25 IX	25 IX	1963	25 IX	18 IX	
1956	27 IX			1964	26 IX	12 IX	
				Сред- няя	29 IX	19 IX	15 IX

При этом за начало рассматриваемого периода бралась дата, с которой два дня и более на поверхности 500 мб (как уже отмечалось выше) $\alpha_1 > 46,1$, на поверхности 300 мб $\alpha_1 > 66,1$ и на поверхности 200 мб $\alpha_1 > 72,2$. Эти величины α_1 на поверхностях 300 и 200 мб определялись на основании тех же положений, что и α_1 на поверхности 500 мб. Только значение α_1 на поверхности 300 мб в октябре среднее за 9 лет (1954—1955 и 1958—1964 гг.) было уменьшено на 1,5 единиц в связи с тем, что на поверхности 500 мб за эти 9 лет зональная циркуляция интенсивнее, чем за остальные 7 лет (1949—1953 и 1956—1957 гг.).

Данные, приведенные в этой таблице, показывают следующее. За шесть лет, в которые определено по три даты (D_2 , D_2' и D_2''), период интенсивной зональной циркуляции наступает на поверхностях 200 и 300 мб практически одновременно (в 5 случаях из 6), а на поверхности 300 мб в среднем на 5 дней раньше, чем на поверхности 500 мб. За девять лет, в течение которых определено по две даты (D_2 и D_2'), период интенсивной зональной циркуляции начинается на поверхности 300 мб в среднем на 8 дней раньше, чем на поверхности 500 мб. Вообще сравнение между собой D_2 , D_2' и D_2'' показывает, что период интенсивной зональной циркуляции наступает раньше на поверхности 200 мб, затем на поверхности 300 мб и далее на поверхности 500 мб или же этот период начинается практически одновременно (± 2 дня) на всех трех указанных изобарических поверхностях. В рассматриваемом случае на поверхности 200 мб мало данных, поэтому для определения начала периода интенсивной зональной циркуляции целесообразно брать поверхность 300 мб, на которой этот период наступает в среднем на 8—10 дней раньше, чем на поверхности 500 мб.

Из изложенного следует, что примерно за месяц до D_1 наступает D_2' . А около D_2' , как показал анализ соответствующего

материала, осуществляется определенный тип синоптических процессов. Этот тип (обозначенный в дальнейшем через T_1) на поверхности 100 мб характеризуется наличием одновременно двух гребней субтропических антициклонов, направленных почти с противоположных сторон на центральные районы Арктики, где создается седловина или перемычка высокого давления. При этом такой процесс наблюдается не только в нижней стратосфере, но и в тропосфере. Примерно через месяц после T_1 осуществляется тип синоптических процессов T_2 , который сходен с T_1 в смысле наличия на поверхности 100 мб двух гребней (но может быть не в тех районах, что при T_1), направленных на центральные районы Арктики. За пять лет (за которые у нас имеются ежедневные синоптические карты 100 мб поверхности, т. е. с 1960 по 1964 гг.) были определены даты, когда наиболее четко выражены T_1 и T_2 (предвестники е. с. сезона предзимья).

Год	D_2'	T_1	Характерный для предзимья е. с. период	D_2	T_2	Начало е. с. сезона предзимья
1960	18 IX	14 IX	1—6 X	3 X	22 X	1 XI
1961	4 IX	6 IX	13—18 IX	18 IX	12 X	18 X
1962	13 IX	17 IX	25 IX—1 X	3 X	8 X	24 X
1963	18 IX	15 IX	13—17 IX	25 IX	12 X	14 X
1964	12 IX	12 IX	11—17 IX	26 IX	9 X	19 X
Средняя дата	13 IX	13 IX	19 IX	27 IX	13 X	21 X

В этой же таблице за отмеченные годы указаны D_2 и D_2' , е. с. периоды, определенные в Центральном институте прогнозов в процессе оперативной работы как характерные для наступающих е. с. сезонов предзимья, а также даты начала тех же сезонов.

Рассматривая данные этой таблицы, нетрудно заметить, что е. с. периоды, характерные для наступающих е. с. сезонов предзимья, осуществляются в трех годах (1960—1962) около D_2 и позднее T_1 , а в двух годах (1963—1964) около D_2' и одновременно с T_1 . Во всех случаях T_2 наблюдается позднее D_2 и раньше начала е. с. сезона предзимья. За указанные пять лет в среднем имела следующая последовательность предвестников е. с. сезона предзимья. До наступления этого сезона за 38 дней осуществляются D_2' и T_1 , за 32 дня — характерный е. с. период, за 24 дня — D_2 , за 8 дней — T_2 . Отмеченная последовательность совместно с выводами, изложенными в работе [109] позволяет определять более надежно, чем раньше, как общий характер развития синоптических процессов в течение наступающего е. с. сезона предзимья, так и дату его начала. При этом должно быть использовано указание, полученное в статье [112], о соответствии между значительными возмущениями зонального потока

одновременно в тропосфере и нижней стратосфере на пространстве первого е. с. района и предвестниками е. с. сезонов.

Выше отмечалось, что е. с. периоды, характерные для наступающих е. с. сезонов предзимья, наблюдаются около D_2 или D_2' . С целью выяснения причин такого колебания сроков осуществления указанных е. с. периодов были исследованы особенности термического поля поверхностного слоя воды Северной Атлантики. Рассматривалась акватория, ограниченная на востоке 10° з. д., на западе 40° з. д., на юге 50° с. ш. и на севере 60° с. ш. В работе [106] показано, что термическое поле этой акватории Северной Атлантики может служить индикатором особенностей циркуляции атмосферы на пространстве первого е. с. района. За пять лет (1960—1964 гг.) с августа по декабрь для указанной акватории были составлены карты отклонения от нормы декадной температуры поверхностного слоя воды (Δt_w). Для вычисления Δt_w декадные нормы были получены из данных, опубликованных в атласе [207]. Анализ карт Δt_w показал, что в сентябре, или начале октября появляется декада, в которой распределение Δt_w иное, чем наблюдалось до этого. Причем это новое распределение Δt_w в дальнейшем в общих чертах, как правило, сохраняется. Обозначим через $ПД$ первую декаду, когда появляется отмеченное распределение Δt_w .

Ниже приводятся за указанные 5 лет все $ПД$, а также D_2' и е. с. периоды, характерные для е. с. сезона предзимья:

Год	D_2'	$ПД$	Характерный для предзимья е. с. период
1960	18 IX	Первая декада октября	1—6 X
1961	4 IX	Вторая декада сентября	13—18 IX
1962	13 IX	Третья декада сентября	25 IX—1 X
1963	18 IX	Первая декада сентября	13—17 IX
1964	12 IX	Первая декада сентября	11—17 IX

Данные этой таблицы показывают, что за три года (1960—1962) D_2' наблюдается раньше, чем $ПД$, в которой и осуществляется е. с. период, характерный для е. с. сезона предзимья. За два года (1963—1964) $ПД$ наблюдается раньше, чем D_2' , а е. с. период, характерный для е. с. сезона предзимья, осуществляется с появлением D_2' . Отсюда следует, что е. с. период, характерный для е. с. сезона предзимья, осуществляется в промежутке, когда одновременно имеет место как $ПД$, так и D_2' .

Отметим, что в 1963 г. распределение Δt_w , имевшее место в $ПД$, плохо сохраняется в октябре и ноябре 1963 г. Поэтому е. с. период 13—17/IX не дает достаточно полного представления о развитии синоптических процессов и погоды в течение е. с. сезона предзимья 1963 г. (с 14/X по 7/XII). В остальных

четырёх годах общий смысл распределения Δt_w , наблюдавшегося в ПД, сохраняется в течение всего е. с. сезона предзимья, а характерные е. с. периоды позволяют достаточно подробно представить развитие синоптических процессов и погоды в соответствующих е. с. сезонах предзимья.

В статье [112] было показано вообще соответствие между значительными возмущениями зонального потока одновременно в тропосфере и нижней стратосфере в первом е. с. районе и началом здесь е. с. сезонов. Но при этом оказалось, что, по принятому в работе [112] критерию, началу е. с. сезона предзимья 1962 г. (24/X) не соответствовало указанное возмущение. Однако данные, опубликованные в монографии [129], показывают, что с 15 по 19/X 1962 г. в первом е. с. районе наблюдались меридиональные индексы циркуляции значительно выше нормы одновременно на поверхностях как 500, так и 100 мб. Этот факт позволяет считать, что и началу е. с. сезона предзимья 1962 г. (24/X) соответствует значительное возмущение зонального потока, но оно выражено несколько слабее, чем это было принято в работе [112].

Из всего изложенного вытекает следующее. В результате процесса разрушения очага тепла в районе северного полюса на поверхности 100 мб в сентябре значительно усиливается зональная циркуляция на пространстве северного полушария как в нижней стратосфере, так и в тропосфере. Примерно за месяц или несколько более до наступления е. с. сезона предзимья по первому е. с. району происходит значительное усиление зональной циркуляции в северном полушарии на поверхности 300 мб. Одновременно с этим или немного позднее такой же процесс осуществляется и на поверхности 500 мб. В это же время на указанной выше акватории Северной Атлантики появляется распределение аномалии декадной температуры поверхностного слоя воды (сохраняющееся в общих чертах и в последующем), отличное от имевшего место до этого. В первой декаде, в которой наблюдаются как указанное новое распределение аномалии температуры воды, так и отмеченное усиление зональной циркуляции на поверхности 300 мб (или на 300 и 500 мб), осуществляется в первом е. с. районе е. с. период, характерный для наступающего примерно через месяц е. с. сезона предзимья. Начало е. с. сезона предзимья по первому е. с. району соответствует наступлению здесь значительных возмущений зонального потока одновременно в тропосфере и нижней стратосфере.

Таким образом, е. с. период, характерный для наступающего е. с. сезона предзимья по первому е. с. району, осуществляется при наличии одновременно значительного усиления зональной циркуляции в северном полушарии на поверхности 300 мб (или на поверхностях 300 и 500 мб) и такого распределения декадной аномалии температуры поверхностного слоя воды на ука-

занной выше акватории Северной Атлантики, которое отличается от имевшего место до этого и сохраняется в общих чертах в течение всего е. с. сезона предзимья. В это же время в первом е. с. районе наблюдается значительное возмущение зонального потока как в тропосфере, так и нижней стратосфере.

По первому е. с. району наступает е. с. сезон предзимья при наличии одновременно значительного усиления зональной циркуляции в северном полушарии на поверхностях 300 и 500 мб, указанного выше нового распределения на отмеченной акватории Северной Атлантики аномалии декадной температуры поверхностного слоя воды и значительно возмущенного зонального потока в первом е. с. районе. Что касается вопроса о сроках наступления е. с. сезона предзимья по другим е. с. районам северного полушария, то он здесь не рассматривается. Но данные, приведенные выше, показывают, что по второму е. с. району в среднем начало е. с. сезона предзимья (1/X) практически совпадает со значительным усилением зональной циркуляции в северном полушарии на поверхности 500 мб (29/IX). А по третьему е. с. району в среднем начало е. с. сезона предзимья (21/X) соответствует наступлению периода установления на поверхности 100 мб градиента температуры системы Берингово море — Евразия, или формирования первого холодного циклонического вихря (23/X). Изложенное в данной главе показывает, что в настоящее время имеются способы, позволяющие в процессе оперативной работы определять границы е. с. сезонов.

Глава V

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ НА ПРОСТРАНСТВЕ ПЕРВОГО Е. С. РАЙОНА В ТЕЧЕНИЕ Е. С. СЕЗОНОВ

Исследование основных черт циркуляции атмосферы на пространстве первого е. с. района в течение е. с. сезонов было начато Мультиановским [81], а затем эта работа продолжена Ловейко и Ширкиной. Полученные ими результаты на основании анализа приземных синоптических карт, подробно изложены Ширкиной в книге четырех авторов [45].

В 1948 и 1950 гг. опубликованы работы Пагава [90, 91], в которых приведены карты средних многолетних значений H_{500} за е. с. сезоны, изменений этих величин от одного е. с. сезона к другому и многолетних амплитуд сезонных значений H_{500} . Анализ указанных данных позволил автору выявить в е. с. сезонах нормальные атмосферные процессы, а также характер и степень их аномалии в отдельных случаях. В исследовании Пагава [95] представлены карты: средних многолетних значений H_{1000}^{500} за е. с. сезоны, изменений этих величин от е. с. сезона к е. с. сезону и многолетних амплитуд сезонных значений H_{1000}^{500} . В 1955 г. Пагава опубликовал [100] результаты анализа е. с. сезонов, характеризующихся аномалиями температуры воздуха одного знака на Европейской территории СССР (ЕТС). На основании работ [90, 91, 95, 100] ниже приводим описание основных черт циркуляции атмосферы на пространстве первого е. с. района в течение е. с. сезонов и табл. 4, в которой указаны нормальные значения H_{500} и H_{1000}^{500} за е. с. сезоны, их изменения от одного сезона к другому и амплитуды средних сезонных высот.

12 марта в среднем начинается е. с. сезон весны, амплитуда его начала составляет 40 дней, средняя продолжительность — 56 дней, а крайние значения — 38 и 74 дня. Этот сезон характеризуется на H_{500} высотным циклоном севернее острова Визе, ложбина его занимает всю ЕТС. По обе стороны от упомянутой ложбины расположены гребни: один из них — в районе Средней Азии, а другой — на западе Европы с осью, направленной с Пиренейского полуострова через Англию на Норвежское море.

Нормальные значения $\frac{H_{500}}{H_{1000}}$ (1) за в. с. сезоны, их изменения
 $\frac{\delta H_{500}}{\delta H_{1000}}$ (2), а также амплитуды средних сезонных

Метеостанция	Естественные								
	весна			первая половина лета			вторая половина лета		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Исфьорд	519 511	+2 +3	13 13	544 529	+24 +18	13 11	553 542	+9 +12	10 5
Пункт 2 (76°00' с. ш. 18°03' з. д.)	521 513	+4 +3	10 9	544 530	+22 +17	13 9	551 540	+7 +9	8 7
Пункт 3 (72°00' с. ш. 09°00' в. д.)	525 517	+2 +1	11 14	547 534	+21 +17	13 9	556 545	+9 +10	7 6
Ян-Майен	528 519	+3 +1	10 13	546 533	+17 +14	13 10	554 544	+8 +10	9 6
Рейкьявик	535 527	+5 +2	14 10	550 538	+14 +11	14 8	554 546	+4 +8	10 8
Пункт 6 (66°00' с. ш. 33°00' з. д.)	529 521	+9 +1	9 9	550 533	+20 +12	15 9	554 541	+4 +7	9 9
Пункт 7 (58°00' с. ш. 33°00' з. д.)	541 530	+10 +3	9 10	554 541	+13 +11	16 10	557 547	+3 +6	11 10
Пункт 8 (58°00' с. ш. 15°00' з. д.)	545 535	+4 +2	18 11	554 544	+9 +9	19 11	559 549	+5 +5	8 6
Пункт 9 (54°08' с. ш. 21°00' з. д.)	547 539	+6 +6	13 11	557 547	+10 +8	13 12	563 552	+6 +5	10 12
Пункт 10 (50°00' с. ш. 33°00' з. д.)	549 537	+5 +4	11 12	559 547	+10 +10	12 9	568 552	+9 +5	9 10
Пункт 11 (46°00' с. ш. 21°00' з. д.)	554 545	+5 +4	18 9	563 553	+9 +8	6 9	575 558	+12 +5	5 14
Пункт 12 (42°00' с. ш. 33°00' з. д.)	561 543	+3 +5	6 10	571 554	+10 +11	7 10	578 559	+7 +5	5 11
Азорские о-ва	564 545	+3 +2	6 8	576 555	+12 +10	7 8	582 562	+6 +7	5 13
Бухта Тихая	516 507	+4 +6	13 13	541 527	+24 +20	19 9	552 541	+11 +13	11 12

Таблица 4

от предшествующего сезона к данному сезону

высот $\frac{AH_{500}}{AH_{1000}}$ (8) по первому в. с. району за 1938—1948 гг. (дкм)

Синоптические сезоны								
осень			предзимье			зима		
1	2	3	1	2	3	1	2	3
540	-13	16	523	-16	19	517	-6	13
531	-11	13	515	-16	14	508	-7	11
542	-9	13	529	-12	11	517	-12	19
531	-9	13	516	-15	11	510	-6	12
546	-10	22	529	-16	14	523	-6	13
537	-8	12	522	-15	15	516	-6	10
546	-8	22	530	-15	11	525	-5	13
537	-7	12	523	-14	16	518	-5	7
547	-7	21	534	-12	15	530	-4	16
542	-4	10	529	-13	12	525	-4	8
547	-7	21	529	-17	9	520	-9	12
535	-6	9	523	-12	9	520	-3	11
552	-5	15	538	-14	9	530	-7	15
541	-6	15	531	-10	10	527	-4	12
557	-2	14	545	-12	10	541	-4	11
547	-2	10	538	-9	10	533	-5	11
559	-4	14	549	-10	15	541	-8	16
550	-2	14	538	-12	11	533	-5	10
564	-4	13	544	-20	14	544	0	11
548	-4	13	538	-10	11	533	-5	11
569	-6	13	557	-12	10	549	-8	12
555	-3	15	546	-9	11	541	-5	12
574	-4	11	558	-16	11	558	0	9
555	-4	13	545	-10	9	538	-7	11
575	-7	10	564	-11	10	561	-3	9
558	-4	13	549	-9	10	543	-6	9
535	-16	23	517	-18	23	512	-5	20
529	-12	16	509	-20	16	501	-8	12

Метеостанция	Естественные								
	весна			первая половина лета			вторая половина лета		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Пункт 15 (74°00' с. ш. 42°00' в. д.) о-в Медвежий	519	+3	11	543	+23	14	556	+13	9
	512	+4	14	531	+19	13	546	+14	11
	521	+2	12	545	+23	15	556	+11	7
	514	+2	16	532	+18	11	545	+12	10
Тромсё	526	+2	13	548	+21	14	558	+10	7
	519	+3	15	537	+18	9	549	+12	5
Бодё	531	+3	13	552	+20	15	560	+8	9
	523	+2	13	539	+16	12	550	+11	5
Пункт 19 (66°00' с. ш. 00°00')	534	+3	17	551	+16	14	557	+6	7
	525	+2	10	540	+15	11	548	+8	9
Торсхавн	541	+4	22	553	+12	15	558	+5	11
	531	+3	11	543	+12	10	548	+5	6
Лервик	543	+4	19	555	+12	15	559	+4	6
	533	+3	9	544	+11	10	550	+6	6
Пункт 22 (56°08' с. ш. 05°00' з. д.)	549	+4	23	558	+9	16	562	+4	11
	538	+4	9	547	+9	9	552	+5	6
Шаннон	553	+4	23	561	+8	12	566	+5	9
	541	+2	11	548	+7	8	554	+6	7
Брест	556	+3	14	566	+10	13	571	+5	10
	544	+4	10	552	+8	8	558	+6	7
Пункт 25 (46°00' с. ш. 12°00' з. д.)	558	+4	17	566	+8	17	574	+8	10
	545	+3	11	553	+8	8	560	+7	11
Гижон	561	+4	11	570	+9	14	577	+7	10
	548	+5	10	556	+8	9	563	+7	8
Лиссабон	565	+4	11	574	+9	14	583	+9	8
	550	+5	10	560	+10	9	568	+8	12
Пункт 28 (38°00' с. ш. 15°00' з. д.)	564	+3	9	573	+9	19	585	+12	5
	550	+4	12	559	+9	10	567	+8	13
Мыс Желания	515	+3	9	540	+24	19	552	+12	8
	508	+7	12	528	+20	12	543	+14	10
Выходной	518	+3	9	542	+23	19	555	+13	7
	511	+6	13	531	+20	13	546	+14	7
Белужья Губа	520	+4	12	543	+22	15	557	+14	8
	514	+7	13	533	+19	11	547	+13	7

синоптические сезоны								
осень			презимье			зима		
1	2	3	1	2	3	1	2	3
541	—15	16	523	—17	19	516	—7	19
533	—13	15	516	—17	13	508	—8	9
542	—14	16	525	—16	17	519	—6	14
534	—11	9	518	—16	14	512	—6	11
547	—11	19	529	—17	15	524	—5	14
539	—10	9	523	—16	14	516	—7	11
550	—10	18	535	—14	16	528	—7	14
542	—8	10	527	—15	14	521	—6	10
550	—7	19	535	—14	14	531	—4	15
542	—6	11	529	—13	12	523	—6	7
553	—5	20	540	—13	11	537	—3	8
545	—3	10	533	—12	10	528	—5	7
557	—2	18	544	—13	12	539	—5	7
547	—3	8	537	—10	8	530	—7	8
561	—1	13	550	—11	11	545	—5	11
550	—2	6	539	—11	7	534	—5	10
566	0	9	552	—14	7	549	—3	16
553	—1	5	543	—10	6	539	—4	11
571	0	10	557	—14	9	553	—4	17
556	—2	5	545	—11	7	540	—5	9
571	—3	14	560	—11	9	554	—6	17
557	—3	10	547	—10	6	542	—5	9
575	—2	10	561	—14	8	557	—4	15
559	—4	8	548	—11	9	543	—5	7
577	—6	12	567	—10	7	561	—6	13
564	—4	13	552	—12	8	545	—7	9
575	—10	11	567	—8	9	561	—6	9
562	—5	15	552	—10	9	546	—6	11
538	—14	28	518	—19	23	512	—6	22
530	—13	18	510	—20	15	501	—9	11
541	—14	23	521	—19	21	515	—6	23
533	—13	18	514	—19	13	505	—9	9
543	—14	23	524	—18	19	516	—8	22
534	—13	18	516	—18	13	507	—9	9

Метеостанция	Естественные								
	весна			первая половина лета			вторая половина лета		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Мурманск	526 518	+3 +3	17 15	548 538	+21 +20	13 10	561 551	+13 +13	10 9
Кандалакша	528 520	+3 +4	16 15	550 540	+21 +20	13 11	563 553	+13 +13	12 10
Хапаранда	531 523	+3 +4	16 15	552 541	+20 +18	15 12	563 553	+11 +12	10 7
Пункт 35 (63°03' с. ш. 14°50' в. д.)	537 527	+4 +4	15 13	555 543	+18 +16	15 12	563 553	+8 +10	11 7
Сола	544 533	+5 +5	18 10	557 546	+13 +13	13 9	562 553	+5 +7	9 6
Осло	542 531	+4 +4	15 11	558 546	+16 +15	12 9	564 554	+6 +8	9 6
Стокгольм	540 529	+4 +6	16 14	558 546	+18 +17	13 11	566 556	+8 +10	12 7
Копенгаген	546 534	+5 +6	15 11	561 548	+15 +14	11 7	566 555	+5 +7	9 6
Гамбург	549 537	+6 +7	15 9	562 550	+13 +13	9 7	567 556	+5 +6	9 7
Берген-Ньютон	552 540	+5 +6	15 6	562 549	+10 +9	11 6	566 555	+4 +6	9 7
Амстердам	552 540	+5 +7	13 7	563 550	+11 +10	9 5	568 556	+5 +6	9 7
Дрезден	551 539	+6 +9	14 11	565 552	+14 +13	9 8	570 558	+5 +6	8 6
Страсбург	554 541	+6 +8	10 10	566 553	+12 +12	9 7	571 558	+5 +5	9 8
Париж	556 543	+5 +5	11 6	566 552	+10 +9	11 6	571 558	+5 +6	9 7
Тур	558 544	+5 +6	11 7	567 553	+9 +9	12 8	572 559	+5 +6	9 8
Лион	558 545	+6 +7	11 9	569 555	+11 +10	11 7	575 562	+6 +7	11 9
Марсель	560 547	+6 +7	9 8	571 558	+11 +11	10 6	578 565	+7 +7	9 9

синоптические сезоны								
осень			презимье			зима		
1	2	3	1	2	3	1	2	3
547	-14	18	529	-17	18	523	-6	18
539	-12	13	521	-18	14	515	-6	9
550	-13	22	533	-16	16	525	-8	19
541	-12	14	525	-16	14	516	-9	9
552	-11	22	535	-16	19	528	-7	15
543	-10	10	526	-17	15	519	-7	9
555	-8	18	540	-15	16	532	-7	11
545	-8	9	531	-14	13	523	-8	11
559	-3	15	545	-14	13	539	-6	8
548	-5	7	535	-13	10	528	-7	12
559	-5	16	544	-15	15	538	-6	10
548	-6	7	534	-14	12	527	-7	13
559	-7	17	542	-17	19	535	-6	11
548	-8	9	533	-15	14	523	-10	14
563	-3	13	548	-15	16	541	-7	12
551	-4	8	537	-14	11	528	-9	15
565	-2	12	550	-15	17	543	-7	15
553	-3	7	539	-14	8	530	-9	15
566	0	9	552	-14	15	547	-5	13
553	-2	5	542	-11	7	534	-8	10
567	-1	8	552	-15	14	547	-5	15
554	-2	4	541	-13	7	533	-8	12
568	-2	10	552	-16	17	545	-7	13
554	-4	9	540	-14	10	530	-10	13
570	-1	8	555	-15	15	548	-7	15
556	-2	6	542	-14	7	533	-9	12
571	0	7	556	-15	14	551	-5	17
556	-2	4	544	-12	7	537	-7	9
572	0	8	558	-14	13	553	-5	16
557	-2	4	545	-12	6	538	-7	10
573	-2	9	559	-14	11	552	-7	16
559	-3	7	545	-14	7	538	-7	10
576	-2	8	560	-16	10	554	-6	14
561	-4	8	548	-13	8	540	-8	10

Метеостанция	Естественные								
	весна			первая половина лета			вторая половина лета		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Пункт 49 (43°00' с. ш. 00°00')	561	+5	10	571	+10	13	578	+7	9
	548	+7	7	557	+9	9	565	+8	9
Мадрид	563	+4	10	573	+10	13	581	+8	9
	549	+5	6	559	+10	9	567	+8	9
Валенсия	564	+6	9	574	+10	12	583	+9	9
	550	+6	7	560	+10	9	569	+9	9
Гибралтар	565	+4	9	576	+11	16	585	+9	11
	552	+6	7	564	+12	11	572	+8	12
Мыс Челюскин	515	+3	12	540	+24	13	552	+12	7
	507	+8	13	529	+22	13	543	+13	11
Диксон	518	+4	16	541	+22	9	553	+12	6
	508	+7	16	530	+22	14	545	+14	8
Амдерма	521	+4	12	544	+22	14	557	+13	8
	514	+8	16	532	+18	9	548	+15	6
Нарьян-Мар	524	+4	11	547	+22	12	560	+13	5
	516	+7	14	537	+21	9	550	+13	8
Архангельск	529	+4	15	551	+21	13	564	+13	12
	521	+6	13	540	+19	10	554	+14	10
Реболы	532	+4	18	553	+20	13	565	+12	12
	523	+5	14	542	+19	12	555	+13	10
Вологда	535	+5	17	557	+21	18	568	+11	15
	526	+9	15	546	+20	14	558	+12	11
Ленинград	538	+5	19	558	+20	16	568	+10	15
	527	+7	14	546	+19	13	558	+12	9
Хельсинки	539	+5	19	557	+18	15	567	+10	15
	528	+6	15	546	+18	12	557	+11	9
Великие Луки	541	+5	19	560	+19	18	569	+9	15
	530	+9	16	549	+19	12	559	+10	10
Рига	543	+6	20	560	+17	13	568	+8	13
	531	+7	17	549	+18	11	558	+9	6
Минск	546	+8	21	563	+17	14	570	+7	14
	533	+9	17	551	+18	11	560	+9	10
Калининград	546	+7	18	563	+17	10	568	+5	10
	534	+8	16	550	+16	9	558	+8	5

синаоптические сезоны								
осень			предзимье			зима		
1	2	3	1	2	3	1	2	3
576	-2	8	562	-14	9	556	-6	15
561	-4	7	548	-13	7	541	-7	8
577	-4	9	564	-13	7	559	-5	13
563	-4	9	550	-13	5	544	-6	8
578	-5	9	565	-13	6	558	-7	12
564	-5	10	551	-13	5	544	-7	7
579	-6	9	568	-11	7	561	-7	11
566	-6	10	554	-12	6	546	-8	10
533	-18	23	515	-18	18	512	-3	22
528	-15	19	507	-21	9	499	-8	12
539	-14	28	519	-19	17	514	-5	23
531	-14	17	508	-23	11	501	-7	9
544	-13	27	525	-18	22	517	-8	22
535	-13	19	515	-20	14	506	-9	11
546	-14	27	529	-16	23	520	-9	22
538	-12	20	518	-20	14	509	-9	9
551	-13	27	534	-16	22	525	-9	19
542	-12	17	524	-18	13	515	-9	9
553	-12	23	537	-16	18	528	-8	18
543	-12	15	527	-16	13	518	-9	9
556	-12	30	542	-14	22	530	-4	15
545	-13	21	527	-18	14	517	-10	11
558	-10	25	542	-16	23	533	-9	15
547	-11	17	530	-17	13	520	-10	13
558	-9	21	542	-16	20	534	-8	12
547	-10	12	531	-16	13	522	-9	13
561	-8	25	546	-15	23	536	-10	11
549	-10	18	532	-17	13	521	-11	11
561	-7	18	546	-15	23	537	-9	11
549	-9	12	534	-15	14	524	-10	13
564	-6	20	550	-14	21	538	-12	10
550	-10	15	535	-15	13	524	-11	10
564	-4	14	549	-15	19	539	-10	14
551	-7	9	537	-14	11	526	-11	12

Метеостанция	Естественные								
	весна			первая половина лета			вторая половина лета		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Варшава	548 537	+7 +10	19 16	565 552	+17 +15	9 9	570 559	+5 +7	7 5
Львов	551 539	+8 +11	18 15	566 554	+15 +15	11 9	571 560	+5 +6	10 6
Будапешт	554 541	+8 +10	16 14	568 555	+14 +14	10 9	573 561	+5 +6	7 6
Вена	553 541	+7 +10	15 13	568 554	+15 +13	10 8	572 560	+4 +6	8 6
Милан	558 545	+7 +8	13 8	569 556	+11 +11	9 7	576 564	+7 +8	11 9
Рим	559 547	+7 +7	12 6	572 560	+13 +13	9 7	580 567	+8 +7	10 9
Бриндизи	560 548	+8 +8	12 6	572 560	+12 +12	9 6	580 569	+8 +9	8 7
Эльмас	562 550	+7 +7	12 8	574 562	+12 +12	9 7	583 571	+9 +9	7 9
Мальта	565 553	+7 +8	10 7	576 564	+11 +11	7 5	585 574	+9 +10	8 8
Игарка	525 514	+6 +12	16 18	545 535	+19 +21	12 11	556 549	+11 +13	10 8
Салехард	526 517	+5 +10	14 16	546 537	+19 +20	9 9	558 549	+12 +12	14 11
Троицко-Печорское	531 522	+6 +10	15 13	551 542	+19 +20	18 11	562 553	+11 +11	16 11
Сыктывкар	532 523	+5 +9	15 14	553 543	+20 +20	18 12	564 555	+11 +12	16 11
Киров	537 526	+5 +10	19 14	557 547	+20 +21	18 14	567 558	+10 +11	17 11
Казань	542 530	+7 +13	16 14	560 549	+18 +19	19 12	568 559	+8 +10	15 9

СИНОПТИЧЕСКИЕ СЕЗОНЫ

осень			прежние			зима		
1	2	3	1	2	3	1	2	3
566	-4	13	552	-14	19	541	-11	14
553	-6	11	538	-15	12	527	-11	12
569	-2	14	554	-15	20	543	-11	12
554	-6	12	540	-14	12	528	-12	10
571	-2	12	556	-15	17	546	-10	13
556	-5	10	542	-14	10	531	-11	12
570	-2	11	555	-15	17	546	-9	14
556	-4	9	541	-15	10	531	-10	13
574	-2	9	558	-16	13	551	-7	16
559	-5	9	545	-14	9	537	-8	11
576	-4	10	561	-15	13	552	-9	16
562	-5	11	548	-14	9	540	-8	10
577	-3	10	562	-15	14	552	-10	14
563	-6	10	549	-14	10	540	-9	9
579	-4	10	564	-15	14	555	-9	12
566	-5	10	551	-15	10	543	-8	10
581	-4	9	567	-14	13	558	-9	9
567	-7	12	554	-13	9	545	-9	10
545	-11	22	525	-19	19	519	-6	20
535	-14	16	510	-25	9	502	-8	9
547	-11	28	527	-19	26	521	-6	22
538	-11	18	516	-22	15	507	-9	9
550	-12	26	533	-16	23	525	-8	22
541	-12	21	521	-20	14	512	-9	9
552	-12	28	537	-15	20	527	-9	19
542	-13	22	523	-19	14	514	-9	9
555	-12	31	542	-13	23	531	-10	15
544	-14	23	526	-18	13	516	-10	9
558	-10	31	546	-12	20	534	-11	12
547	-12	22	528	-19	13	517	-11	10

Метеостанция	Естественные								
	весна			первая половина лета			вторая половина лета		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Горький	541	+7	15	560	+19	19	569	+9	17
	529	+11	14	549	+20	18	559	+10	12
Москва	541	+6	19	561	+20	19	570	+9	18
	530	+10	15	549	+19	14	560	+11	11
Смоленск	544	+7	20	562	+18	17	570	+8	19
	531	+9	16	550	+19	13	560	+10	10
Курск	547	+8	18	565	+18	18	572	+7	15
	534	+11	15	553	+19	13	561	+8	11
Харьков	550	+9	16	566	+16	13	572	+6	14
	537	+12	16	554	+17	11	562	+8	12
Киев	550	+9	18	566	+16	12	572	+6	14
	537	+11	17	554	+17	9	561	+7	11
Одесса	554	+9	16	569	+15	10	574	+5	11
	541	+12	15	557	+16	10	564	+7	11
Севастополь	557	+10	11	570	+13	8	576	+6	10
	543	+11	13	558	+15	9	566	+8	10
Кишинев	553	+8	17	568	+15	10	574	+6	10
	540	+11	15	556	+16	10	563	+7	9
Белград	556	+8	14	570	+14	11	576	+6	7
	543	+10	10	557	+14	9	564	+7	7
Пункт 91 (43°01' с. ш. 26°58' в. д.)	558	+9	13	570	+12	9	577	+7	8
	545	+11	9	559	+14	8	566	+7	7
Константинополь	559	+9	12	571	+12	9	578	+7	6
	546	+11	9	560	+14	8	569	+9	7
Афины	562	+9	9	573	+11	8	581	+8	5
	550	+9	7	562	+12	6	571	+9	5
Кания	564	+8	10	575	+11	8	583	+8	5
	552	+9	5	564	+12	5	574	+10	6
Никозия	565	+8	10	577	+12	5	582	+5	5
	552	+8	5	565	+13	11	575	+10	6
Пункт 96 (39°00' с. ш. 35°00' в. д.)	561	+8	13	573	+12	6	580	+7	5
	549	+9	6	562	+13	5	571	+9	4

синаоптические сезоны								
осень			предзимье			зима		
1	2	3	1	2	3	1	2	3
559	—10	31	546	—13	20	533	—12	14
547	—12	22	529	—18	14	518	—11	12
560	—10	29	547	—13	21	534	—12	11
548	—12	21	531	—17	15	520	—11	13
562	—8	23	549	—13	23	537	—12	9
550	—10	18	533	—17	15	522	—11	11
565	—7	23	552	—13	19	539	—13	8
551	—10	18	535	—16	15	523	—12	10
566	—6	20	555	—11	19	541	—14	8
553	—9	17	538	—15	16	525	—13	8
567	—5	18	554	—13	21	541	—13	9
553	—8	16	538	—15	14	526	—12	10
571	—3	13	558	—13	17	545	—13	11
556	—8	12	542	—14	12	529	—13	9
572	—4	12	560	—12	13	547	—13	10
558	—8	10	544	—14	13	532	—12	9
570	—4	14	557	—13	16	545	—12	12
556	—7	11	541	—15	12	529	—12	9
573	—3	12	558	—15	15	548	—10	13
558	—6	10	544	—14	11	533	—11	10
574	—3	10	560	—14	14	549	—11	10
560	—6	11	545	—15	10	534	—11	10
574	—4	7	562	—12	10	550	—12	10
562	—7	8	548	—14	10	535	—13	10
577	—4	7	564	—13	12	553	—11	10
564	—7	10	551	—13	8	541	—10	10
579	—4	9	567	—12	9	556	—11	8
567	—7	9	554	—13	9	543	—11	9
579	—3	8	569	—10	7	557	—12	8
567	—8	8	554	—13	9	544	—10	7
577	—3	6	565	—12	9	553	—12	9
564	—7	8	550	—14	10	540	—10	7

Метеостанция	Естественные								
	весна			первая половина лета			вторая половина лета		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Пункт 97 (37°00' с. ш. 43°00' в. д.)	565	+9	13	577	+12	10	583	+6	5
	551	+8	9	566	+15	11	575	+9	5
Подкаменная Тунгуска	534	+9	16	551	+16	9	560	+9	12
	520	+15	14	542	+22	11	554	+8	9
Александровское	538	+9	18	552	+14	14	560	+8	15
	524	+15	14	544	+20	7	554	+10	11
Самарово	535	+7	19	552	+16	11	561	+9	19
	524	+14	16	543	+19	8	554	+11	12
Свердловск	542	+8	15	558	+16	15	565	+7	15
	530	+14	15	549	+19	12	557	+8	11
Уфа	545	+8	15	561	+16	16	568	+7	14
	532	+14	13	550	+18	13	559	+9	10
Куйбышев	547	+9	15	563	+16	18	570	+7	12
	533	+13	15	552	+19	14	561	+9	9
Оренбург	550	+10	15	565	+15	15	571	+6	12
	535	+14	14	554	+19	12	562	+8	9
Актюбинск	553	+11	13	567	+14	14	572	+5	11
	539	+17	12	556	+17	12	564	+8	9
Саратов	548	+8	15	565	+17	16	572	+7	15
	535	+13	15	554	+19	13	562	+8	9
Волгоград	552	+9	15	568	+16	13	576	+8	12
	539	+14	15	557	+18	11	565	+8	10
Ростов-на-Дону	553	+9	13	569	+16	9	576	+7	13
	540	+12	13	557	+17	8	565	+8	11
Астрахань	555	+9	13	570	+15	7	577	+7	9
	542	+14	12	559	+17	8	567	+8	7
Минеральные Во- ды	557	+9	12	571	+14	5	577	+6	9
	544	+13	11	560	+16	7	568	+8	8
Сухуми	558	+9	10	571	+13	6	577	+6	8
	545	+12	9	560	+15	6	569	+9	7
Тбилиси	560	+9	10	574	+14	6	580	+6	5
	546	+11	9	562	+16	5	570	+8	6
Баку	562	+9	9	576	+14	7	583	+7	5
	548	+11	9	566	+18	11	574	+8	7

синоптические сезоны								
осень			предзимье			зима		
1	2	3	1	2	3	1	2	3
580	—3	6	569	—11	5	556	—13	7
566	—9	8	553	—13	14	543	—10	6
551	—9	14	530	—20	15	526	—5	11
540	—14	13	513	—17	10	505	—8	11
552	—8	21	533	—18	19	528	—5	11
541	—13	14	517	—14	11	509	—8	9
551	—10	22	534	—16	27	528	—6	15
542	—12	17	519	—13	14	510	—9	9
556	—9	27	543	—13	27	533	—9	14
545	—12	19	525	—20	12	516	—9	9
559	—9	26	546	—13	23	537	—9	10
547	—12	20	528	—19	11	518	—10	9
562	—8	28	549	—13	21	538	—11	11
549	—12	21	530	—19	12	520	—10	10
563	—8	23	550	—13	20	540	—10	7
550	—12	18	531	—19	11	521	—10	11
565	—7	20	552	—13	16	542	—10	7
552	—12	16	532	—20	11	522	—10	9
564	—8	28	552	—12	19	540	—12	6
550	—12	21	533	—17	14	522	—11	8
567	—9	21	555	—12	17	543	—12	6
554	—11	17	538	—16	12	525	—13	7
569	—7	16	558	—11	15	544	—14	7
555	—10	17	540	—15	12	528	—12	6
570	—7	13	558	—12	14	546	—12	3
556	—11	13	540	—16	10	528	—12	7
573	—4	10	561	—12	11	548	—13	3
559	—9	10	543	—16	10	531	—12	7
573	—4	9	563	—10	10	549	—14	7
560	—9	10	546	—14	10	533	—13	7
576	—4	9	564	—12	9	551	—13	7
562	—8	8	547	—15	10	535	—12	6
578	—5	9	565	—13	10	553	—12	7
564	—10	9	547	—17	10	537	—10	7

Метеостанция	Естественные								
	весна			первая половина лета			вторая половина лета		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Аральское море	557	+10	9	572	+15	11	575	+3	8
	543	+17	9	561	+18	8	568	+7	8
Ташауз	563	+11	11	576	+13	9	581	+5	8
	549	+16	9	566	+17	9	573	+7	9
Ашхабад	566	+9	13	579	+13	11	584	+5	11
	551	+14	11	569	+16	9	576	+7	10
Красноярск	545	+11	16	558	+13	8	565	+7	8
	528	+18	13	552	+24	8	559	+7	8
Новосибирск	548	+12	16	560	+12	8	565	+5	10
	531	+18	14	550	+19	7	559	+9	8
Омск	547	+11	16	560	+13	13	564	+4	14
	532	+17	15	550	+18	11	558	+8	10
Кустанай	549	+10	13	562	+13	14	567	+5	15
	535	+17	13	553	+18	13	560	+7	9
Караганда	555	+12	10	566	+11	11	569	+3	8
	540	+20	14	555	+15	8	563	+8	7
Семипалатинск	555	+12	10	566	+11	7	569	+3	6
	538	+19	12	555	+17	5	564	+9	7
Балхаш	560	+12	9	569	+9	7	573	+4	5
	544	+19	8	559	+15	5	567	+8	7
Алма-Ата	565	+12	12	573	+8	6	577	+4	7
	549	+18	13	563	+14	7	571	+8	7
Ташкент	566	+11	12	576	+10	8	579	+3	9
	551	+16	12	566	+15	10	574	+8	10
Душанбе	570	+12	14	578	+8	10	582	+4	8
	554	+14	13	569	+15	11	576	+8	11

В отдельные годы карта H_{500} за е. с. сезон весны значительно отличается от карты нормальных значений H_{500} , особенно существенно в районе Англии и на ЕТС, где амплитуды H_{500} достигают 16—23 дкб. Таким образом, наибольшие изменения претерпевают высотная ложбина над ЕТС и высотный гребень над западом Европы.

Весной происходит общее повышение (по сравнению с зимой) высот H_{500} по всему рассматриваемому району. Оно осо-

СИНТИТИЧЕСКИЕ СЕЗОНЫ								
осень			прежние			зима		
1	2	3	1	2	3	1	2	3
570	-5	11	557	-13	11	547	-10	5
556	-8	9	537	-19	10	526	-11	11
575	-6	7	562	-13	9	552	-10	7
562	-11	9	544	-18	12	533	-11	9
580	-4	6	568	-12	10	557	-11	8
566	-10	9	550	-16	13	539	-11	9
558	-7	10	539	-19	10	533	-5	11
544	-15	10	519	-15	11	510	-9	10
558	-7	11	542	-16	9	535	-6	11
546	-13	10	523	-23	11	513	-10	11
558	-6	18	544	-14	16	535	-8	11
546	-12	12	525	-21	12	515	-10	11
561	-6	21	547	-14	22	539	-8	10
548	-12	15	528	-20	11	518	-10	10
563	-6	11	551	-12	11	543	-8	8
550	-13	9	530	-20	10	520	-10	11
564	-5	7	551	-13	9	543	-8	8
551	-13	9	529	-12	11	519	-10	11
568	-5	7	557	-11	10	548	-9	8
555	-12	10	535	-20	10	525	-10	10
574	-4	9	563	-11	9	553	-10	10
560	-11	12	541	-19	10	531	-10	10
575	-4	10	565	-10	10	555	-10	11
563	-11	11	545	-18	14	535	-10	11
578	-4	7	568	-10	11	558	-10	11
567	-9	11	549	-18	12	540	-9	11

бенно значительно (8—12 дкб) в Средней Азии, на юго-востоке Западной Сибири, юге ЕТС и на Кавказе.

В нижней половине тропосферы на H_{1000}^{500} е. с. сезон весны характеризуется двумя гребнями тепла. Один из них направлен с Пиренейского полуострова на юг Норвежского моря, а другой — со Средней Азии на среднее течение Оби. Ложбина холода ориентирована с Баренцева моря на Балканский полуостров. Изменения нормальной температуры слоя нижней по-

ловины тропосферы в широтном направлении весной меньше, чем зимой, за исключением Малой и Средней Азии, где они несколько больше. При этом значения H_{1000}^{500} над центральными районами ЕТС примерно на 7 дкб меньше, чем над островом Великобритания. Наибольшие изменения в меридиональном направлении имеют место в Западной Сибири.

Весной, по сравнению с зимой, происходит общее увеличение нормальных сезонных значений H_{1000}^{500} , наиболее значительное (14—19 дкб) над Средней Азией и Западной Сибирью (за исключением ее крайнего севера). Наименьший прирост (2—4 дкб) имеет место над северо-востоком Атлантического океана, островом Великобритания, Норвежским, Гренландским и Баренцевым морями. Над остальной частью рассматриваемой территории нормальные сезонные значения H_{1000}^{500} весной больше, чем зимой, на 5—13 дкб. На северо-востоке Атлантического океана, над Норвежским и Гренландским морями нормальные величины H_{500} изменяются от зимы к весне несколько заметнее (на 1—3 дкб), чем H_{1000}^{500} . В остальных районах последние увеличиваются значительно H_{500} , особенно в Западной Сибири и Казахстане, где разность этих величин равняется 5—7 дкб. Весной многолетние амплитуды H_{500} и H_{1000}^{500} мало отличаются друг от друга, за исключением острова Великобритания, где амплитуды H_{500} на 9—14 дкб больше.

В е. с. сезоне весны, характеризующемся положительными аномалиями приземной температуры воздуха по всей ЕТС, наблюдается слабо развитая (по сравнению с нормальной) высотная ложбина, или же она отсутствует над названной территорией при недостаточно выраженном, или совсем не имеющем места западном высотном гребне. В данном случае типичными являются положительные отклонения от нормы высот изобарических поверхностей над Восточной Европой. Это сопровождается частым перемещением примерно с запада на восток циклонических образований на севере и антициклонических на юге ЕТС. Такое развитие синоптических процессов приводит к неоднократному и интенсивному выносу теплых воздушных масс с Атлантического океана на восток, что и обуславливает за е. с. сезон весны положительные аномалии температуры воздуха по ЕТС. В данном случае над названной территорией средняя за е. с. сезон температура тропосферы выше нормы. Примером этого типа являются е. с. сезоны весны 1943, 1950 и 1951 гг.

В е. с. сезоне весны, характеризующемся отрицательными аномалиями приземной температуры воздуха по всей ЕТС, наблюдается глубокая обширная (по сравнению с нормальной) высотная ложбина над названной территорией и хорошо развитый высотный гребень над Западной Европой. В этом случае имеет место частое перемещение с резкой меридиональной составляющей северных антициклонических образований по во-

зточной Европе. Такое развитие синоптических процессов приводит к неоднократному и интенсивному вторжению холодного воздуха с севера и северо-востока на ЕТС, что и обуславливает здесь за е. с. сезон весны температуру воздуха ниже нормы.

Имеется две разновидности таких весен. В одной из них, высотный гребень над Западной Европой развит настолько сильно, что положительные отклонения от нормы высот изобарических поверхностей распространяются на западную половину ЕТС. В этом случае здесь за е. с. сезоны средние значения температуры тропосферы выше нормы, а над восточной частью — ниже. Одним из примеров этого является е. с. сезон весны 1952 г. Вторая разновидность характеризуется тем, что над ЕТС имеют место значительные отрицательные отклонения от нормы высот изобарических поверхностей, а над Западной Европой наблюдаются слабые положительные. В данном случае за е. с. сезон средние значения температуры тропосферы ниже нормы. Примером этого может служить е. с. сезон весны 1942 г.

Естественный синоптический сезон — первой половины лета в среднем начинается 7 мая, амплитуда его начала составляет 22 дня, средняя продолжительность — 54, а крайние значения — 42 и 71 день. Рассматриваемый сезон характеризуется на H_{500} процессами, развивающимися более широтно, чем весной. При этом центр высотного циклона расположен севернее о-ва Шмидта. Неглубокая ложбина этого циклона занимает ЕТС, а ось ее направлена на Черное море. Относительно хорошо развитый высотный гребень ориентирован с Центральной Европы на север Скандинавии. Слабо выраженные высотные гребни отмечаются в районах Пиренейского полуострова — Бискайского залива и в Средней Азии.

В отдельные годы карта H_{500} за е. с. сезон первой половины лета значительно отличается от карты нормальных величин, особенно над ЕТС, где амплитуды H_{500} достигают 16—19 дкб. В указанном е. с. сезоне происходит по сравнению с весной увеличение геопотенциала поверхности 500 мб по всему рассматриваемому району при наибольших сезонных изменениях (20—25 дкб) на севере ЕТС и над северными морями Европы.

В нижней половине тропосферы на H_{1000}^{500} е. с. сезон первой половины лета характеризуется тремя весьма слабо развитыми гребнями тепла, располагающимися над районом Пиренейского полуострова, центральной частью Средиземного моря и западной половиной Средней Азии. Изменения нормальной температуры слоя нижней половины тропосферы в широтном направлении незначительные. От весны к первой половине лета происходит общее увеличение нормальных сезонных значений H_{1000}^{500} , особенно значительное (16—22 дкб) на территории ЕТС, Западной Сибири, в районах п-ова Таймыр, Баренцева и Карского морей, наименьшее (на 7—10 дкб) на северо-востоке Ат-

лантического океана и на западе Европы, а в остальных районах — 11—15 дкб. Эти изменения больше, чем приросты H_{500} , над юго-восточной половиной Западной Сибири и восточной половиной Средней Азии (на 4—7 дкб), а над Пиренейским полуостровом, Средиземным морем, Балканским полуостровом, Малой Азией, южной половиной ЕТС, западной половиной Средней Азии и северо-западной половиной Западной Сибири — только на 1—3 дкб. В остальных районах наоборот, значения H_{500} за указанный период становятся несколько больше (на 1—4 дкб), чем величины H_{1000}^{500} . При чем наибольшие многолетние амплитуды сезонных значений H_{1000}^{500} за первую половину лета (10—14 дкб) имеют место над ЕТС.

В е. с. сезоне первой половины лета, характеризующемся приземной температурой воздуха выше нормы по всей ЕТС, наблюдается также и значительная положительная аномалия высот изобарических поверхностей над названной территорией. При этом имеет место частое смещение западных антициклонов на восток, приводящее к преобладанию (по сравнению с нормой) антициклоничности над ЕТС, в результате чего здесь формируются указанные аномалии температуры воздуха. Примером такого типа являются е. с. сезоны первой половины лета 1948 и 1953 гг.

Естественный синоптический сезон первой половины лета с отрицательными аномалиями приземной температуры воздуха по всей ЕТС характеризуется хорошо развитой (по сравнению с нормальной) высотной ложбиной над названной территорией. В данном случае типичными являются отрицательные аномалии величин H_{500} и H_{1000}^{500} в указанном районе. При этом имеет место частая и интенсивная циклоническая деятельность или наблюдается значительное число северных антициклонических образований, очень быстро перемещающихся по ЕТС. Одним из примеров такого типа является е. с. сезон первой половины лета 1941 г.

В среднем 30 июня начинается е. с. сезон второй половины лета, амплитуда его начала составляет 20 дней, средняя продолжительность — 53, а крайние значения — 43 и 69 дней. Этот сезон характеризуется на H_{500} высотным гребнем, направленным с Каспийского моря на север Скандинавии. Центр высотного циклона расположен севернее Гренландии. Его ложбина ориентирована через юго-западную часть Гренландского моря и крайний юг Скандинавии на Черное море. Другая ложбина этого циклона направлена с севера Карского моря на юг.

В отдельные годы карта H_{500} за е. с. сезон второй половины лета отличается от карты нормальных значений, причем особенно значительно в Восточной Европе и Западной Сибири. В указанных районах имеются величины амплитуд H_{500} порядка 11—19 дкб, в то время как на остальной части рассматривае-

мого района они не превышают 5—11 дкб. Из этого следует, что наибольшие изменения претерпевает высотный гребень над ЕТС. В е. с. сезоне второй половины лета (по сравнению с первой) происходит повышение геопотенциала поверхности 500 мб по всему рассматриваемому району, особенно значительное на севере ЕТС, где оно достигает 11—15 дкб.

Естественный синоптический сезон второй половины лета характеризуется в нижней половине тропосферы на H_{1000}^{500} хорошо развитым гребнем тепла над ЕТС, Финляндией и Скандинавским полуостровом и двумя ложбинами холода. Одна из них направлена с Исландии на Центральную Европу, а другая — с Карского моря на Западную Сибирь. Изменения нормальной температуры слоя нижней половины тропосферы в широтном направлении значительные, за исключением Средиземного моря и Средней Азии. Так в центральных районах ЕТС они примерно на 7 дкб больше, чем над о-вом Великобритании. От первой половины лета ко второй происходит общее увеличение значений H_{1000}^{500} , особенно значительное (12—16 дкб) в районах Таймырского полуострова, севера ЕТС, Баренцева и Карского морей. Изменения нормальных сезонных величин H_{500} и H_{1000}^{500} от первой половины лета ко второй одинакового порядка. При этом изменения значений H_{1000}^{500} несколько больше (на 1—4 дкб) прироста величин H_{500} по всей рассматриваемой территории, за исключением северо-востока Атлантического океана, где, наоборот, значения H_{500} изменяются намного заметнее (на 1—4 дкб). Во второй половине лета многолетние амплитуды высот достигают наибольших величин над ЕТС и Западной Сибирью (H_{500} до 12—18, а H_{1000}^{500} до 9—12 дкб).

В е. с. сезоне второй половины лета, характеризующемся положительными аномалиями приземной температуры воздуха над всей ЕТС, наблюдается хорошо развитый (по сравнению с нормальным) высотный гребень над названной территорией. В данном случае здесь типичными являются положительные аномалии H_{1000}^{500} и H_{500} . Высотные фронтальные зоны, связанные с указанным гребнем, являются антициклогенетическими. В результате этого над ЕТС часто возникает антициклогенез и преобладает (по сравнению с нормой) антициклоническая погода, что и обуславливает здесь положительные аномалии температуры воздуха за е. с. сезон. Примером такого типа являются е. с. сезоны второй половины лета 1938, 1940, 1941 и 1946 гг.

Естественный синоптический сезон второй половины лета с отрицательными аномалиями приземной температуры воздуха по всей ЕТС характеризуется слабо развитым (по сравнению с нормальным) высотным гребнем над названным районом или его отсутствием. В указанном случае типичными являются отрицательные аномалии H_{500} и H_{1000}^{500} над ЕТС. При этом над последней преобладает (по сравнению с нормой) циклоническая

погода, что и обуславливает здесь отрицательные аномалии температуры воздуха за е. с. сезон. Примером такого типа являются е. с. сезоны второй половины лета 1948 и 1950 гг.

Естественный синоптический сезон осени в среднем начинается 22 августа, амплитуда его начала составляет 28 дней, средняя продолжительность — 54, а крайние значения — 42 и 78 дней. Рассматриваемый сезон характеризуется на H_{500} высотным циклоном с центром севернее о-ва Пионер и ложбиной, направленной на Каспийское море, а также высотным гребнем в Западной Европе.

В отдельные годы карта H_{500} за е. с. сезон осени значительно отличается от карты нормальных значений, особенно на ЕТС. В этом районе амплитуды сезонных величин H_{500} достигают 28—31 дкб. Наибольшие изменения претерпевает высотная ложбина на ЕТС и Западной Сибири. Осенью происходит общее уменьшение значений H_{500} по всему рассматриваемому району (по сравнению с е. с. сезоном второй половины лета), наиболее существенное (12—17 дкб) на севере ЕТС и в районах северных морей Европы.

Естественный синоптический сезон осени характеризуется в нижней половине тропосферы гребнем тепла, направленным с западных районов Средиземного моря на Скандинавский полуостров, и ложбиной холода, ориентированной с Карского моря на Западную Сибирь. Изменения нормальной температуры слоя нижней половины тропосферы в широтном направлении значительные, за исключением районов Средней Азии, где наиболее существенны изменения в меридиональном направлении. От второй половины лета к осени происходит общее уменьшение нормальных сезонных значений H_{1000}^{500} . Причем над восточной половиной рассматриваемой территории эти изменения составляют 8—14 дкб, а над западной половиной — лишь 2—7 дкб. Отметим, что в Средней Азии и на юге Западной Сибири от второй половины лета и осени нормальные сезонные значения H_{500} изменяются на 6—8 дкб меньше, чем величины H_{1000}^{500} . Над остальной частью рассматриваемой территории они одинакового порядка. При этом над Норвежским, Гренландским, Баренцевым, Белым и Карским морями и на севере Скандинавского полуострова значения H_{1000}^{500} уменьшаются не так заметно (на 1—4 дкб), чем H_{500} . В остальных районах последние изменяются меньше, чем H_{1000}^{500} . Многолетние амплитуды значений H_{1000}^{500} осенью велики (12—22 дкб) на ЕТС, в северо-западной половине Западной Сибири, над Карским морем и п-овом Таймыр. Они несколько больше (на 1—4 дкб) амплитуд величин H_{500} в южной половине Пиренейского полуострова, над Средиземным морем, Балканским полуостровом, Малой Азией, на юге и юго-востоке Средней Азии. В остальных районах рассматриваемой территории амплитуды H_{500} больше, чем амплитуды H_{1000}^{500} .

В е. с. сезоне осени, характеризующемся положительными аномалиями приземной температуры воздуха по всей ЕТС, наблюдается высотный гребень над Восточной Европой. В данном случае типичными являются значительные положительные отклонения от нормы высот изобарических поверхностей над названным районом. При этом над ЕТС преобладают малоподвижные антициклоны или имеет место частое перемещение антициклонов с запада. В рассматриваемом случае средние за е. с. сезон значения температуры тропосферы выше нормы над Восточной Европой. Примером такого типа являются е. с. сезоны осени 1938, 1944, 1950 и 1951 гг.

В е. с. сезоне осени, характеризующемся отрицательными аномалиями приземной температуры воздуха по всей ЕТС, наблюдается хорошо развитая высотная ложбина над Восточной Европой. В указанном случае типичными являются отрицательные аномалии H_{500} и H_{1000}^{500} за е. с. сезон над названной территорией. При этом над последней имеет место преобладание циклонической деятельности с частыми и интенсивными затоками холодных масс воздуха с севера и северо-запада или же наблюдаются синоптические процессы, со значительным числом северных, очень быстро перемещающихся антициклонических образований. Примером такого типа являются е. с. сезоны осени 1939 и 1946 гг.

Естественный синоптический сезон предзимья в среднем начинается 15 октября. Амплитуда его начала составляет 31 день, средняя продолжительность — 66 дней, а крайние значения — 44 и 94 дня. Этот сезон характеризуется в средней тропосфере на H_{500} циклоном с центром севернее Северной Земли, отчетливо выраженным гребнем на западе Европы и слабым гребнем на юге ЕТС. В отдельные годы карта H_{500} за е. с. сезон предзимья существенно отличается от карты нормальных значений, особенно на ЕТС и в Западной Сибири. В этих районах амплитуды сезонных значений H_{500} достигают 20—27 дкб. В предзимье происходит общее уменьшение (по сравнению с осенью) значений H_{500} по всему рассматриваемому району. Эти изменения особенно велики (16—20 дкб) на северо-востоке ЕТС и в Западной Сибири.

В нижней половине тропосферы е. с. сезон предзимья характеризуется на H_{1000}^{500} слабо развитым гребнем тепла, ориентированным с Пиренейского полуострова на Норвежское море, и ложбиной холода над Западной Сибирью. От осени к предзимью происходит значительное уменьшение нормальных сезонных значений H_{1000}^{500} . Величины этих изменений распределяются следующим образом: в северо-восточной половине Западной Сибири и над Карским морем они составляют 20—26 дкб, в Средней Азии, юго-западной половине Западной Сибири, над северо-восточной половиной ЕТС и Баренцевым морем — 16—19 дкб, в остальных

районах рассматриваемой территории — 10—15 дкб. Значения H_{500} от осени к предзимью изменяются меньше, чем величины H_{500}^{500} над ЕТС, Западной Сибирью, Средней и Малой Азией. Они значительны (5—8 дкб) в Западной Сибири и Средней Азии. Над Западной Европой значения H_{500}^{500} меняются несколько меньше (на 1—3 дкб), чем величины H_{500} . Многолетние амплитуды сезонных значений H_{500}^{500} невелики (6—8 дкб) на западе Европы, а в остальных районах они составляют 9—16 дкб. Над Малой и Средней Азией, а также на крайнем юго-востоке Западной Сибири они несколько больше (на 1—4 дкб) амплитуд H_{500} . В остальных районах последние больше амплитуд H_{500}^{500} , особенно в Западной Сибири (кроме юго-востока), где разность этих значений достигает 8—14 дкб.

В е. с. сезоне предзимья, характеризующемся положительными аномалиями приземной температуры воздуха по всей ЕТС, наблюдается хорошо развитый (по сравнению с нормальным) высотный гребень над названным районом. Здесь типичными являются значительные положительные отклонения от нормы высот изобарических поверхностей над Восточной Европой, где преобладают (по сравнению с нормой) антициклоны западного происхождения, что и обуславливает положительные аномалии температуры воздуха за е. с. сезон. Примером такого типа являются е. с. сезоны предзимья 1949 и 1950 гг.

Встречаются случаи, когда в е. с. сезоне предзимья с положительными аномалиями приземной температуры воздуха по всей ЕТС, наблюдается хорошо развитый высотный гребень над ее восточной частью. Типичными здесь являются отрицательные отклонения от нормы высот изобарических поверхностей почти над всей ЕТС. При этом наблюдается интенсивная циклоническая деятельность в северо-западных и северных районах указанной территории, обуславливающая частый и интенсивный вынос теплых воздушных масс с запада и юго-запада. В данном случае наблюдаются средние значения за е. с. сезон температуры тропосферы выше нормы почти над всей ЕТС. Одним из примеров такого типа является е. с. сезон предзимья 1947 г.

В е. с. сезоне предзимья, характеризующемся отрицательными аномалиями приземной температуры воздуха по всей ЕТС, отсутствует высотный гребень на юге ее. В данном случае типичными являются отрицательные отклонения от нормы высот H_{500} и H_{500}^{500} над Восточной Европой. При этом над ЕТС наблюдается значительное количество (по сравнению с нормой) северных антициклонических образований, перемещающихся с большой меридиональной составляющей. Такое развитие синоптических процессов приводит к частым и интенсивным вторжениям холодных масс воздуха с севера и северо-востока на ЕТС. Примером такого типа являются е. с. сезоны предзимья 1941 и 1945 гг.

Естественный синоптический сезон зимы в среднем начи-

нается 21 декабря, амплитуда его начала составляет 46 дней, средняя продолжительность — 80 дней, а крайние значения — 61 и 101 день. Рассматриваемый сезон характеризуется в средней тропосфере на H_{500} циклоном с центром к северу от Карского моря, ложбиной, направленной на Черное море, а гребнем на западе Европы.

В отдельные годы карта H_{500} за е. с. сезон зимы значительно отличается от карты нормальных значений, особенно на северо-востоке ЕТС, над Карским морем и п-овом Таймыр, где амплитуды сезонных значений H_{500} достигают 20—23 дкб. К югу и юго-западу от указанных районов они постепенно уменьшаются, до 10—17 дкб в Западной Европе (8—11 дкб на юге Скандинавии), 6—7 дкб на Кавказе и 5—11 дкб в Средней Азии. Отсюда следует, что наибольшие изменения претерпевают циклон в Карском море и гребень на западе Европы. Зимой происходит уменьшение (по сравнению с предзимьем) значений H_{500} по всему рассматриваемому району, особенно значительное (12—15 дкб) на юге ЕТС.

Естественный синоптический сезон зимы характеризуется в нижней половине тропосферы на H_{500}^{500} гребнем тепла, направленным с западных районов Пиренейского полуострова на Гренландское море, и ложбиной холода над ЕТС и Западной Сибирью. Изменения нормальных значений средней температуры слоя нижней половины тропосферы в широтном направлении существенные, за исключением Малой и Средней Азии. При этом они примерно на 14 дкб меньше над центральными районами ЕТС, чем над о-вом Великобритания. Изменения в меридиональном направлении наиболее значительны в районах Кавказа и Средней Азии. Зимой по сравнению с предзимьем происходит общее уменьшение нормальных сезонных значений H_{500}^{500} над всей рассматриваемой территорией (над Центральной и Восточной Европой, Малой и Средней Азией, Западной Сибирью, Новой Землей и восточной половиной Средиземного моря) на 9—12 дкб, над остальными районами на 5—8 дкб. Величины уменьшения нормальных сезонных значений H_{500} и H_{500}^{500} от предзимья к зиме примерно одинаковые. При этом на ЕТС (кроме ее северной трети), над Балканским полуостровом, Малой Азией, Средиземным морем, на северо-востоке Атлантического океана и в южной половине Средней Азии уменьшение от предзимья к зиме значений H_{500} несколько больше (на 1—3 дкб) соответствующих значений H_{500}^{500} . В остальных районах, наоборот, изменения H_{500} несколько меньше (на 1—3 дкб), чем H_{500}^{500} . В отдельные годы карта H_{500}^{500} за зиму отличается от карты соответствующих нормальных значений, причем более значительно в районах Центральной Европы, Балтийского моря и юга Скандинавского полуострова, где многолетние амплитуды составляют 12—15 дкб. Наименьшие амплитуды (6—7 дкб) на-

блюдаются в Малой Азии и на Северном Кавказе. В остальной части рассматриваемой территории, за исключением отдельных небольших районов, амплитуды составляют 8—11 дкб. Отметим, что над некоторыми частями рассматриваемой территории зимой барическое поле в нижней половине тропосферы за отдельные годы более резко отличается от нормального, чем термическое. Так, например, на северо-востоке ЕТС, в Карском море и на п-ове Таймыр многолетние амплитуды H_{500} равняются 20—23 дкб, а H_{1000}^{500} достигают всего лишь 8—13 дкб. На западе Европы эти амплитуды H_{500} равны 13—17 дкб, а H_{1000}^{500} составляют только 7—10 дкб; в остальных районах они примерно одинаковые. При этом в Средней Азии, юго-восточной половине Западной Сибири, средней полосе ЕТС, в районах Балтийского моря и юга Скандинавского полуострова многолетние амплитуды сезонных значений H_{500} несколько меньше (на 1—4 дкб) амплитуд величин H_{1000}^{500} .

В е. с. сезоне зимы, характеризующемся положительными аномалиями приземной температуры воздуха по всей ЕТС, имеет место резко выраженная широтная циркуляция атмосферы. Результатом последней является частый и интенсивный вынос воздушных масс с Атлантического океана на восток Европы. Такое развитие синоптических процессов встречается в следующих случаях: а) если высотная ложбина над востоком Европы выражена слабо или вовсе отсутствует при нормальном или слабом развитии западного высотного гребня, как, например, в е. с. сезоне зимы 1943-44 и 1951-52 гг.; б) если абсолютные значения отрицательных отклонений от нормы высот изобарических поверхностей на севере Западной Европы значительно больше, чем на севере Восточной Европы; примером такого типа является е. с. сезон зимы 1948-49 г.

Естественный синоптический сезон зимы с отрицательными аномалиями приземной температуры воздуха по всей ЕТС, характеризуется резко выраженной меридиональной циркуляцией атмосферы. В результате этого наблюдается частый и интенсивный вынос холодных воздушных масс с севера и северо-востока на названную территорию. Такое развитие синоптических процессов встречается в тех случаях, когда высотная ложбина на востоке Европы хорошо выражена при нормальном или хорошем развитии высотного гребня на западе. Примером могут служить е. с. сезоны зим 1941-42 и 1949-50 гг.

Исследованию е. с. сезонов аномальных по температуре и осадкам посвящен ряд работ. Так, в 1948 г. вышла работа Каца [56], в которой приведены результаты исследования синоптических условий засушливых на ЕТС е. с. сезонов теплого полугодия. В следующем году были опубликованы работы — Блюминой, Борисовой, Кист, Цепкановой и Шишкова [10, 14, 70, 150, 160], посвященные исследованию е. с. сезонов, характеризую-

щихся значительными положительными и отрицательными отклонениями от нормы температуры воздуха над ЕТС. В этом же году в работе [57] Кац приводит результаты анализа двух типов е. с. сезонов предзимья, которые характеризуются дефицитом осадков на ЕТС. В 1951 г. вышли из печати работы Блюминой, Борисовой, Каца, Цепкановой и Шишкова [11, 15, 60, 154, 161 и 162], в которых изложены результаты исследований е. с. сезонов со значительным недобором и избытком осадков. Результаты анализа синоптических условий формирования аномалии температуры воздуха на ЕТС в осенние и летние месяцы приводятся в работах Н. В. Дмитриева и Л. В. Клименко 1953 г. В следующем году Папинашвили дал характеристику весны в Грузии. Особенности циркуляции атмосферы в е. с. сезонах со значительными аномалиями температуры воздуха на территории Закавказья рассмотрены в совместной работе Напетваридзе и Папинашвили [82] 1959 г. Кроме того, Папинашвили опубликовал в 1963 г. [114, 115] результаты исследований атмосферных макропроцессов с учетом расположения планетарных высотных фронтальных зон и количественных значений индексов циркуляции с целью выявления связей между характером развития атмосферных процессов и погодных условий в Закавказье и макроциркуляционными процессами над континентом Европы и Азии.

В. П. Некрасов в работе [84], используя многолетние месячные значения метеорологических элементов, описал особенности состояния тропосферы в е. с. сезонах над Восточной Европой. Так, зима характеризуется изотермией и инверсией в слое трения, а масса воздуха и содержание водяного пара в нем минимальные в году. Весной наибольшее повышение температуры наблюдается в слое трения, вертикальные градиенты температуры меньше влажноадиабатических, стратификация устойчивая, конвекция еще только появляется. Быстро увеличивается масса воздуха и содержание водяного пара в нем. В первой половине лета, как и весной, наибольшее повышение температуры имеет место в слое трения, стратификация влажнонеустойчивая с развитой конвекцией; масса воздуха и содержание водяного пара в нем увеличивается, но не столь быстро, как весной. Во второй половине лета стратификация влажнонеустойчивая с развитой конвекцией; масса воздуха и содержание водяного пара в нем максимальные в году. Осенью наибольшее понижение температуры наблюдается в слое трения, происходит затухание конвекции, уменьшается масса воздуха и содержание водяного пара в нем. В предзимье температура воздуха понижается равномерно, стратификация устойчивая; быстро уменьшаются масса воздуха и содержание водяного пара в нем.

Из всего изложенного в этой главе видно, что особенности циркуляции атмосферы на пространстве первого е. с. района в течение е. с. сезонов изучены относительно полно.

Глава VI

ОСОБЕННОСТИ В РАЗВИТИИ АТМОСФЕРНЫХ ПРОЦЕССОВ, ПРЕДШЕСТВУЮЩИХ Е. С. СЕЗОНАМ, ХАРАКТЕРИЗУЮЩИМСЯ АНОМАЛИЯМИ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА ОДНОГО ЗНАКА НА ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ СССР

В предыдущей главе отмечались работы [10, 14, 70, 153, 160], которые позволяют на основании анализа синоптических процессов в истекшем е. с. сезоне предсказать, будет ли наступивший е. с. сезон экстремальным в температурном отношении на Европейской территории СССР (ЕТС). В 1955 г. Пагава опубликовал результаты исследования особенностей атмосферных процессов, предшествующих е. с. сезонам, с аномалиями температуры воздуха одного знака на ЕТС [100]. При этом автор исходил из выводов, полученных в работе [97], где показано, что основным фактором, обуславливающим формирование е. с. сезона, являются условия теплообмена между океаном и континентом. Последнее позволило ему предположить, что е. с. сезонам, характеризующимся положительными или отрицательными аномалиями температуры воздуха на ЕТС, должны предшествовать е. с. сезоны, в течение которых наблюдаются условия теплообмена между океаном и континентом, отличные от нормальных. Эти условия должны привести к установлению нового характера теплообмена между океаном и континентом, обуславливающего формирование положительных или отрицательных аномалий температуры воздуха на ЕТС за е. с. сезоны.

Для анализа теплообмена между океаном и континентом были использованы изаномалы температуры воздуха.

Известно, что распределение и значение изаномал в основном обусловлены тепловым режимом подстилающей поверхности. Поэтому изменения температуры последней должно повлиять на изаномалы. Для проверки этого положения была рассмотрена месячная аномалия температуры поверхности моря в районе, ограниченном на востоке меридианом Гринвича, на юге 55° с. ш., на западе 20° з. д. и на севере 60° с. ш. Выбор района был обусловлен наличием данных наблюдений над температурой поверхности моря (с апреля 1947 г. по декабрь

1951 г.), которые были собраны из литературных источников Семеновым. За этот же период времени Пагава были построены карты месячных изаномал первого пятикилометрового слоя тропосферы, а также отклонений от нормы значений месячных изаномал. Затем были вычислены изменения от месяца к месяцу как аномалии температуры поверхности моря, так и аномалии значений изаномал в первом пятикилометровом слое тропосферы. Полученные данные, осредненные по рассматриваемому району, приведены в табл. 5.

При анализе величин, помещенных в табл. 5, следует иметь в виду, что частота наблюдений над температурой поверхности моря в разных месяцах и пунктах неодинакова и не во всех районах северного полушария имеются аэрологические наблюдения, достаточные для детального анализа карт H_{1000}^{500} . Все это не может не повлиять на точность тех величин, которые приводятся в этой таблице, но их можно считать вполне надежными для получения общего качественного вывода.

Из данных табл. 5 следует, что знаки изменений от месяца к месяцу аномалии температуры поверхности моря (графа 3) и изменений отклонений от нормы значений изаномал в первом пятикилометровом слое тропосферы (графа 7) всегда одинаковы, если последние получены из положительных значений изаномал (графа 4). Все такие случаи в последней графе табл. 5 отмечены знаком плюс (+), а остальные — знаком минус (—). По данным этой же таблицы видно, что такая связь между рассматриваемыми изменениями отсутствует в тех случаях, когда наблюдаются отрицательные значения изаномал. Это объясняется притоком тепла в место расположения последних из других районов, так как перенос тепла в атмосфере, обусловленный неоднородностью поверхности земли, происходит из области положительных в область отрицательных изаномал.

Таким образом, данные, приведенные в табл. 5, показывают, что распределение и значение изаномал в основном обусловлены тепловым режимом поверхности земли. Однако не следует ожидать, что всегда знаки изменения от месяца к месяцу аномалии температуры поверхности моря и изменения отклонений от нормы значений изаномал будут одинаковыми, так как не только температура поверхности земли влияет на тепловой режим атмосферы, но бывает и наоборот. Поэтому возможны случаи, когда при положительных изаномалах знаки изменения от месяца к месяцу аномалий температуры поверхности моря и значений аномалии изаномал не будут одинаковыми.

В связи с тем, что величина и распределение изаномал характеризуют условия теплообмена между океаном и континентом, естественно предполагать наличие связи между изаномалами в первом пятикилометровом слое тропосферы и значениями H_{1000}^{500} . Для выяснения этого вопроса были отобраны 20 пунктов,

Таблица 5

Связь между изменениями от месяца к месяцу аномалии температуры поверхности моря и изменениями аномалии значений изаномал в первом пятикилометровом слое тропосферы

Год, месяц	Значения месячной аномалии температуры поверхности моря	Изменения значений месячной аномалии температуры поверхности моря от месяца к месяцу	Отклонение значений N_{1000}^{500} в данном пункте от средних значений N_{1000}^{500} соответствующей параллели				Оценка характера изменений аномалии
			среднее месячное	нормальное	отклонение от нормы	изменение от месяца к месяцу значений аномалии	
1	2	3	4	5	6	7	8
1947 IV	+0,40		6,2	10,7	-4,5		
V	+0,68	+0,28	7,8	4,6	+3,2	+7,7	+
VI	+0,48	-0,20	0,9	-0,1	+1,0	-2,2	+
VII	+0,82	+0,34	-4,0	-3,6	-0,4	-1,4	+
VIII	+1,40	+0,58	4,1	-1,6	+5,7	+6,1	+
IX	+0,78	-0,62	3,5	0,8	+2,7	-3,0	+
X	+0,70	-0,08	9,0	8,4	+0,6	-2,1	+
XI	+0,58	-0,12	10,3	14,4	-4,1	-4,7	+
XII	+1,00	+0,42	18,3	16,3	+2,0	+6,1	+
1948 I	+0,52	-0,48	16,5	19,8	-3,3	-5,3	+
II	+0,48	-0,04	17,9	22,4	-4,5	-1,2	+
III	+0,95	+0,47	19,3	16,2	+3,1	+7,6	+
IV	+0,40	-0,55	7,4	10,7	-3,3	-6,4	+
V	+0,55	+0,15	0,0	4,6	-4,6	-1,3	+
VI	+0,30	-0,25	-3,7	-0,1	-3,6	+1,0	-
VII	+0,15	-0,15	-4,1	-3,6	-0,5	+3,1	-
VIII	0,00	-0,15	-3,5	-1,6	-1,9	-1,4	-
IX	-0,22	-0,22	1,5	0,8	+0,7	+2,6	-
X	-0,23	-0,01	7,9	8,4	-0,5	-1,2	+
XI	+0,30	+0,53	17,6	14,4	+3,2	+3,7	+
XII	+0,75	-0,45	21,1	16,3	+4,8	+1,6	+
1949 I	+0,42	-0,33	16,0	19,8	-3,8	-8,6	+
II	+0,98	+0,56	18,8	22,4	-3,6	+0,2	+
III	+0,40	-0,58	10,5	16,2	-5,7	-2,1	+
IV	+0,42	+0,02	8,4	10,7	-2,3	+3,4	+
V	-0,08	-0,50	1,8	4,6	-2,8	-0,5	+
VI	+0,72	+0,80	1,3	-0,1	+1,4	+4,2	+
VII	+0,82	+0,10	-3,5	-3,6	+0,1	-1,3	+
VIII	-0,15	-0,97	-3,7	-1,6	-2,1	-2,2	-
IX	+1,12	+1,27	5,0	0,8	+4,2	+6,3	-
X	+0,72	-0,40	8,9	8,4	+0,5	-3,7	+
XI	+0,70	-0,02	14,7	14,4	+0,3	-0,2	+
XII	+0,28	-0,42	15,6	16,3	-0,7	-1,0	+
1950 I	+0,95	+0,67	25,1	19,8	+5,3	+6,0	+
II	+0,40	-0,55	16,6	22,4	-5,8	-11,1	+
III	+0,42	+0,02	16,5	16,2	+0,3	+6,1	+
IV	+0,38	-0,04	5,1	10,7	-5,6	-5,9	+
V	+0,75	+0,37	6,0	4,6	+1,4	+7,0	+

Год, месяц	Значения месячной аномалии температуры поверхности моря	Изменения значений месячной аномалии температуры поверхности моря от месяца к месяцу	Отклонение значений H_{1000}^{500} в данном пункте от средних значений H_{1000}^{500} соответствующей параллели				Оценка характера изменений аномалий
			среднее месячное	нормаль- ное	отклонение от нормы	изменение от месяца к месяцу значений аномалий	
1	2	3	4	5	6	7	8
VI	+0,25	-0,50	1,1	-0,1	+1,2	-0,2	+
VII	+0,88	+0,63	-5,1	-3,6	-1,5	-2,7	-
VIII	+1,25	+0,37	-5,1	-1,6	-3,5	-2,0	-
IX	+0,48	-0,77	-3,4	0,8	-4,2	-0,7	-
X	+0,22	-0,26	10,7	8,4	+2,3	+6,5	-
XI	+0,02	-0,20	14,0	14,4	-0,4	-2,7	+
XII	0,00	-0,02	10,9	16,3	-5,4	-5,0	+
1951 I	+0,20	+0,20	15,1	19,8	+4,7	+0,7	+
II	+0,32	+0,12	18,2	22,4	-4,2	+0,5	+
III	0,00	-0,32	8,8	16,2	-7,4	-3,2	+
IV	-0,68	-0,68	1,5	10,7	-9,2	-1,8	+
V	-0,52	+0,16	4,0	4,6	-0,6	+8,6	+
VI	+0,32	+0,84	-3,9	-0,1	-3,8	-3,2	-
VII	+0,35	+0,03	-5,1	-3,6	-1,5	+2,3	-
VIII	+0,55	+0,20	-6,2	-1,6	-4,6	-3,1	-
IX	+0,45	-0,10	3,2	0,8	+2,4	+7,0	-
X	+0,98	+0,53	12,7	8,4	+4,3	+1,9	+
XI	+0,65	-0,33	15,5	14,4	+1,1	-3,2	+
XII	+0,22	-0,43	16,1	16,3	-0,2	-1,3	+

равномерно расположенных на пространстве первого е. с. района. По этим пунктам были вычислены за месяц нормальные изаномалы, нормы H_{1000}^{500} , а также значения изаномал и H_{1000}^{500} за каждый месяц с апреля 1947 г. по декабрь 1952 г. Затем были определены изменения от месяца к месяцу аномалии значений изаномал в первом пятикилометровом слое тропосферы и изменения отклонений от нормы H_{1000}^{500} . Полученные материалы подтвердили тесную связь между изаномалами в первом пятикилометровом слое тропосферы и значениями H_{1000}^{500} . В качестве иллюстрации (табл. 6) приводим данные по двум метеостанциям (Москва и Новосибирск). Они показывают, что всегда, когда абсолютная величина изменений аномалий значений изаномал больше единицы, знаки изменения от месяца к месяцу аномалий изаномал в первом пятикилометровом слое тропосферы и изменения аномалии значений H_{1000}^{500} одинаковые. Все эти случаи в табл. 6 отмечены знаком плюс (+), остальные — знаком минус (-).

Такая связь между изаномалами в первом пятикилометровом слое тропосферы и значениями H_{1000}^{500} дает основание считать

Таблица 6

Связь между изменениями от месяца к месяцу аномалии значений
изаномал в первом пятикилометровом слое тропосферы
и изменениями аномалии H_{1000}^{500}

Год, месяц	Москва			Новосибирск				
	Изменения от месяца к месяцу		Оценка характера изменений аномалии	Изменения от месяца к месяцу		Оценка характера изменений аномалии		
	аномалии значений изаномал	аномалии значений 500 H1000		аномалии значений изаномал	аномалии значений 500 H1000			
1947	IV	-4	-8	+	+1	+2	-	
	V	+7	+8	+	+1	-2	-	
	VI	-1	-3	-	-1	+1	-	
	VII	-2	-1	+	+6	+2	+	
	VIII	+3	+3	+	-1	-1	-	
	IX	-6	-4	+	+4	+7	+	
	X	+3	+2	+	-4	-7	+	
	XI	+9	+11	+	-1	0	-	
	XII	-2	-2	+	+4	+6	+	
	1948	I	-8	-11	+	-7	-8	+
		II	+2	+8	+	+2	+1	+
		III	+1	-1	-	-1	-2	-
IV		+2	+3	+	+1	+1	-	
V		+3	+1	+	-1	0	-	
VI		-12	-13	+	+5	+6	+	
VII		+4	+3	+	-2	-4	+	
VIII		-1	-2	-	+1	0	-	
1948	IX	+2	+2	+	+6	+5	+	
	X	-1	0	-	-5	-3	+	
	XI	+11	+10	+	-1	-2	-	
	XII	-1	+2	-	+4	+8	+	
1949	I	-17	-25	+	-16	-22	+	
	II	+12	+21	+	+6	+9	+	
	III	-4	-2	+	+6	+11	+	
	IV	+8	+4	+	-2	-7	+	
	V	-2	-4	+	0	+2	-	
	VI	-2	-4	+	0	0	-	
	VII	-5	-3	+	+6	+7	+	
	VIII	+5	+6	+	-10	-12	+	
	IX	0	-1	-	+13	+14	+	
	X	+7	+5	+	-14	-17	+	
	XI	+3	+5	+	+2	+6	+	
	XII	-15	-7	+	+2	+7	+	
1950	I	+9	+9	+	-1	+2	-	
	II	-6	-2	+	-1	+2	-	
	III	+11	+12	+	-4	-6	+	
	IV	-13	-14	+	+6	+7	+	
	V	+1	-2	-	+8	+3	+	
	VI	-1	-1	-	-1	+2	-	
	VII	-2	-1	+	+2	+1	+	

Год, месяц	Москва			Новосибирск			
	Изменения от месяца к месяцу		Оценка характера изменений аномалии	Изменения от месяца к месяцу		Оценка характера изменений аномалии	
	аномалии значений изаномал	аномалии значений 500 H1000		аномалии значений изаномал	аномалии значений 500 H1000		
1951	VIII	+3	+6	+	-3	-3	+
	IX	+1	-1	-	+4	+2	+
	X	+4	+6	+	-15	-15	+
	XI	0	+2	-	+10	+16	+
	XII	-1	-4	-	-2	-6	+
	I	-2	-2	+	-20	-21	+
	II	+2	+5	+	+14	+20	+
	III	0	+2	-	+2	+1	+
	IV	-10	-17	+	+7	+4	+
	V	+8	+8	+	-2	-5	+
	VI	-3	-4	+	+4	+7	+
	VII	+2	+3	+	-8	-7	+
1952	VIII	-4	-2	+	+8	+7	+
	IX	+1	-2	-	-3	-6	+
	X	+3	+5	+	-1	+2	-
	XI	+4	+7	+	+10	+9	+
	XII	+1	0	-	+1	-3	-
	I	-9	-6	+	-11	-4	+
	II	-10	-8	+	-4	-6	+
	III	+6	+9	+	-6	-3	+
	IV	-5	-7	+	+13	+11	+
	V	+6	+4	+	-2	-3	+
	VI	-2	-2	+	+1	+3	-
	VII	0	0	-	+3	+4	+
VIII	+2	+2	+	+1	-1	-	
IX	+1	-1	-	-5	-5	+	
X	+6	+7	+	-11	-15	+	
XI	-5	-3	+	+9	+15	+	
XII	0	+1	-	+3	+2	+	

возможным использование карт изаномал для выявления условий формирования е. с. сезонов, характеризующихся аномалиями температуры воздуха одного знака на ЕТС. С этой целью были построены карты месячных изаномал в первом пятикилометровом слое тропосферы на пространстве всего северного полушария с 1947 по 1953 г. За более ранние годы нет данных, достаточных для построения таких карт изаномал. Результаты анализа материалов приводятся ниже.

С 1947 по 1953 г. наблюдались два е. с. сезона зимы, характеризующихся положительными аномалиями температуры воздуха на ЕТС (1948-49 и 1951-52 гг.) и один е. с. сезон зимы с отрицательными отклонениями от нормы температуры воздуха на этой территории (1949-50 г.).

Анализ карт изаномал за месяцы, предшествующие е. с. сезонам зимы, показал, что распределение изаномал в ноябре дает возможность судить о том, будут ли в настоящем е. с. сезоне зимы иметь место положительные или отрицательные аномалии температуры воздуха на ЕТС. Так, например, в ноябре 1951 г. очаг положительных изаномал находится в районе Северного моря¹ (рис. 30), т. е. несколько восточнее его нормального положения (рис. 31). Аналогично расположен очаг положительных изаномал и в ноябре 1948 г. В этих месяцах большая часть Западной Европы занята положительными отклонениями от нормы значений изаномал (рис. 32). При этом над Восточной Европой имеются положительные величины разностей между аномалиями значений изаномал в январе 1952 г. и ноябре 1951 г. (рис. 33). Аналогично располагаются разности между аномалиями значений изаномал в январе 1949 г. и ноябре 1948 г. Распределение изаномал в ноябре 1947, 1949, 1950 и 1952 гг. значительно отличается от распределения их в ноябре 1948 и 1951 гг.

Отметим, что ноябрь, как правило, целиком входит в е. с. сезон предзимья, поэтому карта изаномал за ноябрь дает основание судить о характере теплообмена между океаном и континентом в е. с. сезоне предзимья. Известно также, что январь, как правило, полностью входит в е. с. сезон зимы, в связи с чем изаномалы в январе позволяют судить о состоянии теплообмена между океаном и континентом в е. с. сезоне зимы.

Наличие в ноябре 1948 и 1951 гг. очага положительных изаномал восточнее его нормального положения и положительных аномалий значений изаномал над большей частью Западной Европы показывает, что в эти годы в течение е. с. сезона предзимья имел место в указанном районе очаг тепла более интенсивный, чем обычно. А положительные разности между аномалиями значений изаномал в январе и ноябре над Восточной Европой означают, что в эти годы от е. с. сезона предзимья к е. с. сезону зимы имел место более интенсивный, чем обычно, вынос тепла с запада на Восточную Европу.

Анализ месячных изаномал, а также приземных и высотных синоптических карт за е. с. сезоны предзимья 1948 и 1951 гг. и зим 1948-49 и 1951-52 гг. показал следующее. В течение предзимья в Западной Европе очаг тепла, более значительный, чем обычно, приводит к частому формированию высотного гребня в этом районе. Последнее обуславливает преобладание синоптических процессов, характеризующихся перемещением антициклонических образований с запада на восток через Западную Европу, а через Скандинавию на юго-восток. При этом

¹ Карты изаномал были построены для всего северного полушария, но в данной работе для удобства они приводятся только по первому е. с. району.

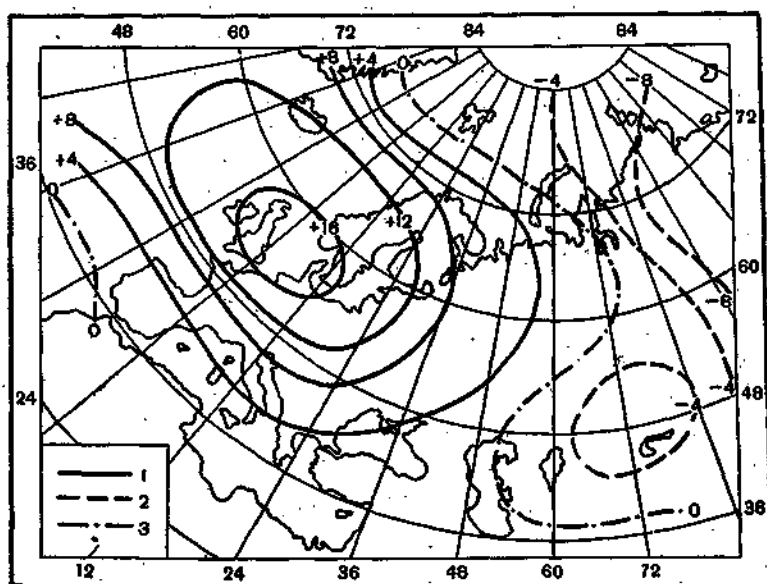


Рис. 30. Изаномалы H_{1000}^{500} за ноябрь 1951 г.
1 — положительные изаномалы, 2 — отрицательные, 3 — нулевые.

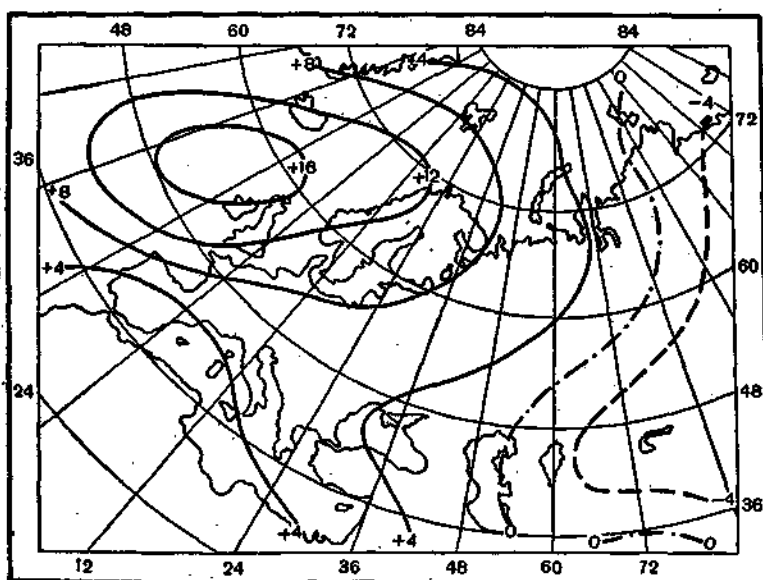


Рис. 31. Изаномалы H_{1000}^{500} . Ноябрь.
Усл. обозначения см. рис. 30.

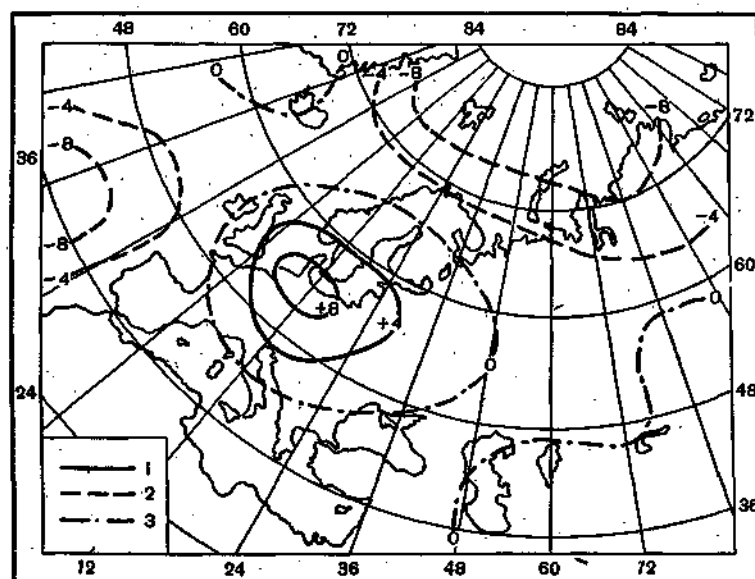


Рис. 32. Отклонения от нормы значений изаномал H_{1000}^{500} за ноябрь 1951 г.

1 — положительные отклонения, 2 — отрицательные, 3 — нулевые.

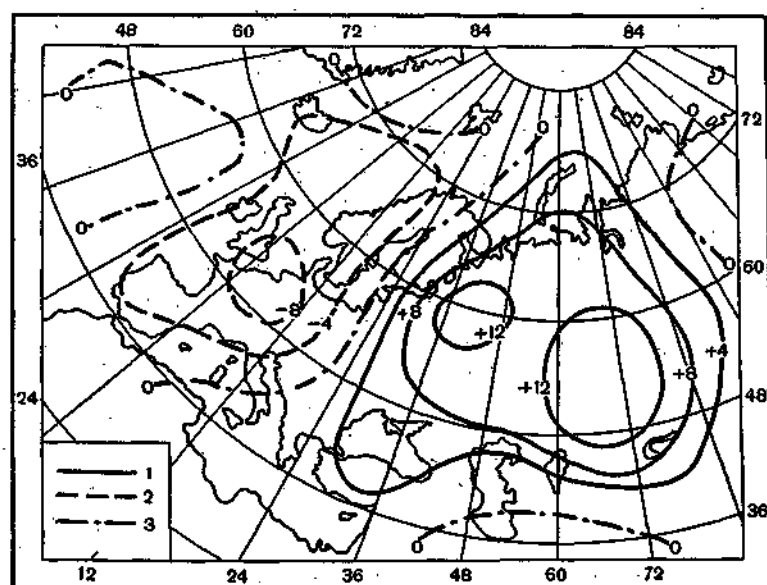


Рис. 33. Разности между аномалиями значений изаномал H_{1000}^{500} за январь 1952 г. и ноябрь 1951 г.

1 — положительная разность, 2 — отрицательная, 3 — нулевая.

наблюдается более интенсивный, чем нормально, вынос тепла с запада в течение е. с. сезона предзимья, что в свою очередь приводит к формированию такого е. с. сезона зимы, в течение которого преобладают синоптические процессы, характеризующиеся положительными аномалиями высот изобарических поверхностей на юге ЕТС при нормальном или слабом развитии

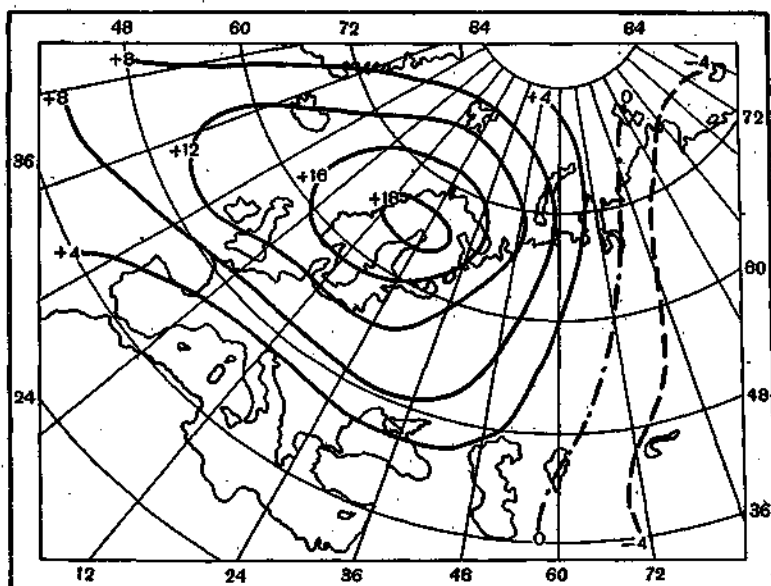


Рис. 34. Изаномалы H_{1000}^{500} за ноябрь 1949 г.
Усл. обозначения см. рис. 30.

высотного гребня на западе Европы и широтном перемещении барических образований. Это обуславливает наличие положительной аномалии температуры воздуха на ЕТС за зимний е. с. сезон.

В ноябре 1949 г. очаг положительных изаномал находится на Скандинавии (рис. 34), т. е. северо-восточнее его нормального положения (см. рис. 31). Очаг положительных аномалий значений изаномал расположен на севере Скандинавии (рис. 35). При этом Восточная Европа занята отрицательными величинами разностей между аномалиями значений изаномал в январе 1950 г. и ноябре 1949 г. (рис. 36). Поле изаномал в ноябре 1947, 1948 и 1950—1952 гг. значительно отличается от распределения их в ноябре 1949 г.

Наличие в ноябре 1949 г. очага положительных изаномал северо-восточнее его нормального положения и очага положительных аномалий значений изаномал на севере Скандинавии

означает, что в течение е. с. сезона предзимья 1949 г. имел место в названном районе очаг тепла, более интенсивный, чем обычно. А отрицательные разности между аномалиями значений изаномал в январе 1950 г. и ноябре 1949 г. над Восточной Европой показывают, что в этом году от е. с. сезона предзимья к е. с. сезону зимы имел место менее интенсивный, чем обычно, вынос тепла с запада на упомянутую территорию.

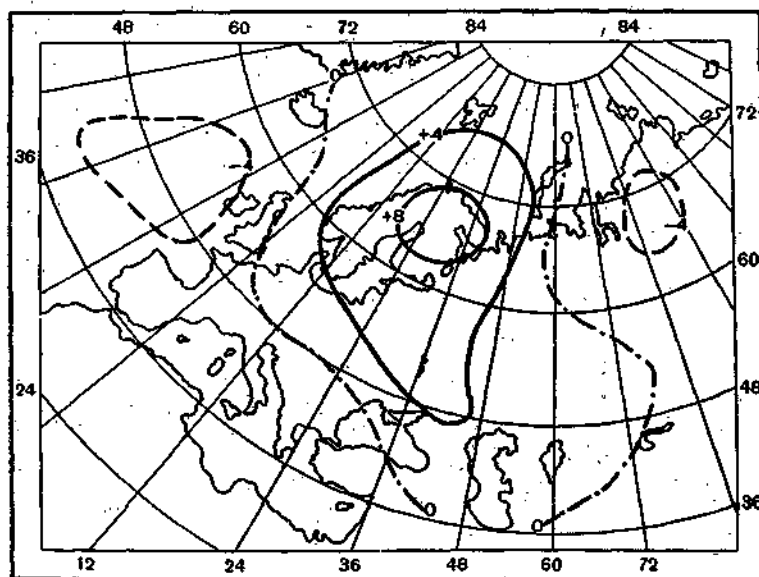


Рис. 35. Отклонения от нормы значений изаномал H_{1000}^{100} за ноябрь 1949 г.

Усл. обозначения см. рис. 32.

В результате анализа изаномал за ноябрь 1949 г. и за январь 1950 г., а также приземных и высотных синоптических карт за е. с. сезоны предзимья 1949 г. и зимы 1949-50 г. получено следующее. В течение предзимья в районе Скандинавии имеется очаг тепла, более значительный, чем обычно, что приводит к частому формированию высотного гребня в этом районе и осуществлению ультраполярных процессов. При этом наблюдается более интенсивный, по сравнению с нормальным, вынос тепла с северо-восточной части Атлантического океана на Скандинавию в течение е. с. сезона предзимья. В результате формируется такой е. с. сезон зимы, в течение которого преобладают синоптические процессы, характеризующиеся отрицательными отклонениями от нормы высот изобарических поверхностей на

ЕТС при нормальном или хорошем развитии высотного гребня на западе Европы и частым выносом холодных масс воздуха с севера и северо-востока на Восточную Европу. Указанное обуславливает отрицательную аномалию температуры воздуха на ЕТС.

В период с 1947 по 1953 г. наблюдались два е. с. сезона весны, характеризующиеся положительными отклонениями от

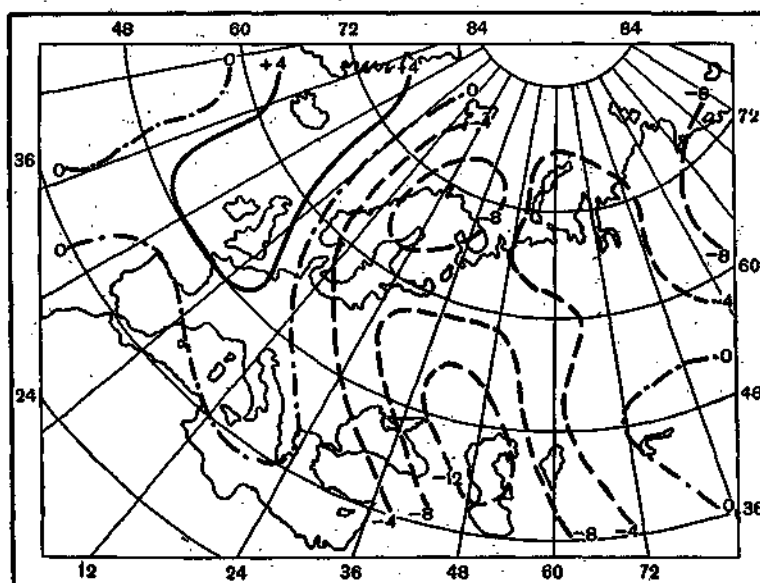


Рис. 36. Разности между аномалиями значений изаномал H_{1000}^{500} за январь 1950 г. и ноябрь 1949 г.
Усл. обозначения см. рис. 33.

нормы температуры воздуха на ЕТС (1950 и 1951 гг.), и одна весна, характеризующаяся отрицательными отклонениями (1952 г.). Анализ карт изаномал показал, что распределение изаномал в январе и феврале дает возможность судить о том, будут ли в наступающем е. с. сезоне весны иметь место положительные или отрицательные аномалии температуры воздуха на ЕТС. Так, например, в январе 1950 г. очаг положительных изаномал расположен несколько северо-западнее Британских островов (рис. 37), и интенсивность его лишь немного больше нормального значения (рис. 38). В феврале того же года очаг положительных изаномал находится в районе Британских островов (рис. 39), а значения в нем несколько меньше нормы (рис. 40). Следовательно, интенсивность очага положительных изаномал от января к февралю уменьшается, а местоположение

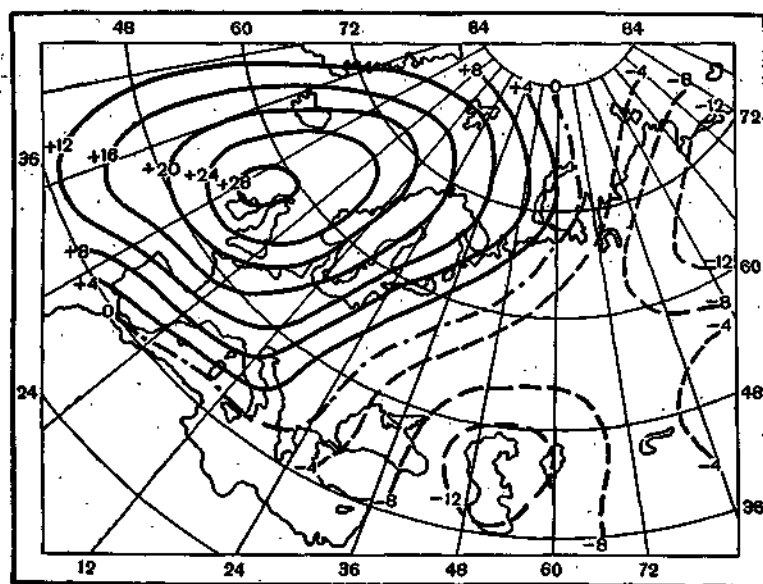


Рис. 37. Изаномалы H_{1000}^{500} за январь 1950 г.
Усл. обозначения см. рис. 30.

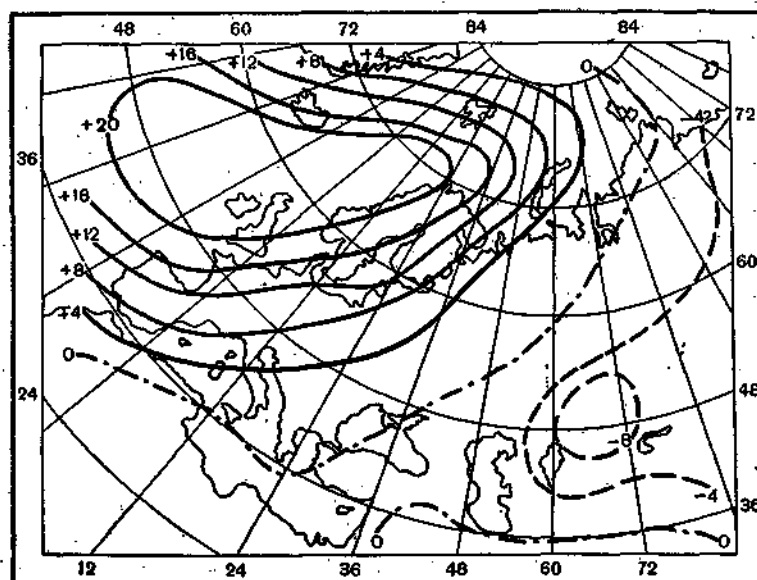


Рис. 38. Изаномалы H_{1000}^{500} . Январь.
Усл. обозначения см. рис. 30.

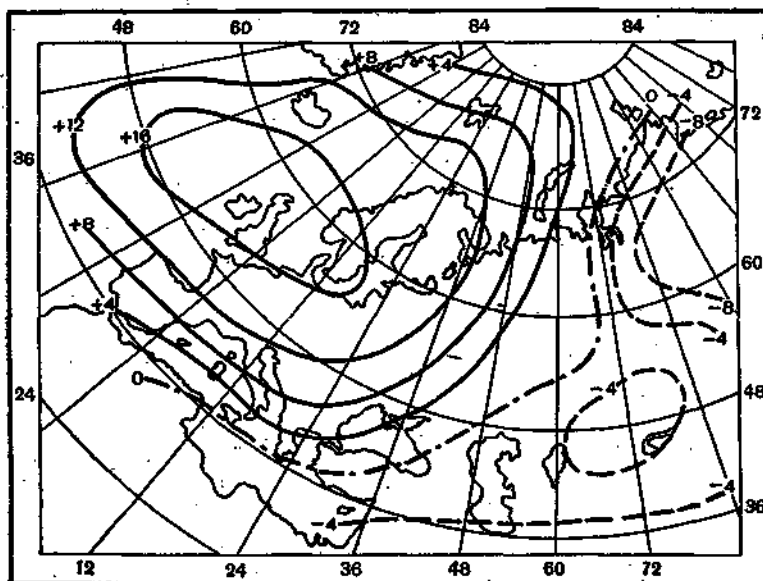


Рис. 39. Изаномалы N_{1000}^{500} за февраль 1950 г.
Усл. обозначения см. рис. 30.

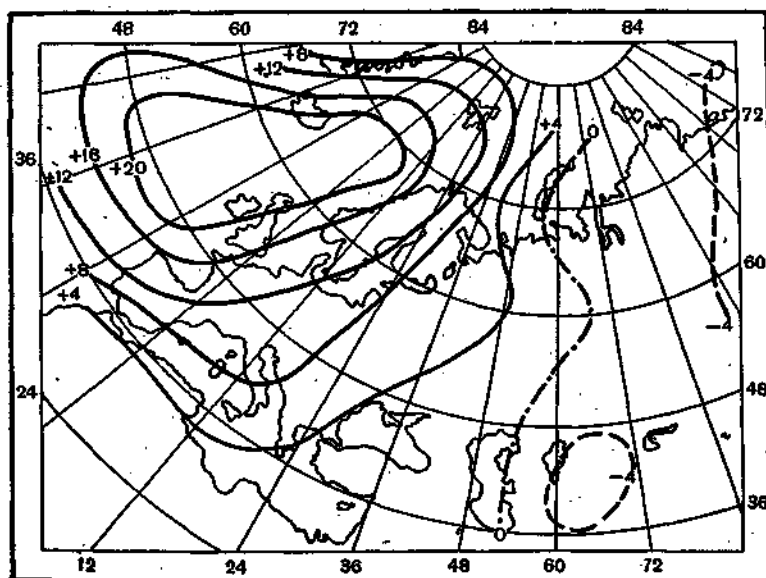


Рис. 40. Изаномалы N_{1000}^{500} . Февраль.
Усл. обозначения см. рис. 30.

его сдвигается к востоку. При этом северо-восточная часть Атлантического океана и юго-западные районы Западной Европы заняты отрицательными, а остальная часть Европы положительными величинами разностей между аномалиями значений изаномал в феврале и январе 1950 г. (рис. 41). На ЕТС наблюдаются положительные величины разностей между аномалиями

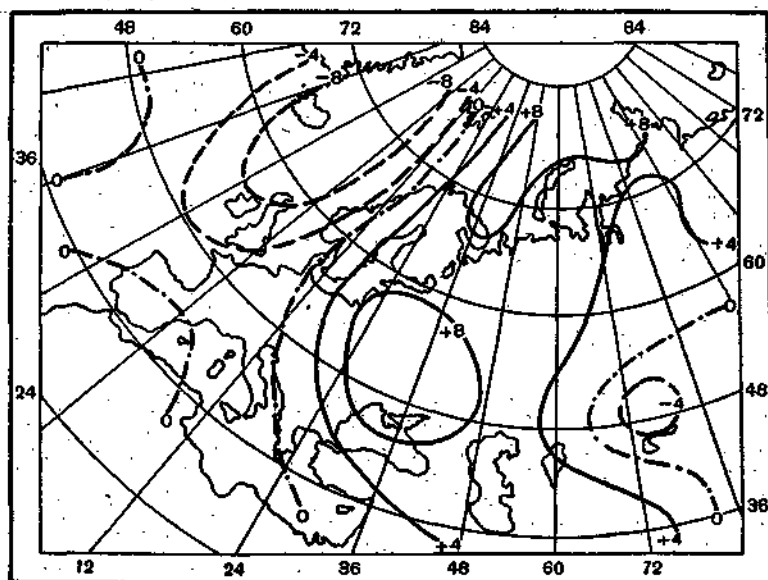


Рис. 41. Разности между аномалиями значений изаномал H_{1000}^{500} за февраль и январь 1950 г.
Усл. обозначения см. рис. 33.

значений изаномал в апреле и феврале 1950 г. (рис. 42). Изменения изаномал от января к февралю 1951 г. примерно такого же характера, что и соответствующие изменения в 1950 г. В 1951 г. очаг положительных изаномал от января к февралю, не меняя интенсивности, смещается на северо-восток. Рассматривая характер изменения изаномал от января к февралю в 1947—1949, 1952 и 1953 гг., отчетливо видно, что он совершенно иной, чем в 1950 и 1951 гг.

Смещение очага положительных изаномал от января к февралю без усиления на восток или на северо-восток и наличие положительных величин разностей между аномалиями значений изаномал в феврале и январе на большей части Скандинавии, Центральной и Восточной Европы, наблюдавшиеся в 1950 и 1951 гг., указывают на увеличение интенсивности очага тепла

от января к февралю в названном районе. А положительные величины разностей между аномалиями значений изаномал в апреле и феврале на востоке Европы означают, что в эти годы от е. с. сезона зимы к е. с. сезону весны имел место более интенсивный, чем обычно, вынос тепла с запада на упомянутую территорию.

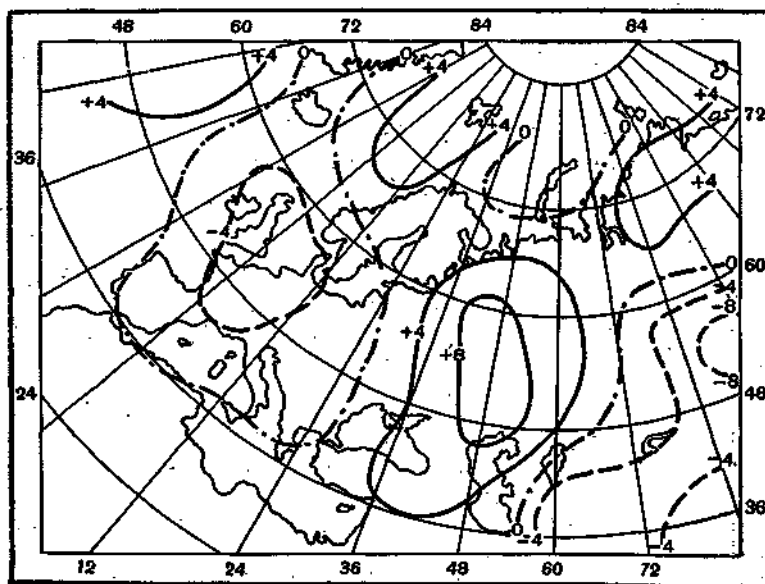


Рис. 42. Разности между аномалиями значений H^{500}_{1000} за апрель и февраль 1950 г.

Усл. обозначения см. рис. 33.

Анализ месячных изаномал, а также приземных и высотных синоптических карт за е. с. сезоны зимы 1949-50 и 1950-51 гг. и за е. с. сезоны весны 1950 и 1951 гг. показал следующее: Увеличение интенсивности тепла во второй половине е. с. сезона зимы в Европе приводит к тому, что барические образования перемещаются с большей широтной составляющей, чем в первой половине указанного сезона. От е. с. сезона зимы к е. с. сезону весны происходит более интенсивный, чем обычно, вынос тепла с запада на Восточную Европу. Он приводит к формированию такой весны, в течение которой преобладают синоптические процессы, характеризующиеся положительными отклонениями от нормы высот изобарических поверхностей над ЕТС при слабом развитии или отсутствии высотного гребня на западе Европы и перемещением барических образований примерно с запада на

восток. Указанное обуславливает положительную аномалию температуры воздуха на ЕТС за е. с. сезон весны.

В 1952 г. как в январе, так и феврале очаг положительных изаномал в северо-восточной части Атлантического океана занимает нормальное положение, но интенсивность его увеличивается от января к февралю (рис. 43 и 44). При этом над упомянутой акваторией находятся положительные, а на большей части

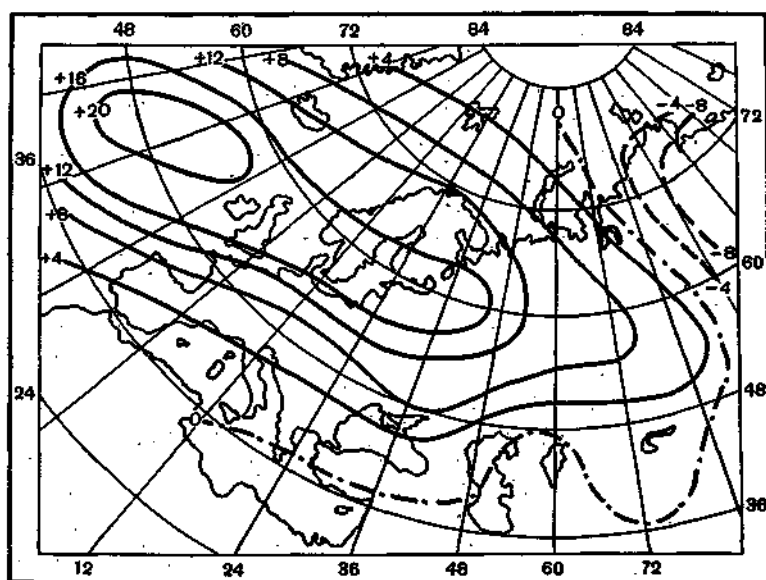


Рис. 43. Изаномалы H_{1000}^{500} за январь 1952 г.
Усл. обозначения см. рис. 30.

Европы отрицательные величины разностей между аномалиями значений изаномал в феврале и январе 1952 г. (рис. 45). На ЕТС наблюдаются отрицательные, а в Западной Европе положительные величины разностей между аномалиями значений изаномал в апреле и феврале 1952 г. (рис. 46). Характер изменения изаномал от января к февралю в 1947—1951 и 1953 гг. совершенно иной, чем в 1952 г.

Усиление очага положительных изаномал от января к февралю при сохранении его нормального положения и положительные величины разностей между аномалиями значений изаномал в феврале и январе 1952 г. в северо-восточной части Атлантического океана указывают на имевшее место в этом году увеличение интенсивности очага тепла от января к февралю в названном районе. А положительные разности между аномалиями зна-

чений изаномал в апреле и феврале 1952 г. в Западной Европе означают, что в этом году имел место от е. с. сезона зимы к е. с. сезону весны более интенсивный, чем обычно, вынос тепла с запада на указанную территорию.

Анализ месячных изаномал, а также приземных и высотных синоптических карт за е. с. сезон зимы 1951-52 г. и е. с. сезон

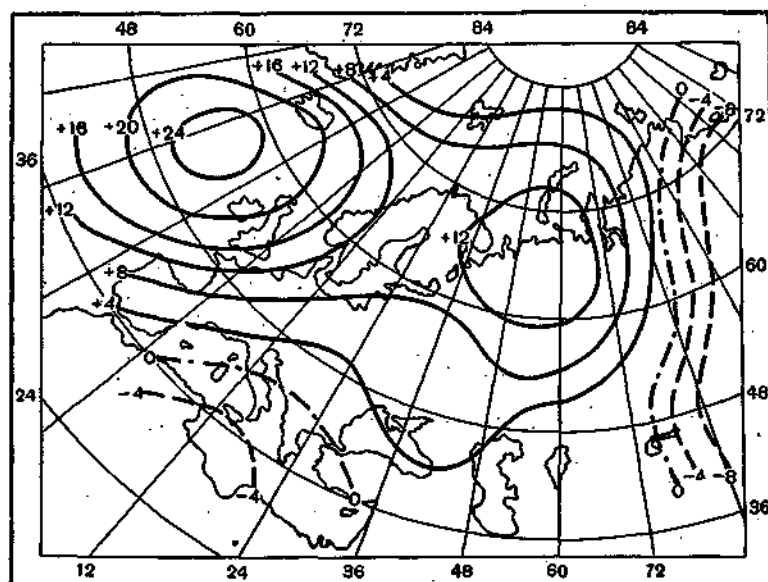


Рис. 44. Изаномалы H_{1000}^{500} за февраль 1952 г.
Усл. обозначения см. рис. 30.

весны 1952 г. показал следующее. Увеличение интенсивности очага тепла во второй половине е. с. сезона зимы в северо-восточной части Атлантического океана приводит к тому, что во второй половине е. с. сезона зимы усиливается циклоническая деятельность в Западной Европе и антициклоническая на северо-востоке и востоке Европы. А более интенсивный, чем обычно, вынос тепла на Западную Европу от е. с. сезона зимы к е. с. сезону весны способствует преобладанию весенних синоптических процессов, характеризующихся хорошо развитыми, по сравнению с нормальными, высотной ложбиной над ЕТС и высотным гребнем над Западной Европой при перемещении антициклонических образований по Восточной Европе с резко выраженной меридиональной составляющей. Это обуславливает отрицательную аномалию температуры воздуха на ЕТС за е. с. сезон весны.

С 1947 по 1953 г. наблюдались два е. с. сезона первой

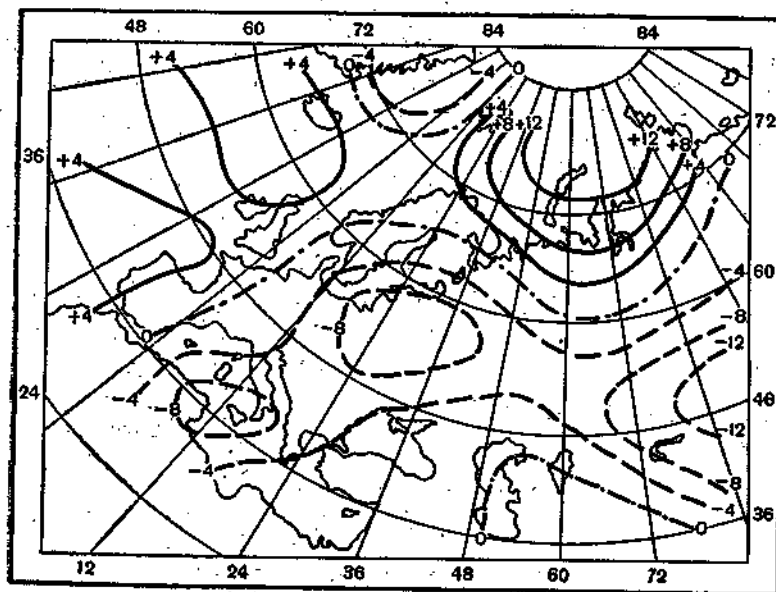


Рис. 45. Разности между аномалиями значений изаномал H_{1000}^{500} за февраль и январь 1952 г.
Усл. обозначения см. рис. 33.

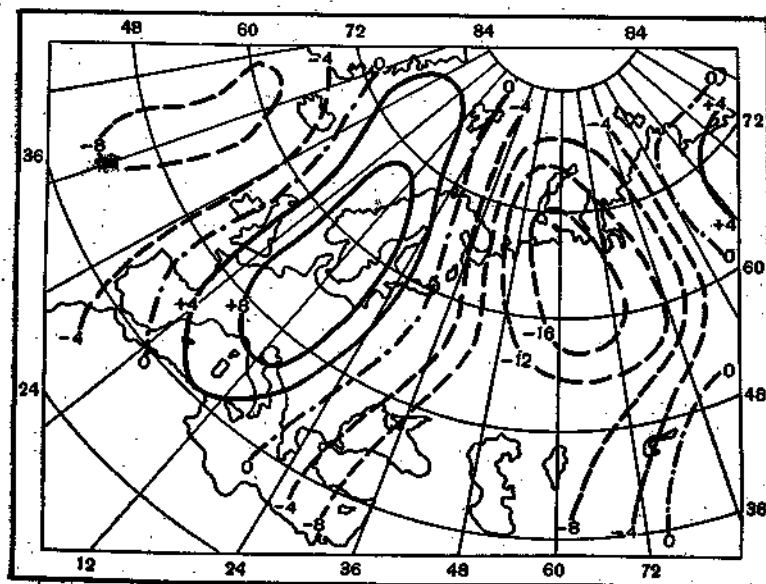


Рис. 46. Разности между аномалиями значений изаномал H_{1000}^{500} за апрель и февраль 1952 г.
Усл. обозначения см. рис. 33.

половины лета, характеризующихся положительными аномалиями температуры воздуха на ЕТС (1948 и 1953 гг.). За рассматриваемый период не было е. с. сезона первой половины лета с отрицательной аномалией температуры воздуха над названной территорией. Анализ изаномал показал, что распределение их

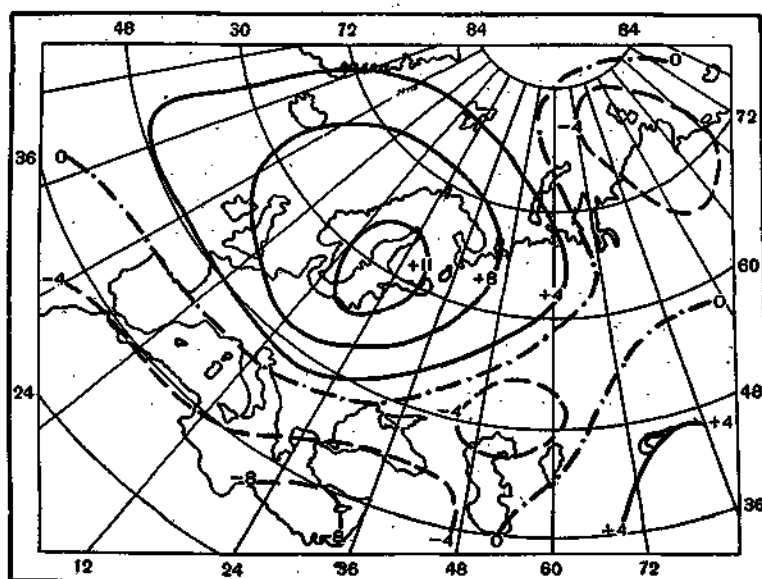


Рис. 47. Изаномалы H^{500}_{1000} за апрель 1948 г.
Усл. обозначения см. рис. 30.

в апреле дает возможность судить, будут ли на ЕТС в наступающем е. с. сезоне первой половины лета положительные аномалии температуры воздуха. Так, например, в апреле 1948 г. очаг отрицательных изаномал находится на севере Каспийского моря, а очаг положительных — в районе Балтийского моря (рис. 47), т. е. значительно восточнее его нормального положения (рис. 48). В районе Балтийского моря расположен также очаг положительных аномалий значений изаномал, в то время как юго-восток ЕТС занят отрицательными аномалиями (рис. 49). При этом над Восточной Европой находятся положительные величины разностей между аномалиями значений изаномал в июне и апреле 1948 г. (рис. 50). Характер распределения изаномал в апреле 1953 и 1948 гг. примерно одинаков, а в апреле 1947, 1949—1952 гг. — существенно отличен.

Положительные аномалии значений изаномал в апреле с очагом над Балтийским морем, наблюдавшиеся в 1948 и 1953 гг.,

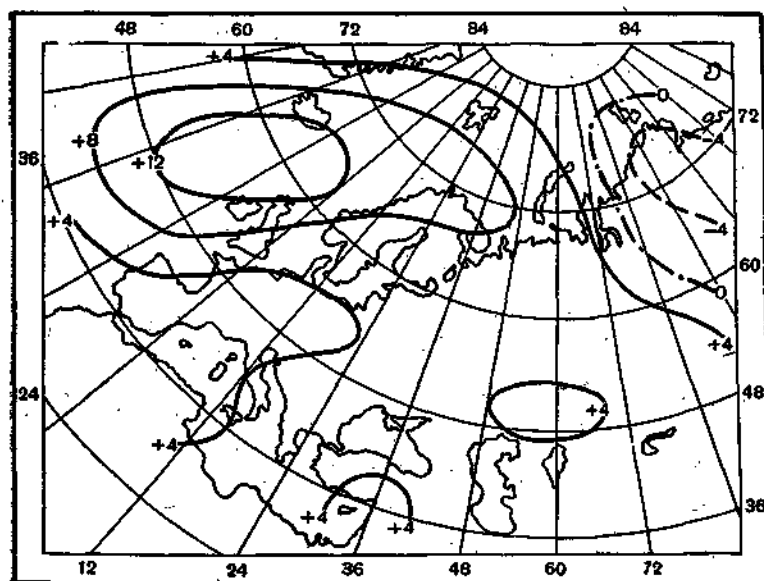


Рис. 48. Изаномалы H_{1000}^{500} . Апрель.
Усл. обозначения см. рис. 30.

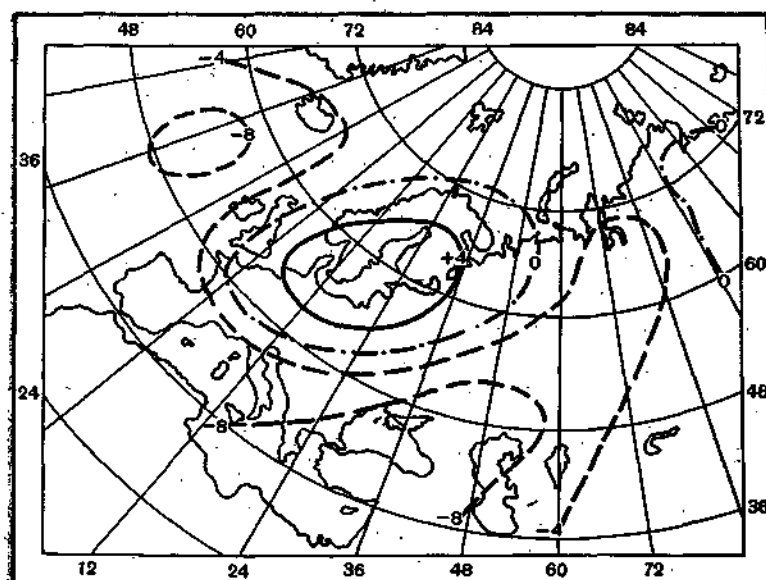


Рис. 49. Отклонения от нормы значений изаномал H_{1000}^{500} за апрель 1948 г.
Усл. обозначения см. рис. 32.

указывают на то, что в течение е. с. сезона весны в названном районе очаг тепла был интенсивнее нормального. А положительные величины разностей между аномалиями значений изаномал в июне и апреле над Восточной Европой, наблюдавшиеся в 1948 и 1953 гг., означают, что в эти годы имел место от е. с. сезона весны к е. с. сезону первой половины лета более мощный, чем обычно, вынос тепла с запада на Восточную Европу.

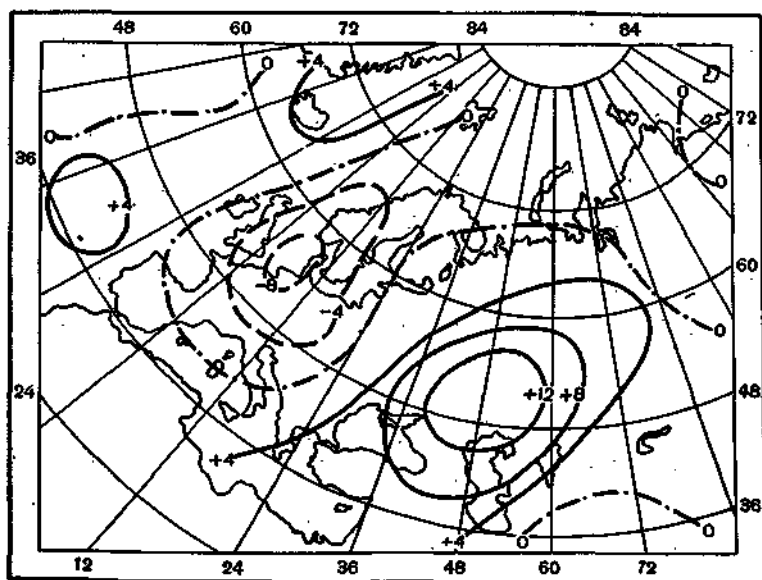


Рис. 50. Разности между аномалиями значений изаномал H_{1000}^{500} за июнь и апрель 1948 г.
Усл. обозначения см. рис. 33.

Анализ месячных изаномал, а также приземных и высотных синоптических карт за е. с. сезон первой половины лета 1948 и 1953 гг. показал следующее. В течение е. с. сезона весны очаг тепла, интенсивнее нормального, над Скандинавией и Балтийским морем приводит к частому формированию в этом районе высотного гребня, обуславливающего преобладание меридионального типа циркуляции атмосферы. А более интенсивный, чем обычно, вынос тепла с запада на Восточную Европу от е. с. сезона весны к е. с. сезону первой половины лета приводит к формированию такого е. с. сезона первой половины лета, в течение которого преобладают синоптические процессы, характеризующиеся положительными отклонениями от нормы высот изобарических поверхностей и преобладанием антициклониче-

ской погоды над ЕТС. Такие синоптические процессы обуславливают здесь в е. с. сезоне первой половины лета положительную аномалию температуры воздуха.

В период с 1947 по 1953 г. за два года (1948 и 1950) наблюдались е. с. сезоны второй половины лета, характеризующиеся отрицательными аномалиями температуры воздуха на ЕТС. За

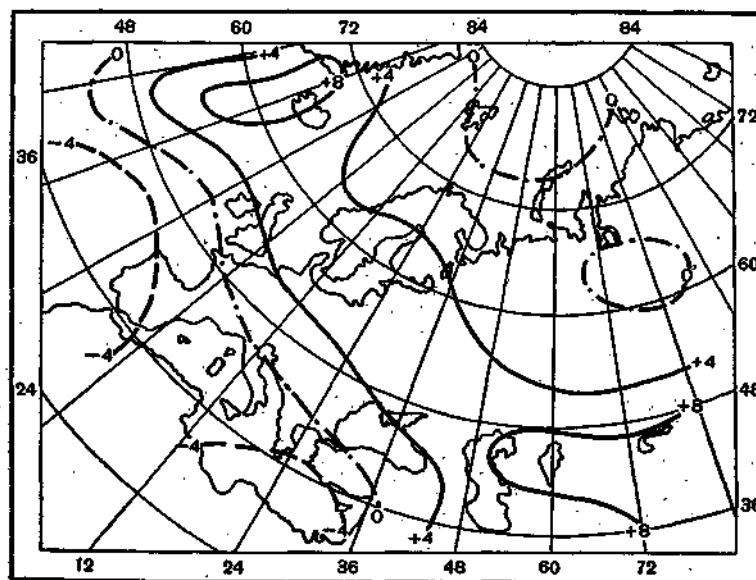


Рис. 51. Изаномалы H_{1000}^{500} за май 1950 г.
Усл. обозначения см. рис. 30.

рассматриваемый период не было е. с. сезонов второй половины лета с положительными аномалиями температуры воздуха на указанной территории. Анализ изаномал показал, что распределение их в мае и июне дает возможность судить о том, будут ли в наступающем е. с. сезоне второй половины лета иметь место отрицательные аномалии температуры воздуха на ЕТС. Так, например, в мае 1950 г. очаг положительных изаномал расположен в районе Исландии (рис. 51) и отсутствует очаг положительных изаномал, который на карте распределения нормальных значений изаллогипс в мае находится на ЕТС (рис. 52). На карте изаномал в июне того же года очаг положительных изаномал расположен в Западной Сибири, но положительные значения изаномал распространяются на район Исландии (рис. 53), чего нет на карте нормальных значений изаномал в июне (рис. 54). Над Норвежским и Гренландским морями находятся положительные

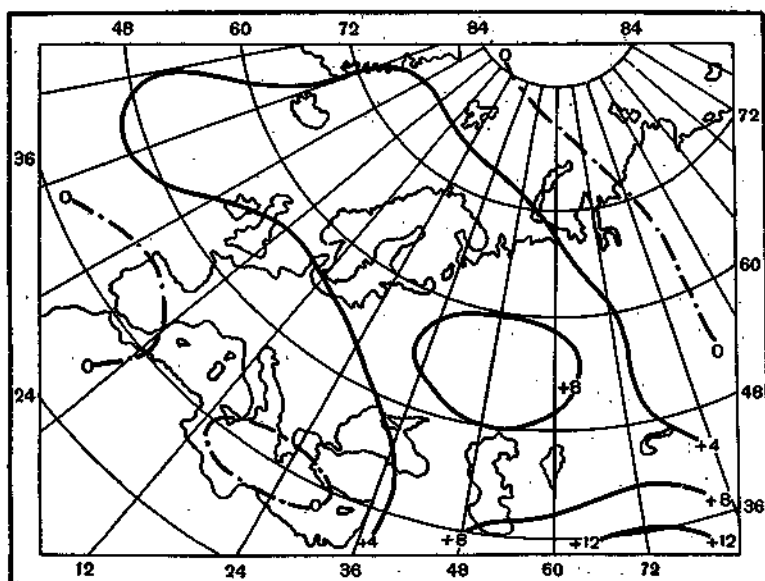


Рис. 52. Изаномалы H_{1000}^{500} . Май.
Усл. обозначения см. рис. 30.

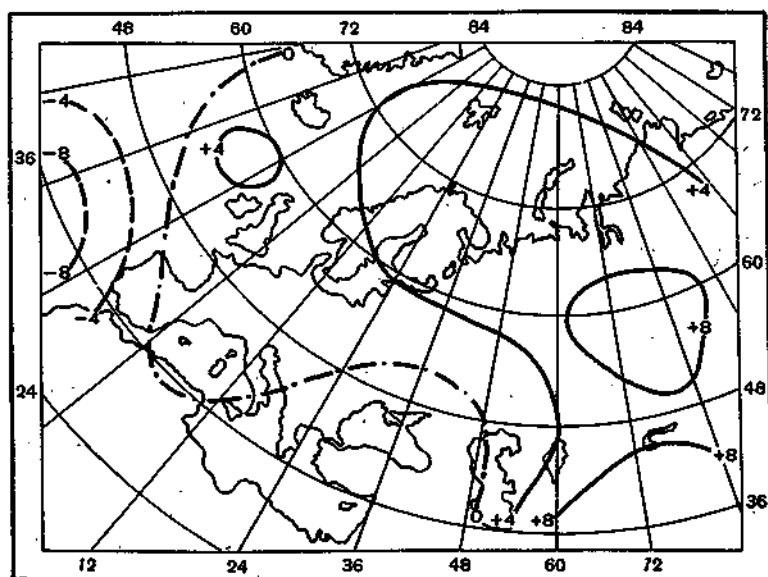


Рис. 53. Изаномалы H_{1000}^{300} за июнь 1950 г.
Усл. обозначения см. рис. 30.

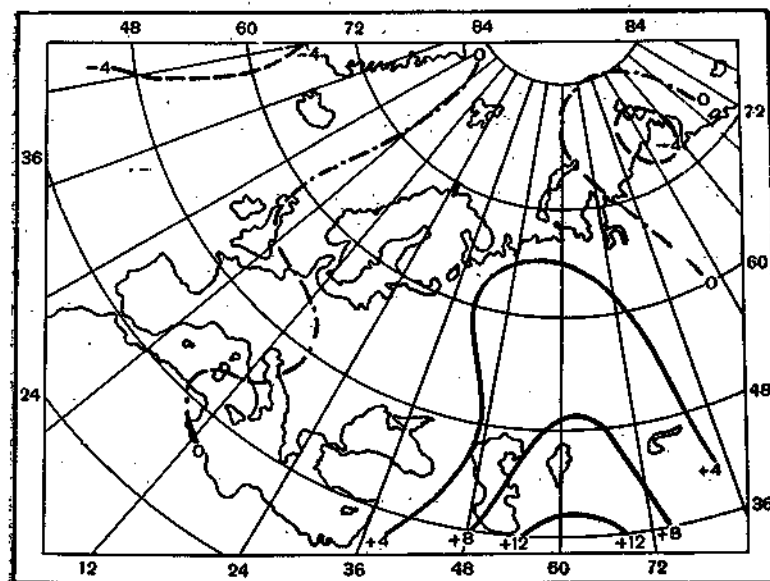


Рис. 54. Изаномалы H_{1000}^{500} . Июнь.
Усл. обозначения см. рис. 30.

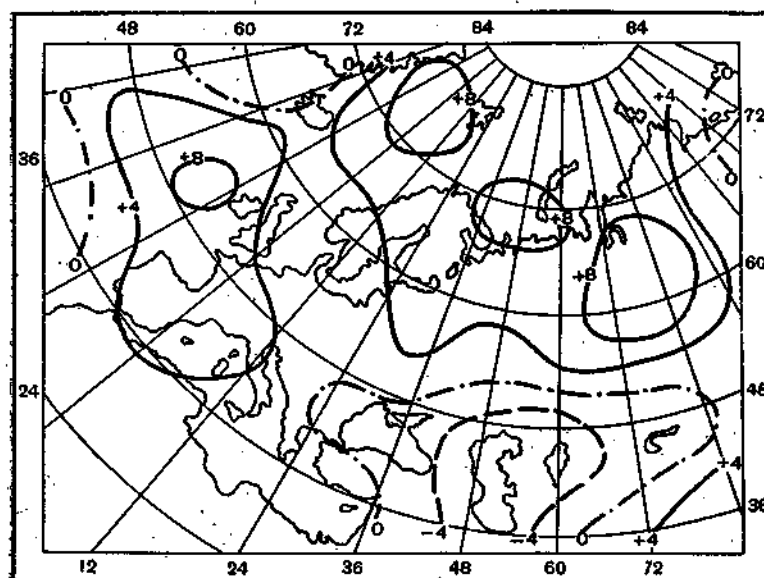


Рис. 55. Разности между аномалиями значений изаномал H_{1000}^{500}
за июнь и май 1950 г.
Усл. обозначения см. рис. 33.

величины разностей между аномалиями значений изаномал в июне и мае 1950 г. (рис. 55). В этом районе изменения изаномал от мая к июню 1948 г. имеют такой же характер, что и соответствующие изменения в 1950 г. Как в 1948 г., так и в 1950 г. вся Восточная Европа занята отрицательными разностями аномалий значений изаномал в июне и июле (рис. 56). Характер

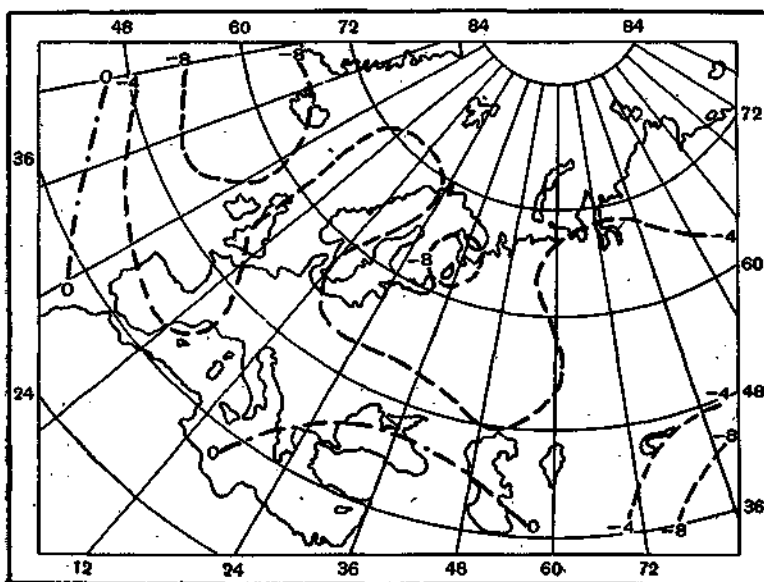


Рис. 56. Разности между аномалиями значений изаномал H_{1000}^{500} за июль и июнь 1950 г.
Усл. обозначения см. рис. 33.

изменений изаномал в мае и июне в 1947, 1949 и 1951—1953 гг. совершенно иной, чем в 1948 и 1950 гг.

Наличие в районе Норвежского и Гренландского морей положительных величин разностей между аномалиями значений изаномал в июне и мае 1948 и 1950 гг. указывает на увеличение интенсивности очага тепла в этом районе. Анализ месячных изаномал, а также приземных и высотных синоптических карт за е. с. сезоны первой и второй половины лета 1948 и 1950 гг. показал следующее. В течение е. с. сезона первой половины лета увеличение интенсивности очага тепла в районе Норвежского и Гренландского морей приводит к частому формированию здесь высотного гребня и перемещению антициклонических образований со Скандинавии на ЕТС в течение данного е. с. сезона. А менее интенсивный, чем обычно, вынос тепла с востока и юго-востока в район Норвежского моря от первой половины лета

ко второй формирует такой е. с. сезон второй половины лета, в течение которого преобладают синоптические процессы, характеризующиеся отрицательными отклонениями от нормы высот изобарических поверхностей и циклонической деятельностью над ЕТС. Это обуславливает отрицательную аномалию температуры воздуха за сезон в рассматриваемом районе.

С 1947 по 1953 г. наблюдались два е. с. сезона осени (1950 и 1951 гг.), характеризующиеся положительными аномалиями температуры воздуха на ЕТС. Здесь за указанный период не наблюдалось е. с. сезона осени с отрицательными аномалиями температуры воздуха. Анализ изаномал показал, что характер распределения их в июле дает возможность судить о том, будут ли в настоящем е. с. сезоне осени иметь место положительные аномалии температуры воздуха на ЕТС. Так, например, в июле 1951 г. очаг положительных изаномал находится в Западной Сибири (рис. 57), чего нет на карте нормальных значений изаномал за июль (рис. 58). На карте аномалии значений изаномал в июле того же года Западная Сибирь занята положительными значениями аномалии, а в остальной части первого е. с. района наблюдаются отрицательные аномалии (рис. 59). В июле 1950 г. имеет место аналогичное с июлем 1951 г. распределение аномалии значений изаномал. При этом ЕТС занята положительными величинами разностей между аномалиями значений изаномал в сентябре и июле как 1950 г., так и 1951 г. (рис. 60). Распределение изаномал в июле 1947—1949, 1952 и 1953 гг. иное, чем в июле 1950 и 1951 гг.

Положительные аномалии значений изаномал в июле над Западной Сибирью, наблюдавшиеся в 1950 и 1951 гг., указывают на то, что в течение е. с. сезона второй половины лета в этом районе очаг тепла был интенсивнее обычного. А положительные величины разностей между аномалиями значений изаномал в сентябре и июле 1950 и 1951 гг. на ЕТС, означают, что в эти годы от е. с. сезона второй половины лета к е. с. сезону осени имел место более значительный по сравнению с нормальным вынос тепла с Западной Сибири на упомянутую территорию.

Анализ месячных изаномал, а также приземных и высотных синоптических карт за е. с. сезоны второй половины лета и осени 1950 и 1951 гг. показал следующее. Наличие в июле положительных аномалий значений изаномал в Западной Сибири обуславливает в этом районе частое формирование высотного гребня и преобладание циклонической деятельности на ЕТС в течение е. с. сезона второй половины лета. А более интенсивный, чем обычно, вынос тепла с востока на ЕТС от е. с. сезона второй половины лета к е. с. сезону осени приводит на указанной территории к преобладанию осенних синоптических процессов, характеризующихся положительными отклонениями от нормы высот изобарических поверхностей и антициклонической

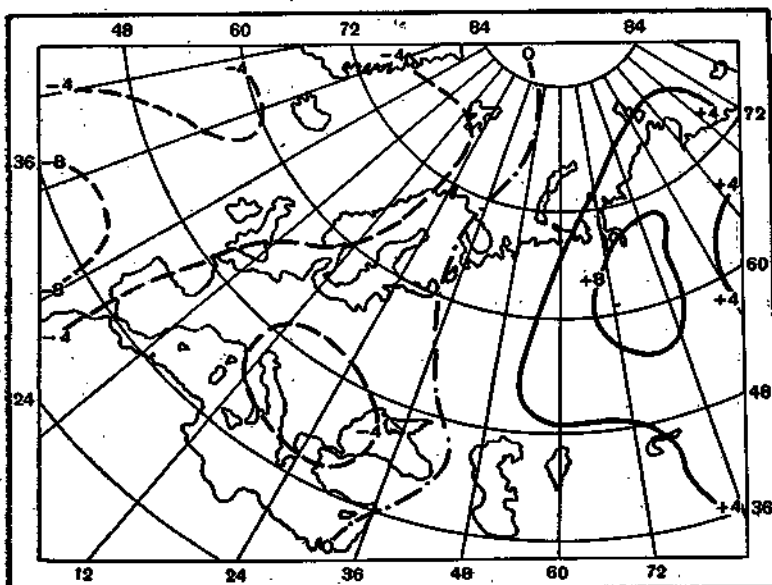


Рис. 57. Изаномалы H_{1000}^{500} за июль 1951 г.
Усл. обозначения см. рис. 30.

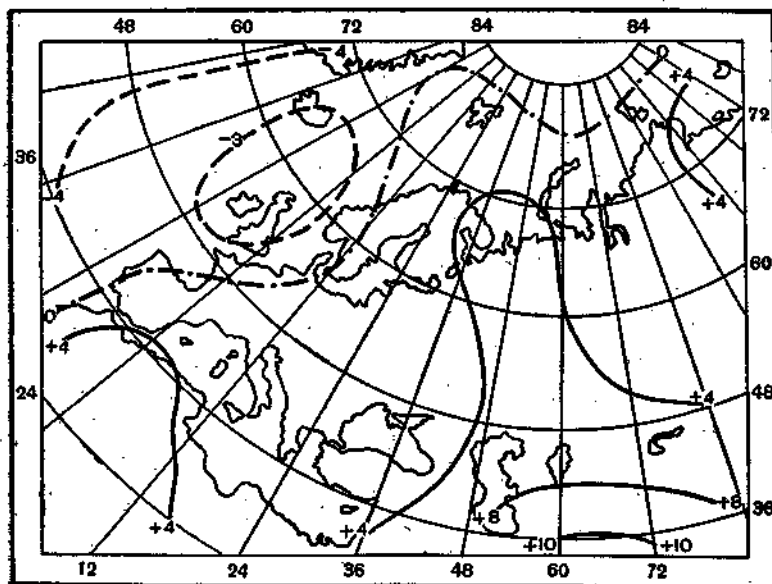


Рис. 58. Изаномалы H_{1000}^{500} , Июль.
Усл. обозначения см. рис. 30.

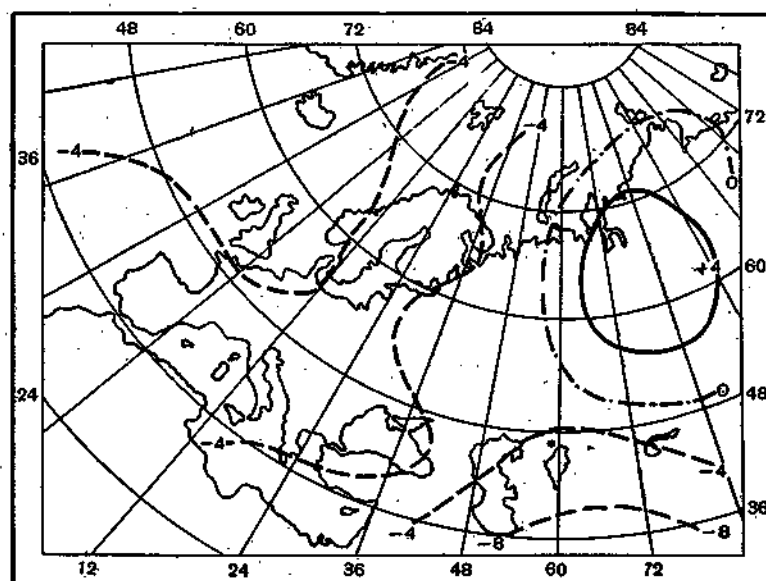


Рис. 59. Отклонения от нормы значений изаномал H_{1000}^{500} за июль 1951 г.
Усл. обозначения см. рис. 32.

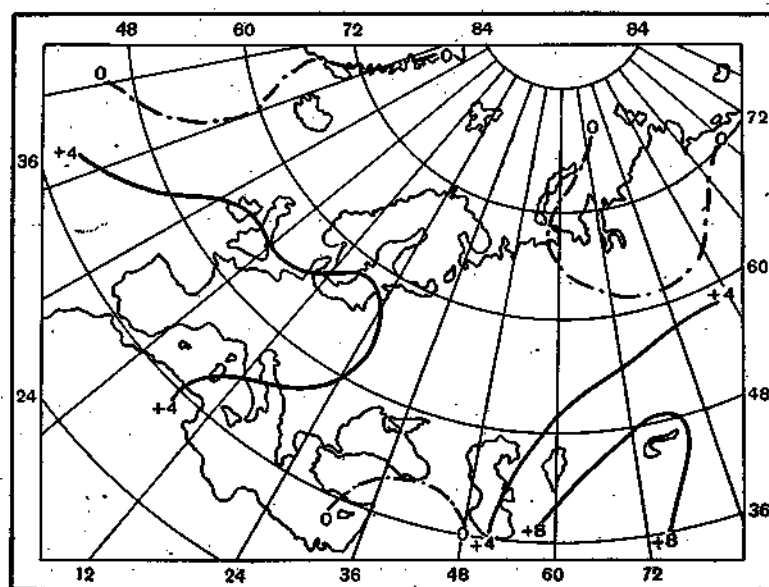


Рис. 60. Разности между аномалиями значений изаномал H_{1000}^{500} за сентябрь и июль 1951 г.
Усл. обозначения см. рис. 33.

деятельностью. Это обуславливает положительную аномалию температуры воздуха на ЕТС за е. с. сезон осени.

В период с 1947 по 1953 г. наблюдались три е. с. сезона предзимья (1947, 1949 и 1950 гг.) с положительными аномалиями температуры воздуха на ЕТС. За этот период на указанной территории не было е. с. сезона предзимья с отрицательными аномалиями температуры воздуха. Анализ изаномал показал, что характер распределения их в сентябре дает возможность судить о том, будут ли в наступающем е. с. сезоне предзимья иметь место положительные аномалии температуры воздуха на ЕТС. Так, например, в сентябре 1949 г. очаг положительных изаномал над Балтийским морем (рис. 61) более интенсивен, чем обычно, и находится несколько южнее нормального положения (рис. 62). На карте аномалии значений изаномал в сентябре 1949 г. восток Европы, Средняя Азия, Казахстан и Западная Сибирь заняты отрицательными аномалиями, а очаг положительных аномалий занимает юг Балтийского моря (рис. 63). На карте разностей между аномалиями значений изаномал в ноябре и сентябре 1949 г. очаг положительных разностей располагается на юге ЕТС (рис. 64).

Распределение изаномал в сентябре 1947 и 1949 гг. примерно сходное. При этом в сентябре 1947 г. очаг положительных изаномал (интенсивнее обычного) находится несколько юго-восточнее нормального положения, а не южнее, как это было в сентябре 1949 г. Расположение изаномал в сентябре 1948, 1950—1953 гг. иное, чем в сентябре 1947 и 1949 гг.

Положительный очаг аномалии значений изаномал в Балтийском море, имевший место в сентябре 1947 и 1949 гг., указывает на то, что в этом районе в течение е. с. сезона осени очаг тепла был интенсивнее обычного. А положительные величины разностей между аномалиями значений изаномал в ноябре и сентябре на юге и юго-востоке ЕТС, наблюдавшиеся в 1947 и 1949 гг., означают, что в эти годы от е. с. сезона осени к е. с. сезону предзимья имел место более значительный по сравнению с нормальным вынос тепла с запада и северо-запада на указанные районы.

Анализ месячных изаномал, а также приземных и высотных синоптических карт за е. с. сезоны осени и предзимья 1947 и 1949 гг. показал следующее. Наличие в сентябре очага положительных аномалий значений изаномал в районе Балтийского моря обуславливает в этом районе частое формирование высотного гребня. В соответствии с расположением указанных очагов высотный гребень в е. с. сезоне осени 1947 г. находится несколько восточнее, чем в е. с. сезоне осени 1949 г. Поэтому предзимье формируется в этих годах по-разному.

В течение е. с. сезонов предзимья 1947 и 1949 гг. преобладают синоптические процессы, характеризующиеся хорошо развитыми высотными гребнями соответственно над восточной

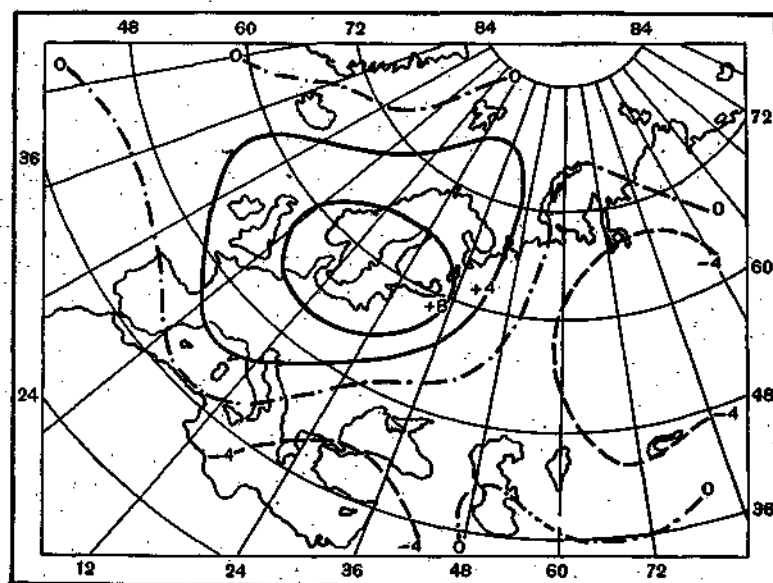


Рис. 61. Изаномалы H_{1000}^{500} за сентябрь 1949 г.
Усл. обозначения см. рис. 30.

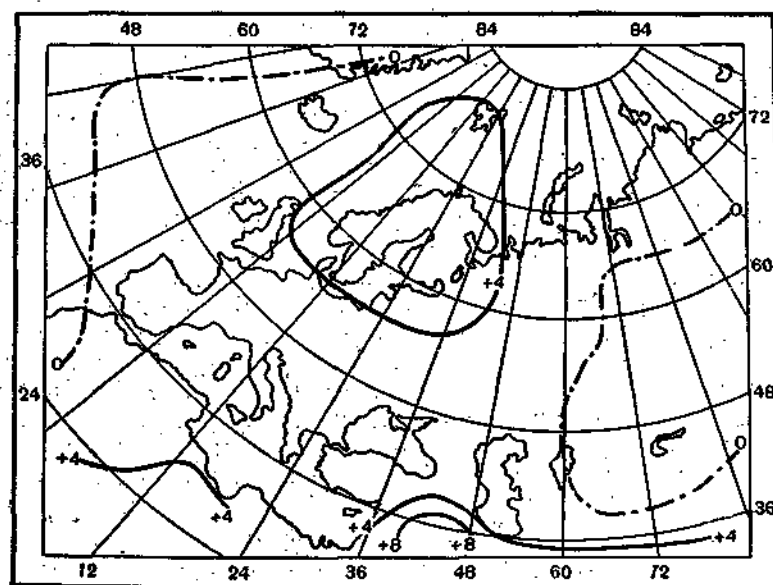


Рис. 62. Изаномалы H_{1000}^{500} . Сентябрь.
Усл. обозначения см. рис. 30.

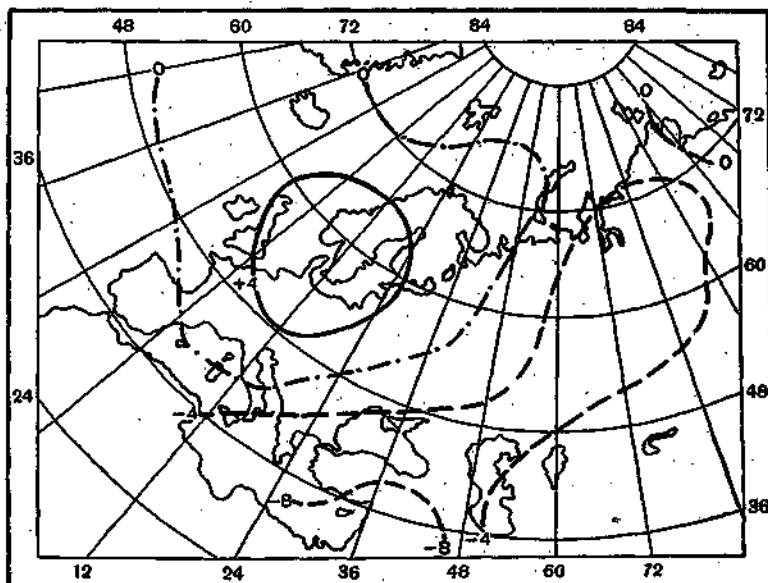


Рис. 63. Отклонения от нормы значений изаномал H_{1000}^{500} за сентябрь 1949 г.
Усл. обозначения см. рис. 32.

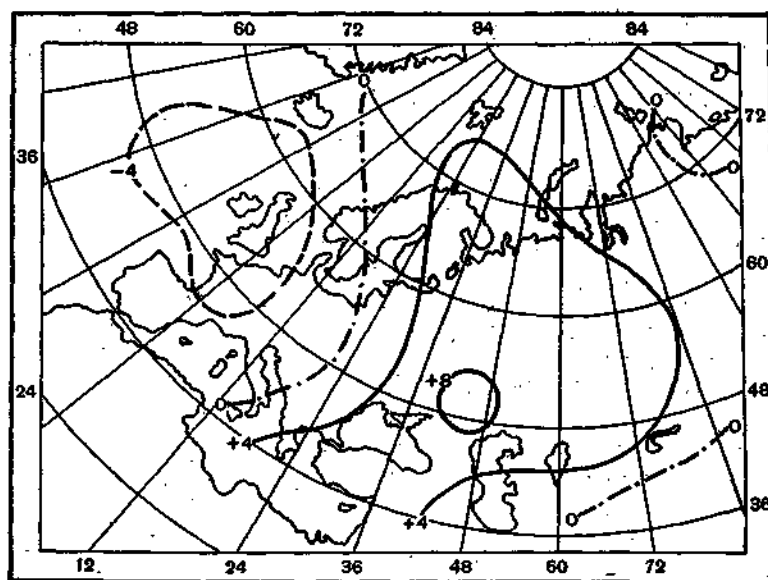


Рис. 64. Разности между аномалиями значений изаномал H_{1000}^{500} за ноябрь и сентябрь 1949 г.
Усл. обозначения см. рис. 33.

частью и над всем районом ЕТС. Но преобладание в течение е. с. сезонов предзимья синоптических процессов как первого, так и второго типа обуславливает положительную аномалию температуры воздуха на ЕТС.

В сентябре 1950 г. в северо-восточной части Атлантического океана наблюдаются отрицательные значения изаномал с очагом в районе Исландии. Однако отсутствует очаг положительных изаномал, который на карте нормальных изаномал (см. рис. 62) расположен в районе Скандинавии. На карте аномалий значений изаномал за сентябрь 1950 г. почти над всей Европой имеются отрицательные аномалии с очагом в районе Исландии. На этой же карте Средняя Азия, Казахстан и почти вся Западная Сибирь заняты положительными аномалиями. Такое распределение изаномал и аномалий их значений в сентябре 1950 г. дает представление об отсутствии выноса тепла с севера Атлантики на Европу. В результате указанного характера теплообмена в течение рассматриваемого е. с. сезона осени развивалась интенсивная циклоническая деятельность на севере Атлантического океана. Последнее обусловило вынос тепла на Европу с юго-западными потоками воздуха. Это привело к формированию е. с. сезона предзимья, в течение которого преобладали синоптические процессы, характеризующиеся положительными отклонениями от нормы высот изобарических поверхностей над Восточной Европой, что и обусловило положительную аномалию температуры воздуха на ЕТС.

Отсутствие ежедневных карт H_{1000}^{500} северного полушария до 1947 г. с данными, практически достаточными для составления карт изаномал, не позволило выявить все случаи распределения и изменения значений изаномал в е. с. сезонах, предшествующих е. с. сезонам, характеризующимся положительными или отрицательными аномалиями температуры воздуха на ЕТС. По этой же причине не могла быть определена вероятность тех прогностических выводов, которые следуют из изложенного выше. Но последние физически достаточно ясны, поэтому они могут быть использованы при составлении прогноза на е. с. сезоны. Ниже приводятся прогностические правила, которые вытекают из содержания данной главы.

1. Если в ноябре очаг положительных изаномал в первом е. с. районе и очаг положительных аномалий значений этих изаномал находятся восточнее нормального положения очага положительных изаномал, то наступающий е. с. сезон зимы будет характеризоваться положительными отклонениями от нормы температуры воздуха на ЕТС.

В этом случае в течение е. с. сезона предзимья происходит более интенсивный, чем обычно, вынос тепла с запада на восток Европы, что приводит к значительному заполнению высотной

ложбины или к формированию высотного гребня в этом районе, с чего и начинается новый е. с. сезон.

2. Если в ноябре очаг положительных изаномал в первом е. с. районе, и очаг положительных аномалий значений этих изаномал находятся северо-восточнее нормального положения очага положительных изаномал, то наступающий е. с. сезон зимы будет характеризоваться отрицательными отклонениями от нормы температуры воздуха на ЕТС.

В этом случае в течение е. с. сезона предзимья имеет место более мощный, чем обычно, вынос тепла с юго-запада на север Скандинавии, в результате чего происходит рост высотного гребня в этом районе. Последнее приводит к интенсивному поступлению холодных масс воздуха с севера на ЕТС, что и обуславливает значительное углубление высотной ложбины или формирование высотного циклона на востоке Европы, с чего и начинается новый е. с. сезон.

3. Если в первом е. с. районе очаг положительных изаномал от января к февралю, не усиливаясь, перемещается на восток или северо-восток при наличии положительных величин разностей между аномалиями значений изаномал за февраль и январь в Центральной Европе, то наступающий е. с. сезон весны будет характеризоваться положительными отклонениями от нормы температуры воздуха на ЕТС.

В этом случае в течение е. с. сезона зимы происходит усиление выноса тепла с запада на восток Европы, что приводит к образованию высотного гребня на ЕТС, с чего и начинается новый е. с. сезон.

4. Если в первом е. с. районе очаг положительных изаномал от января к февралю усиливается и занимает нормальное положение при наличии отрицательных величин разностей между аномалиями значений изаномал за февраль и январь в Центральной Европе, то наступающий е. с. сезон весны будет характеризоваться отрицательными отклонениями от нормы температуры воздуха на ЕТС.

В этом случае в течение е. с. сезона зимы происходит усиление выноса тепла на Западную Европу, что приводит к формированию в этом районе высотного гребня, ориентированного на Скандинавию, с чего и начинается новый е. с. сезон.

5. Если на карте изаномал за апрель имеются очаги положительных изаномал над Балтийским морем и отрицательных на севере Каспийского моря, а на карте аномалий значений изаномал за тот же месяц в районе Балтийского моря наблюдается очаг положительных аномалий при наличии отрицательных аномалий на юго-востоке Европы, то наступающий е. с. сезон первой половины лета будет характеризоваться положительными отклонениями от нормы температуры воздуха на ЕТС.

В этом случае в течение е. с. сезона весны происходит более

интенсивный, чем обычно, вынос тепла с запада на юго-восток Европы, в результате в этом районе формируется высотный гребень или антициклон, с чего и начинается новый е. с. сезон.

6. Если на карте разностей между аномалиями значений изаномал за июнь и май в районе Скандинавии, Норвежского и Гренландского морей имеются положительные величины разностей, то наступающий е. с. сезон второй половины лета будет характеризоваться отрицательными отклонениями от нормы температуры воздуха на ЕТС.

В этом случае в течение е. с. сезона первой половины лета происходит более интенсивный, чем обычно, вынос тепла с юго-востока и востока Европы на Скандинавию, Норвежское и Гренландское моря, в результате в этом районе наблюдается повышение высот изобарических поверхностей. Последнее приводит к вторжению холодных масс воздуха с севера на ЕТС и формированию в этом районе высотной ложбины, с чего и начинается новый е. с. сезон.

7. Если на карте аномалии значений изаномал за июль имеется очаг положительных аномалий в Западной Сибири при наличии отрицательных аномалий на ЕТС, то наступающий е. с. сезон осени будет характеризоваться положительными отклонениями от нормы температуры воздуха на ЕТС.

В этом случае в течение е. с. сезона второй половины лета имеет место интенсивный вынос тепла с востока на ЕТС, в результате в этом районе формируется высотный гребень, с чего и начинается новый е. с. сезон.

8. Если в сентябре очаг положительных изаномал в первом е. с. районе и очаг положительных аномалий значений этих изаномал находятся несколько южнее или юго-восточнее нормального положения очага положительных изаномал, то наступающий е. с. сезон предзимья будет характеризоваться положительными отклонениями от нормы температуры воздуха на ЕТС.

В этом случае в течение е. с. сезона осени происходит более интенсивный, чем обычно, вынос тепла с запада на юго-восток Европы. Последний приводит к формированию высотного гребня над ЕТС или над восточной частью ее, с чего и начинается новый е. с. сезон.

9. Если в сентябре очаг отрицательных изаномал находится в районе Исландии при отсутствии очага положительных изаномал в районе Скандинавии, а на карте аномалий значений этих изаномал большая часть Европы занята отрицательными значениями аномалии с очагом в районе Исландии, то наступающий е. с. сезон предзимья будет характеризоваться положительными отклонениями от нормы температуры воздуха на ЕТС.

В этом случае в течение е. с. сезона осени происходит интенсивная циклоническая деятельность на севере Атлантического океана, которая обуславливает вынос тепла с юго-запада на

Европу. Последнее приводит к формированию высотного гребня над Восточной Европой, с чего и начинается новый е. с. сезон.

Эти прогностические правила позволяют примерно за 10—20 дней до начала е. с. сезона (за исключением е. с. сезона второй половины лета) определять, будет ли он характеризоваться положительными или отрицательными отклонениями от нормы температуры воздуха на всей ЕТС. Прогностическое указание по этому способу на е. с. сезон второй половины лета может быть получено, как правило, только по истечении предшествующего е. с. сезона.

Для практического применения изложенных девяти прогностических правил необходимо, чтобы в порядке текущей оперативной работы по данным карт H_{1000}^{500} северного полушария составлялись следующие карты: 1) месячных изаномал за январь, февраль, апрель, май, июнь, июль, сентябрь и ноябрь; 2) аномалий значений этих изаномал по первому е. с. району; 3) разностей между аномалиями значений изаномал за февраль и январь, а также июнь и май.

Глава VII

СПОСОБЫ СОСТАВЛЕНИЯ ПРОГНОЗА ПОГОДЫ НА Е. С. СЕЗОНЫ ПО ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ СССР, ЗАКАВКАЗЬЮ, СРЕДНЕЙ АЗИИ, КАЗАХСТАНУ И ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Метод составления прогноза погоды на е. с. сезоны по первому е. с. району впервые был разработан Мультановским [81] и применялся им в оперативной работе с конца 1922 г. Технической основой этого метода является сборная карта синоптических процессов за е. с. сезон (сборная карта е. с. сезона), построенная по сборным статическим картам синоптических процессов за е. с. периоды (сборная карта е. с. периода) следующим образом. На сборной карте е. с. периода для отдельных групп центров барического поля одинакового знака находятся центры фигур (динамические центры). Группа центров барического поля одинакового знака, для которой определяется динамический центр, не должна разделяться ни центрами переходных систем, ни орографическими границами. Мультановский отмечает, что отыскание динамических центров допустимо лишь в течение е. с. периодов, а не по случайному набору синоптических карт. Благодаря тому, что в течение е. с. периода имеется определенная ориентировка развития синоптических процессов, динамические центры дают представление о том, в каких районах наблюдались благоприятные условия для развития циклонических и антициклонических барических образований. Нанося динамические центры со сборных карт е. с. периодов, входящих в данный е. с. сезон, на один контурный бланк, получаем сборную карту е. с. сезона. На последней динамические центры отмечаются номерами тех е. с. периодов, к которым они относятся.

Путем сопоставления сборных карт двух последних е. с. сезонов устанавливается в каком направлении шло изменение барического поля в каждом отдельном районе от е. с. сезона к е. с. сезону. При этом в некоторых местах знак поля сохраняется, в других — меняется на обратный, в третьих — только ослабевает, переходя, например, от антициклонов к гребням и т. д. Нанося все изменения на контурный бланк особыми значками

в соответствующий район, получаем карту изаллобар сезона. Затем анализируются изменения поля от одного е. с. периода к другому в течение последнего е. с. сезона и эти изменения (тенденция сезона) наносятся также особыми значками на карту изаллобар е. с. сезона. Мультановский указывает, что примерно в середине е. с. сезона намечается как бы сдвиг барических полей, которым можно пользоваться для получения сборной карты последующего е. с. сезона.

Сборная карта предстоящего е. с. сезона строилась на основании анализа изаллобар и тенденции е. с. сезона, и путем сопоставления этой карты со сборными картами осей решали, какие именно оси будут действовать в этом е. с. сезоне. Погода же, соответствующая воздействиям по той или иной оси, заранее известна. Таким образом, получались указания на несколько типов синоптических процессов и погоды в течение предстоящего е. с. сезона. Для определения последовательности этих типов погоды использовались аналоги и ряды фаз.

Ряды фаз — это макропроцесс, характеризующийся определенной последовательностью типов циркуляции. Например, было показано, что синоптические процессы, обуславливающие гололед, можно расчленить на типы, состоящие из однородных процессов, причем эта однородность не ограничивается только ближайшими к моменту гололеда днями, а распространяется на гораздо более длительный промежуток времени (около одного месяца). При условии начала («угроза») синоптических процессов, дальнейшее развитие которых примерно через 30 дней приводит к гололедному положению, было выяснено, что возможно выделить определенные характерные этапы развития всего макропроцесса (фазы). Подобные же фазы были получены [45] при аналогичных исследованиях карских воздействий, ливней, гроз и т. д. В тех случаях, когда начало какого-либо ряда фаз осуществлялось в конце е. с. сезона, возникала возможность предсказания развития синоптических процессов во времени в начале предстоящего е. с. сезона.

Способ использования аналога при составлении прогноза погоды на е. с. сезон Мультановский излагает следующим образом: «Обычно все сводится к тому, что приходится устанавливать по отдельным осям два-три ряда аналогов применительно к какому-либо типовому процессу текущего года (например, зимнему) и, если мы предполагаем, что процесс этот пройдет без вспомогательной группы воздействий с Белого моря на Венгрию, а будет иметь только крайне западную группу, то приходится решать довольно сложную задачу. Прежде всего приходится отобрать наиболее частые случаи одиночных воздействий по всем трем группам и определить, какая при каждом воздействии последовательность смены типов погоды наблюдается в последующих сезонах и сколько времени требуется для этого ряда» [81].

Таким образом, в основе составления прогноза на только что начавшийся е. с. сезон лежала экстраполяция тенденции сборной карты текущего е. с. сезона, что давало возможность получить несколько типов погоды предстоящего е. с. сезона, путем использования сборных карт осей. Аналогии и ряды фаз позволили наметить приблизительные сроки для некоторых явлений погоды, но оставались такие промежутки времени, когда нельзя было с определенностью указать, какой из предсказанных типов погоды (иногда совершенно противоположных друг другу) будет характеризовать данный отрезок времени.

Основные выводы Мультиановского об е. с. сезоне были проверены и доработаны Ловейко и Ширкиной, полученные результаты опубликованы в работе [45].

Метод составления прогноза погоды на е. с. сезон, предложенный Мультиановским, был несколько изменен главным образом на основании опыта, накопившегося в процессе оперативной работы и изложен Пагава в 1943 г. Этот новый вариант метода базируется на следующем. В течение е. с. сезона, благодаря сохранению определенного соотношения воздействий основных (первичных) центров действия атмосферы, наблюдается преобладание ограниченного числа частных типов циркуляции, укладывающихся на сборную карту е. с. сезона и образующих вполне определенные пучки траекторий циклонов и антициклонов. Таким образом, на сборной карте е. с. сезона сохраняется определенное географическое распределение особых барических точек. Последние являются «центрами тяжести барических систем», снятых со сборных карт е. с. периодов, вошедших в данный е. с. сезон. Причем е. с. сезон состоит из целого числа е. с. периодов. Карта тенденции е. с. сезона, составленная путем нанесения на один контурный бланк центров тяжести барических систем сборных карт первых двух е. с. периодов данного сезона, определяет общий характер последнего, так как географическое распределение основных полей особых центров на указанной карте сохраняется в течение всего е. с. сезона.

Составление прогноза погоды на е. с. сезоны предусматривает прежде всего систематическое расчленение синоптических процессов на е. с. сезоны, составление сборной карты и карты траекторий барических образований за е. с. сезон. По истечении первых двух е. с. периодов текущего е. с. сезона составляется карта тенденции сезона. Благодаря сохранению до конца е. с. сезона географического распределения основных полей особых барических точек на карте тенденции его, получаем указания на районы, где в течение е. с. сезона будет преобладать циклоническая или антициклоническая деятельность. Для выяснения вопроса о том, в каких районах будет усиливаться или ослабевать циклоническая или антициклоническая деятельность, сопоставляется карта тенденции наступившего е. с. сезона со сбор-

ной картой истекшего е. с. сезона. Анализ тенденции е. с. сезона совместно со сборными картами типовых осей и предпереломным, переломным и послепереломным процессами дает указание на общий характер процесса в течение предстоящего е. с. сезона в смысле распределения основных пучков траекторий барических образований, а также районов преимущественного цикло- и антициклогенеза.

Для выяснения последовательности развития синоптических процессов в течение е. с. сезона используются реперы и фазы. С этой целью определяются все исходные реперные процессы и ряды фаз, которые могут дать указания на тип синоптических процессов в отдельные интервалы времени е. с. сезона. Анализ реперных процессов проводится согласно правилам, изложенным в работе [45]. Из рядов фаз выбираются только те, которые получаются как производные от трех- и пятимесячных ритмов [45].

При составлении прогноза погоды на е. с. сезон используется аналог. С этой целью вначале подбираются аналоги к истекшему е. с. сезону. Естественные синоптические сезоны считаются аналогичными, если сборно-кинематические карты, сборные карты траекторий барических образований, предпереломные, переломные и послепереломные процессы, последовательность развития типов синоптических процессов, географическое распределение аномалии давления, температуры воздуха и количества осадков в них аналогичны, а также, если сходен характер сезонных явлений (вскрытие и замерзание рек, характер залегания и схода снежного покрова и т. д.) в смысле сроков наступления и интенсивности.

Из соответствующих е. с. сезонов прошлых лет, являющихся аналогичными истекшему е. с. сезону текущего года, отбираются в качестве окончательного аналога лишь те, в которых тенденция следующего е. с. сезона аналогична тенденции наступившего е. с. сезона и в положенные сроки осуществляются синоптические процессы, ожидаемые по реперам и фазам. В аналогах допускается общий небольшой сдвиг (около 5 дней) в одну сторону всех сроков ожидаемого осуществления реперных процессов и рядов фаз. В некоторых случаях аналогом может быть только часть соответствующего е. с. сезона выбранного года, в которой встречается не менее двух последовательных процессов, ожидаемых по ритмам. При этом для связи одного аналога с другим обязательно наличие в переходном промежутке времени реперного процесса как в первом, так и во втором аналоге.

Прогноз погоды на наступивший е. с. сезон составляется по окончательно отобранному аналогу. Текст прогноза содержит: а) общую характеристику развития синоптических процессов и погоды; б) резкие изменения в ходе погоды с указанием времени их осуществления; в) отклонения от нормы температуры воздуха и количества осадков; г) сроки установления или схода

снежного покрова и перехода температуры воздуха через различные градации.

Рассмотренный вариант метода составления прогноза погоды на е. с. сезон (предложенный Пагава в 1943 г.), в отличие от первоначального метода Мультиановского, позволяет предсказывать во всех случаях не только общий характер, но и ход развития погоды во времени. Он базируется в основном на предположении, вытекающем из определения е. с. сезона и заключающемся в том, что первые два е. с. периода его указывают на общий характер всего е. с. сезона. Позднее [90, 91] было доказано, что в большинстве случаев в начале е. с. сезона наблюдаются синоптические процессы, которые являются преобладающими в течение всего е. с. сезона. Однако встречаются случаи, когда в начале е. с. сезона развиваются синоптические процессы, нетипичные для всего е. с. сезона.

В 1947 г. Пагава закончил исследование [90], в котором предложил новый метод прогноза погоды на е. с. сезон по первому е. с. району. Здесь он впервые показал, что некоторые из процессов не типичных для е. с. сезонов, в которых они осуществляются, являются характерными для следующих е. с. сезонов. Было установлено, что первый из тех е. с. периодов, которые не типичны для текущего е. с. сезона, является характерным для следующего е. с. сезона. При этом оказалось, что е. с. период, характерный для текущего е. с. сезона, осуществляется в предшествующем е. с. сезоне за один, а иногда за два месяца до наступления данного е. с. сезона. Был установлен способ выявления в текущем е. с. сезоне е. с. периода, характерного для будущего е. с. сезона, и разработан метод составления прогноза общего характера синоптических процессов, аномалии температуры воздуха и количества осадков на будущий е. с. сезон за один, а иногда и за два месяца до наступления последнего [90]. Так, исходя из характерного е. с. периода можно составить прогностическую карту H_{500} на е. с. сезон. Построение указанной карты производится по способу, изложенному в [90], и базируется на учете нормального изменения H_{500} от сезона к сезону, а также многолетней сезонной амплитуды H_{500} и заключается в следующем. Из данных на карте H_{500} за е. с. период, характерный для наступающего сезона, вычитаются нормальные величины высот для сезона, на который составляется прогноз. Полученные данные алгебраически складываются с изменениями H_{500} от сезона, в котором был взят характерный синоптический период, к прогностическому сезону. Если при этом в отдельных пунктах получаются величины больше, чем половина значения многолетней сезонной амплитуды H_{500} (в сезоне, на который составляется прогноз), то здесь берутся значения половины ее. Таким образом строится прогностическая карта отклонений от нормы $H_{500} (\Delta H)$. Вычисленные данные ΔH

алгебраически складываются с нормальными величинами H_{500} для сезона, на который составляется прогноз. В результате получается прогностическая карта H_{500} на е. с. сезон.

Естественный синоптический период, характерный для наступающего е. с. сезона, позволяет предсказывать не только сезонные значения H_{500} и тип процесса, который будет преобладающим в течение наступающего е. с. сезона, но и общую погодную характеристику его. Прогностические карты H_{500} и ΔH наступающего е. с. сезона (составленные по изложенному выше способу) дают указания, в каких районах в ожидаемом е. с. сезоне будет наблюдаться адвекция тепла или холода более интенсивная, чем в обычных условиях. Карта траекторий барических образований за е. с. период, характерный для наступающего е. с. сезона, указывает на преобладающее направление перемещения циклонов и антициклонов в течение е. с. сезона. Совместный анализ перечисленных карт дает возможность составить прогноз преобладающего режима синоптических процессов, а следовательно и погоды в отдельных районах.

В 1947 г. Кац провел исследование синоптических условий засушливых на Европейской территории СССР е. с. сезонов теплого полугодия [56]. Результаты этой работы позволяют, применяя основные положения, изложенные в [90], предсказывать будет или нет е. с. сезон засушливым на ЕТС.

В 1948 г. Блюмина, Борисова, Кист, Цепканова и Шишков закончили исследования е. с. сезонов, характеризующихся значительными положительными и отрицательными отклонениями от нормы температуры воздуха по всей ЕТС [10, 14, 70, 153, 160]. Им удалось установить, что в таких случаях предшествующие е. с. сезоны характеризуются преобладанием определенных типов синоптических процессов. Выявленные ими критерии позволяют по окончании е. с. сезона сделать вывод о том, будет ли наступивший е. с. сезон экстремальным в температурном отношении на всей ЕТС.

В 1949 г. Пагава закончил работу [91], в которой предлагается методика сезонных прогнозов погоды. В этом исследовании приведены результаты анализа синоптического материала по первому е. с. району за 12 лет (с 1938 по 1949 г.), проведенного с целью проверки и уточнения выводов, изложенных в [90], а также разработки метода прогноза погоды на два смежных е. с. сезона. В работе [91] подтверждается вывод, полученный ранее [90], о том, что первый е. с. период, нетипичный для данного е. с. сезона (нарушение), является характерным для следующего е. с. сезона. Исходя из процессов нарушения (табл. 7) были построены по описанному выше способу прогностические карты H_{500} всех 72 е. с. сезонов. Затем за те же сезоны на основании табл. 8 были составлены фактические карты H_{500} , после чего полученные 72 прогностические сезонные карты H_{500} были

Таблица 7

Синоптические процессы, характерные для е. с. сезонов

Годы	Весна	Первая половина лета	Вторая половина лета	Осень	Предзимье	Зима
1938	10—15 II	18—25 III	24—28 V	13—17 VII	11—17 IX	9—15 XI
1939	11—17 II	24—29 III	11—15 VI	19—24 VII	16—21 IX	23—30 X
1940	31 XII 1939 г.— 5 I 1940 г.	6—10 III	24—30 V	7—12 VII	7—13 IX	14—20 X
1941	6—11 II	11—18 III	10—16 VI	15—22 VII	14—20 IX	16—21 X
1942	6—12 I	30 III—5 IV	18—23 V	22—28 VII	23—28 IX	16—20 XI
1943	13—20 II	13—19 IV	21—26 V	24—30 VII	17—23 IX	1—6 XI
1944	9—13 II	28 III—1 IV	5—11 VI	17—21 VII	4—8 IX	8—12 XI
1945	16—22 II	6—10 IV	22—28 V	29 VII—4 VIII	18—23 IX	8—12 XI
1946	12—17 I	24—28 IV	7—13 VI	8—13 VII	29 IX—5 X	31 X—6 XI
1947	14—20 I	10—14 IV	1—5 VI	17—22 VII	21—25 IX	8—12 XI
1948	27 I—3 II	13—16 IV	22—26 V	27 VI—2 VII	15—19 IX	26—30 X
1949	22—26 I	3—8 III	13—15 VI	9—12 VIII	12—16 IX	24—29 XI

Таблица 8

Даты начала е. с. сезонов

Годы	Весна	Первая половина лета	Вторая половина лета	Осень	Предзимье	Зима
1938	18 III	13 V	3 VII	22 VIII	8 X	7 I 1939 г.
1939	12 III	29 IV	9 VII	21 VIII	10 X	26 XI 1939 г.
1940	6 III	12 V	23 VI	12 VIII	1 X	17 XII 1940 г.
1941	11 III	1 V	1 VII	15 VIII	9 X	16 XII 1941 г.
1942	7 III	1 V	25 VI	26 VIII	26 X	21 XII 1942 г.
1943	27 III	11 V	26 VI	22 VIII	16 X	3 XII 1943 г.
1944	11 III	29 IV	1 VII	13 VIII	1 X	3 I 1945 г.
1945	12 III	7 V	25 VI	24 VIII	24 X	29 XII 1945 г.
1946	15 III	21 V	2 VII	9 IX	21 X	4 XII 1946 г.
1947	19 II	2 V	28 VI	15 VIII	1 XI	11 I 1948 г.
1948	31 III	7 V	22 VI	26 VIII	20 X	28 XII 1948 г.
1949	26 II	11 V	12 VII	1 IX	17 X	23 XII 1949 г.

сопоставлены с соответствующими фактическими. При этом оказалось, что прогностические карты H_{500} отражают общий характер фактических карт H_{500} за е. с. сезон достаточно хорошо в 42 случаях (58,3%), удовлетворительно в 27 (37,5%) и неудовлетворительно в 3 (4,2%).

Полученные данные показывают возможность построения прогностической карты H_{500} на наступающий е. с. сезон по характерному е. с. периоду, выявляемому в текущем е. с. сезоне, что подтверждают выводы работы [90]. Однако последние не обеспечивают систематического выпуска прогноза на календарный сезон. Поэтому была предпринята попытка выявить в текущем е. с. сезоне синоптический процесс, который давал бы возможность предвидеть общий характер не наступающего, а следующего за ним е. с. сезона. В результате анализа карт H_{500} за е. с. периоды с 1938 по 1949 г. было доказано существование таких синоптических процессов. При этом удалось выявить следующее. Если в е. с. сезоне зимы е. с. период, предшествующий предвестнику весны, не аналогичен как последнему, так и процессу, типичному для текущей зимы, тогда этот период будет характерным для е. с. сезона первой половины лета. Если же в е. с. сезоне зимы е. с. период, предшествующий предвестнику весны, аналогичен ему, но не аналогичен процессу, типичному для текущей зимы, то первый е. с. период, осуществляющийся до предвестника весны и не аналогичный ему, будет характерным для е. с. сезона первой половины лета. В тех случаях, когда в е. с. сезоне зимы е. с. период, предшествующий характерному для наступающего е. с. сезона весны, аналогичен процессу, типичному для текущего е. с. сезона зимы, тогда на прогностической карте H_{500} на е. с. сезон первой половины лета, построенной

по данным этого е. с. периода, и на карте фактических значений H_{500} за указанный сезон распределение барических полей будет обратным.

Если первый е. с. период е. с. сезона весны выявляется как характерный для наступающего е. с. сезона первой половины лета, то прогностическая карта H_{500} на е. с. сезон второй половины лета, построенная по данным е. с. периода, следующего за предвестником весны в е. с. сезоне зимы, будет по сравнению с картой фактических значений H_{500} за е. с. сезон второй половины лета обратной в смысле географического распределения барических полей. Если в текущем е. с. сезоне весны е. с. период, характерный для наступающего е. с. сезона первой половины лета, наблюдается не в начале его, то первый из е. с. периодов, который осуществляется до или после этого е. с. периода и является не аналогичным ему, а также наиболее отличным от предвестника весны, будет характерным для е. с. сезона второй половины лета.

В е. с. сезоне первой половины лета первый из е. с. периодов, который осуществляется до или после характерного для е. с. сезона второй половины лета, является не аналогичным ему и наиболее отличным от е. с. периода, типичного для е. с. сезона первой половины лета, будет характерным для е. с. сезона осени.

Точно так же, как для е. с. сезона осени, выявляется характерный процесс для е. с. сезона предзимья в е. с. сезоне второй половины лета, для е. с. сезона зимы — в е. с. сезоне осени, а для е. с. сезона весны — в е. с. сезоне предзимья.

Естественные синоптические периоды, характерные для е. с. сезонов, выявленные строго по изложенным правилам, приведены в табл. 9.

В табл. 9 подчеркнуты те е. с. периоды, по данным которых построены карты H_{500} на е. с. сезоны. По сравнению с картами фактических значений H_{500} за е. с. сезоны они должны быть обратными в смысле географического распределения барических полей.

Исходя из характерных синоптических процессов, приведенных в табл. 9, по способу, изложенному выше, были составлены прогностические карты H_{500} на 71 е. с. сезон. Эти карты сравнивались с соответствующими картами фактических значений H_{500} за е. с. сезоны. При этом оказалось, что прогностические карты оправдались достаточно хорошо в 35 случаях (49,3%), удовлетворительно — в 32 (45,1%) и не оправдались — в 4 случаях (5,6%).

Приведенные данные показывают возможность построения прогностической карты H_{500} на е. с. сезон с заблаговременностью 2—5 месяцев до наступления е. с. сезона, на который составляется прогноз. Это дает возможность систематически выпускать прогноз общего характера атмосферных процессов и погоды на

Таблица 9

Синоптические периоды, характерные для г. с. сезонов

Годы	Весна	Первая половина года	Вторая половина года	Осень	Зима
1938		3-9 II	16-23 II	18-23 V	8-12 VII
1939	2-8 XI 1938	4-10 II	4-8 IV	5-10 VI	25-29 VII
1940	16-22 X 1939	17-23 XII 1939	6-11 I	31 V-6 VI	18-23 VII
1941	26-30 X 1940	31 I-5 II	12-18 II	5-9 VI	31 VII-6 VIII
1942	9-15 X 1941	1-5 I	19-23 IV	13-17 V	15-21 VII
1943	21-25 XI 1942	31 I-6 II	26-30 IV	27-31 V	6-10 VIII
1944	7-11 XI 1943	4-8 II	22-27 III	12-19 VI	11-16 VII
1945	18-22 XI 1944	11-15 II	11-16 IV	15-21 V	21-28 VII
1946	20-25 XI 1945	4-11 I	29 IV-3 V	31 V-6 VI	14-18 VIII
1947	7-13 XI 1946	8-13 I	15-19 IV	26-31 V	10-16 VII
1948	1-7 XI 1947	21-26 I	17-20 IV	27-31 V	22-26 VI
1949	6-11 XI 1948	6-11 I	27-30 I	31 V-5 VI	13-17 VIII

календарные сезоны. С целью иллюстрации изложенного выше приводим два примера;

В качестве первого примера рассмотрим прогноз карты H_{500} на е. с. сезон весны 1944 г. В е. с. сезоне осени 1943 г. был определен е. с. период 17—23/IX, как характерный для е. с. сезона предзимья. Сезон е. с. предзимья 1943 г. начался 16/X. Сопо-

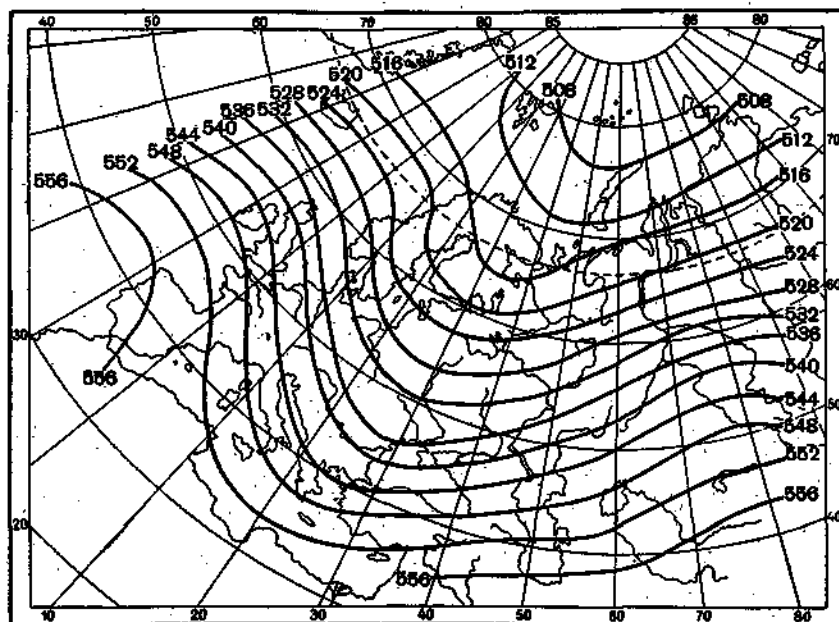


Рис. 65. Прогностическая карта H_{500} на е. с. сезон весны 1944 г. (характерный е. с. период 7—11/XI 1943 г.).

ставляя карту H_{500} за е. с. период 17—23/IX с картами H_{500} за е. с. периоды с 16/X устанавливаем, что е. с. период 1—6/XI является первым не типичным е. с. периодом для е. с. сезона предзимья, а значит он будет характерным для е. с. сезона зимы 1943-44 г., который должен начаться после него через месяц. Предшествующий ему е. с. период более сходен с е. с. периодом 17—23/IX, чем последующий. Поэтому е. с. период 7—11/XI должен быть характерным для е. с. сезона весны 1944 г. Для построения прогностической карты из значений H_{500} за е. с. период 7—11/XI 1943 г. вычитают нормальные величины H_{500} за е. с. сезон весны. Полученные разности алгебраически складывают с величинами изменения H_{500} от е. с. сезона предзимья к е. с. сезону весны; в тех пунктах, где величины окажутся больше, чем половина многолетней амплитуды H_{500} , берут зна-

чения половины многолетней амплитуды. Указанные данные алгебраически складывают с нормальными значениями H_{500} за е. с. сезон весны. В результате получается прогностическая карта H_{500} на е. с. сезон весны 1944 г. (рис. 65).

На е. с. сезон весны 1944 г. может быть составлен второй прогноз только после выявления первого е. с. периода, не типичного для е. с. сезона зимы 1943-44 г. Сопоставляя карту H_{500} за е. с. период 1—6/XI 1943 г., который определен как характерный для е. с. сезона зимы 1943-44 г., с е. с. периодами с 3/XII 1943 г. (е. с. сезон начался 3/XII), устанавливаем, что первым нетипичным для данного е. с. сезона является е. с. период 14—19/II 1944 г. Поэтому предшествующий ему е. с. период 9—13/II будет характерным для е. с. сезона весны 1944 г., который должен начаться примерно через месяц после нарушения. Для построения прогностической карты из значений H_{500} за е. с. период 9—13/II 1944 г. вычитаем нормальные величины H_{500} за е. с. сезон весны. Полученные разности алгебраически складываем с величинами изменений H_{500} от е. с. сезона зимы к е. с. сезону весны. В тех пунктах, где величины окажутся больше, чем половина многолетней амплитуды H_{500} за е. с. сезон весны, берутся значения половины многолетней амплитуды. Указанные данные алгебраически складывают с нормальными значениями H_{500} за е. с. сезон весны. В результате получаем прогностическую карту H_{500} на е. с. сезон весны 1944 г. (рис. 66).

Естественный синоптический сезон весны 1944 г. начался 11/III и длился по 28/IV. Составим карту фактических значений H_{500} за е. с. сезон весны 1944 г. (рис. 67).

Сопоставляя прогностические карты H_{500} на весну 1944 г. (рис. 65 и 66) с картой фактических значений H_{500} за рассматриваемый сезон весны (рис. 67), нетрудно убедиться в их практически вполне удовлетворительном соответствии. Причем первый прогноз (рис. 65) мог быть составлен примерно за четыре месяца, а второй (рис. 66) — за месяц до наступления е. с. сезона весны 1944 г.

В качестве второго примера рассмотрим прогноз карты H_{500} на сезон первой половины лета 1945 г.

В е. с. сезоне зимы 1944-45 г. е. с. период 16—22/II 1945 г. выявляется, как процесс характерный для е. с. сезона весны. Предшествующий ему е. с. период 11—15/II аналогичен е. с. периоду 8—12/XI 1944 г., который является характерным для рассматриваемого е. с. сезона зимы. Поэтому прогностическая карта H_{500} на е. с. сезон первой половины лета 1945 г., построенная по данным периода 11—15/II, должна быть по сравнению с картой фактических значений H_{500} за указанный е. с. сезон обратной в смысле распределения барических полей. Для построения этой прогностической карты из значений H_{500} за е. с. период 11—15/II 1945 г. вычитаем нормальные величины H_{500} за

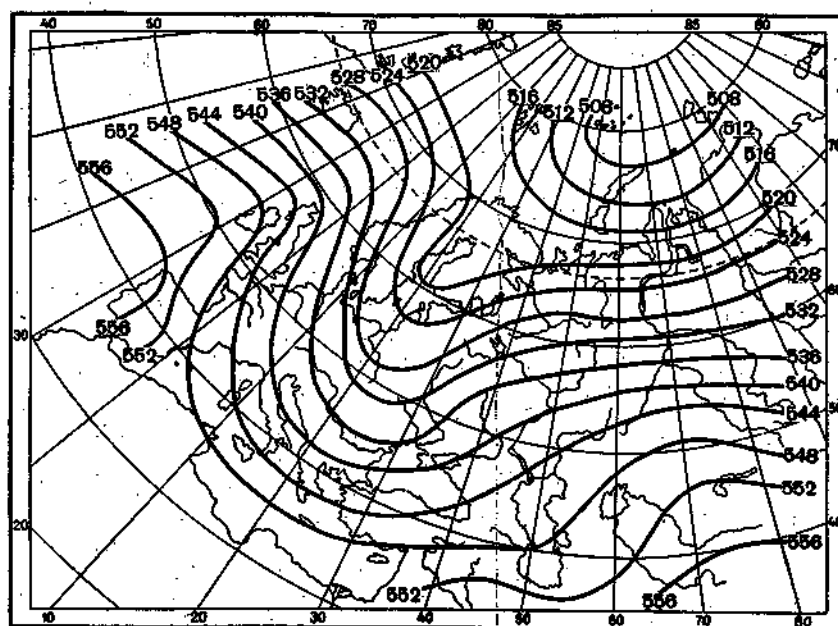


Рис. 66. Прогностическая карта H_{500} на е. с. сезон весны 1944 г.
(характерный е. с. период 9—13/II 1944 г.).

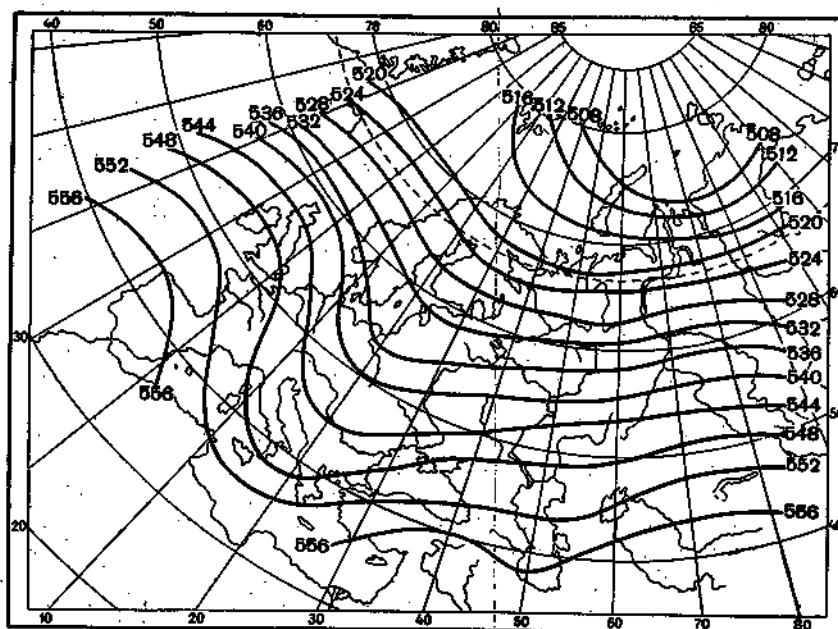


Рис. 67. Карта H_{500} за е. с. сезон весны 1944 г.

е. с. сезон первой половины лета. Полученные разности алгебраически складываем с величинами изменений H_{500} от е. с. сезона зимы к е. с. сезону первой половины лета. В тех пунктах, где величины окажутся больше, чем половина многолетней сезонной амплитуды H_{500} в е. с. сезоне первой половины лета, возьмем значения половины многолетней амплитуды. Эти дан-

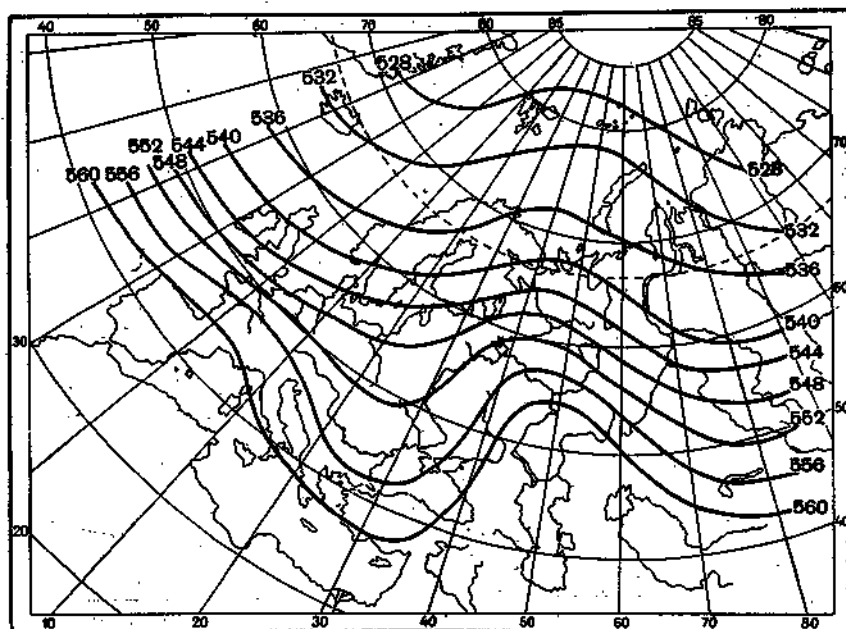


Рис. 68. Прогностическая карта H_{500} на е. с. сезон первой половины лета 1945 г. (характерный е. с. период 11—15/II 1945 г.).

ные алгебраически складываем с нормальными значениями H_{500} за е. с. сезон первой половины лета. В результате получаем прогностическую карту H_{500} на е. с. сезон (рис. 68), которая должна быть обратной в смысле распределения барических полей по сравнению с картой фактических значений H_{500} за е. с. сезон первой половины лета 1945 г.

На е. с. сезон первой половины лета 1945 г. может быть составлен второй прогноз только после выявления первого е. с. периода, не типичного для е. с. сезона весны 1945 г. Сопоставляя карту H_{500} за е. с. период 16—22/II 1945 г., который был выявлен как характерный для е. с. сезона весны, с е. с. периодами с 12/III 1945 г. (е. с. сезон начался 12/III), устанавливаем, что первым не типичным для данного е. с. сезона является е. с. период 6—

10/IV. Следовательно, последний должен быть характерным для е. с. сезона первой половины лета 1945 г., который и начнется примерно через месяц после него. Для построения прогностической карты из значений H_{500} за е. с. период 6—10/IV 1945 г. вычитаем нормальные величины H_{500} за е. с. сезон первой половины лета. Полученные разности алгебраически складываем

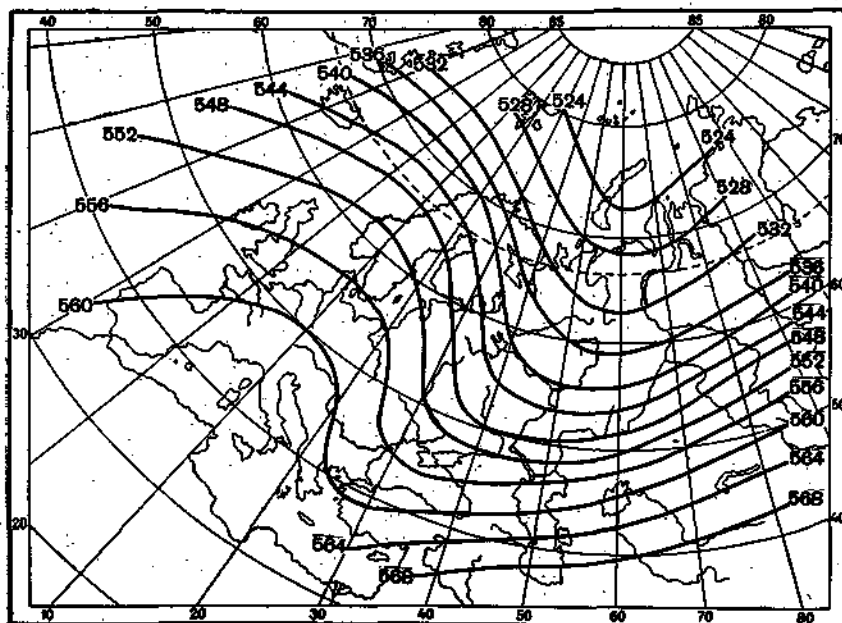


Рис. 69. Прогностическая карта H_{500} на е. с. сезон первой половины лета 1945 г. (характерный е. с. период 6—10/IV 1945 г.).

с величинами изменений H_{500} от е. с. сезона весны к е. с. сезону первой половины лета. В тех пунктах, где величины получились больше, чем половина многолетней амплитуды H_{500} за е. с. сезон первой половины лета, возьмем значения половины многолетней амплитуды. Эти данные алгебраически сложим с нормальными величинами H_{500} за е. с. сезон первой половины лета. В результате получаем прогностическую карту H_{500} на е. с. сезон первой половины лета 1945 г. (рис. 69).

Естественный синоптический сезон первой половины лета 1945 г. начался 7/IV и длился до 24/VI. Составим фактическую карту H_{500} за этот е. с. сезон (рис. 70).

Сопоставляя карты на рис. 68 и 70, нетрудно убедиться, что они, как и следовало по прогнозу, обратные между собой в смысле распределения барических полей. Прогностическая

карта на рис. 69 вполне удовлетворительно соответствует карте на рис. 70. Отметим, что первый прогноз может быть составлен примерно за три месяца, а второй — за месяц до наступления е. с. сезона первой половины лета 1945 г.

В 1947 г. Пагава установил, что приземное поле температуры воздуха за е. с. сезон может быть определено по картам средних

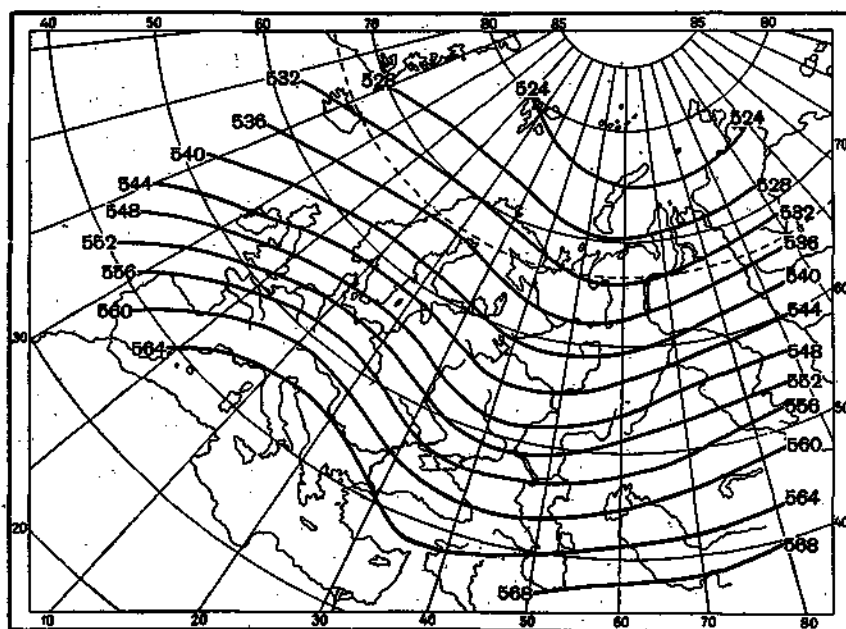


Рис. 70. Карта H_{500} за е. с. сезон первой половины лета 1945 г.

значений H_{500} . При этом было показано, что в большинстве случаев имеют место следующие соотношения между отклонением от нормы значений H_{500} за е. с. сезон (ΔH) и отклонением от нормы приземной температуры воздуха за е. с. сезон (Δt):

- а) если $\Delta H > +4$ дкб, то $\Delta t > 0$;
- б) если $\Delta H < -4$ дкб, то $\Delta t < 0$;
- в) если ΔH имеет значения в пределах ± 4 дкб, то Δt имеет значения в пределах $\pm 1^\circ$.

Эти соотношения получены на основании установленного автором факта существования достаточно тесной прямой связи между ΔH и Δt . Однако встречаются случаи, когда выявленные соотношения между ΔH и Δt не выполняются.

С целью более детального исследования связи между Δt и ΔH были построены карты фактического распределения этих величин на пространстве первого е. с. района за 12 лет (с 1938

по 1949 г.). Анализ этого материала позволил уточнить приведенные выше правила определения Δt по значениям ΔH и получить ряд выводов

1. В тех случаях, когда на карте H_{500} за рассматриваемый е. с. сезон отсутствуют гребни и ложбины с изогипсами, пересекающими не менее двух нормальных изогипс на расстоянии не более 1000 км, выявляются следующие соотношения между ΔH и Δt :

1. Если изогипсы данного е. с. сезона параллельны нормальным изогипсам или приподнимаются по сравнению с ними в направлении северо-восточной четверти горизонта, а $\Delta H > 0$, то и $\Delta t > 0$. В данном случае получается $\Delta t > 0$ потому, что средняя температура воздуха первой половины тропосферы выше нормы, а то, что изогипсы данного е. с. сезона параллельны нормальным изогипсам и приподняты в направлении северо-восточной четверти горизонта свидетельствует о происходящей в приземных слоях атмосферы адвекции воздушных масс более теплых, чем обычно, так как при этом барические образования перемещаются с большими северными составляющими, чем в нормальных условиях.

2. Если изогипсы данного е. с. сезона параллельны нормальным изогипсам или опускаются по сравнению с ними в направлении юго-восточной четверти горизонта, а $\Delta H < 0$, то и $\Delta t < 0$. В данном случае $\Delta t < 0$ потому, что средняя температура воздуха первой половины тропосферы ниже нормы, а параллельность изогипс данного е. с. сезона нормальным изогипсам и тем более опускание их в направлении юго-восточной четверти горизонта свидетельствует о происходящей в приземных слоях атмосферы адвекции воздушных масс более холодных, чем обычно, так как при этом барические образования перемещаются с большими южными составляющими, чем в нормальных условиях.

3. Если изогипсы данного е. с. сезона по сравнению с нормальными приподнимаются в направлении северо-восточной четверти горизонта, а ΔH имеет значение в пределах 0, —4 дкб, то величины Δt находятся в пределах $\pm 1^\circ$. В этом случае средняя температура первой половины тропосферы ниже нормы, но в приземном слое атмосферы имеет место адвекция воздушных масс более теплых, чем в нормальных условиях. Вклады этих двух факторов противоположны, но не всегда одинаковы по величине, поэтому получаются значения Δt в пределах $\pm 1^\circ$. Аналогичным образом получаем величины Δt в пределах $\pm 1^\circ$ и в тех случаях, когда изогипсы данного е. с. сезона по сравнению с нормальными опускаются в направлении юго-восточной четверти горизонта, а ΔH имеет значения в пределах 0, +4 дкб.

4. Если изогипсы данного е. с. сезона по сравнению с нормальными приподнимаются в направлении северо-восточной

четверти горизонта, а $\Delta H < -4$ дкб, то и $\Delta t < 0$. В этом случае средняя температура воздуха первой половины тропосферы значительно ниже нормы, что и обуславливает значения $\Delta t < 0$.

5. Если изогипсы данного е. с. сезона по сравнению с нормальными опускаются в направлении юго-восточной четверти горизонта, а $\Delta H > +4$ дкб, то $\Delta t > 0$. В данном случае средняя температура слоя воздуха значительно выше нормы, что и обуславливает значения $\Delta t > 0$.

II. В тех случаях, когда на карте H_{500} за рассматриваемый е. с. сезон имеется гребень с изогипсами, пересекающими не менее двух нормальных изогипс на расстоянии не более 1000 км, выявляются следующие соотношения между ΔH и Δt :

1. Если изогипсы данного е. с. сезона симметричны оси гребня, то в правой части его, восточнее первых пересечений изогипсами соответствующих нормальных изогипс, $\Delta t < 0$, несмотря на значения $\Delta H > 0$. В остальной части гребня как $\Delta H > 0$, так и $\Delta t > 0$. В этом случае во всей области гребня средняя температура воздуха первой половины тропосферы выше нормы. В приземных слоях атмосферы в правой части гребня, восточнее первых пересечений изогипсами соответствующих нормальных изогипс, имеет место адвекция холодных воздушных масс, что и обуславливает в этом районе значения $\Delta t < 0$. В остальной части гребня в приземных слоях атмосферы наблюдается адвекция теплых воздушных масс.

2. Если изогипсы данного е. с. сезона асимметричны по отношению к оси гребня, причем изогипсы правее оси гребня опускаются круче, чем они поднимаются влево от нее, то $\Delta t < 0$ вправо от оси гребня, несмотря на значения $\Delta H > 0$. Влево от оси гребня как $\Delta H > 0$, так и $\Delta t > 0$. В данном случае во всей области гребня средняя температура воздуха первой половины тропосферы выше нормы. В приземных слоях атмосферы вправо от оси гребня имеет место адвекция холодных воздушных масс, что и обуславливает значения $\Delta t < 0$. Влево от оси гребня в приземных слоях атмосферы наблюдается адвекция теплых воздушных масс.

3. Если изогипсы данного е. с. сезона являются несимметричными по отношению к оси гребня, причем изогипсы левее оси поднимаются круче, чем они опускаются вправо от нее, а $\Delta H > 0$, то $\Delta t > 0$ во всей области гребня. Объясняется это тем, что в данном случае в области гребня имеет место адвекция тепла во всей толще первой половины тропосферы.

III. В тех случаях, когда на карте H_{500} за рассматриваемый е. с. сезон имеется ложбина с изогипсами, пересекающими не менее двух нормальных изогипс на расстоянии не более 1000 км, выявляются следующие соотношения между ΔH и Δt .

1. Если изогипсы данного е. с. сезона являются симметричными по отношению к оси ложбины, то в правой части ее,

восточнее первых пересечений изогипсами соответствующих нормальных изогипс, $\Delta t > 0$, несмотря на значения $\Delta H < 0$. В остальной части ложбины как $\Delta H < 0$, так и $\Delta t < 0$. В данном случае во всей области ложбины средняя температура воздуха первой половины тропосферы ниже нормы. В приземных слоях атмосферы в правой части ложбины, восточнее первых пересечений изогипсами соответствующих нормальных изогипс, имеет место адвекция теплых воздушных масс, что и обуславливает в этом районе $\Delta t > 0$. В остальной части ложбины в приземных слоях атмосферы наблюдается адвекция холодных воздушных масс.

2. Если изогипсы данного е. с. сезона асимметричны по отношению к оси ложбины, причем изогипсы правее оси поднимаются круче, чем они опускаются влево от нее, то $\Delta t > 0$ правее от оси ложбины, несмотря на значения $\Delta H < 0$. Влево от оси ложбины как $\Delta H < 0$, так и $\Delta t < 0$. В этом случае по всей области ложбины средняя температура воздуха первой половины тропосферы ниже нормы. В приземных слоях атмосферы вправо от оси ложбины наблюдается интенсивная адвекция теплых воздушных масс, что и обуславливает значения $\Delta t > 0$. Влево от оси ложбины в приземных слоях атмосферы имеет место адвекция холодных масс воздуха.

3. Если изогипсы данного е. с. сезона являются несимметричными по отношению к оси ложбины, причем изогипсы левее оси опускаются круче, чем они поднимаются вправо от нее, а $\Delta H < 0$, то $\Delta t < 0$ во всей области ложбины. Объясняется это тем, что в данном случае в области ложбины имеет место адвекция холода во всей толще первой половины тропосферы.

IV. В тех случаях, когда на карте H_{500} за рассматриваемый е. с. сезон имеется гребень, переходящий в ложбину, в области гребня $\Delta H > 0$, а в области ложбины $\Delta H < 0$, и если изогипсы данного е. с. сезона пересекают не менее двух нормальных изогипс на расстоянии не более 1000 км, то $\Delta t > 0$ во всей области гребня, т. е. до линии, соединяющей точки, где антициклоническая кривизна переходит в циклоническую. В этом случае во всей области гребня в приземных слоях атмосферы наблюдается адвекция теплых воздушных масс, а средняя температура воздуха первой половины тропосферы выше нормы. Аналогично и в тех случаях, когда ложбина переходит в гребень и если в области гребня $\Delta H > 0$, а в области ложбины $\Delta H < 0$, то по всей области ложбины $\Delta t < 0$.

V. В связи с особенностью е. с. сезона зимы необходимо ввести дополнительно специальное правило, заключающееся в следующем. В тех случаях, когда в районах Норвежского моря, Скандинавии и северной половины Европейской территории СССР $\Delta H < 0$, тогда:

1. Если разность между абсолютным значением ΔH в точке пересечения оси гребня с нормальной изогипсой в Норвежском

море и абсолютной величиной ΔH в точке на той же нормальной изогипсе, где она пересекается с осью ложбины на севере Европейской территории СССР, равна или больше +4 дкб, то на ЕТС и в Западной Сибири $\Delta t > 0$.

Если указанная разность имеет значения в пределах 0, +3 дкб, то Δt будет около нормы ($\pm 1^\circ$).

Для выяснения физической сущности последнего правила рассмотрим карту нормальных значений H_{500} за е. с. сезон зимы. Этот сезон характеризуется высотным циклоном с центром на северо-западе Карского моря. Обширная ложбина этого циклона занимает всю Европейскую территорию СССР и Западную Сибирь. Ось ложбины направлена с Карского на Черное море. На крайнем западе Европы имеется высотный гребень, ось которого ориентирована с запада Пиренейского полуострова на юго-восток Гренландского моря. Допустим, что на карте H_{500} за конкретный е. с. сезон зимы над Норвежским морем высотный гребень снижен по сравнению с нормальным значительно больше, чем ложбина на Европейской территории СССР снижена по сравнению с нормальной ложбиной в этом районе. Естественно, что в таком случае барические образования с Норвежского моря будут перемещаться на восток с более северной составляющей, чем обычно. Данное обстоятельство обусловит в приземных слоях атмосферы более интенсивный, чем в нормальных условиях, вынос теплых воздушных масс с северо-востока Атлантического океана и Норвежского моря в более северные районы Европейской территории СССР и Западной Сибири. В результате, в указанных районах получим $\Delta t > 0$, несмотря на $\Delta H < 0$, а изогипсы рассматриваемого е. с. сезона будут практически параллельны нормальным изогипсам.

Как уже было сказано выше, указанное правило определения Δt применимо только в е. с. сезоне зимы в тех случаях, когда в районах Норвежского моря, северных морей Европы, Скандинавии, Европейской территории СССР и Западной Сибири $\Delta H < 0$, а абсолютные значения ΔH в районе Норвежского моря больше, чем на Европейской территории СССР. В таких случаях значения Δt практически определяются следующим образом. Вначале рассматривается нормальная изогипса H_{500} е. с. сезона зимы, которая проходит с Гренландского моря через Баренцево на низовья рек Оби и Енисея, и определяется разность между абсолютными значениями ΔH на этой изогипсе в точках наибольшей циклонической и антициклонической кривизны. Аналогично вычисляются величины указанной разности по всем нормальным изогипсам, проходящим через Европейскую территорию СССР. Здесь и в Западной Сибири между нормальными изогипсами, где полученная разность абсолютных значений ΔH равна или больше +4 дкб, $\Delta t > 0$, а между теми нормальными изогипсами, где эта разность имеет значение в пределах 0,

+3 дкб, Δt будет около нормы ($\pm 1^\circ$). Отметим, что в рассматриваемом случае над Баренцевым и Карским морями, а также над югом Европейской территории СССР и Средней Азией $\Delta t < 0$.

Во всех приведенных выше правилах (определения Δt по ΔH) подразумевается, что для данного района воздушные массы, поступившие с северных широт, являются холодными, а с южных широт — теплыми. Такое предположение в указанном случае является справедливым, так как рассматриваются е. с. сезоны в целом. В среднем за е. с. сезон воздушные массы в северных районах всегда холоднее, чем в более южных районах. Известно, что е. с. сезон характеризуется преобладанием определенного типа атмосферных процессов, поэтому карта H_{500} за е. с. сезон отражает преобладающий атмосферный процесс. Из сказанного очевидно, что преобладание в течение е. с. сезона поступления воздушных масс из районов более северных, чем при нормальных условиях, определяет значения $\Delta t < 0$, а распространение масс воздуха преимущественно из районов более южных — обуславливает $\Delta t > 0$.

Приведенные выше правила определения значений Δt по ΔH были выявлены на основании анализа распределения этих элементов в е. с. сезонах. Естественно, что указанные правила не позволяют во всех случаях практически достаточно точно устанавливать значения Δt , так как они учитывают не все факторы, влияющие на Δt . Поэтому необходимо было выяснить, в какой степени эти правила дают возможность выявить значения Δt . С этой целью на один бланк наносились нормальные изогипсы H_{500} за отдельный е. с. сезон, а также изогипсы H_{500} и значения ΔH конкретного е. с. сезона. Такие комплексные карты были составлены для всех 72 е. с. сезонов (1938—1949 гг.) и анализировались строго по изложенным выше правилам. После этого определялись значения Δt в отдельных районах рассматриваемой территории. В результате были построены карты предполагаемого распределения Δt на все 72 е. с. сезона. Далее, эти карты сопоставлялись с соответствующими картами распределения фактического Δt . Сравнение производилось следующим образом: изолинии, определяющие на картах предполагаемого распределения Δt районы со значениями $\Delta t > 0$, $\Delta t < 0$ и Δt в пределах $\pm 1^\circ$, переносились на карту фактического распределения Δt . Затем определялась площадь (выраженная в процентах по отношению ко всей рассматриваемой территории), где ожидаемые величины Δt совпадали с фактическими. Результаты приведены в табл. 10.

Данные табл. 10 доказывают, что приведенные выше правила позволяют практически достаточно хорошо устанавливать значения Δt и показывают, что успешность определения Δt по ΔH по этим правилам не обнаруживает существенной зависимости

от рассматриваемых районов в е. с. сезонах весны, первой половине лета, второй половине лета и осени. Оправдываемость правил определения Δt несколько снижается по Европейской территории СССР в е. с. сезонах предзимья и зимы, а по Западной Сибири — в е. с. сезоне зимы. Последнее обстоятельство объясняется главным образом тем, что выше приведенные правила не учитывают выхолаживания в приземных слоях атмосферы.

Таблица 10

Связь Δt с ΔH

Естественный синоптический сезон	Степень связи Δt с ΔH (%)				
	ЕТС	Западная Сибирь	Средняя Азия	Западная Европа	Все районы
Весна	89	89	86	87	88
Первая половина лета	92	92	90	90	91
Вторая половина лета	91	89	88	89	89
Осень	90	89	88	88	89
Предзимье	85	89	89	88	87
Зима	83	86	89	89	86
По всем е. с. сезонам	88	89	88	89	88

В качестве примера рассмотрим е. с. сезон второй половины лета 1943 г., который представляет интерес в связи с тем, что карта H_{500} за этот сезон является обратной по сравнению с картой нормальных значений H_{500} .

Известно, что вообще е. с. сезон второй половины лета характеризуется высотным гребнем, направленным с Каспийского моря на север Скандинавского полуострова. Центр одного из высотных циклонов расположен над юго-западной частью Гренландского моря, его ложбина ориентирована через крайний юг Скандинавии на Черное море. Центр второго высотного циклона с ложбиной, вытянутой на юг, находится на северо-востоке Карского моря. А е. с. сезон второй половины лета 1943 г. характеризуется высотной ложбиной, направленной со средней Скандинавии на юго-восток Европейской территории СССР, и слабо развитыми гребнями по обе стороны от нее. При этом по всей Европейской территории СССР и Скандинавии наблюдается отрицательное отклонение от нормы значений H_{500} за е. с. сезон, а на остальной части Европы и в Западной Сибири — положительное отклонение.

Прежде чем приступить к определению Δt , необходимо нанести на один бланк изогипсы нормальных значений H_{500} е. с. сезона второй половины лета и изогипсы H_{500} е. с. сезона второй половины лета 1943 г., а также изолинии с карт отклонений от нормы значений H_{500} за е. с. сезон второй половины лета 1943 г. (рис. 71).

На карте H_{500} за е. с. сезон второй половины лета 1943 г. ложбина, которая занимает Европейскую территорию СССР и Скандинавский полуостров, является асимметричной, так как изогипсы справа от оси ложбины поднимаются на северо-восток круче, чем они опускаются на юго-восток влево от нее. Первая изогипса этой ложбины, проходящая через Скандинавию, пере-

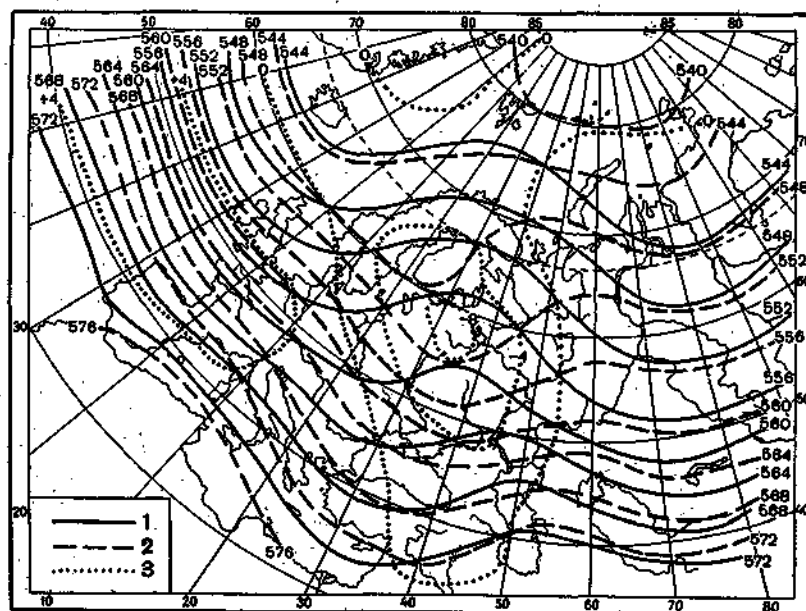


Рис. 71. Карта нормальных значений H_{500} (1), изогипс H_{500} (2) и отклонений от нормы значений H_{500} (3) за е. с. сезон второй половины лета 1943 г.

секает по обе стороны от оси ложбины не менее двух нормальных изогипс на расстоянии не более 1000 км. Аналогичным образом пересекаются с нормальными изогипсами и следующие три изогипсы рассматриваемого е. с. сезона, наблюдающиеся над Европейской частью СССР. Изогипса данного е. с. сезона, проходящая по крайнему югу упомянутой территории, не пересекает двух нормальных изогипс восточнее от оси ложбины, а западнее от нее — пересекает их на расстоянии не более 1000 км. Поэтому ложбину следует рассматривать только до изогипсы в районе Волгограда. Согласно правилу III-2, следует ожидать в области этой ложбины вправо от ее оси $\Delta t > 0$, а влево — $\Delta t < 0$.

В Западной Сибири и Средней Азии изогипсы данного е. с. сезона параллельны нормальным или приподнимаются по сравнению с ними в направлении северо-восточной четверти гори-

зонта, а $\Delta H > 0$. Поэтому, согласно правилу I-1, в указанных районах должна быть $\Delta t > 0$.

На юге Европейской территории СССР (южнее изогипсы, проходящей через Волгоград) и на Кавказе изогипсы данного е. с. сезона параллельны нормальным или опускаются по сравнению с ними в направлении юго-восточной четверти горизонта, а $\Delta H < 0$. Поэтому, согласно правилу I-2, в этих районах нужно ожидать $\Delta t < 0$.

Над Балканским полуостровом и Центральной Европой между изаллогипсами 0 и +4 дкб изогипсы рассматриваемого е. с. сезона опускаются, по сравнению с нормальными, в направлении юго-восточной четверти горизонта. Поэтому, согласно правилу I-3, в этих районах следует прогнозировать значения Δt в пределах $\pm 1^\circ$. В остальной части Западной Европы изогипсы данного е. с. сезона параллельны нормальным, а $\Delta H > 0$. Поэтому здесь, согласно правилу I-1, будет $\Delta t > 0$.

Таким образом, в результате анализа указанных карт, согласно правилам определения Δt , изложенным в данной главе, получаем следующее распределение ожидаемых значений Δt на е. с. сезон второй половины лета 1943 г:

а) $\Delta t > 0$ над Средней Азией, Западной Сибирью, Европейской территорией СССР (северо-восточнее линии, проходящей примерно через Волгоград, Воронеж, Курск и Таллин), Финляндией, над Карским морем и юго-восточной частью Баренцева моря, над Пиренейским полуостровом, островом Великобритании, Францией, Швейцарией и севером Италии. При этом очаг положительных значений Δt естественно предполагать на северо-востоке Европейской территории СССР, т. е. там, где изаллогипсы данного е. с. сезона наиболее круто приподнимаются на северо-восток, а отрицательные значения ΔH переходят к положительным. Другой, более слабый очаг положительных Δt можно предположить над Францией, т. е. там, где изогипсы данного е. с. сезона параллельны нормальным, а $\Delta H > +4$ дкб. В остальных районах значения Δt могут быть менее $+2^\circ$, так как здесь изогипсы данного е. с. сезона параллельны нормальным, а $\Delta H < +4$ дкб;

б) $\Delta t < 0$ над Кавказом, юго-западом Европейской территории СССР (юго-западнее линии, проходящей примерно через Астрахань, Волгоград, Воронеж, Курск, Таллин), над Польшей, Балтийским морем, Скандинавией (западнее 24° в. д.) и Норвежским морем;

в) Δt в пределах $\pm 1^\circ$ в остальных районах Западной Европы.

Сравнивая ожидаемое распределение значений Δt с фактическим (рис. 72), нетрудно убедиться в их хорошем совпадении. Причины этого легко себе представить, если вспомнить, что карта H_{500} за е. с. сезон хорошо отражает преобладающий

атмосферный процесс. Отметим только, что очаг значений $\Delta t > 0$ на северо-востоке Европейской территории СССР был обусловлен тем, что в этом районе, а также над Баренцевым и Карским морями в течение большей части е. с. сезона второй половины лета 1943 г. наблюдался процесс антициклогенеза.

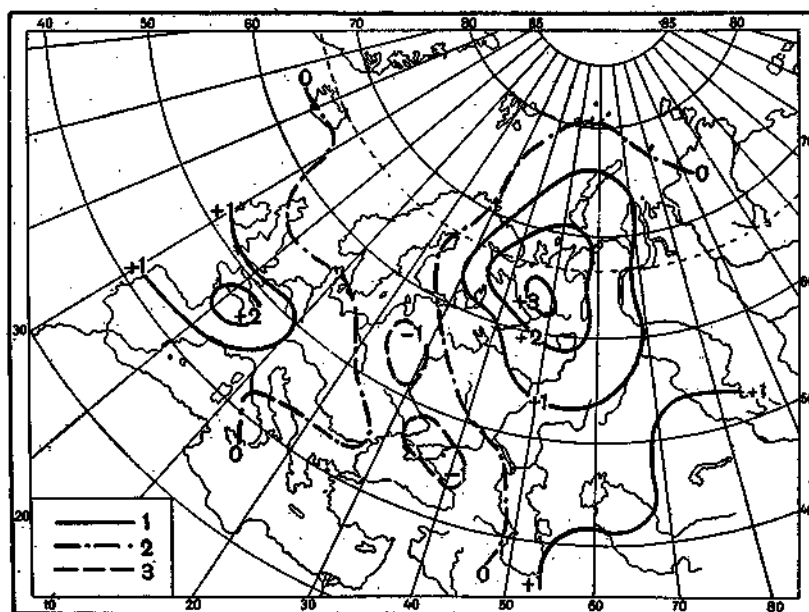


Рис. 72. Отклонение от нормы приземной температуры воздуха за е. с. сезон второй половины лета 1943 г.

1 — положительное отклонение, 2 — нулевое отклонение, 3 — отрицательное отклонение.

Из всего изложенного очевидно, что если известна карта H_{500} будущего е. с. сезона, то, пользуясь приведенными правилами, можно определить общий характер распределения Δt . А карта H_{500} будущего е. с. сезона строится по данным е. с. периода, который осуществляется задолго до наступления е. с. сезона. Но прежде чем применять указанные правила для определения значений Δt , необходимо, чтобы общий характер развития атмосферных процессов в течение е. с. сезона был представлен достаточно полно. Последнее достигается путем детального анализа ΔH и изогипс е. с. сезона.

Общий характер распределения приземной температуры воздуха за е. с. сезон может быть определен и при заданной сезонной карте H_{1000}^{500} , которая строится тем же методом, что и карта H_{500} . Однако для решения задачи, поставленной в настоящей главе, нет необходимости составлять прогноз карты H_{1000}^{500} .

на е. с. сезон. Поэтому ограничимся анализом и прогнозом карты H_{500} .

Рассмотрим, в какой степени может быть определен общий характер приземной температуры воздуха за е. с. сезон по прогностической сезонной карте H_{500} . Для решения этого вопроса были построены карты распределения отклонения от нормы приземной температуры воздуха за е. с. сезоны на пространстве Европы, Западной Сибири, Средней Азии и Кавказа. По прогностическим картам H_{500} на е. с. сезоны, построенным по приведенным в табл. 7 данным характерных е. с. периодов, были составлены прогностические карты распределения Δt и подсчитана их оправдываемость. Построение прогностических карт распределения Δt по прогностическим полям ΔH и H_{500} и проверка их оправдываемости производились таким же способом, как изложенные в этой главе составление и проверка карт Δt по фактическим полям ΔH и H_{500} . Упомянутые прогнозы условно названы прогнозами первого типа.

Аналогичным образом были составлены прогнозы распределения Δt на 71 е. с. сезон по прогностическим сезонным картам H_{500} , построенным по приведенным в табл. 9 данным характерных е. с. периодов. Эти прогнозы названы прогнозами второго типа. Проверка оправдываемости их производилась точно так же, как и прогнозов первого типа.

Таблица 11
Оправдываемость (%) прогнозов аномалий температуры воздуха
за е. с. сезоны

Тип прогноза	Естественные синоптические сезоны						
	Весна	Первая половина лета	Вторая половина лета	Осень	Пред-зимье	Зима	Средняя оправдываемость
Первый . .	74	77	75	74	72	68	73
Второй . .	67	69	68	66	64	62	66

Оправдываемость прогнозов как первого, так и второго типов (табл. 11) обнаруживает определенный годовой ход. В е. с. сезоне зимы оправдываемость прогнозов первого типа на 9%, а второго на 7% ниже, чем в е. с. сезоне первой половины лета. Результаты оценки прогнозов второго типа несколько хуже, чем прогнозов первого типа, причем это отличие наблюдается во всех е. с. сезонах. Оправдываемость прогнозов обоих типов, приведенная в табл. 11, вообще невысокая. Однако учитывая большую заблаговременность этих прогнозов и тот факт, что проверка проводилась без всякого допущения, полученные результаты можно считать практически удовлетворительными. Иными словами, данные, приведенные в табл. 11, доказывают практическую целесообразность составления прогноза общего

характера приземной температуры воздуха на е. с. сезоны по прогностической сезонной карте H_{500} .

Прогноз общего характера приземной температуры воздуха за е. с. сезон весьма важен, однако для практических целей особенно ценно знать, каким образом формируется общий температурный режим е. с. сезона. Известно, что в течение е. с. сезона преобладает определенный тип синоптических процессов, но это еще не значит, что во всех месяцах, которые входят в данный е. с. сезон, общий температурный режим будет таким же, как и в нем. Это объясняется тем, что в течение е. с. сезона осуществляются синоптические процессы, нетипичные для него. Поэтому необходимо было установить, в какой степени можно распространять на отдельные месяцы прогноз приземной температуры воздуха, данный на весь е. с. сезон.

Для выяснения этого вопроса была проведена следующая работа. Прогноз общего режима приземной температуры воздуха на е. с. сезон, составленный по прогностической сезонной карте H_{500} , принимался за прогноз температуры на все те месяцы, в которых не менее 25 дней относились к данному е. с. сезону. Таким образом были рассмотрены все прогнозы распределения Δt , как первого, так и второго типа. Проверка оправдываемости их производилась по указанному выше способу; результаты этой проверки даны в табл. 12.

Таблица 12

Оправдываемость (%) прогнозов аномалий приземной температуры воздуха за е. с. сезоны

Тип прогноза	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Средняя оправдываемость
Первый . .	64	64	66	73	70	73	73	73	70	68	70	66	69
Второй . .	60	60	61	65	62	65	63	63	63	62	62	62	62

Данные, приведенные в табл. 12, так же как и в табл. 11, обнаруживают определенный годовой ход оправдываемости прогнозов как первого, так и второго типа. В указанных таблицах оправдываемость прогнозов второго типа несколько ниже, чем первого. А осуществление прогнозов обоих типов по месяцам (табл. 12) хуже, чем по е. с. сезонам (табл. 11). Между тем на основании этих данных можно сделать вывод, что прогноз общего режима температуры воздуха на е. с. сезон можно до некоторой степени распространить на месяцы.

Отметим, что если месяц целиком входит в е. с. сезон и в течение его осуществляется не более одного е. с. периода, не типичного для данного е. с. сезона, то температурные режимы месяца и е. с. сезона бывают, как правило, аналогичными между собой. В е. с. сезоне зимы нетипичные для него е. с. периоды

встречаются чаще, чем в других е. с. сезонах; иногда число их достигает четырех. Причем нередко случаи, когда один за другим осуществляются два-три таких периода. Этим и объясняется имеющая место в ряде случаев неаналогичность температурных режимов января и февраля, хотя они, как правило, целиком входят в один е. с. сезон. Указанное обстоятельство является в основном причиной того, что прогнозы как первого, так и второго типа оправдываются хуже в зимние месяцы. В е. с. сезон зимы целиком входят, как правило, январь и февраль, а в некоторых случаях — декабрь или март. Синоптические процессы, нетипичные для е. с. сезона зимы, в декабре и марте бывают реже, чем в январе и феврале. В январе и феврале вероятность осуществления двух и больше таких е. с. периодов одинаковая, но если эти нетипичные процессы наблюдались в январе, то их не будет в феврале, и наоборот. Поэтому прогноз общего характера температуры на е. с. сезон зимы как первого, так и второго типа можно распространять на январь и февраль лишь в первом приближении.

Оправдываемость прогнозов общего характера распределения аномалии приземной температуры воздуха на е. с. сезоны несколько хуже в холодном полугодии (табл. 11). Это обстоятельство объясняется в основном двумя причинами. Во-первых, применяемые правила составления прогноза распределения сезонной аномалии приземной температуры воздуха по прогностическим сезонным картам H_{500} , не учитывают выхолаживания воздуха в приземных слоях атмосферы. На это явление указывалось уже при анализе данных табл. 10. Во-вторых, в е. с. сезонах предзимья и зимы процент числа дней с нетипичными синоптическими процессами больше, чем в других е. с. сезонах.

Оправдываемость прогнозов второго типа как по е. с. сезонам, так и по месяцам ниже, чем первого. Объясняется это двумя причинами. Во-первых, прогностические сезонные карты H_{500} , полученные на основании характерных е. с. периодов, выявленных с заблаговременностью от двух до пяти месяцев, несколько хуже отражают общий характер фактических сезонных карт H_{500} , чем те ожидаемые карты H_{500} , которые построены по процессам, обнаруженным за один-два месяца. Во-вторых, при составлении всех указанных выше прогностических карт учитывается не конкретный, а нормальный годовой ход сезонных значений H_{500} . Поэтому чем с большей заблаговременностью берется характерный е. с. период, тем менее точен такой учет.

Как уже отмечалось выше, оправдываемость прогнозов сезонной аномалии приземной температуры воздуха первого типа, как по е. с. сезонам, так и месяцам выше, чем по второму. Поэтому прогноз первого типа может служить уточнением прогноза второго типа.

Совместный анализ прогностической карты ΔH на е. с. сезон

и сборнокинематической карты приземных синоптических процессов за типичный е. с. период дает возможность определить районы, в которых будет наблюдаться избыток или дефицит осадков (по сравнению с нормой) в течение е. с. сезона, на который составляется прогноз. Так, если в данном районе на сборнокинематической карте за характерный период имеется циклоническое поле, а на прогностической карте ΔH — отрицательные величины, то это означает, что в течение е. с. сезона в рассматриваемом районе циклоничность будет наблюдаться больше, чем при нормальных условиях, в связи с чем здесь должен иметь место избыток осадков. Если же в данном районе на сборнокинематической карте за характерный период наблюдается антициклоническое поле, а на прогностической карте ΔH — положительные значения, то это показывает, что в течение е. с. сезона в упомянутом районе антициклоничность будет больше, чем при нормальных условиях. Поэтому здесь следует ожидать дефицита осадков. В результате получают указания на отдельные районы, которые будут характеризоваться дефицитом или избытком осадков в будущем е. с. сезоне.

Таким образом, в работе [91] изложен способ выявления в текущем е. с. сезоне е. с. периодов, характерных как для наступающего, так и для следующего за ним е. с. сезона. На основании этого получен метод составления прогноза общей характеристики синоптических процессов, аномалии температуры воздуха и количества осадков на два смежных е. с. сезона за один, а иногда за два месяца до наступления первого е. с. сезона, на который дается прогноз. Последнее позволило разработать способ составления прогноза погоды на календарные сезоны [91]. Эти прогнозы могут быть выпущены: на весну (март, апрель, май) не позднее 5 марта, на лето (июнь, июль, август) не позднее 10 мая, на осень (сентябрь, октябрь, ноябрь) не позднее 25 августа и на зиму (декабрь, январь, февраль) не позднее 15 ноября. Это самые поздние даты выпуска прогнозов на календарные сезоны, в большинстве же случаев они могут быть составлены значительно раньше указанных сроков.

В 1949—1950 гг. Блюминой, Борисовой, Кацем, Цепкановой и Шишковым было выполнено исследование е. с. сезонов, характеризующихся значительным недобором и избытком осадков [11, 15, 60, 154, 161, 162]. Результаты этих работ позволяют, применяя основные положения, изложенные в работах [90, 91], прогнозировать, будет или нет наблюдаться за данный е. с. сезон недобор или избыток осадков в отдельных районах Европейской территории СССР и Западной Сибири.

В 1950 г. Пагава разработал способ составления прогноза общей характеристики синоптических процессов, аномалии температуры воздуха и количества осадков на е. с. сезон в начале его [93]. В этой работе показано, что если е. с. сезон начинается

с характерного для него е. с. периода, то по последнему можно составить прогноз на весь е. с. сезон. В тех случаях, когда в начале е. с. сезона осуществляется нетипичный для него процесс, тогда сезонный прогноз дается по следующему е. с. периоду, типичному для наступившего е. с. сезона. Вопрос о том, является ли первый е. с. период начавшегося е. с. сезона характерным для него, решается путем сравнения этого е. с. периода с процессом, выявленным в предшествующем е. с. сезоне, как предвестник для рассматриваемого е. с. сезона. Для подтверждения того, что по началу е. с. сезона можно предвидеть общий характер синоптических процессов и погоды в течение всего е. с. сезона, были составлены сезонные прогнозы по данным первых е. с. периодов е. с. сезонов. Исключение составляют те случаи, когда первый е. с. период е. с. сезона весны являлся предвестником первой половины лета. Тогда для прогноза на весну использовались данные второго е. с. периода рассматриваемого е. с. сезона.

Были построены прогностические карты H_{500} на 72 е. с. сезона (с 1938 по 1949 г.) следующим образом. Из значений H_{500} за взятый е. с. период наступающего е. с. сезона вычитались нормальные величины H_{500} для того же сезона. Полученные данные алгебраически складывались с половинами значений изменения сезонных величин H_{500} от предшествующего е. с. сезона к е. с. сезону, на который составлялся прогноз. Если в отдельных пунктах получались величины больше, чем половина значения многолетней амплитуды сезонных величин H_{500} (в е. с. сезоне, на который составлялся прогноз), то в этих пунктах брались значения половины ее. Таким образом строилась прогностическая карта ΔH на наступивший е. с. сезон. Полученные данные алгебраически складывались с нормальными величинами H_{500} для е. с. сезона, на который составлялся прогноз. В результате получалась прогностическая карта H_{500} на наступивший е. с. сезон. Аналогично строилась прогностическая карта H_{1000}^{500} . Затем по способу, изложенному несколько ранее в настоящей главе, составлялись прогнозы отклонения от нормы температуры воздуха и количества осадков за е. с. сезон. По оправдываемости последние оказались несколько лучше (примерно на 6%), чем прогнозы, данные по нарушению, выявленному в предыдущем е. с. сезоне.

В 1951 г. вышла работа Каца [62], в которой (как и в методе сезонных прогнозов погоды, предложенном Пагавой в 1943 г.) рекомендуется давать прогноз погоды на наступивший е. с. сезон по данным за первые два е. с. периода его. При этом применяются выводы, изложенные в работе [91].

В указанных выше методах составления прогноза погоды на е. с. сезоны не используются значения H_{1000}^{500} . Лишь в 1952 г. Пагава опубликовал работу [95], в которой приведены сезонные

значения H_{1000}^{500} и изложен способ использования относительной топографии при составлении прогноза погоды на е. с. сезоны. Автор рекомендует составлять прогноз H_{1000}^{500} на е. с. сезон по тому же способу, что и прогноз H_{500} . Для определения значений приземной температуры воздуха за е. с. сезон составляется комплексная карта так, как указывалось уже ранее в этой главе. Но вместо карты ΔH берется карта аномалии сезонных значений H_{1000}^{500} (ΔH_1). Приземная температура воздуха в градациях «около», «выше» и «ниже» нормы определяется согласно правилам, изложенным выше, заменяя в них ΔH на ΔH_1 . Кроме того, абсолютная величина (в °C) сезонной Δt практически может быть принята равной половине значения ΔH , если при наличии положительной (отрицательной) ΔH_1 анализ комплексной карты, согласно правилам, дает указание на то, что Δt за сезон должна быть выше (ниже) нормы. В этих случаях знак сезонной аномалии как температуры слоя нижней половины тропосферы, так и приземной температуры воздуха одинаковый. Если же, согласно правилам, получаются указания на различные знаки их, то рекомендуется определять значения Δt только в градациях (указанных в правилах).

В 1953 г. Цепканова [155] показала возможность составления прогноза погоды на первую и вторую части е. с. сезона в отдельности по характерным е. с. периодам, выявляемым в предшествующих е. с. сезонах по способу, изложенному в работе [91]. В следующем году Кац опубликовал метод прогноза погоды на е. с. сезон по началу его.

В исследовании Пагава [101], опубликованном в 1955 г., сделана попытка учесть условия теплообмена между океаном и континентом при составлении прогноза погоды на е. с. сезоны по первому е. с. району. Для этого были использованы карты месячных изаномал, построенные по данным карт H_{1000}^{500} северного полушария с 1947 по 1953 г. За более ранние годы такие карты не могли быть построены ввиду отсутствия достаточных для этой цели аэрологических наблюдений. Отметим, что карты изаномал, а также карты H_{1000}^{500} и H_{500} за месяцы, которые целиком входят в данный е. с. сезон, аналогичны с соответствующими картами за весь е. с. сезон. При этом по первому е. с. району январь, как правило, целиком входит в е. с. сезон зимы, апрель — весны, июнь — первой половины лета, июль — второй половины лета, сентябрь — осени и ноябрь — предзимья. Анализ карт: изаномал H_{1000}^{500} и H_{500} за перечисленные месяцы, а также H_{1000}^{500} и H_{500} за е. с. сезоны показал, что по характеру распределения изаномал, значений H_{1000}^{500} и H_{500} за месяц, который целиком входит в текущий е. с. сезон, можно судить об усилении или ослаблении высотных гребней и ложбин в нем и о распределении высотного термобарического поля в следующем е. с.

сезоне. При этом получились достаточно четкие прогностические указания.

С целью увеличения заблаговременности прогноза были проанализированы (применяя полученные прогностические указания) карты изаномал, а также карты H_{1000}^{500} и H_{500} за первый е. с. период каждого е. с. сезона. Выяснилось, как и следовало ожидать, что эти прогностические правила оправдываются хорошо во всех тех случаях, когда наступление е. с. сезона происходит с е. с. периода, характерного для него. Когда е. с. сезон начинался с е. с. периода, нетипичного для него, то применение указанных прогностических правил к первому е. с. периоду, характерному для данного е. с. сезона, давало хороший результат. Таким образом, было установлено, что анализ карт изаномал, карт H_{1000}^{500} и H_{500} за первый е. с. период, являющийся типичным для текущего е. с. сезона, позволяет судить об усилении или ослаблении высотных гребней и ложбин в текущем е. с. сезоне и о распределении высотного термобарического поля в следующем.

Ниже приводим основные прогностические правила.

1. Если в начале текущего е. с. сезона в районе высотного гребня имеются положительные значения изаномал и очаг положительных аномалий их со значением более 4 дкм, а в смежной, расположенной восточнее, высотной ложбине — отрицательные значения изаномал, то в следующем е. с. сезоне высотная ложбина будет примерно там, где наблюдается рассматриваемый гребень в текущем е. с. сезоне.

В данном случае в течение текущего е. с. сезона интенсивный тепловой поток направлен из области высотного гребня в район высотной ложбины. Последнее обуславливает ослабление обоих барических образований. С момента формирования высотной ложбины на месте высотного гребня начинается новый е. с. сезон. При этом чаще всего в районе, где наблюдается высотная ложбина в текущем е. с. сезоне, формируется в следующем е. с. сезоне хорошо развитый высотный гребень.

2. Если в начале текущего е. с. сезона районы расположения высотного гребня и смежных с ним высотных ложбин заняты положительными значениями изаномал, то рассматриваемый гребень сохранится там же и в следующем е. с. сезоне.

В указанном случае в течение текущего е. с. сезона тепловые потоки направлены из районов как высотного гребня, так и смежных с ним ложбин. В результате распределение рассматриваемых высотных барических образований остается практически без изменений и на следующий е. с. сезон. При этом когда в районе расположения высотного гребня в текущем е. с. сезоне наблюдаются отрицательные величины отклонений от нормы значений изаномал, тогда в следующем е. с. сезоне данный гребень, как правило, выражен более четко, чем в текущем. Если

же на месте высотного гребня в текущем е. с. сезоне наблюдаются положительные величины отклонений от нормы значений изаномал, то в следующем е. с. сезоне данный гребень, как правило, выражен менее четко, чем в текущем.

3. Если в начале текущего е. с. сезона районы расположения высотного гребня (первого) и высотной ложбины, справа от него, заняты положительными изаномалами, в области же высотной ложбины, левее его, имеются отрицательные изаномалы, причем к последней ложбине и второму высотному гребню, западнее от нее, нельзя применить изложенное выше первое правило, то следующий е. с. сезон будет характеризоваться высотной ложбиной на месте рассматриваемого первого гребня в текущем е. с. сезоне.

В этом случае в области высотной ложбины, расположенной левее от первого высотного гребня, в течение текущего е. с. сезона тепловые потоки направлены из района расположения как первого, так и второго высотного гребня. В результате, на месте данной высотной ложбины формируется высотный гребень, а в районе первого высотного гребня — высотная ложбина. При этом в области высотной ложбины, расположенной в текущем е. с. сезоне правее от первого высотного гребня, в следующем е. с. сезоне, как правило, формируется высотный гребень.

4. Если в начале текущего е. с. сезона районы расположения высотного гребня (первого) и смежных с ним высотных ложбин заняты отрицательными изаномалами, причем к высотной ложбине слева от данного гребня и ко второму высотному гребню западнее от нее нельзя применить изложенное выше первое правило, то рассматриваемый первый гребень сохранится в том же районе и в следующем е. с. сезоне.

В данном случае в течение текущего е. с. сезона тепловые потоки направлены в районы как высотного гребня, так и смежных с ним ложбин. В результате, распределение рассматриваемых высотных барических образований остается практически без изменений и на следующий е. с. сезон. При этом первый высотный гребень в новом е. с. сезоне выражен в большинстве случаев менее четко, чем в текущем.

Изложенные выше прогностические правила в среднем оправдываются в 95% случаев, если они применяются при анализе карт изаномал и карт H_{500} за месяцы, которые целиком входят в текущий е. с. сезон. Если эти прогностические правила используются при анализе соответствующих карт за первый е. с. период, являющийся типичным для текущего е. с. сезона, то средняя оправдываемость их составляет 90%. Более высокая оправдываемость в первом случае рассматриваемых прогностических правил объясняется тем, что карты изаномал и карты H_{500} за месяц, который целиком входит в текущий е. с. сезон, как правило, точнее характеризуют весь е. с. сезон, чем карты

изаномал и карты H_{500} за первый е. с. период, типичный для текущего е. с. сезона.

Количество указаний, получаемых при практическом применении приведенных выше прогностических правил, обычно достаточно для того, чтобы составить карту H_{500} на следующий е. с. сезон без числовых значений интенсивности барических образований.

Применяя изложенные прогностические правила, анализируются карты изаномал, карты отклонений от нормы значений изаномал и карты H_{500} за первый е. с. период, который является типичным для текущего е. с. сезона. В результате: а) выявляется характер развития высотного термобарического поля в течение текущего е. с. сезона; б) устанавливается, какая перестройка высотного термобарического поля, характерного для текущего е. с. сезона, должна произойти в начале следующего е. с. сезона; в) определяются некоторые районы, где наблюдающиеся в текущем е. с. сезоне условия распределения высотных гребней и ложбин сохраняются и в следующем е. с. сезоне; г) выявляются некоторые районы, где вместо имеющегося в текущем е. с. сезоне высотного гребня (ложбины) будет наблюдаться высотная ложбина (гребень).

В 1955 г. вышла работа Цепкановой [156], в которой приведены данные об обеспеченности способа уточнения прогноза аномалии температуры воздуха на е. с. сезон, предложенного ею в работе [155].

В 1957 г. Дулетова и Комиссарова опубликовали результаты выполненного ими исследования связи между е. с. сезонами и ритмической деятельностью в атмосфере [48]. В этой работе были получены следующие прогностические выводы.

«Если реперный процесс зарегистрирован в периоде-указании на какой-либо сезон, и в прошлом он проверялся только в нарушении на этот сезон, то этот процесс будет характерен для сезона, в указании на который был реперный процесс, и в сроки, кратные 30 дням от репера, вероятность его осуществления очень большая. Если сроки $+150$ дней приходятся через сезон по отношению к характерному, то осуществление аналогичного реперу процесса возможно только в том случае, если эти сезоны аналогичны. Если же сезон $n+2$ ожидается не аналогичным сезону n , то следует учитывать возможную деформацию процесса.

Если реперный процесс осуществился в периоде, характерном для сезона, и если аналогичные ему процессы осуществились в $n-2$ сезоне и в указаниях на него, то вероятность осуществления в $n+2$ сезоне аналогичных процессов очень мала.

Если реперный процесс наблюдался в периоде, характерном для сезона, а в прошлом он осуществлялся только в указаниях на этот сезон, то в $n+2$ сезоне вероятность его осуществления

большая; если $n+2$ сезон будет аналогичен сезону, в котором был репер, т. е. если в этом сезоне были указания только на соседний $n+1$ сезон.

В двух соседних сезонах аналогичные процессы могут осуществляться только в $n-1$ сезоне в указаниях на данный n сезон или в $n+1$ сезоне в указаниях на $n+2$ сезон, если последний ожидается аналогом исходного сезона».

В работе Цепкановой и Урьевой [157], опубликованной в 1958 г., рассмотрен вопрос о преобразовании барических полей при смене частей е. с. сезона. В следующем году вышла работа Каца [65], в которой изложены результаты исследования особенностей развития синоптических процессов в течение е. с. сезонов.

В 1959 г. Напетваридзе и Папинашвили опубликовали совместную работу [82], в которой приведены выявленные ими особенности развития атмосферных процессов, позволяющие прогнозировать значительные аномалии температуры воздуха в Закавказье с большой заблаговременностью.

В 1961 г. Пагава, Захарова и Севалкина изложили новый способ [109] расчета значений H_{500} на текущий е. с. сезон по данным за первый е. с. период этого сезона. В этой работе вначале определяется степень связи между значениями H_{500} за первый е. с. период данного е. с. сезона (или второй е. с. период в случаях, когда е. с. сезон весна начинается с е. с. периода, нехарактерного для него) и за весь е. с. сезон. Для этого рассматриваются все 60 е. с. сезонов за 10 лет (1938—1947 гг.), даты начала которых опубликованы в печати. На пространстве Европейской территории СССР, Западной Сибири, Казахстана и Закавказья были взяты 35 метеостанций (табл. 13) и выписаны по ним соответствующие значения H_{500} . По этим станциям вычислены коэффициенты корреляции (r) между отклонениями от 500 дкм значений H_{500} в утренний срок наблюдений за первые е. с. периоды е. с. сезонов (или за вторые е. с. периоды в случаях, указанных выше) и за те же е. с. сезоны.¹ Полученные данные приведены в табл. 13, они показывают наличие достаточно тесной связи между значениями H_{500} за первые е. с. периоды е. с. сезонов и за е. с. сезоны в целом. Естественно, что значения r между величинами H_{500} за первые е. с. периоды е. с. сезонов и за оставшиеся дни е. с. сезонов будут несколько меньше, чем приведенные в табл. 13. Например, по метеостанции Москва r между H_{500} за первые е. с. периоды е. с. сезонов и за оставшиеся дни тех же е. с. сезонов составляет 0,723, а между

¹ Вычисления производились по известной формуле

$$r = \frac{\sum (x - \bar{x})(y - \bar{y})}{\sqrt{\sum (x - \bar{x})^2 \sum (y - \bar{y})^2}}.$$

H_{500} за указанные е. с. периоды и за е. с. сезоны r равняется 0,777. Но в рассматриваемом случае практически нужны величины H_{500} за весь е. с. сезон. Поэтому в дальнейшем используются значения r , приведенные в табл. 13, при вычислении которых, как уже отмечалось выше, брались все 60 е. с. сезонов вместе. Между тем эти значения r должны несколько меняться в зависимости от времени года. Но определить их по е. с. сезонам авторам не удалось из-за отсутствия достаточного числа случаев.

Таблица 13

Значения r			
Метеостанция	r	Метеостанция	r
Актюбинск	0,716	Мурманск	0,821
Александровское	0,747	Нарьян-Мар	0,802
Архангельск	0,813	Новосибирск	0,749
Астрахань	0,748	Омск	0,753
Балхаш	0,771	Оренбург	0,712
Вологда	0,794	Реболы	0,783
Калининград	0,751	Рига	0,766
Кандалакша	0,801	Ростов-на-Дону	0,763
Караганда	0,777	Самарово	0,781
Киров	0,776	Свердловск	0,775
Кишинев	0,780	Семипалатинск	0,749
Куйбышев	0,742	Сухуми	0,760
Курск	0,762	Сыктывкар	0,815
Кустанай	0,751	Тбилиси	0,774
Ленинград	0,774	Троицко-Печорское	0,798
Львов	0,782	Уфа	0,744
Минск	0,774	Харьков	0,759
Москва	0,777		

Значения r , приведенные в табл. 13, позволяют для вычисления средних значений H_{500} воспользоваться обычным уравнением регрессии. Для удобства введем следующие обозначения: H_0 — значение H_{500} в утренний срок наблюдения в данном пункте за исходный е. с. период, т. е. за первый е. с. период е. с. сезона или за второй, если е. с. сезон начался с процесса; для него не типичного; H — значение H_{500} в утренний срок наблюдения в данном пункте за весь е. с. сезон.

В этих обозначениях уравнение регрессии запишется в следующем виде:

$$H - \bar{H} = r \frac{\sigma_H}{\sigma_{H_0}} (H_0 - \bar{H}_0).$$

Анализ соответствующего материала по метеостанциям, приведенным в табл. 13, показал, что в данном случае в грубом

приближении можно принять $\bar{H} = \bar{H}_0$ и $\frac{\sigma_H}{\sigma_{H_0}} = 0,8$. Тогда приведенное выше уравнение регрессии примет вид

$$H = 0,8rH_0 + (1 - 0,8r)\bar{H}.$$

Эта формула неточная, но она позволяет практически удовлетворительно прогнозировать знак отклонения от нормы сезонной величины H_{500} . Но абсолютная величина H , рассчитанная по этой формуле, в отдельных случаях получается чрезмерно большая. Поэтому необходимо эти значения ограничивать величиной σ (среднее квадратичное отклонение H от нормы).

По указанной формуле были подсчитаны значения H за 5 лет (1948—1952 гг.) по 35 метеостанциям (табл. 13). Далее были вычислены отклонения от нормы значений H . Если в каком-либо пункте абсолютная величина этого отклонения оказывалась больше σ , то она принималась равной σ (σ_1 равняется половине σ за центральный месяц данного е. с. сезона). Ограниченные таким образом значения H принимались за прогностическую величину H_{500} на е. с. сезон (H_n). Замена σ за е. с. сезон величиной σ за центральный месяц его была произведена по практическим соображениям. Дело в том, что величина σ за е. с. сезон, как правило, лишь несколько меньше значений σ за центральный месяц того же е. с. сезона, а величины σ за все месяцы опубликованы в печати и поэтому доступны всем.

По каждому пункту было подсчитано 30 значений H_n , а всего по 35 пунктам — 1050. Затем был проведен анализ этих 1050 прогностических значений H_{500} на е. с. сезоны. Представляет интерес вопрос о том, насколько правильно указывает вычисленная величина H_n на характер изменения значений H_{500} за е. с. сезон по сравнению со значением H_{500} за исходный е. с. период. Для выяснения этого вопроса были вычислены два ряда разностей: один между значениями H_{500} за е. с. сезоны и соответствующие исходные е. с. периоды, а другой между величинами H_n и значениями H_{500} за соответствующие исходные е. с. периоды. Очевидно, если знаки указанных двух рядов разностей совпадают, то это означает, что величины H_n правильно указывают на характер изменений H_{500} за е. с. сезоны по сравнению со значениями H_{500} за соответствующие исходные е. с. периоды.

Для оценки степени совпадения знаков в указанных рядах разностей были вычислены значения ρ по формуле, приведенной в главе II, и обозначены через ρ_1 . Средние значения ρ по 35 метеостанциям приведены в табл. 14. Эти данные показывают, что величина H_n в подавляющем большинстве случаев правильно ориентирует на характер изменения значений H_{500} за е. с. сезон по сравнению с H_{500} за исходный е. с. период.

При составлении сезонных прогнозов погоды важно правильно предсказать знак отклонения от нормы величины H_{500}

за е. с. сезоны. Поэтому необходимо узнать, насколько успешно позволяет учитывать последнее предлагаемая расчетная формула. С целью выяснения этого вопроса вычисленные значения H_n были выражены в отклонениях от нормы. Далее, для оценки

Таблица 14
Оправдываемость значений H_n

Метеостанция	P_1	P_2	O_{II}	O_{III}	O_K	C_1	C_2
Актюбинск	0,92	0,29	4,1	8,2	4,2	0,50	0,98
Александровское	0,54	0,31	4,7	7,4	5,1	0,64	0,92
Архангельск	1,00	0,45	4,5	11,3	5,0	0,40	0,90
Астрахань	0,70	0,33	3,6	6,5	3,8	0,55	0,95
Балхаш	1,00	0,23	2,3	5,3	2,4	0,43	0,96
Вологда	0,85	0,40	4,2	9,7	5,0	0,43	0,84
Калининград	0,75	0,70	3,0	7,1	3,7	0,42	0,81
Кандалакша	0,84	0,29	4,2	12,0	4,8	0,35	0,88
Караганда	0,85	0,54	2,8	6,2	3,4	0,45	0,82
Киров	0,69	0,33	5,5	8,7	5,6	0,63	0,98
Кишинев	0,84	0,56	2,0	5,8	2,2	0,34	0,91
Куйбышев	0,69	0,04	5,0	8,7	4,7	0,58	1,06
Курск	0,77	0,17	3,2	7,4	3,5	0,43	0,91
Кустанай	0,72	0,48	4,4	7,7	5,1	0,57	0,86
Ленинград	0,85	0,26	3,8	10,0	4,2	0,38	0,90
Львов	0,91	0,48	2,6	6,2	2,9	0,42	0,90
Минск	0,78	0,54	2,7	7,2	3,2	0,38	0,84
Москва	0,84	0,33	3,8	8,1	4,0	0,47	0,95
Мурманск	0,79	0,33	4,7	11,4	5,3	0,41	0,89
Нарьян-Мар	0,92	0,23	4,6	10,5	5,1	0,44	0,90
Новосибирск	0,78	0,56	3,2	6,0	3,5	0,53	0,91
Омск	0,64	0,44	4,0	6,9	4,3	0,58	0,93
Оренбург	0,84	0,18	4,5	8,2	4,5	0,55	1,00
Реболы	0,79	0,48	3,8	11,5	4,5	0,33	0,84
Рига	0,76	0,56	3,3	8,0	4,1	0,41	0,80
Ростов-на-Дону	0,92	0,26	2,8	7,0	2,9	0,40	0,97
Самарово	0,38	0,36	5,1	7,8	5,6	0,65	0,91
Свердловск	0,56	0,50	5,2	8,1	6,0	0,64	0,87
Семипалатинск	0,76	0,38	2,5	5,3	2,8	0,47	0,89
Сухуми	1,00	0,33	2,2	5,3	2,3	0,42	0,96
Сыктывкар	0,70	0,38	5,4	9,5	5,7	0,57	0,95
Тбилиси	1,00	0,52	1,6	5,1	2,0	0,31	0,80
Троицко-Печорское	0,70	0,29	5,1	9,5	5,7	0,54	0,90
Уфа	0,56	0,33	5,3	8,1	5,7	0,65	0,93
Харьков	0,70	0,33	2,9	6,7	2,8	0,43	1,04
Среднее по 35 пунктам	0,78	0,38	3,8	8,0	4,2	0,48	0,91

степени совпадения прогностических и фактических знаков этих аномалий за е. с. сезоны были подсчитаны значения ρ по приведенной в главе II формуле и обозначены через ρ_2 . Величины ρ_2 приведены в табл. 14, они указывают на удовлетворительную

оправдываемость прогноза знака упомянутой аномалии. Отметим, что в данном случае среднее значение ρ_2 за 1050 прогнозов составило $+0,38$ (табл. 14). Однако такая же величина получается при сравнении знаков отклонения величин H_{500} за исходные е. с. периоды от нормальных значений H_{500} за соответствующие е. с. сезоны со знаками фактических аномалий H_{500} за е. с. сезоны. Это положение показывает, что карта H_{500} за исходный е. с. период в большинстве случаев дает качественно правильное представление о карте H_{500} за соответствующий е. с. сезон. Были вычислены ошибки прогнозов (O_{Π}), которые равняются абсолютным величинам разностей между значениями H_n и фактическими значениями за соответствующие е. с. сезоны. Полученные данные приведены в табл. 14, при этом среднее значение O_{Π} за все 1050 прогнозов оказалось равным 3,8 дкм. Для оценки O_{Π} были вычислены ошибки инерционных прогнозов (O_{Π}), а также ошибки климатических прогнозов (O_{κ}), где O_{Π} равняются абсолютным величинам разностей между фактическими значениями H_{500} за исходные е. с. периоды и соответствующие е. с. сезоны; а O_{κ} равняются абсолютным величинам фактических отклонений от нормы значений H_{500} за е. с. сезоны. Значения O_{Π} и O_{κ} , полученные в результате соответствующих вычислений, приведены в табл. 14. Оказалось, что в среднем за все 1050 прогнозов $O_{\Pi}=8,0$ дкм, а $O_{\kappa}=4,2$ дкм. Введем следующие обозначения: $C_1 = \frac{O_{\Pi}}{O_{\Pi}}$ и $C_2 = \frac{O_{\Pi}}{O_{\kappa}}$. Естественно считать про-

гноз удовлетворительным, если C_1 и C_2 не превышают единицы. Данные табл. 14 показывают, что среднее значение C_1 по отдельным метеостанциям по всем видам прогнозов меньше единицы. Среднее значение C_2 лишь по двум метеостанциям несколько превышает единицу, а в среднем для всех 1050 прогнозов составляет 0,91.

Таким образом, данные, приведенные в табл. 14, показывают, что предлагаемый способ позволяет составлять удовлетворительные прогнозы значений H_{500} на е. с. сезоны.

Рассмотренные выше методы дают возможность прогнозировать погоду на е. с. сезоны по Европейской территории СССР, Закавказью, Средней Азии, Казахстану и Западной Сибири.

Глава VIII

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ НА ПРОСТРАНСТВЕ ВТОРОГО Е. С. РАЙОНА В ТЕЧЕНИЕ Е. С. СЕЗОНОВ

Исследование атмосферных процессов на пространстве второго е. с. района с целью разработки метода долгосрочных прогнозов погоды впервые было проведено С. Д. Грибоедовым. В 1917 г. он опубликовал работу [35], посвященную исследованию азиатского антициклона. Ему удалось установить связь между указанным антициклоном и особенностью последующего развития синоптических процессов. В 1932 г. вышла работа Лир [74], в которой рассматриваются типы циркуляции, связанные с состоянием азиатского антициклона. В 1940 и 1941 гг. Штабова опубликовала результаты исследования атмосферных процессов Дальнего Востока [166, 167, 168, 169]. Здесь приведены, выявленные ею, оси антициклонов и типы синоптических процессов. Простяков детально проанализировал синоптические процессы на пространстве второго е. с. района и в 1947 г. описал полученные им типы и особенности циркуляции атмосферы по календарным сезонам.

В указанных выше работах е. с. сезоны не рассматриваются. Исследование их по второму е. с. району стали проводиться только в последние пятнадцать лет. Так, в 1953 г. опубликована работа Пагава [97], в которой анализируются е. с. сезоны и по второму е. с. району приведены средние даты их начала, полученные на основании изучения характера теплообмена между океаном и континентом. В 1954 г. он же закончил исследование, дающее возможность определять границы е. с. сезонов по указанной территории на основании анализа высотных и приземных синоптических карт по тому же способу, как и для первого е. с. района. В этом же году Захарова и Севалкина выявили основные черты циркуляции атмосферы на пространстве Восточной Сибири и Дальнего Востока в течение е. с. сезонов. Лескова и Пусан свою совместную работу 1955 г. посвятили исследованию

е. с. сезонов по этому же району. Одновременно Калачикова и Минина привели результаты анализа е. с. сезонов осени и весны экстремальных в температурном отношении на большей части территории Восточной Сибири и Дальнего Востока. В 1956 г. Сергеев описал свой опыт определения границ е. с. сезонов по указанному пространству на основании анализа предложенного им индекса циркуляции. В следующем году опубликовано исследование Простякова, в котором изложены результаты анализа е. с. сезонов по второму е. с. району. В 1959 г. Сергеев [140] исследовал е. с. сезоны и сезонные аномалии температуры воздуха холодного полугодия в Восточной Сибири. В следующем году вышли статьи Лесковой [73] и Барабашкиной [8], в которых приведены результаты анализа е. с. сезонов зимы и лета экстремальных в температурном отношении на большей части территории Восточной Сибири и Дальнего Востока.

В работах [8, 73, 140], так же как и в указанных выше исследованиях Простякова, Лесковой, Мининой, Калачиковой и совместной работе Захаровой и Севалкиной, приводятся характеристики особенностей циркуляции атмосферы на пространстве второго е. с. района в течение е. с. сезонов. Но результаты, полученные разными авторами, несколько отличаются друг от друга, в связи с тем, что границы е. с. сезонов были взяты ими не совсем одинаковые.

Последнее в свою очередь объясняется главным образом использованием разных синоптических карт. Наиболее полный материал наблюдений был привлечен при определении границ е. с. сезонов в указанной выше работе Пагава 1954 г. В ней наряду со средними датами начала е. с. сезонов, приводятся за период с августа 1948 г. по август 1953 г. границы 30 е. с. сезонов. Последние были исследованы Захаровой и Севалкиной с целью определения общей характеристики е. с. сезонов на пространстве второго е. с. района. Для каждого из указанных е. с. сезонов ими составлены карты H_{500} и H_{1000}^{500} . Затем построены карты нормальных значений H_{500} и H_{1000}^{500} за е. с. сезоны, карты изменений этих величин от одного е. с. сезона к другому и карты амплитуд многолетних сезонных значений H_{500} и H_{1000}^{500} . Далее были построены для каждого из 30 е. с. сезонов карты отклонений от нормы значений H_{500} и H_{1000}^{500} и значений приземной температуры воздуха. Захарова и Севалкина в результате анализа всех указанных карт в 1954 г. получили нормальные величины H_{500} и H_{1000}^{500} за е. с. сезоны, их изменения от одного сезона к другому и амплитуды средних сезонных высот (табл. 15). Кроме того, ими были сделаны следующие выводы: е. с. сезон весны в среднем начинается 1 апреля, амплитуда его начала 9 дней, средняя продолжительность 61 день (крайние значения составляют 52 и 71 день). Этот сезон характеризуется высотным циклоном с центром северо-западнее Таймырского полуострова. Ложбина этого

циклона занимает большую часть Восточной Сибири. С американского сектора Арктики на Чукотский полуостров распространяется высотный гребень. В остальных районах рассматриваемой территории наблюдается высотная фронтальная зона, ориентированная примерно с запада на восток.

В отдельные годы карты H_{500} и H_{1000}^{500} за е. с. сезон весны значительно отличаются от соответствующих нормальных карт. Причем, эти отличия бывают особенно значительными в районах, расположенных севернее 60° с. ш., где величины амплитуд сезонных значений H_{500} достигают 12—19 дкм.

В случаях когда в е. с. сезоне весны высотная ложбина над Восточной Сибирью слабо выражена, наблюдаются положительные отклонения от нормы как значений H_{1000}^{500} , так и приземной температуры воздуха на большей части Восточной Сибири и Дальнего Востока. Если в е. с. сезоне весны указанная высотная ложбина хорошо развита, то имеет место отрицательная аномалия температуры воздуха на большей части Восточной Сибири и Дальнего Востока. В этом случае почти во всех районах данной территории наблюдаются значения H_{1000}^{500} ниже нормы. В е. с. сезоне весны происходит общее значительное увеличение (по сравнению с е. с. сезоном второй половины зимы) значений H_{500} и H_{1000}^{500} на пространстве Восточной Сибири и Дальнего Востока. Увеличение значений H_{1000}^{500} особенно существенно (25—30 дкм) в бассейнах рек Амура и Лены. Наибольший рост значений H_{500} (до 22—26 дкм) наблюдается в юго-восточных районах Дальнего Востока. Таким образом, в е. с. сезоне весны происходит (по сравнению с е. с. сезоном второй половины зимы) значительное повышение температуры в первом пятикилометровом слое тропосферы на пространстве Восточной Сибири и Дальнего Востока. Оно особенно велико в центральных и юго-восточных районах указанной территории.

Естественный синоптический сезон лета в среднем начинается 1 июня, амплитуда его начала 10 дней, средняя продолжительность 66 дней (крайние значения составляют 60 и 71 день). Этот сезон характеризуется высотным гребнем, ориентированным примерно со среднего течения Амура на бассейн Индигирки. Западнее этого гребня имеется высотная ложбина, вытянутая с Таймырского полуострова на Восточный Саян. Вторая высотная ложбина направлена с Восточно-Сибирского моря через Охотское на Японское море.

В отдельные годы карты H_{500} и H_{1000}^{500} за е. с. сезон лета отличаются от нормальных карт. Причем, эти отличия бывают значительными в районах, расположенных восточнее Среднесибирского плоскогорья, где амплитуды сезонных величин H_{500} достигают 10—14 дкм.

В случаях когда в е. с. сезоне лета высотный гребень, ориентированный со среднего течения Амура на бассейн Индигирки,

Нормальные значения $\frac{H_{500}}{H_{1000}} (I)$ за е. с. сезоны, их изменения

а также значения амплитуд средних сезонных высот $\frac{AH_{500}}{AH_{1000}}$

Метеостанция	Естественные сино								
	весна			лето			осень		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Мыс Челюскин	528	+17	10	549	+21	7	543	—6	11
	516	+19	12	541	+25	4	534	—7	8
Диксон	529	+15	11	549	+20	8	546	—3	11
	516	+15	11	543	+27	7	537	—6	7
Игарка	534	+16	12	554	+20	7	550	—4	8
	523	+20	9	549	+26	7	540	—9	7
Подкаменная Тунгуска	542	+18	16	560	+18	8	555	—5	6
	528	+21	9	554	+26	6	544	—10	8
Александровское	547	+18	14	562	+15	5	555	—7	10
	532	+22	10	554	+22	4	547	—7	8
Красноярск	549	+16	12	565	+16	5	559	—6	5
	535	+23	10	559	+24	4	548	—11	7
Новосибирск	554	+18	11	566	+12	3	561	—5	7
	539	+24	12	559	+20	3	550	—9	7
Семипалатинск	562	+18	8	571	+9	2	567	—4	8
	546	+25	5	565	+19	5	555	—10	7
Хатанга	530	+18	13	550	+20	9	547	—3	5
	519	+20	8	545	+26	7	539	—6	4
Оленек	532	+19	15	556	+24	7	550	—6	3
	521	+24	9	549	+28	7	540	—9	4
Тура	536	+17	13	557	+21	6	552	—5	2
	524	+23	8	552	+28	6	543	—9	9
Ербогачен	539	+18	13	561	+22	8	555	—6	4
	527	+25	10	555	+28	8	545	—10	8
Богучаны	544	+17	12	563	+19	7	557	—6	4
	531	+25	6	557	+26	6	547	—10	10
Иркутск	552	+16	6	570	+18	6	564	—6	6
	538	+26	5	562	+24	7	551	—11	10

Таблица 15

от предшествующего сезона к данному сезону $\frac{\delta H_{500}}{\delta H_{1000}^{500}}$ (2),

(3) по второму е. с. району (джм) за 1938—1948 гг.

птические сезоны								
предзимье			первая половина зимы			вторая половина зимы		
1	2	3	1	2	3	1	2	3
515	—28	15	509	—6	28	511	+2	15
508	—26	7	496	—12	5	497	+1	11
520	—26	20	512	—8	19	514	+2	14
513	—24	11	501	—12	6	501	0	11
524	—26	14	515	—9	11	518	+3	10
513	—27	6	502	—11	9	503	+1	9
531	—24	13	522	—9	8	524	+2	17
514	—30	7	505	—9	17	507	+2	14
535	—20	12	527	—8	15	529	+2	13
519	—28	12	510	—9	15	510	0	8
539	—20	15	529	—10	10	533	+4	14
518	—30	13	510	—8	16	512	+2	14
543	—18	8	534	—9	10	536	+2	10
521	—29	7	514	—7	15	515	+1	14
551	—16	9	544	—7	9	544	0	13
528	—27	8	520	—8	13	521	+1	13
516	—31	12	510	—6	16	512	+2	9
506	—33	11	495	—11	5	499	+4	9
516	—34	10	509	—7	12	513	+4	10
504	—36	15	493	—11	3	497	+4	10
523	—29	17	514	—9	7	519	+5	14
509	—34	16	497	—12	10	501	+4	13
527	—28	18	516	—11	6	521	+5	10
509	—36	15	496	—13	12	502	+6	13
533	—24	15	524	—9	10	527	+3	12
515	—32	13	503	—12	14	506	+3	13
542	—22	12	530	—12	8	536	+6	11
520	—31	8	507	—13	14	512	+5	14

Метеостанция	Естественные сино								
	весна			лето			осень		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Грузновка	546 535	+16 +26	5 7	567 560	+21 +25	8 5	559 548	-8 -12	4 9
Кызыл	559 541	+17 +23	7 8	570 562	+11 +21	4 2	567 553	-3 -9	6 2
Пункт 17 (85°00' с. ш. 120°00' в. д.)	532 517	+18 +17	7 5	550 541	+18 +24	9 5	541 531	-9 -10	10 10
Пункт 18 (79°00' с. ш. 160°00' в. д.)	535 520	+19 +18	14 13	551 543	+16 +23	7 3	545 534	-6 -9	7 8
Остров Котель- ный	532 518	+18 +18	15 11	552 543	+20 +25	6 2	546 535	-6 -8	8 4
Бухта Тикси	531 519	+17 +21	19 13	554 546	+23 +27	6 4	549 539	-5 -7	8 5
Жиганск	533 523	+19 +25	17 12	558 551	+25 +28	10 6	552 543	-6 -8	6 3
Вилуйск	535 525	+19 +26	14 10	561 554	+26 +29	14 8	554 544	-7 -10	4 2
Якутск	537 526	+21 +27	13 8	562 555	+25 +29	14 8	555 547	-7 -8	7 3
Олекминск	538 528	+20 +28	12 9	563 557	+25 +29	12 6	555 547	-8 -10	1 4
Алдан	539 530	+19 +29	10 8	566 559	+27 +29	9 7	558 549	-8 -10	7 3
Сковородино	544 534	+19 +30	4 5	570 563	+26 +29	6 5	560 552	-10 -11	5 5
Богдарин	545 534	+18 +29	6 6	568 562	+23 +28	7 7	560 549	-8 -13	5 5
Чита	548 537	+18 +29	4 4	570 562	+22 +25	4 5	562 552	-8 -10	6 8
Кяхта	553 540	+16 +27	3 6	572 564	+19 +24	4 5	566 553	-6 -11	5 8
Улан-Батор	557 542	+16 +28	5 6	574 566	+17 +24	3 3	568 555	-6 -11	5 7

птические сезоны

предзимье			первая половина зимы			вторая половина зимы		
1	2	3	1	2	3	1	2	3
537	-22	15	525	-12	7	530	+5	10
516	-32	11	503	-13	14	509	+6	17
547	-20	10	538	-9	8	542	+4	13
524	-29	11	514	-10	9	518	+4	14
521	-20	11	514	-7	28	514	0	20
511	-20	7	500	-11	17	500	0	12
519	-26	7	514	-5	24	516	+2	16
509	-25	5	499	-10	17	502	+3	14
515	-31	8	511	-4	23	514	+3	13
506	-29	4	496	-10	15	500	+4	8
515	-34	10	509	-6	16	514	+5	8
504	-35	6	494	-10	5	498	+4	9
516	-36	13	508	-8	13	514	+6	7
503	-40	15	491	-12	2	498	+7	10
519	-35	17	509	-10	9	516	+7	9
504	-40	17	491	-13	5	499	+8	13
520	-35	16	508	-12	7	516	+8	12
506	-41	14	490	-16	5	499	+9	14
523	-32	19	511	-12	8	518	+7	12
507	-40	17	490	-17	9	500	+10	16
525	-33	19	511	-14	11	520	+9	10
509	-40	14	491	-18	6	501	+10	16
533	-27	16	515	-18	13	525	+10	8
514	-38	14	494	-20	9	504	+10	15
536	-24	17	520	-16	10	527	+7	8
514	-35	13	497	-17	13	505	+8	12
539	-23	15	523	-16	12	530	+7	8
517	-35	9	500	-17	15	508	+8	12
545	-21	13	532	-13	12	537	+5	8
520	-33	8	505	-15	16	513	+8	9
548	-20	11	534	-16	12	541	+7	8
524	-31	6	508	-16	15	514	+6	8

Метеостанция	Естественные сино								
	весна			лето			осень		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Остров Четырех- столбовой	535	+14	17	555	+20	12	549	—6	13
	522	+17	10	547	+25	7	538	—9	6
Дружина	533	+17	18	557	+24	11	552	—5	11
	520	+20	14	549	+29	8	540	—9	7
Сеймчан	535	+19	12	560	+25	11	554	—6	12
	524	+22	10	553	+29	9	545	—8	7
Оймякон	535	+20	14	561	+26	13	554	—7	12
	524	+25	11	555	+31	10	544	—11	11
Охотск	538	+23	11	563	+25	13	557	—6	10
	527	+25	6	557	+30	10	549	—8	3
Аян	540	+24	8	565	+25	8	560	—5	10
	529	+27	3	559	+30	9	551	—8	2
Николаевск-на- Амуре	541	+25	6	565	+24	4	562	—3	5
	533	+28	5	560	+27	6	555	—5	3
Мыс Терпения	546	+26	5	568	+22	3	566	—2	4
	538	+29	5	561	+23	3	558	—3	4
Хабаровск	548	+25	6	571	+23	4	566	—5	5
	539	+30	3	564	+25	2	557	—7	6
Благовещенск	548	+23	5	572	+24	3	564	—8	7
	539	+31	2	565	+26	5	556	—9	5
Екатерино - Ни- кольское	550	+24	6	573	+23	4	567	—6	7
	540	+29	4	565	+25	4	559	—6	4
Терней	552	+23	10	572	+20	4	571	—1	4
	542	+26	12	565	+23	2	561	—4	4
Владивосток	556	+22	7	574	+18	3	572	—2	6
	544	+26	13	568	+24	4	562	—6	3
Сеул	566	+17	7	580	+14	3	580	0	4
	552	+22	19	573	+21	9	567	—6	3
Пункт 45 (85°00' с. ш. 160°00' з. д.)	536	+19	10	550	+14	10	542	—8	5
	519	+17	7	541	+22	8	533	—8	8
Пункт 46 (79°00' с. ш. 160°00' в. д.)	538	+19	14	551	+13	7	543	—8	3
	521	+17	14	542	+21	5	534	—8	4

птические сезоны								
предзимье			первая половина зимы			вторая половина зимы		
1	2	3	1	2	3	1	2	3
519	-30	8	514	-5	15	521	+7	10
508	-30	10	499	-9	13	505	+6	11
517	-35	7	509	-8	14	516	+7	7
504	-36	7	494	-10	8	500	+6	8
519	-35	5	508	-11	10	516	+8	6
507	-38	5	495	-12	10	502	+7	7
518	-36	8	505	-13	9	515	+10	7
504	-40	7	491	-13	8	499	+8	9
521	-36	9	506	-15	6	515	+9	11
508	-41	8	494	-14	6	502	+8	10
527	-33	14	507	-20	11	516	+9	12
511	-40	9	494	-17	7	502	+8	14
531	-31	9	507	-24	11	516	+9	14
517	-38	10	497	-20	6	505	+8	12
539	-27	8	514	-25	12	520	+6	11
526	-32	11	504	-22	17	509	+5	17
539	-27	8	516	-23	12	523	+7	11
523	-34	9	501	-22	11	509	+8	15
537	-27	12	516	-21	13	525	+9	11
520	-26	10	498	-22	11	508	+10	17
541	-26	9	518	-23	12	526	+8	11
524	-35	7	502	-22	12	511	+9	14
546	-25	7	523	-23	6	529	+6	12
530	-31	10	510	-20	8	516	+6	12
551	-21	5	528	-23	9	534	+6	12
532	-30	9	512	-20	13	518	+6	10
565	-15	2	545	-20	8	549	+4	6
543	-24	8	522	-21	17	530	+8	9
523	-19	7	515	-8	17	517	+2	19
513	-20	5	502	-11	9	502	0	13
523	-20	8	515	-8	16	519	+4	13
513	-21	5	501	-12	11	504	+3	11

Метеостанция	Естественные сино								
	весна			лето			осень		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Пункт 47 (72°00' с. ш. 180°00' в. д.)	537 521	+17 +14	14 9	552 544	+15 +23	7 3	546 535	-6 -9	8 7
Мыс Шмидта	537 522	+14 +13	13 7	555 546	+18 +24	12 6	547 537	-8 -9	6 5
Бухта Провиде- ния	536 525	+12 +13	12 9	557 547	+21 +22	11 5	548 540	-9 -7	8 4
Марково	535 523	+14 +14	18 9	558 550	+23 +27	14 10	551 541	-7 -9	13 5
Тиличики	536 524	+16 +12	8 6	558 551	+22 +27	13 4	553 544	-5 -7	14 7
Ключи	539 528	+21 +16	4 6	561 553	+22 +25	6 5	557 549	-4 -4	11 6
Петропавловск- Камчатский	541 532	+22 +18	4 6	564 555	+23 +23	8 5	562 553	-2 -2	8 5
Мыс Лопатка	544 534	+24 +19	5 8	565 557	+21 +23	6 6	564 555	-1 -2	4 8
Пункт 55 (45°00' с. ш. 155°00' в. д.)	551 538	+23 +18	10 10	571 561	+20 +23	3 5	572 563	+1 +2	3 4
Нэмуру	554 542	+25 +22	5 13	572 563	+18 +21	2 5	575 566	+3 +3	4 2
Пункт 57 (39°00' с. ш. 154°00' в. д.)	563 547	+22 +15	8 14	578 565	+15 +18	3 8	581 570	+3 +5	3 6
Токио	567 551	+18 +14	5 12	580 570	+13 +19	2 8	584 572	+4 +2	8 4
Вадзима	565 550	+20 +18	5 13	578 569	+13 +19	3 9	580 570	+2 +1	7 4
Мыс Сиономиса- ки	571 556	+15 +12	7 18	581 573	+10 +17	4 11	584 574	+3 +1	7 2
Кагосима	574 557	+13 +11	7 19	583 573	+9 +16	4 14	585 574	+2 +1	8 3

птичьи сезоны

предзимье			первая половина зимы			вторая половина зимы		
1	2	3	1	2	3	1	2	3
522	-24	10	516	-6	21	520	+4	13
512	-23	10	502	-10	16	507	+5	11
523	-24	11	519	-4	24	523	+4	11
515	-22	10	504	-11	16	509	+5	12
523	-25	9	520	-3	26	524	+4	14
519	-21	13	510	-9	19	512	+2	12
521	-30	6	514	-7	15	521	+7	9
512	-29	7	502	-10	17	509	+7	3
523	-30	7	513	-10	13	520	+7	13
515	-29	8	506	-9	15	512	+6	3
527	-30	10	511	-16	11	518	+7	12
519	-30	8	508	-11	13	512	+4	5
532	-30	11	513	-19	11	519	+6	13
523	-30	10	510	-13	10	514	+4	6
535	-29	11	515	-20	13	520	+5	13
526	-29	9	511	-15	11	515	+4	5
547	-25	10	525	-22	16	528	+3	13
537	-26	8	520	-17	18	520	0	4
550	-25	6	525	-25	13	529	+4	12
536	-30	8	516	-20	10	520	+4	8
558	-23	4	540	-18	13	541	+1	15
548	-22	9	532	-16	11	532	0	8
568	-16	5	548	-20	9	549	+1	12
554	-18	6	536	-18	6	537	+1	5
564	-16	3	543	-21	6	545	+2	7
548	-22	6	528	-20	7	532	+4	6
573	-11	4	555	-18	5	556	+1	8
559	-15	4	540	-19	5	544	+4	4
577	-8	7	557	-20	7	561	+4	10
560	-14	6	544	-16	4	546	+2	9

Метеостанция	Естественные сино								
	весна			лето			осень		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Барроу	537 522	+16 +15	15 14	555 545	+18 +23	4 4	545 538	-10 -7	5 8
Коцебу	537 525	+14 +14	13 14	557 547	+20 +22	7 4	547 540	-10 -7	3 8
Остров Святого Павла	535 526	+10 +9	7 11	559 549	+24 +23	11 7	550 544	-9 -5	8 5
Остров Атту	539 528	+16 +7	13 14	562 551	+23 +23	5 8	558 549	-4 -2	9 3
Амчитка	541 530	+14 +6	12 17	564 552	+23 +22	8 9	559 550	-5 -2	10 7
Пункт 67 (45°00' с. ш. 170°00' в. д.)	551 537	+19 +8	14 18	571 557	+20 +20	4 7	567 557	-4 0	4 6
Пункт 68 (35°00' с. ш. 170°00' в. д.)	569 546	+18 +4	5 15	581 566	+12 +20	4 6	582 566	+1 0	6 7
Пункт 69 (30°00' с. ш. 160°00' в. д.)	579 557	+15 +8	6 14	588 573	+9 +16	5 4	590 574	+2 +1	5 7

хорошо выражен при слабом развитии высотных ложбин по обе стороны от него, тогда почти во всех районах Восточной Сибири и Дальнего Востока наблюдаются положительные отклонения от нормы как значений H_{1000}^{500} , так и приземной температуры воздуха. Если в е. с. сезоне лета указанный высотный гребень является слабым, при хорошем развитии высотных ложбин по обе стороны от него, то имеет место отрицательная аномалия температуры воздуха на большей части названной территории.

В е. с. сезоне лета происходит общее большое нарастание (по сравнению с е. с. сезоном весны) H_{500} и H_{1000}^{500} на пространстве Восточной Сибири и Дальнего Востока. Увеличение значений H_{1000}^{500} особенно существенно (28—30 дкм) в центральной части названной территории. При этом районы наибольшего роста H_{1000}^{500} и H_{500} примерно совпадают.

Естественный синоптический сезон осени в среднем начинается 6 августа, амплитуда его начала 9 дней, средняя про-

птические сезоны

предзимье			первая половина зимы			вторая половина зимы		
1	2	3	1	2	3	1	2	3
523	-22	13	516	-7	21	521	+5	9
516	-22	3	505	-11	11	507	+2	9
524	-23	13	520	-4	23	523	+3	12
520	-20	4	509	-11	14	511	+2	10
528	-22	13	524	-4	24	525	+1	12
523	-21	7	518	-5	17	517	-1	14
533	-25	10	519	-14	12	523	+4	14
526	-23	8	522	-4	15	521	-1	7
536	-23	14	525	-11	16	527	+2	11
530	-20	7	528	-2	16	524	-4	7
546	-21	9	531	-15	21	532	+1	11
540	-17	8	532	-8	12	529	-3	6
566	-16	10	552	-14	22	551	-1	19
557	-9	9	548	-9	14	542	-6	9
578	-12	6	564	-14	19	564	0	17
569	-5	10	550	-19	11	549	-1	10

должительность 64 дня (крайние значения составляют 61 и 68 дней). Этот сезон характеризуется высотным циклоном с центром севернее Таймырского полуострова. Ложбина этого циклона занимает большую часть территории Восточной Сибири и Дальнего Востока. С юга на Охотское море распространяется слабо развитый высотный гребень.

В отдельные годы карты H_{500} и H_{1000}^{500} за е. с. сезон осени отличаются от соответствующих нормальных карт. Причем, эти отличия бывают значительными в бассейнах рек Колымы и Анадыря, в районах Охотского моря и Камчатки, где величины амплитуд сезонных значений H_{500} достигают 10—14 дкм.

В случаях когда над Восточной Сибирью и Дальним Востоком в е. с. сезоне осени высотная ложбина выражена слабо, при хорошем развитии высотного гребня, почти во всех районах этой территории наблюдаются положительные отклонения от нормы как значений H_{1000}^{500} , так и приземной температуры воздуха. Если в е. с. сезоне осени указанная высотная ложбина хо-

рошо развита, при слабо выраженном высотном гребне, то имеет место отрицательная аномалия температуры воздуха на большей части названной территории.

В е. с. сезоне осени происходит общее уменьшение (по сравнению с е. с. сезоном лета) значений H_{500} и H_{1000}^{500} на пространстве второго е. с. района, особенно значительное (до 10—13 дкм) в центральных и южных районах Восточной Сибири.

Естественный синоптический сезон предзимья в среднем начинается 9 октября, амплитуда его начала 11 дней, средняя продолжительность 57 дней (крайние значения составляют 44 и 69 дней). Указанный сезон характеризуется высотным циклоном с центром в низовьях Лены, занимающим всю территорию Восточной Сибири и Дальнего Востока.

В отдельные годы карты H_{500} и H_{1000}^{500} за е. с. сезон предзимья существенно отличаются от соответствующих нормальных карт. Причем, отличия бывают особенно значительными в центральных районах Восточной Сибири, где величины амплитуд сезонных значений H_{500} достигают 16—19 дкм.

В случаях когда над Восточной Сибирью и Дальним Востоком в е. с. сезоне предзимья высотный циклон слабо развит при сохранении нормального положения или смещении его центра на север, почти во всех районах этой территории наблюдаются положительные отклонения от нормы как значений H_{1000}^{500} , так и температуры воздуха в приземных слоях атмосферы. Если же в е. с. сезоне предзимья указанный высотный циклон хорошо развит, при сохранении нормального положения или смещении на юге его центра, то имеет место отрицательная аномалия температуры воздуха на большей части рассматриваемой территории.

В е. с. сезоне предзимья происходит значительное уменьшение (по сравнению с е. с. сезоном осени) значений H_{500} и H_{1000}^{500} на пространстве второго е. с. района, особенно существенное в центральной части рассматриваемой территории. Здесь изменения значений H_{1000}^{500} достигают 36—41 дкм.

Естественный синоптический сезон первой половины зимы в среднем начинается 6 декабря, амплитуда его начала 20 дней, средняя продолжительность 54 (крайние значения составляют 39 и 67 дней). Этот сезон характеризуется высотным циклоном с центром в районе Оймякона. Этот циклон занимает большую часть территории Восточной Сибири и Дальнего Востока. С юга на Чукотский полуостров распространяется высотный гребень.

В отдельные годы карты H_{500} и H_{1000}^{500} за е. с. сезон первой половины зимы отличаются от соответствующих нормальных карт. Причем, эти отличия бывают наиболее значительными в крайних северных районах рассматриваемой территории, где величины амплитуд сезонных значений H_{500} достигают 14—28 дкм.

В случаях когда над Восточной Сибирью и Дальним Восто-

ком в е. с. сезоне первой половины зимы высотный циклон слабо развит, тогда почти во всех районах этой территории наблюдаются положительные отклонения от нормы как значений H_{1000}^{500} , так и приземной температуры воздуха. Если же в рассматриваемом е. с. сезоне указанный высотный циклон хорошо развит, то имеет место отрицательная аномалия температуры воздуха на большей части рассматриваемой территории.

В е. с. сезоне первой половины зимы происходит общее уменьшение (по сравнению с е. с. сезоном предзимья) значений H_{500} и H_{1000}^{500} на пространстве Восточной Сибири и Дальнего Востока. Понижения высот наиболее значительны в юго-восточных районах названной территории, где величины изменений значений H_{1000}^{500} достигают 17—23 дкм.

Естественный синоптический сезон второй половины зимы в среднем начинается 29 января, амплитуда его начала 31 день, средняя продолжительность 67 дней (крайние значения составляют 45 и 78 дней). Этот сезон характеризуется высотным циклоном с центром на севере Таймырского полуострова. Хорошо выраженная ложбина этого циклона направлена на Охотское море. С юго-востока распространяется высотный гребень на бассейн Колымы.

В отдельные годы карты H_{500} и H_{1000}^{500} за е. с. сезон второй половины зимы отличаются от соответствующих нормальных карт. Причем эти отличия для карт H_{1000}^{500} наиболее существенны в южной половине территории Восточной Сибири и Дальнего Востока, где амплитуды сезонных значений H_{1000}^{500} достигают 12—17 дкм. Наибольшие амплитуды сезонных значений H_{500} (до 10—17 дкм) наблюдаются в крайних северных, восточных и западных районах рассматриваемой территории.

В случаях когда над Восточной Сибирью и Дальним Востоком в е. с. сезоне второй половины зимы высотный циклон слабо развит, почти во всех районах этой территории наблюдаются положительные отклонения от нормы как значений H_{1000}^{500} , так и температуры воздуха в приземных слоях атмосферы. Если же указанный высотный циклон хорошо развит, то имеет место отрицательная аномалия температуры воздуха на большей части рассматриваемой территории.

В е. с. сезоне второй половины зимы происходит общее увеличение (по сравнению с первой половиной зимы) значений H_{500} и H_{1000}^{500} на пространстве Восточной Сибири и Дальнего Востока. Повышения высот особенно существенны в центральных, южных и юго-восточных районах указанной территории, где изменения значений H_{1000}^{500} достигают 8—10 дкм.

Таким образом, высотное барическое поле на пространстве Восточной Сибири и Дальнего Востока за е. с. сезоны меняется следующим образом. Наиболее развитый высотный циклон наблюдается в первой половине зимы с центром в районе Оймя-

кона. Во второй половине зимы высотный циклон менее интенсивен, чем в первой, а центр его находится на севере Таймырского полуострова. Весной высотный циклон развит более слабо, чем во второй половине зимы. Центр его находится северо-западнее Таймырского полуострова. Летом наблюдаются слабо выраженные высотные ложбины и относительно хорошо развитый высотный гребень. Осенью высотные ложбины несколько интенсивнее, а высотный гребень слабее, чем летом. В предзимье имеет место хорошо выраженный высотный циклон с центром в низовьях Лены. Но этот циклон менее интенсивен, чем в первой половине зимы. Среднее термическое поле в первом пятикилометровом слое тропосферы на пространстве Восточной Сибири и Дальнего Востока в течение е. с. сезонов претерпевает примерно такие же изменения, как и описанное выше среднее высотное барическое поле.

Средние значения H_{1000}^{500} за е. с. сезон на пространстве Восточной Сибири и Дальнего Востока меняются по сравнению с их величинами в предшествующем е. с. сезоне следующим образом. Во второй половине зимы, весной и летом они увеличиваются, а осенью, в предзимье и первой половине зимы — уменьшаются. При этом нарастания значений H_{1000}^{500} весной и летом существенны и достигают в некоторых районах 28—30 дкм, а во второй половине зимы они невелики. Наибольшие уменьшения значений H_{1000}^{500} (до 36—41 дкм) наблюдаются в предзимье. В первой половине зимы они меньше, чем в предзимье, а осенью вообще незначительны. При этом величины уменьшения значений H_{1000}^{500} осенью такого же порядка, что и нарастания во второй половине зимы.

Средние значения H_{500} за е. с. сезоны на пространстве Восточной Сибири и Дальнего Востока меняются по сравнению с их значениями в предшествующем е. с. сезоне примерно так же, как и средние величины H_{1000}^{500} за е. с. сезоны. Причем в первой и второй половине зимы изменения значений H_{500} и H_{1000}^{500} одинакового порядка. В остальных е. с. сезонах изменения H_{1000}^{500} большей части указанной территории несколько больше (на 4—5 дкм), чем изменения значений H_{500} .

Выше отмечалось, что карты H_{500} и H_{1000}^{500} за е. с. сезоны отдельных лет отличаются от соответствующих нормальных карт. Эти отличия над большей частью Восточной Сибири и Дальнего Востока наиболее значительны на картах H_{500} за е. с. сезон весны и на картах H_{1000}^{500} за е. с. сезон второй половины зимы.

Изложенное выше дает представление об общем характере циркуляции атмосферы на пространстве второго е. с. района в течение е. с. сезонов.

Глава IX

СПОСОБЫ СОСТАВЛЕНИЯ ПРОГНОЗА ПОГОДЫ НА Е. С. СЕЗОНЫ ПО РАЙОНУ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Исследования атмосферных процессов с целью разработки методов составления прогнозов погоды на е. с. сезоны по второму е. с. району стали проводиться только в последние пятнадцать лет. Объясняется это тем, что по указанной территории имеются материалы метеорологических и аэрологических наблюдений, практически годные для выявления е. с. сезонов только с 1948 г.

В 1954 г. Пагава закончил работу, в которой изложил методы составления прогнозов погоды на наступивший и следующий за ним е. с. сезоны по Восточной Сибири и Дальнему Востоку. Автором были рассмотрены е. с. сезоны по второму е. с. району за период с августа 1948 г. по август 1953 г., определены их границы и выявлены е. с. периоды, характерные для следующих е. с. сезонов. В отдельные е. с. сезоны эти предвестники будущего е. с. сезона осуществляются следующим образом.

В е. с. сезоне второй половины зимы первому, нетипичному для него е. с. периоду (названному нарушением) предшествует е. с. период, который нельзя считать нетипичным согласно принятым условиям (изложенным в главе IV), но он неаналогичен характерному процессу рассматриваемой зимы. Этот е. с. период будет характерным для наступающего е. с. сезона весны. Если указанный процесс является вторым е. с. периодом е. с. сезона второй половины зимы, то весна наступает примерно через два месяца после него. В остальных случаях весна начинается примерно через месяц после осуществления е. с. периода, характерного для этого е. с. сезона. Как правило, вторая половина зимы заканчивается процессом аналогичным с нарушением.

В е. с. сезонах весны, лета, осени, предзимья и первой половины зимы первый е. с. период, нетипичный для данного е. с. сезона, является характерным для наступающего е. с. сезона.

Если этот е. с. период — первый или второй в данном е. с. сезоне, то примерно через два месяца после него начинается следующий е. с. сезон. В остальных случаях новый е. с. сезон начинается приблизительно через один месяц после осуществления в текущем е. с. сезоне нетипичного е. с. периода.

Естественный синоптический период, характерный для наступающего е. с. сезона, выявляемый в текущем е. с. сезоне, значительно облегчает расчленение атмосферных процессов на е. с. сезоны. Кроме того, сравнение карт H_{500} и H_{1000}^{500} за этот е. с. период с соответствующими картами за е. с. сезон показало, что, как правило, они достаточно сходны между собой. Оценка аналогичности сравниваемых карт H_{500} производилась следующим образом. Если географическое распределение барического поля и фронтальных зон над большей частью рассматриваемой территории (не менее 75% площади) было одинаковым то оно получало оценку «хорошо». Если же наблюдалось некоторое географическое смещение барического поля и фронтальных зон, но направление воздушных потоков над большей частью рассматриваемой территории (не менее 75% площади) сохранялось, то ставилась отметка «удовлетворительно». В остальных случаях оценка была «неудовлетворительно». Аналогично производилось сопоставление карт средних значений H_{1000}^{500} за характерный е. с. период и за е. с. сезон. Оценки аналогичности карт H_{500} и H_{1000}^{500} , как и следовало ожидать, во всех случаях оказались одинаковыми. Результаты такого сравнения характерных е. с. периодов с соответствующими е. с. сезонами приведены в табл. 16.

Из табл. 16 видно, что сходство карт H_{500} и H_{1000}^{500} за характерные е. с. периоды с соответствующими картами за е. с. сезоны в 52% случаев имеет оценку хорошо, а в 41% случаев — удовлетворительно. И только в двух случаях (7%) в предшествующем е. с. сезоне не удается выявить е. с. период, характерный для следующего е. с. сезона.

Данные, приведенные в табл. 16, позволяют сделать следующий вывод. Если в текущем е. с. сезоне по способу, изложенному в главе IV настоящей работы, выявить е. с. период, характерный для следующего сезона, то в 93% случаев получим правильное представление об общем характере распределения высотного термобарического поля в течение следующего е. с. сезона. Зная качественное распределение указанного поля, можно представить особенности развития синоптических процессов, а последние позволяют прогнозировать общий характер погоды в течение будущего е. с. сезона. Напомним, что характерный е. с. период выявляется за один, а иногда и за два месяца до наступления е. с. сезона, для которого он типичен. Отсюда следует, что примерно с такой же заблаговременностью можно составлять прогноз общего характера погоды на наступающий

е. с. сезон. Однако прогноз погоды, данный по этому способу, не всегда будет удовлетворять потребителя, так как в этом случае можно предложить только качественную характеристику ожидаемой погоды. Для получения более удовлетворительного способа прогноза погоды на е. с. сезон по второму е. с. району,

Таблица 16

Оценка аналогичности характерного е. с. периода с е. с. сезоном по району Восточной Сибири и Дальнего Востока

Промежутки времени, за которые сравниваются карты средних значений H_{500} и H_{1000}^{500}		Оценка аналогичности сравниваемых карт
характерные е. с. периоды	е. с. сезоны	
9—14 IX 1948	5 X—11 XII 1948	хорошо
12—18 XI 1948	12 XII 1948—16 II 1949	хорошо
17—20 XII 1948	17 II—2 IV 1949	удовлетворительно
3—7 III 1949	3 IV—3 VI 1949	удовлетворительно
8—11 IV 1949	4 VI—12 VIII 1949	хорошо
10—14 VI 1949	13 VIII—15 X 1949	удовлетворительно
18—23 VIII 1949	16 X—8 XII 1949	удовлетворительно
15—18 XI 1949	9 XII 1949—16 I 1950	хорошо
Характерного е. с. периода нет	17 I—4 IV 1950	неудовлетворительно
5—9 III 1950	5 IV—27 V 1950	удовлетворительно
4—9 V 1950	28 V—3 VIII 1950	удовлетворительно
1—4 VI 1950	4 VIII—6 X 1950	удовлетворительно
12—19 VIII 1950	7 X—26 XI 1950	удовлетворительно
22—27 X 1950	27 XI 1950—20 I 1951	хорошо
14—19 XII 1950	21 I—28 III 1951	хорошо
27 I—1 II 1951	29 III—3 VI 1951	хорошо
29 III—3 IV 1951	4 VI—4 VIII 1951	удовлетворительно
8—14 VI 1951	5 VIII—11 X 1951	хорошо
16—22 IX 1951	12 X—24 XI 1951	хорошо
24—27 X 1951	25 XI 1951—22 I 1952	хорошо
22—27 XII 1951	23 I—4 IV 1952	удовлетворительно
12—16 III 1952	5 IV—26 V 1952	хорошо
Характерного е. с. периода нет	27 V—5 VIII 1952	неудовлетворительно
1—5 VI 1952	6 VIII—6 X 1952	хорошо
11—15/VIII 1952	7 X—14 XII 1952	удовлетворительно
7—11 XI 1952	15 XII 1952—4 II 1953	хорошо
2—7 I 1953	5 II—26 III 1953	удовлетворительно
21—25 II 1953	27 III—5 VI 1953	хорошо
31 III—4 IV 1953	6 VI—4 VIII 1953	хорошо

была сделана попытка применения метода, который разработан Пагава в 1947 г. и применялся в оперативной работе для прогнозирования погоды на е. с. сезон по первому е. с. району. Этот способ изложен в главе VII.

Исходя из характерных е. с. периодов, приведенных в табл. 16, были построены, по указанному методу, прогностические карты H_{500} и H_{1000}^{500} на все е. с. сезоны. Затем эти прогности-

ческие карты были сопоставлены с соответствующими фактическими сезонными картами, в результате чего обнаружилось достаточно хорошее сходство их в смысле географического распределения термобарического поля. Но при этом выяснилось, что прогностические и фактические абсолютные значения H_{500} и H_{1000}^{500} часто значительно отличаются друг от друга. Поэтому, вычисленные по прогностическим значениям H_{500} и H_{1000}^{500} аномалии температуры воздуха в нижних слоях атмосферы за е. с. сезоны по району Восточной Сибири и Дальнего Востока во многих случаях плохо соответствуют фактическим аномалиям. Между тем, еще в 1947 г. Пагава было установлено, что составленные по этому методу прогнозы аномалии температуры воздуха на е. с. сезоны по первому е. с. району оправдываются практически удовлетворительно. Тот факт, что рассматриваемый метод по второму е. с. району дает менее удовлетворительный результат, чем по первому е. с. району, объясняется главным образом следующим. По второму е. с. району за отдельные годы кривые изменения во времени величин H_{500} и H_{1000}^{500} отличаются от соответствующих нормальных кривых годового хода больше, чем это наблюдается по первому е. с. району. Поэтому описанный выше способ учета нормальных изменений H_{500} и H_{1000}^{500} от одного е. с. сезона к другому при построении прогностических сезонных карт H_{500} и H_{1000}^{500} по второму е. с. району дает результат хуже, чем по первому.

Таким образом, было установлено, что рассмотренный метод не дает возможности составлять практически удовлетворительный прогноз величин отклонений от нормы приземной температуры воздуха на е. с. сезон по району Восточной Сибири и Дальнего Востока. Построенные по этому методу прогностические карты позволяют получать только качественную характеристику ожидаемой погоды в течение наступающего е. с. сезона. Иными словами, применение этих карт дает примерно такие же прогностические выводы, что и непосредственный анализ соответствующих карт за характерный е. с. период.

Дальнейшие поиски способа составления прогноза общей характеристики погоды на е. с. сезон по району Восточной Сибири и Дальнего Востока проводились по выявлению возможности использования для этой цели, е. с. периода в начале текущего е. с. сезона. В 1950 г. Пагава было показано, что по данным за первый е. с. период наступившего е. с. сезона можно составить прогноз общей характеристики погоды на весь е. с. сезон по первому е. с. району. Если же е. с. сезон начался не с характерного процесса, то для составления прогноза берется второй е. с. период. Исходя из этого, были взяты во всех е. с. сезонах, приведенных в табл. 16, первые е. с. периоды, за исключением е. с. сезонов весны 1951 г., который начался с процесса не типичного для него, в связи с чем в названном сезоне был принят

второй е. с. период. По данным за указанные е. с. периоды были составлены прогностические карты H_{500} и H_{1000}^{500} на все 29 е. с. сезонов. Построение этих карт производилось по способу, указанному в главе VII.

На основании прогностических карт распределения отклонений от нормы сезонных величин H_{1000}^{500} были составлены прогнозы аномалии температуры воздуха в приземных слоях атмосферы на все 29 е. с. сезонов по Восточной Сибири и Дальнему Востоку. Эти прогнозы подготавливались следующим образом: в районах, где ожидалось отклонение от нормы H_{1000}^{500} выше нормы (ниже нормы), давался прогноз аномалии температуры воздуха в приземных слоях атмосферы выше нормы (ниже нормы). Таким образом, указанные прогностические карты аномалии температуры воздуха составлялись упрощенным способом. Не были использованы правила учета направления адвекции воздушных масс, полученные Пагава в 1949 г. и применяемые в оперативной работе при прогнозе аномалии температуры воздуха на е. с. сезон по первому е. с. району. Для применения этих правил по второму е. с. району требуется проведение специального исследования.

Далее на все 29 е. с. сезонов были составлены прогнозы отклонения от нормы количества осадков по району Восточной Сибири и Дальнего Востока. Эти прогнозы давались так же, как и по первому району (способ предсказания осадков на сезон изложен в главе VII).

Прогнозы распределения отклонения от нормы приземной температуры воздуха и количества осадков на все 29 е. с. сезонов по рассматриваемому району сравнивались с фактическим распределением значений аномалии этих метеорологических элементов. Оценка оправдываемости прогноза знака отклонений от нормы приземной температуры воздуха производилась следующим образом. Определялись площади, где предполагаемые знаки аномалии температуры совпадали с фактическими, и эти площади выражались в процентах по отношению ко всей территории для которой давались прогнозы. Оценка оправдываемости прогноза отклонения от нормы количества осадков выполнялась по действующему в системе Гидрометслужбы Наставлению по оценке долгосрочных прогнозов погоды.

В результате такого подсчета получилась средняя оправдываемость прогноза аномалии приземной температуры воздуха, равная 74%, а средняя оправдываемость прогноза аномалии количества осадков — 70%. Отметим, что, сравнивая между собой фактическое распределение отклонений от нормы значений H_{1000}^{500} и приземной температуры воздуха за рассматриваемые 29 е. с. сезонов по району Восточной Сибири и Дальнего Востока, получили среднюю оценку совпадения знака аномалии, равную 84%. Разность между последней величиной оценки сов-

падения знака аномалии и величиной оценки оправдываемости прогноза знака аномалии приземной температуры воздуха составляет всего 10%. Последнее указывает на хорошее соответствие между прогностическими и фактическими сезонными картами как на H_{1000}^{500} , так и H_{500} .

Из изложенного очевидно, что по данным за первый е. с. период, являющийся характерным для наступившего е. с. сезона, можно построить прогностические сезонные карты H_{500} и H_{1000}^{500} , а также карты отклонений от нормы значений H_{500} и H_{1000}^{500} . Ожидаемые отклонения от нормы H_{1000}^{500} позволяют дать прогноз распределения отклонений от нормы приземной температуры воздуха. Прогностические значения отклонений от нормы H_{500} и сборнокинематическая карта приземных синоптических процессов за первый е. с. период дают возможность составить прогноз распределения отклонений от нормы количества осадков. Сборнокинематическая карта приземных синоптических процессов за первый е. с. период и прогностические сезонные карты H_{500} и H_{1000}^{500} позволяют представить общий характер развития синоптических процессов в течение е. с. сезона. На основании этого можно составить в начале е. с. сезона прогноз общего характера погоды на весь наступивший е. с. сезон.

Изложенный выше способ позволяет давать практически удовлетворительный прогноз общего характера погоды на е. с. сезон, но только после наступления его. В 1955 г. Пагава опубликовал способ [100], уточняющий метод составления прогноза погоды на два смежных е. с. сезона по первому е. с. району. Исходя из этого, была сделана попытка применения карт изаномал H_{1000}^{500} за первый е. с. период наступившего е. с. сезона для разработки способа прогноза погоды на два смежных е. с. сезона по второму е. с. району. Карты изаномал были построены за все е. с. периоды, рассмотренные выше. Совместный анализ карт изаномал H_{1000}^{500} и карт средних значений H_{500} показал следующее.

1. Если в начале текущего е. с. сезона в районе высотного гребня имеются положительные значения изаномал, а в области высотной ложбины, расположенной правее его, — отрицательные, то следующий е. с. сезон будет характеризоваться высотной ложбиной там, где находился рассматриваемый гребень в текущем е. с. сезоне. При этом, если в районе указанной ложбины в текущем е. с. сезоне имеется очаг отрицательных изаномал, то в следующем е. с. сезоне здесь будет наблюдаться высотный гребень.

В указанном случае в течение текущего е. с. сезона интенсивный поток тепла направлен из района, где расположен высотный гребень, в область высотной ложбины, что обуславливает в течение текущего е. с. сезона ухудшение условий формирования высотных гребня и ложбины в рассматриваемых

районах. В результате в новом е. с. сезоне получаем высотную ложбину на месте высотного гребня в текущем е. с. сезоне.

2. Если в начале текущего е. с. сезона районы расположения высотного гребня и смежных с ним высотных ложбин заняты положительными значениями изаномал, то высотный гребень будет наблюдаться в том же месте и в следующем е. с. сезоне.

В этом случае в течение текущего е. с. сезона потоки тепла направлены из районов как высотного гребня, так и смежных с ним ложбин. Поэтому распределение высотных барических образований остается практически без изменений и на следующий е. с. сезон.

3. Если в начале текущего е. с. сезона районы расположения высотного гребня (первого) и высотной ложбины, находящейся правее его, заняты положительными значениями изаномал, а в области высотной ложбины, левее данного гребня, имеются отрицательные значения изаномал и, если при этом к последней ложбине и второму высотному гребню, находящемуся западнее ее, можно применить изложенное выше первое правило, то следующий е. с. сезон будет характеризоваться высотной ложбиной в районе указанного первого гребня в текущем е. с. сезоне.

В рассматриваемом случае в область высотной ложбины, расположенную левее первого высотного гребня, в течение текущего е. с. сезона потоки тепла направлены из района как первого, так и второго высотных гребней. В результате чего в следующем е. с. сезоне на месте данной высотной ложбины формируется высотный гребень, а вместо первого высотного гребня — высотная ложбина.

4. Если в начале текущего е. с. сезона районы расположения высотного гребня (первого) и смежных с ним высотных ложбин заняты отрицательными значениями изаномал и, если при этом к высотной ложбине, находящейся левее данного гребня, и ко второму высотному гребню, находящемуся западнее ее, нельзя применить изложенное выше первое правило, то на месте расположения первого гребня в следующем е. с. сезоне будет наблюдаться высотный гребень.

В данном случае в течение текущего е. с. сезона потоки тепла направлены в районы как высотного гребня, так и смежных с ним ложбин. Поэтому распределение высотных барических образований остается практически без изменений и на следующий е. с. сезон.

5. Если в начале текущего е. с. сезона район расположения высотного циклона занят отрицательными значениями изаномал, то в следующем е. с. сезоне здесь будет наблюдаться высотная ложбина.

В этом случае в течение текущего е. с. сезона имеет место приток тепла в область расположения высотного циклона. В ре-

зультате чего в рассматриваемом районе условия, благоприятные для формирования высотного циклона, ухудшаются, что и приводит к появлению в следующем е. с. сезоне высотной ложбины.

6. Если в начале текущего е. с. сезона район расположения высотного циклона (ложбины) занят положительными значениями изаномал, то в следующем е. с. сезоне здесь будет наблюдаться высотный циклон (ложбина).

В данном случае в течение текущего е. с. сезона из района расположения высотного циклона (ложбины) наблюдается отток тепла. Последнее обуславливает наличие высотного циклона (ложбины) в рассматриваемом месте и в следующем е. с. сезоне.

7. Если в начале текущего е. с. сезона область расположения антициклона (гребня) занята отрицательными значениями изаномал, то в этом районе в следующем е. с. сезоне будет наблюдаться высотный антициклон (гребень).

В указанном случае в течение текущего е. с. сезона имеет место приток тепла в район расположения высотного антициклона (гребня). Последнее обуславливает наличие высотного антициклона (гребня) в рассматриваемом месте и в следующем е. с. сезоне.

8. Если в начале текущего е. с. сезона район расположения высотного антициклона занят положительными значениями изаномал, то в следующем е. с. сезоне здесь будет наблюдаться высотный гребень.

В данном случае в течение текущего е. с. сезона имеет место отток тепла из области расположения высотного антициклона. В результате чего в рассматриваемом районе условия, благоприятные для формирования высотного антициклона, ухудшаются, что и приводит к появлению в следующем е. с. сезоне высотного гребня.

Отметим, что если на основании изложенных прогностических правил ожидаются в следующем е. с. сезоне высотные ложбины по обе стороны высотного гребня, наблюдавшегося в текущем е. с. сезоне, то в этом районе будет иметь место высотный гребень и в следующем е. с. сезоне. В тех случаях, когда в начале текущего е. с. сезона место расположения основного высотного циклона частично занято отрицательными изаномалами, в следующем е. с. сезоне центр высотного циклона наблюдается там, где в начале текущего е. с. сезона имела нулевая изаномала.

Эти прогностические правила были проверены на материале указанных выше пяти лет. Средняя оправдываемость получилась 82%, что позволяет применять их в оперативной работе.

Из изложенного видно, что приведенные прогностические правила позволяют в начале текущего е. с. сезона представить

общий характер высотного термобарического поля в следующем е. с. сезоне, а также дают указания на характер развития высотного термобарического поля в текущем е. с. сезоне. На основании указаний, полученных в результате применения этих прогностических правил, были составлены, в начале текущего е. с. сезона, прогнозы распределения аномалии приземной температуры воздуха и количества осадков на следующий е. с. сезон. Такие прогнозы были даны на все названные выше е. с. сезоны по району Восточной Сибири и Дальнего Востока. Прогнозы аномалии приземной температуры воздуха и количества осадков составлялись таким образом.

1. Если в данном районе в следующем е. с. сезоне ожидалась высотная ложбина, а на карте нормальных значений H_{500} имелся гребень или антициклон, то прогнозировалось отрицательное отклонение от нормы приземной температуры воздуха, а количество осадков — больше нормы (более 120%).

2. Если в данном районе в следующем е. с. сезоне ожидалась высотная ложбина, а на карте нормальных значений H_{500} имелся циклон, то прогнозировалось положительное отклонение от нормы приземной температуры воздуха, а количество осадков — меньше нормы (менее 80%).

3. Если в данном районе в следующем е. с. сезоне ожидалась высотная ложбина, а на карте нормальных значений H_{500} также имелась ложбина, то прогнозировалось количество осадков около нормы (80—120%), а отклонение от нормы приземной температуры воздуха — отрицательное, за исключением тех случаев, когда в текущем е. с. сезоне в рассматриваемом районе имелся высотный циклон. В этих случаях прогнозировалось положительное отклонение от нормы приземной температуры воздуха.

4. Если в данном районе в следующем е. с. сезоне ожидался высотный гребень, а на карте нормальных значений H_{500} имелась ложбина или циклон, то прогнозировалось положительное отклонение от нормы приземной температуры воздуха, а количество осадков — меньше нормы.

5. Если в данном районе в следующем е. с. сезоне ожидался высотный гребень, а на карте нормальных значений H_{500} имелся антициклон, то прогнозировалось отрицательное отклонение от нормы приземной температуры воздуха, а количество осадков — больше нормы.

6. Если в данном районе в следующем е. с. сезоне ожидался высотный гребень, а на карте нормальных значений H_{500} имелся также гребень, то прогнозировалось количество осадков около нормы, а отклонение от нормы приземной температуры воздуха — положительное, за исключением тех случаев, когда в текущем е. с. сезоне в рассматриваемом районе имелся антицик-

лон. В этих случаях ожидалось отрицательное отклонение от нормы приземной температуры воздуха.

7. Если в данном районе в следующем е. с. сезоне ожидался высотный циклон, то прогнозировалось отрицательное отклонение от нормы приземной температуры воздуха, за исключением тех случаев, когда на карте нормальных значений H_{500} имелся циклон с центром, расположенным южнее центра ожидаемого циклона. В последнем случае предсказывалось положительное отклонение от нормы приземной температуры воздуха. Количество осадков прогнозировалось около нормы, если на карте нормальных значений H_{500} имелся циклон. В остальных случаях количество осадков ожидалось больше нормы.

8. Если в данном районе в следующем е. с. сезоне ожидался высотный антициклон, то прогнозировалось положительное отклонение от нормы приземной температуры воздуха, за исключением тех случаев, когда на карте нормальных значений H_{500} имелся антициклон с центром, расположенным севернее центра ожидаемого антициклона. В последнем случае предсказывалось отрицательное отклонение от нормы приземной температуры воздуха. Количество осадков ожидалось около нормы, если на карте нормальных значений H_{500} имелся антициклон. В остальных случаях прогнозировалось количество осадков меньше нормы.

На основании этих правил были составлены, как уже упоминалось выше, прогнозы отклонения от нормы приземной температуры воздуха и количества осадков на все, приведенные в табл. 16, е. с. сезоны по району Восточной Сибири и Дальнего Востока. В результате проверки этих прогнозов по способу, указанному выше, получилась средняя оправдываемость прогноза аномалии приземной температуры воздуха, равная 70%, а количества осадков 67%.

Из изложенного видно, что рассмотренные способы позволяют составлять практически удовлетворительный прогноз общей характеристики погоды по району Восточной Сибири и Дальнего Востока на два смежных е. с. сезона.

С целью иллюстрации практического применения изложенных способов прогнозирования погоды на сезон, рассмотрим в качестве примера первый из е. с. сезонов, приведенных в табл. 16, т. е. составим прогноз на е. с. сезон преддзимья 1948 г. Этот прогноз может быть дан в начале е. с. сезона осени 1948 г., который начался 5/VIII. В первом е. с. периоде е. с. сезона осени 1948 г. и е. с. периоде, являющемся характерным для наступившего сезона, общий характер развития синоптических процессов аналогичен. Поэтому по данным за 5—8/VIII 1948 г. можно составить прогноз погоды на е. с. сезон преддзимья 1948 г. С этой целью строится карта H_{500} и карта изаномал за е. с. период 5—8/VIII. Для составления карты

H_{500} за е. с. период 5—8/VIII снимаются величины с тщательно проанализированных ежедневных карт H_{500} по тем пунктам, для которых подсчитаны нормальные сезонные значения H_{500} и H_{1000}^{500} . Эти пункты выбраны таким образом, что они относительно равномерно распределены по территории и число их достаточно для проведения анализа термобарического поля. Значения H_{500} ,

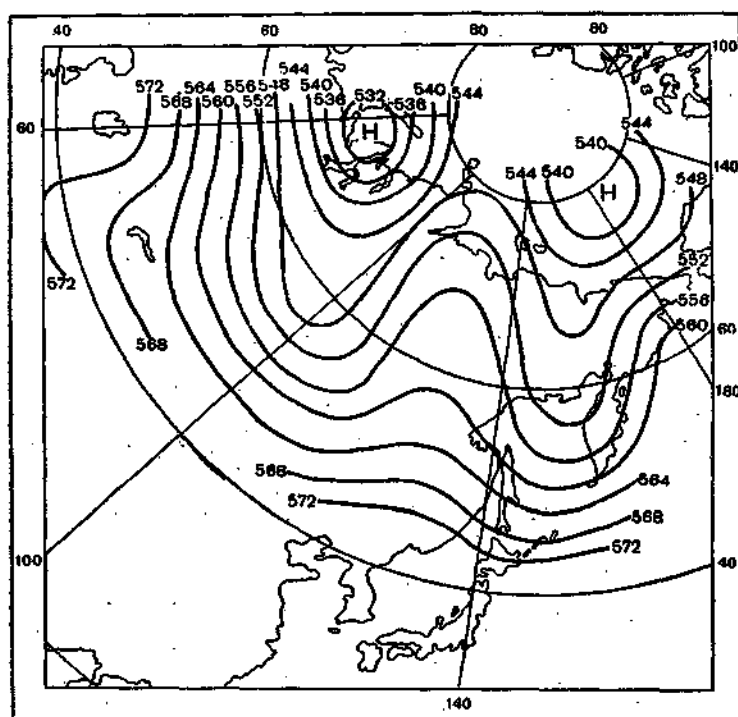


Рис. 73. Карта H_{500} за 5—8/VIII 1948 г.

которые сняты с ежедневных карт, осредняются за рассматриваемый период по пунктам. Эти данные наносятся на бланк-карту и анализируются. В результате получается карта H_{500} за е. с. период 5—8/VIII 1948 г. (рис. 73). На ней по южным и юго-восточным частям второго е. с. района не проведены изогипсы из-за отсутствия достаточного для этой цели материала наблюдений.

Карта изаномал за е. с. период 5—8/VIII 1948 г. составляется следующим образом. С тщательно проанализированных ежедневных карт H_{1000}^{500} северного полушария снимаем значения по заранее выбранным пунктам, относительно равномерно распределенным по территории, количество которых достаточно

для проведения правильного анализа термобарического поля. Эти значения H_{1000}^{500} осредняются за рассматриваемый период по пунктам и наносятся на бланк-карту, после чего ее анализируют. Таким образом получается карта H_{1000}^{500} северного полушария за е. с. период 5—8/VIII 1948 г. По данным этой карты

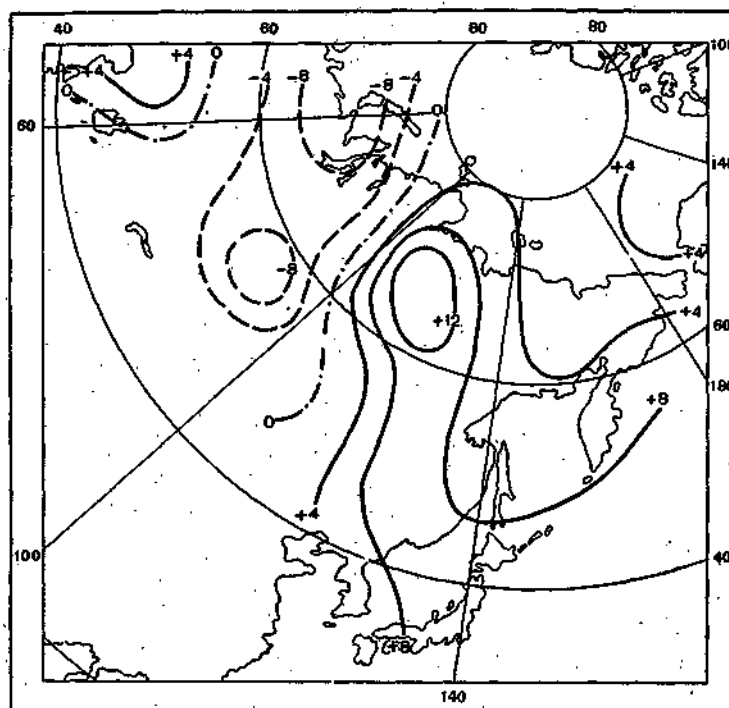


Рис. 74. Изаномалы H_{1000}^{500} за 5—8/VIII 1948 г.

вычисляются средние значения H_{1000}^{500} по широтам, затем из них по каждому пункту вычитается средняя величина H_{1000}^{500} для его широты. Расчет этих разностей производится только по тем пунктам, которые расположены на территории интересующего нас в данном случае района. Величины разностей наносятся на бланк-карту и анализируются. В результате получается карта изаномал за е. с. период 5—8/VIII 1948 г. (рис. 74).

Для получения прогностических выводов на е. с. сезон предзимья 1948 г. проводится совместный анализ карт H_{500} и изаномал за е. с. период 5—8/VIII 1948 г. (рис. 73 и 74). Нетрудно заметить, что высотному гребню над Каспийским морем соответствуют положительные значения изаномал. В районе высот-

ной ложбины, находящейся северо-восточнее этого гребня, имеется очаг отрицательных изаномал. Это означает, что в области расположения высотной ложбины имеет место приток тепла. При этом основной приток тепла наблюдается с запада, где направление воздушного и теплового потоков практически совпадает. Тепловой поток с востока менее интенсивен, так как здесь его направление не совпадает с основным воздушным течением. Рассматриваемый процесс является преобладающим в течение е. с. сезона осени 1948 г. Поэтому в нем будет наблюдаться приток тепла в район расположения рассматриваемой высотной ложбины. В результате здесь в течение текущего е. с. сезона будут ухудшаться условия для образования высотной ложбины. В таких случаях, согласно первому правилу, приведенному выше, в следующем е. с. сезоне в области рассматриваемой ложбины будет наблюдаться высотный гребень. Иными словами, примерно в южной половине Западной Сибири, на северо-востоке Казахстана и на крайнем юго-западе Восточной Сибири в е. с. сезоне предзимья 1948 г. должен быть высотный гребень.

Рассмотрим теперь высотный гребень, который занимает большую часть Восточной Сибири (рис. 73). В районе этого гребня и ложбины, находящейся восточнее его, наблюдаются положительные изаномалы (рис. 74). Высотной ложбине западнее этого гребня соответствуют отрицательные изаномалы. Выше мы получили указание на то, что в следующем е. с. сезоне в районе расположения этой ложбины должен находиться высотный гребень. В таких случаях, согласно третьему правилу, приведенному выше, в следующем е. с. сезоне вместо рассматриваемого гребня будет наблюдаться высотная ложбина. В течение е. с. сезона осени 1948 г. в районе высотного гребня, занимающего большую часть Восточной Сибири, условия формирования высотного гребня, ухудшаются вследствие оттока тепла из этого района. С формирования высотной ложбины здесь начинается е. с. сезон предзимья 1948 г.

Высотной ложбине в бассейне рек Колымы и Индигирки (рис. 73) соответствуют положительные изаномалы (рис. 74). Из этого следует, что в течение е. с. сезона осени 1948 г. в этом районе, вследствие оттока тепла условия для формирования высотной ложбины будут улучшаться. В таких случаях, согласно шестому правилу, приведенному выше, в рассматриваемом районе высотная ложбина сохранится и в следующем е. с. сезоне.

Высотному гребню, находящемуся в бассейне реки Анадырь (рис. 73), соответствуют положительные изаномалы (рис. 74). Значит, этот гребень в течение е. с. сезона осени 1948 г. должен ослабевать, вследствие оттока тепла из этого района.

В полярном бассейне имеется высотный циклон с центром

севернее Восточно-Сибирского моря (рис. 73). Область этого циклона занята положительными изаномалами (рис. 74). Из этого следует, что в течение е. с. сезона осени 1948 г. в указанном районе в результате оттока тепла условия для формирования высотного циклона будут улучшаться. В таких случаях,

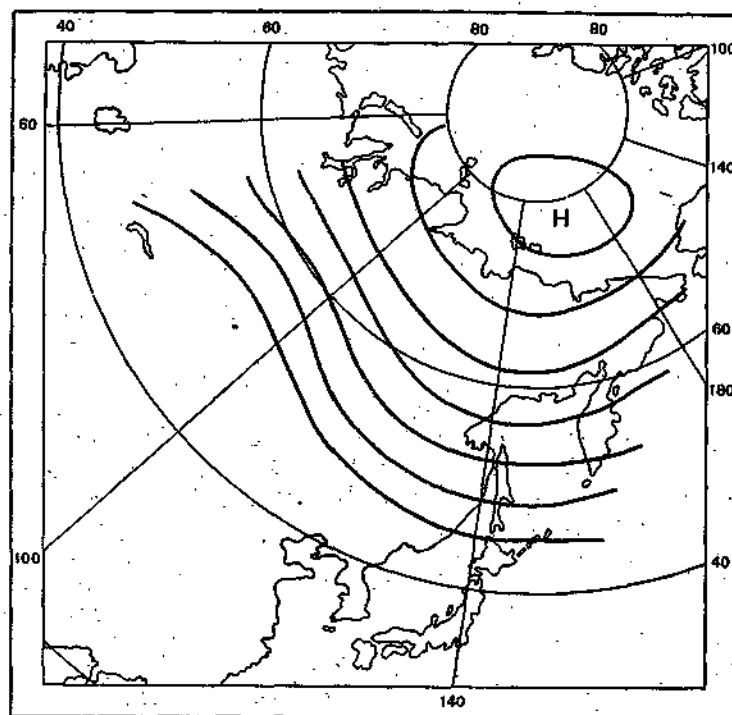


Рис. 75. Прогностическая карта H_{500} за е.с. сезон предвзвья 1948 г.

согласно шестому правилу, приведенному выше, высотный циклон здесь сохранится и в следующем е. с. сезоне.

Высотному циклону, центр которого расположен на юге Карского моря (рис. 73), соответствуют отрицательные значения изаномал (рис. 74). Поэтому в течение е. с. сезона осени 1948 г. в районе расположения данного циклона будет наблюдаться приток тепла, вследствие чего условия для формирования высотного циклона будут ухудшаться. В таких случаях, согласно пятому правилу, изложенному выше, в следующем е. с. сезоне в месте нахождения рассматриваемого высотного циклона должна быть высотная ложбина.

Прогностические выводы, полученные на основании применения правил, изложенных выше, при совместном рассмотрении карт H_{500} и изаномал за е. с. период 5—8/VIII 1948 г. позволяют составить схематическую карту H_{500} на е. с. сезон предзимья 1948 г. Прогностические указания сводятся к следующему. Е. с.

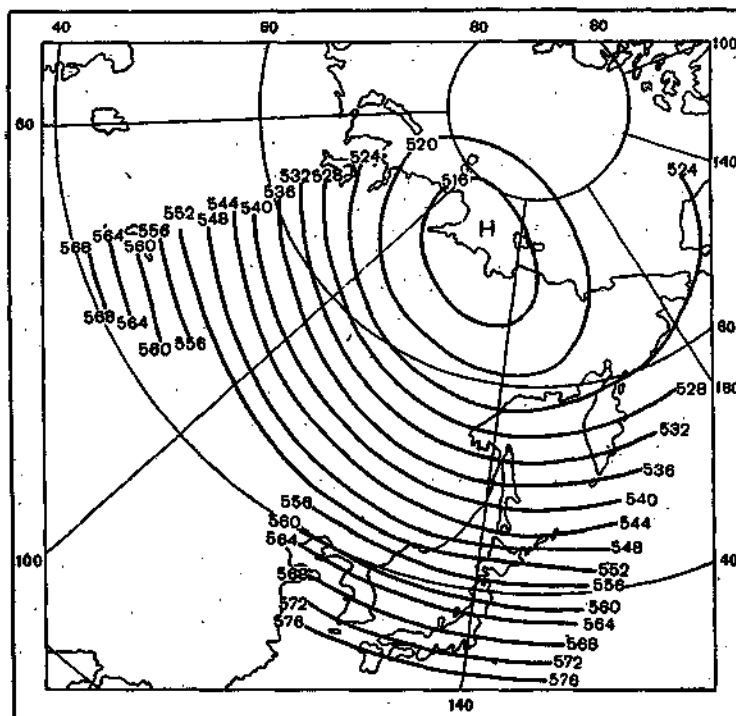


Рис. 76. Нормальные значения H_{500} за е. с. сезон предзимья.

сезон предзимья 1948 г. должен характеризоваться: а) высотным гребнем в южной половине Западной Сибири, на северо-востоке Казахстана и на крайнем юго-западе Восточной Сибири; б) высотным циклоном в полярном бассейне с центром севернее Восточно-Сибирского моря, при этом высотная ложбина должна занимать северную половину Западной Сибири, большую часть Восточной Сибири (за исключением ее крайней юго-западной части) и все районы Дальнего Востока. Нанеся эти указания на бланк-карту, получаем схематическую прогностическую карту H_{500} на е. с. сезон предзимья 1948 г. (рис. 75). Сравнение этой прогностической карты с нормальной картой H_{500} за е. с. сезон предзимья (рис. 76) позволяет судить об общем характере развития синоптических процессов и погоды в те-

чение е. с. сезона предзимья 1948 г. Так, например, наличие в южной половине Западной Сибири на прогностической карте высотного гребня, вместо ложбины на карте нормальных величин H_{500} , а также положение центра высотного циклона на прогностической карте значительно северо-восточнее центра циклона на нормальной карте H_{500} указывает на следующее. В течение е. с. сезона предзимья 1948 г. над большей частью рассматриваемой территории высотная ложбина будет развита слабее, чем обычно, температура в первом пятикилометровом слое тропосферы так же, как и температура в нижнем слое атмосферы будет выше нормы, а количество осадков около и меньше нормы. Однако, в данном случае нет необходимости проводить такое сравнение прогностической карты с картой нормальных значений H_{500} , так как правила, изложенные в данной работе, позволяют составить более детальный прогноз распределения отклонений от нормы приземной температуры воздуха и осадков.

Выше отмечалось, что в южной половине Западной Сибири, на северо-востоке Казахстана и на крайнем юго-западе Восточной Сибири, где на карте H_{500} за е. с. период 5—8/VIII 1948 г. (рис. 73) имеется высотная ложбина, в е. с. сезоне предзимья 1948 г. должен наблюдаться высотный гребень. В этом районе на карте нормальных значений H_{500} за е. с. сезон предзимья (рис. 76) наблюдается высотная ложбина. В таких случаях согласно четвертому прогностическому правилу, изложенному выше, над рассматриваемым районом в е. с. сезоне предзимья 1948 г. нужно ожидать положительное отклонение от нормы приземной температуры воздуха, а количество осадков — меньше нормы (менее 80%).

В северной половине Западной Сибири, где на карте H_{500} за е. с. период 5—8/VIII 1948 г. (рис. 73) наблюдается высотный циклон с центром на юге Карского моря, в е. с. сезоне предзимья 1948 г. ожидается, как это отмечалось выше, высотная ложбина. В этом районе на карте нормальных значений H_{500} за е. с. сезон предзимья (рис. 76) имеет место высотная ложбина. В таких случаях, согласно третьему прогностическому правилу, приведенному выше, в е. с. сезоне предзимья 1948 г. в рассматриваемом районе следует ожидать положительное отклонение от нормы приземной температуры воздуха, а количество осадков — около нормы (80—120%).

В районе расположения высотного гребня, находящегося в бассейне реки Анадырь на карте H_{500} за е. с. период 5—8/VIII 1948 г. (рис. 73), в е. с. сезоне предзимья 1948 г. должна быть высотная ложбина. В этом районе на карте нормальных значений H_{500} е. с. сезона предзимья (рис. 76) наблюдается также высотная ложбина. В таких случаях, согласно третьему прогностическому правилу, приведенному выше, в е. с. сезоне пред-

зимья 1948 г. в рассматриваемом районе следует ожидать отрицательное отклонение от нормы приземной температуры воздуха, а количество осадков — около нормы (80—120%).

В бассейне рек Колымы и Индигирки, где на карте H_{500} за е. с. период 5—8/VIII 1948 г. имеется высотная ложбина

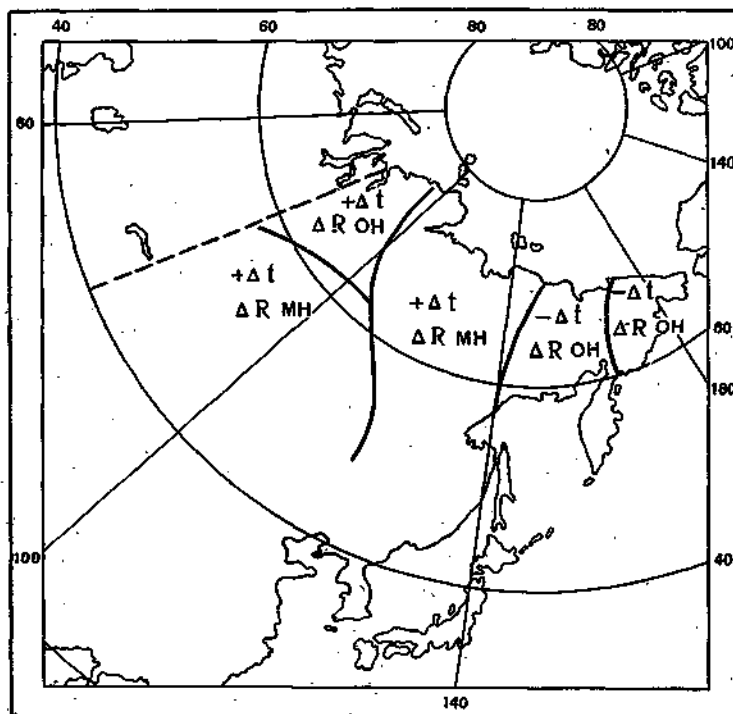


Рис. 77. Прогностическая карта отклонений от нормы приземной температуры воздуха и количества осадков в е. с. сезоне предзимья 1948 г.

+Δt — положительное отклонение от нормы приземной температуры воздуха, -Δt — отрицательное отклонение от нормы приземной температуры воздуха; ΔROH — количество осадков около нормы (80—120%), ΔRMH — количество осадков меньше нормы (менее 80%).

(рис. 73) и ожидается сохранение ее в е. с. сезоне предзимья 1948 г. В этом районе на карте нормальных значений H_{500} за е. с. сезон предзимья наблюдается высотная ложбина (рис. 76). В таких случаях, согласно третьему прогностическому правилу, приведенному выше, в наступающем е. с. сезоне следует ожидать отрицательное отклонение от нормы приземной температуры воздуха, а количество осадков — около нормы (80—120%).

В остальных районах Восточной Сибири и Дальнего Востока,

где на карте H_{500} за е. с. период 5—8/VIII 1948 г. имеется высотный гребень (рис. 73), в е. с. сезоне предзимья 1948 г. ожидается высотная ложбина. В этом районе на карте нормальных значений H_{500} за е. с. сезон предзимья находится высотный циклон (рис. 76). В таких случаях, согласно второму прогностическому правилу, приведенному выше, в следующем е. с. сезоне в рассматриваемом районе следует ожидать положительное отклонение от нормы приземной температуры воздуха, а количество осадков — меньше нормы (менее 80%).

Все эти прогностические указания наносим на бланк-карту и получаем карту ожидаемого отклонения от нормы приземной температуры воздуха и количества осадков за е. с. сезон предзимья 1948 г. (рис. 77). Проведенные на этой карте сплошные линии являются границами между ложбинами и гребнями на карте H_{500} за е. с. период 5—8/VIII 1948 г. (рис. 73), которые проводились через точки, где циклоническая кривизна изогипс менялась на антициклоническую. Таким образом, по данным за первый е. с. период осени 1948 г. был составлен прогноз общей характеристики погоды в течение е. с. сезона предзимья 1948 г.

Анализируя карты H_{500} за е. с. периоды е. с. сезона осени 1948 г., применяя правила, изложенные в главе IV, выявляем е. с. период 9—14/IX 1948 г. (рис. 78), не типичный для данного е. с. сезона, но который должен быть характерным для е. с. сезона предзимья 1948 г. Сравнивая карту H_{500} за е. с. период 9—14/IX 1948 г. (рис. 78) с прогностической картой H_{500} на е. с. сезон предзимья 1948 г. (рис. 75), нетрудно заметить, что они достаточно аналогичны между собой (в смысле географического распределения барического поля), что подтверждает прогностические выводы на е. с. сезон предзимья 1948 г., полученные ранее. Естественный синоптический период 9—14/IX 1948 г., выявленный как характерный для е. с. сезона предзимья 1948 г., осуществляется не в начале е. с. сезона осени 1948 г., поэтому, согласно правилам, изложенным несколько ранее в данной главе, е. с. сезон предзимья 1948 г. должен наступить примерно через месяц после 9/IX 1948 г., т. е. около 8/X 1948 г.

Таким образом, е. с. период, выявленный в е. с. сезоне осени 1948 г. как характерный для е. с. сезона предзимья 1948 г., подтверждает полученные ранее прогностические выводы и дает указания на дату начала е. с. сезона предзимья 1948 г.

В действительности е. с. сезон предзимья 1948 г. начался 5/X (т. е. на 3 дня раньше предполагаемого срока) с процесса, аналогичного характерному (рис. 78). По данным за первый е. с. период начавшегося е. с. сезона мы можем уточнить ранее составленный прогноз общей характеристики погоды на е. с. сезон предзимья 1948 г. Однако способ составления прогноза общей характеристики погоды на наступивший е. с. сезон по

данным за первый е. с. период его весьма прост. Поэтому в данном случае нет необходимости на нем останавливаться. Приведем только прогностическую карту распределения величин отклонений от нормы значений H_{1000}^{500} на е. с. сезон предзимья 1948 г., вычисленных по данным за первый е. с. период рассматриваемого сезона по способу, изложенному в главе VII (рис. 79).

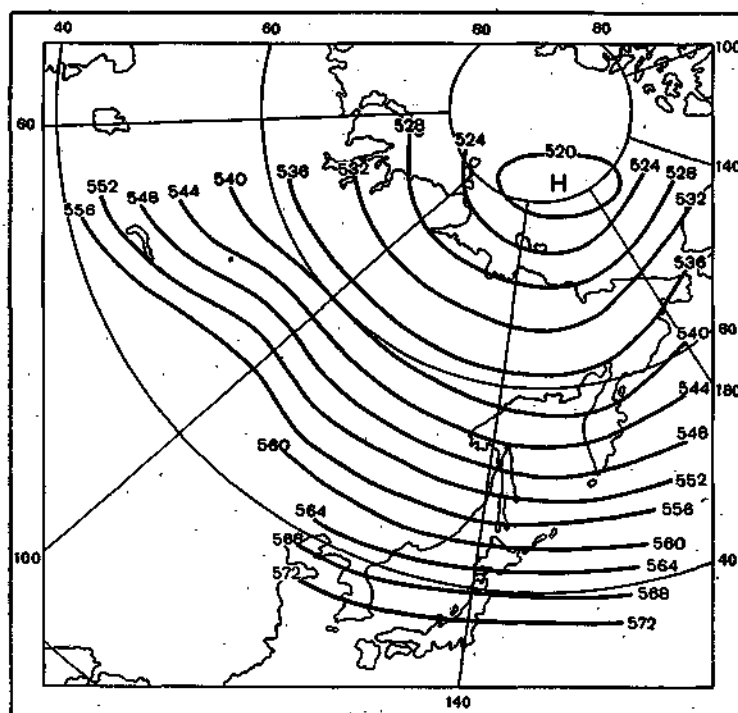


Рис. 78. Карта H_{500} за 9—14/IX 1948 г.

Сравнивая эту прогностическую карту с картой фактических величин отклонения от нормы значений H_{1000}^{500} в е. с. сезоне предзимья 1948 г. (рис. 80), нетрудно заметить, что они достаточно аналогичны между собой.

Сопоставляя карту распределения фактических средних значений H_{500} за е. с. сезон предзимья 1948 г. (рис. 81) с прогностической картой H_{500} , составленной на тот же сезон с большей заблаговременностью (рис. 75), видим, что они хорошо сходны между собой, в смысле географического распределения барического поля. На рис. 82 изображена карта распределения фактических величин отклонения от нормы приземной температуры воздуха за е. с. сезон предзимья 1948 г. А на рис. 83 приводится

карта распределения фактических величин отклонения от нормы количества осадков (в трех градациях) за е. с. сезон предзимья 1948 г. Сравнивая рис. 82 и 83 с рис. 77, нетрудно заметить, что прогноз распределения отклонения от нормы приземной температуры воздуха и количества осадков на е. с. сезон предзимья

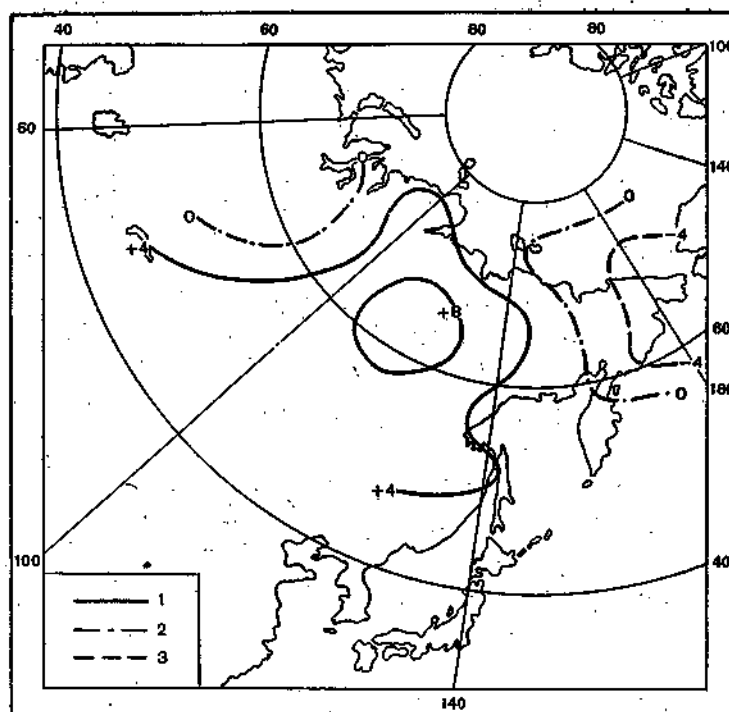


Рис. 79. Прогностическая карта отклонений от нормы значений H_{1000}^{3000} в е. с. сезоне предзимья 1948 г.

1 — положительное отклонение, 2 — отрицательное отклонение, 3 — нулевое отклонение.

1948 г., составленный по данным за первый е. с. период е. с. сезона осени 1948, по способу, изложенному в настоящей главе, оправдался удовлетворительно.

Кроме изложенных способов прогноза погоды на е. с. сезоны по Восточной Сибири и Дальнему Востоку, разработанных Пагава в 1954 г., могут быть применены в оперативной работе и ряд других. Так, в совместной работе Лесковой и Пусан 1955 г. приводятся результаты подробного анализа атмосферных процессов на пространстве второго е. с. района с целью разработки способа составления прогноза погоды на е. с. сезоны по району Восточной Сибири и Дальнего Востока. Полу-

чены прогностические указания для предсказания аномалии температуры воздуха и осадков на е. с. сезоны с заблаговременностью один-два месяца. Авторы считают, что их исследование показало возможность применения для районов Восточной Азии основных положений методики сезонных прогнозов Пагава,

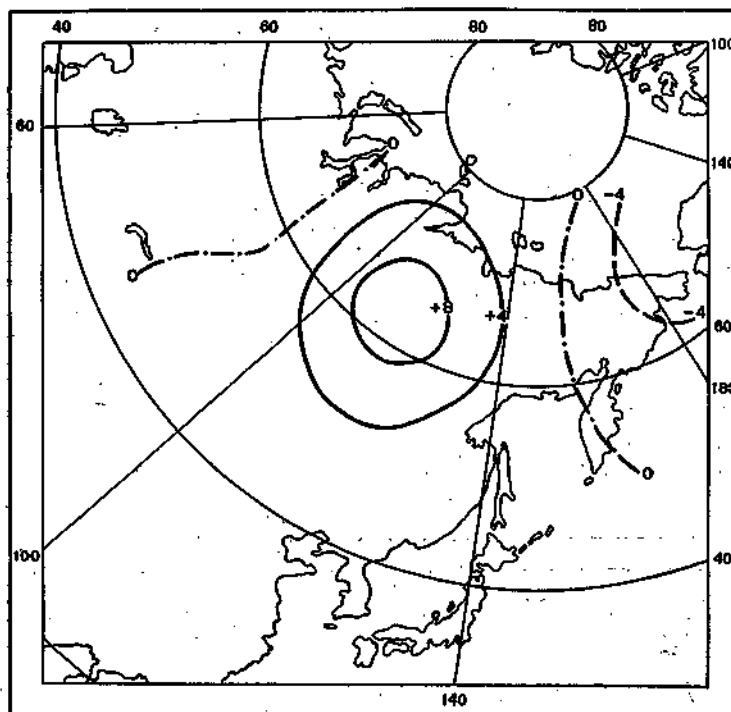


Рис. 80. Отклонения от нормы значений H_{1000}^{500} в е. с. сезоне пред-
зимья 1948 г.

Усл. обозначения см. рис. 79.

разработанной им для первого е. с. района с учетом особенностей синоптических процессов прибрежных районов Восточной Азии. В том же году Калачикова и Минина описали синоптические условия экстремальных в температурном отношении на территории Восточной Сибири и Дальнего Востока е. с. сезонов осени и весны с целью разработки соответствующего способа прогноза. Ими получены прогностические указания, позволяющие предсказывать экстремальные в температурном отношении е. с. сезоны осени и весны на указанной территории.

В работе Сергеева [140] показана возможность составления

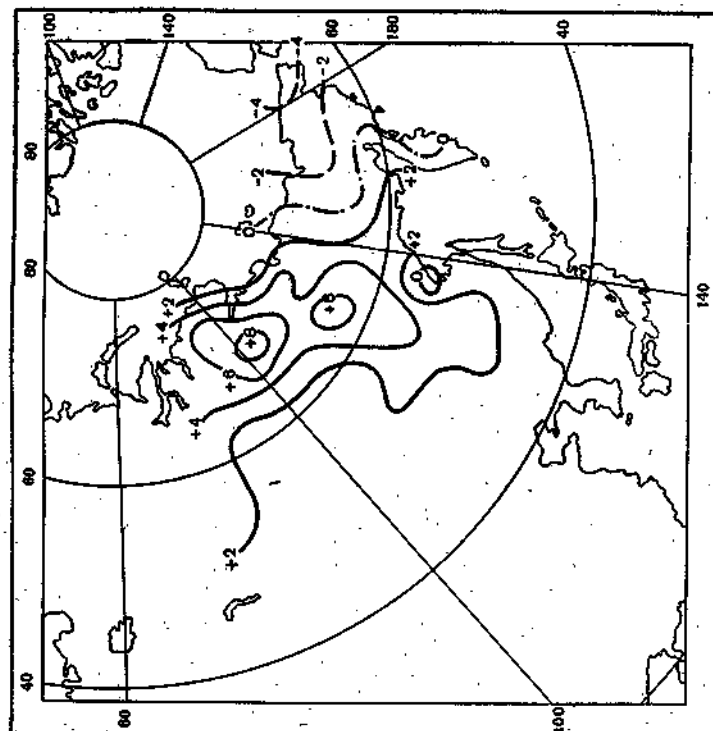


Рис. 82. Отклонения от нормы приземной температуры воздуха
в е. с. сезоне предзимья 1948 г.
1 — положительное отклонение, 2 — отрицательное, 3 — нулевое.

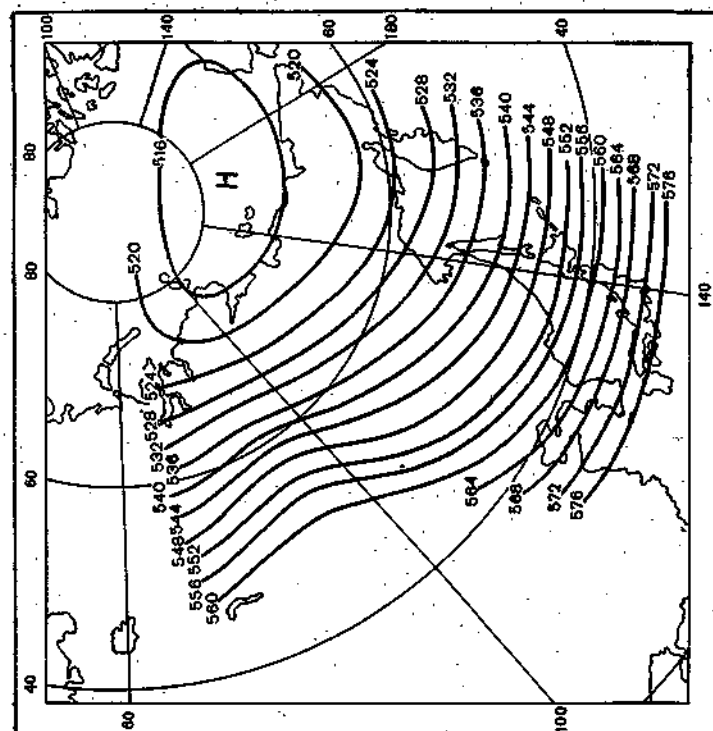


Рис. 81. Карта H_{500} за е. с. сезон предзимья 1948 г.

по территории Восточной Сибири прогноза аномалии температуры воздуха на е. с. сезоны холодного полугодия по данным за начало рассматриваемого е. с. сезона. Лескова [73] и Барабашкина [8] исследовали синоптические процессы на простран-

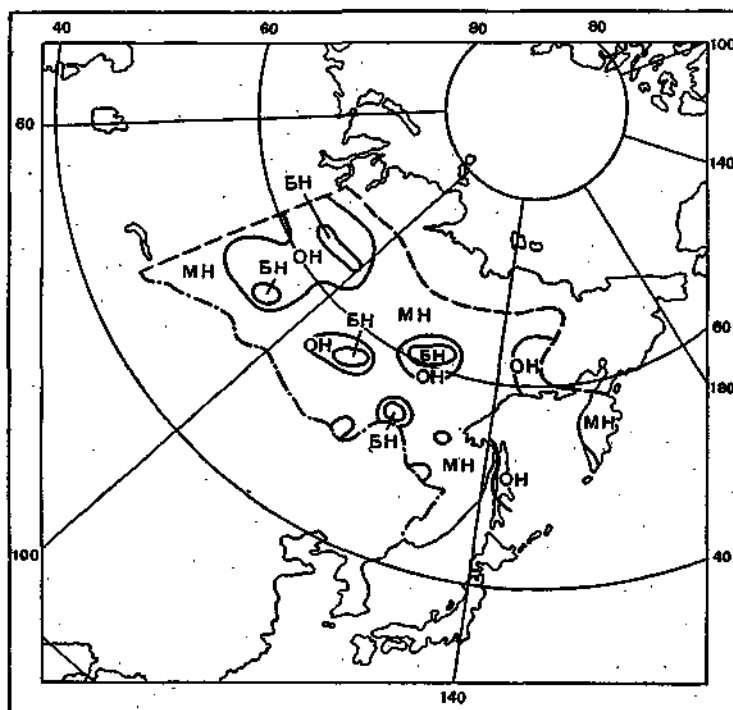


Рис. 83. Распределение количества осадков в е. с. сезоне пред-зимья 1948 г.

БН — количество осадков больше нормы (более 120%), ОН — количество осадков около нормы (80—120%), МН — количество осадков меньше нормы (менее 80%).

стве второго е. с. района с целью разработки способа составления прогноза на е. с. сезоны зимы и лета, экстремальные в температурном отношении, и привели прогностические выводы.

Из изложенного видно, что имеющиеся в настоящее время работы позволяют составлять прогнозы погоды на е. с. сезоны по району Восточной Сибири и Дальнего Востока.

Глава X

СИНОПТИЧЕСКИЕ СПОСОБЫ СОСТАВЛЕНИЯ СЕЗОННЫХ ПРОГНОЗОВ ПОГОДЫ ДРУГИХ АВТОРОВ

Кроме рассмотренных в предыдущих главах способов прогноза, имеются исследования М. Х. Байдала, Л. И. Блюминой, Д. А. Дрогайцева, А. И. Каца, К. И. Папинашвили и В. Г. Шишкова, позволяющие составлять сезонные прогнозы погоды по первому е. с. району.

В 1955 г. Байдал (Казахский научно-исследовательский гидрометеорологический институт) предложил синоптический метод долгосрочного прогноза погоды. По этому способу предсказываются типы процессов, аномалия температуры воздуха и количества осадков по Европейской территории СССР, Западной Сибири, Казахстана, Средней Азии и Закавказья.

Нижеследующий текст изложен главным образом по работам [1, 2, 3, 4, 5, 6] и работе Байдала «Основные положения комплексного макроциркуляционного метода сезонных метеорологических прогнозов».

Основой метода Байдала являются закономерности развития синоптических процессов, в частности преемственности типов. За единицу времени при типизации принимается е. с. период, а рабочие материалы и прогнозы погоды составляются по принятым автором следующим сезонам: зима — январь и февраль; весна — март и апрель; первая половина лета — май и июнь; вторая половина лета — июль и август; осень — сентябрь и октябрь; предзимье — ноябрь и декабрь.

Классификации синоптических процессов в методиках Вангенгейма и Байдала принципиально аналогичны. Однако типы циркуляции по Байдалу значительно уточнены, а определение их является более объективным.

Автор рассматривает три типа синоптических процессов или, как он их сам называет, три формы циркуляции: широтную и две меридиональных. При этом придается особое значение зональному типу, к которому циркуляция атмосферы периодиче-

ски и закономерно возвращается, претерпевая в промежутках между прекращением одной и наступлением другой широтной формы значительные меридиональные нарушения. Полный цикл атмосферной циркуляции, включающий в себя зональную и следующие меридиональные стадии, автор называет планетарным циркуляционным процессом (ПЦП). Продолжительность ПЦП в среднем равняется 22 дням, колеблется от 15 до 37 дней, повторяясь чаще всего в пределах 20—25 дней. Обычно ПЦП состоит из одного е. с. периода, характеризующегося зональной циркуляцией, и трех е. с. периодов с меридиональной циркуляцией, причем продолжительность времени между двумя широтными процессами зависит от длительности и интенсивности меридиональных е. с. периодов. Так, широтный процесс наступает через два меридиональных е. с. периода в случае их повышенной интенсивности и через четыре — при пониженной.

Для трех форм циркуляции Байдал различает 15 разновидностей макроциркуляционных процессов (3 для зональной формы и 12 для меридиональной). Имея соответствующие шаблоны определяют принадлежность каждого е. с. периода к одному из трех основных типов: Ш (широтный), С (западно-сибирский) и Е (восточно-европейский). Затем производят подсчет числа дней с каждым типом циркуляции за месяц и сезон. О том, под знаком какого процесса протекал тот или иной месяц (циркуляционный индекс месяца), судят по отклонению от нормального значения числа дней с каждым из рассматриваемых типов. Для этого пользуются установленными автором на материале с 1930 по 1960 г. многолетними нормами числа дней с тремя основными типами атмосферной циркуляции для всех месяцев и сезонов. Причем определение циркуляционного индекса данного месяца производится достаточно просто. Например, если в марте какого-либо года наблюдалось 10 дней типа Ш, 12 дней — С и 9 — Е, то тогда по отношению к норме (которая составляет для указанных типов соответственно 11, 14 и 6 дней), это будет означать, что циркуляционным индексом марта является Е, так как два остальных имели число дней меньше нормального. Каждый месяц может быть отнесен либо к одному из типов, либо к комбинированному (Ш+С; Ш+Е, С+Е и т. д.), если фактически наблюдавшееся число дней в этом месяце с двумя различными процессами превышало их норму. Зная по какому типу проходил каждый месяц года, легко определяется циркуляционный индекс сезона (по отношению к его сезонной норме). Для того чтобы можно было регулярно составлять сезонные прогнозы, в рабочем порядке строятся линейки типов циркуляции по е. с. периодам и месяцам и циркуляционных индексов — по месяцам и сезонам. Анализ последовательной смены типов сезонов позволил Байдалу отождествить ее с ПЦП. Оказалось, что примерно через каждые 2—3 сезона с меридио-

нальной циркуляцией отмечается один с широтной. Мегапроцесс (аналогично ПЦП), продолжающийся в среднем четыре сезона и состоящий из одного, характеризующегося широтной и трех — меридиональной циркуляцией, называется естественным синоптическим годом (ЕСГ). Последний имеет скользящие границы и длится по времени меньше, чем календарный год. Число сезонов меридионального типа в ЕСГ зависит от интенсивности исходного сезона с широтными процессами, т. е. от числа дней с зональной циркуляцией в нем, причем связь эта прямая.

Указанная зависимость имеет прогностическое значение, так как дает возможность по окончании сезона типа III графическим путем установить продолжительность наступающего ЕСГ [4]. Для определения срока начала следующего ЕСГ (первого из ожидаемых сезонов с широтной циркуляцией) пользуются дополнительно имеющимися у автора материалами, показывающими многолетнюю вероятность каждого типа циркуляции.

Не менее важным является выяснение не только продолжительности ЕСГ, но характера и последовательности процессов, составляющих его меридиональную стадию. Имея фактические данные о типах за каждый сезон, и их циркуляционные индексы за 30 лет автор получил ряд вероятностей, учитывающих длительность каждого типа преобладающей циркуляции в зависимости от того, в каком сезоне он наблюдался впервые; преемственность основных меридиональных процессов после широтной циркуляции; зависимость перехода зонального типа в различные меридиональные от предшествующей истории процессов и от продолжительности и интенсивности исходной широтной циркуляции.

Для прогноза на сезон в первую очередь используют готовую (составленную в рабочем порядке) линейку циркуляционных индексов за сезоны. При этом все имеющиеся связи указывают, что лучше всего пользоваться прогностическими зависимостями в тех случаях, когда исходный или истекший сезон имел индекс III. Тогда, для прогноза циркуляции на следующий за ним сезон обращаются к вероятности перехода типа III в любой из трех в зависимости от предшествующей истории [4]. Из имеющихся девяти схем, наибольшую вероятность осуществления (от 80 до 100%) имеют схемы 5, 6, 8 и 9, учитывающие историю предшествующего ЕСГ, состоящего из одного сезона зонального типа и трех сезонов с меридиональной циркуляцией. Например, если исходный сезон находился в предзимье, а ему предшествовали: весна зонального типа, первая половина лета и осень типа Е, вторая половина лета С, тогда зимой согласно схеме 8 должен обязательно иметь место тип Е. Таким образом дается прогноз циркуляции первого, следующего за исходным, сезона. Причем индекс его всегда бывает С или Е, так как широтная циркуля-

ция в двух сезонах подряд встречается редко. Она возможна с вероятностью, не превышающей 22%, лишь после весны, первой половины лета и осени. Такое определение характера первого меридионального типа сезона, следующего за широтным, будет достаточно успешным, если процессы в прошлом шли согласно упомянутым схемам 5, 6, 8 и 9. В противном случае следует дополнительно использовать продолжительность зональной циркуляции в исходном сезоне. Так, данные о вероятности формирования меридиональных типов в зависимости от продолжительности исходной широтной циркуляции показывают следующее. Если тип III следует после С, то тогда переход к обоим меридиональным типам равновероятен. Но это бывает в случаях, когда широтная циркуляция продолжалась долго, порядка 30—50 дней. Если же она наблюдалась непродолжительно (1—2 декады), тогда вероятнее всего, что следующий меридиональный тип будет С (вероятность перехода возрастает до 75%). В отдельных случаях хорошие результаты можно получить, используя данные о преемственности связей макропроцессов после исходных широтных типов сезонов [4]. По ним можно иногда получить с высокой обеспеченностью ожидаемые типы преобладающих процессов на первый, второй и третий сезоны в том случае, если исходный широтный — зима.

Прогноз типа циркуляции на второй сезон после исходного с индексом III определяется несколько сложнее. Хотя вопрос о характере циркуляции (широтная или меридиональная) решается весьма просто, так как повторение сезона широтного типа после первого меридионального — редчайший случай (5%). Для того, чтобы представить себе каким будет тип второго сезона с меридиональной циркуляцией после прогнозируемого первого, обычно пользуются только что описанной преемственностью процессов после исходных сезонов с широтной циркуляцией. Если этот прогноз составляется на первую и вторую половины лета или осень, тогда вероятность при прогнозе на лето типа Е равна 70—71%, а на осень С — 83%. Следовательно, если исходный сезон наблюдается весной или летом, то пользуясь преемственными связями можно дать прогноз второго меридионального сезона с вероятностью 70—83%. В других случаях (зима, осень и предзимье), преемственные связи очень малы и здесь лучше воспользоваться имеющимися у автора данными, показывающими сколько сезонов может продолжаться тип циркуляции. Так, Е после весны не наблюдается в первой и второй половинах лета, III — после зимы весной и в первой половине лета. Кроме этого для прогноза на второй сезон с меридиональной циркуляцией используются также аналоги.

Так как после исходного широтного типа сезона три меридиональных встречаются чаще, чем два или четыре, то прогноз типа циркуляции на третий сезон с меридиональными процес-

сами обычно бывает последним. Он производится на тех же основаниях, что и прогноз на второй меридионального типа сезон, и кроме того, здесь применяются соображения о степени вероятности повторения Е и С через сезон. В тех случаях, когда меридиональная стадия ЕСГ предполагается состоящей из трех сезонов, тогда указанная вероятность равна 69%. Прогнозировать тип циркуляции третьего меридионального сезона лучше всего, когда исходным широтным является зима или первая половина лета. Тогда прогноз Е на третий сезон после зимы (на вторую половину лета) будет иметь вероятность 75%, а после первой половины лета на предзимье — 80%.

Если в начале работы, используя графическую зависимость числа сезонов с меридиональной циркуляцией от интенсивности исходного, было определено, что наступающий ЕСГ состоит из четырех меридионального типа сезонов (что бывает крайне редко), то характер последнего из них можно установить лишь по аналогу, который отбирается к предшествующей истории и ожидаемым процессам на будущее.

Как дополнительный материал для определения типов прогнозируемых сезонов может служить также ритмическая деятельность в атмосфере несколько своеобразно использующаяся автором метода. Ранее отмечалось, как отличительная черта метода Байдала то, что он придает особенно большое значение зональной циркуляции, считая основой типизации широтные типы и вполне закономерными регулярные возвраты к ним. Отсюда его вывод, что реперными в атмосфере должны быть прежде всего зональные процессы. Исходя из этого, автором была в первую очередь поставлена работа по выявлению повторяемости широтных е. с. периодов. Выяснилось, что длительность ритмических циклов широтных процессов имеет резко выраженный годовой ход: весна и лето — 43 дня, осень — 65, предзимье — 75, зима — 70. Причем как и в школе Мультановского осуществление процесса вперед от исходного ожидалось аналогичным (обратным) в том случае, если назад наблюдался обратный (аналогичный) процесс [2]. Позднее по тем же циклам были проверены и меридиональные типы. В настоящее время Байдал использует в методике также ритмичность месячных индексов циркуляции.

Рассмотренная часть работы по определению характера синоптических процессов, ожидаемых на будущее является самой ответственной и важной. Это вполне понятно, так как от правильного выбора последовательности преемственности трех типов зависит выбор аналога и те погодные характеристики, которые им соответствуют.

Отбор аналогов производится в основном по истории процессов к исходному сезону, т. е. практически к одной из девяти схем, действующей в момент составления прогноза. Имея архив

циркуляционных индексов с 1930 г., можно без особого труда отобрать сезоны, соответствующие одной из схем. Затем из этих аналогов принимают те, в которых имеет место циркуляционный индекс прогнозируемых сезонов. Если таких лет оказывается несколько, то тогда выбирается год, наиболее близкий к текущему по интенсивности и разновидностям процессов. Байдал разработал типовые распределения аномалии для Казахстана по сезонам года и пользуется ими как основными, уточняя по аналогам. Если последних отбирается несколько и они равноценны, то берется их осредненная характеристика по Δt и ΔR . У автора есть также разработки, показывающие, как изменяются типовые характеристики Δt и ΔR в зависимости от истории процессов и фазы одиннадцатилетних циклов солнечной активности. Кроме того, исследуя высокие теплые антициклоны в Арктике, он обратил особое внимание на длительное стационарирование их (в течение одного-двух месяцев) в отдельных арктических районах. Им обнаружено существование связи между местоположением этого «полюса циркуляции» и характером погоды каждого из трех типовых процессов [5].

Придавая особое значение прогнозу сезонных явлений в Казахстане, Байдал считал, что тип атмосферного процесса сезона определяет наступление и интенсивность местных сезонных явлений и установил количественную связь их с тремя формами циркуляции на материале с 1930 по 1954 г.

Кратко перечислим этапы работы необходимые для составления прогнозов по методу Байдала.

1. Анализ исходных процессов и выбор рабочей схемы

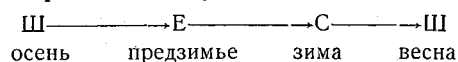
1. Составление каталога типов циркуляции за е. с. периоды и вычерчивание линейки преобразования циркуляции.

2. Подсчет числа дней с тремя типами циркуляции за месяц и сезон на протяжении года до момента составления прогноза.

3. Установление индекса истекших месяцев и сезонов с помощью месячных и сезонных норм.

4. Определение последнего сезона с широтной циркуляцией (текущий или предшествующий), продолжительности типа Ш в нем.

5. Выбор рабочей схемы. Установив последний широтного типа сезон, выбирают из списка схем преобразования ту, которая соответствует фактически имеющейся смене типов за несколько последних сезонов. Например, если весна текущего года имела циркуляционный индекс Ш, зимой того же года наблюдался тип С, в предзимье истекшего года — Е, а осенью — Ш, то схема преобразования будет иметь вид



II. Прогноз характера развития атмосферной циркуляции

1. Определение срока наступления следующего сезона с широтной циркуляцией при помощи: а) графической зависимости числа меридиональных сезонов в ЕСГ от числа зональных дней и е. с. периодов в исходном сезоне. При этом устанавливается длительность меридиональной стадии; б) учета многолетней вероятности типа преобладающей циркуляции для каждого сезона по табл. 1.

2. Прогноз типа меридиональной циркуляции на первый сезон в ЕСГ: а) в зависимости от предшествующей истории преобразования (о которой уже упоминалось ранее при выборе рабочей схемы). Здесь наиболее надежными являются схемы 5, 6, 8 и 9; б) с той же целью используется зависимость наступления одного из меридиональных типов (С или Е) от того насколько продолжительной была исходная широтная циркуляция.

3. Прогноз типа циркуляции на второй сезон с меридиональной циркуляцией. Для этого используется главным образом преобладающая связь сезонных макропроцессов после исходных сезонов типа Ш. По этим данным можно с успехом прогнозировать тип второго сезона лишь после исходных весны (вероятность 70%) и лета (71—83%). Поэтому для тех случаев, когда зима, осень и предзимье имеют индекс Ш, рекомендуется для определения типа второго сезона с меридиональной циркуляцией пользоваться аналогами.

4. Прогноз типа циркуляции на третий сезон с меридиональной циркуляцией. Здесь применяются те же связи, что и в предыдущем пункте. Дополнительно используется вероятность повторения типа меридиональной циркуляции в тех случаях, когда в ЕСГ предполагается лишь три сезона меридионального типа (69%). Наибольшую вероятность имеет прогноз на третий сезон, составленный на предзимье (80%) и вторую половину лета (75%).

5. Прогноз меридионального типа четвертого сезона (когда ЕСГ должен состоять из четырех меридиональных сезонов) составляется ориентировочно по аналогам и ритмичности месячных индексов.

III. Прогноз сезонных характеристик погоды

1. Используются карты распределения Δt и ΔR по типам процессов Ш, С и Е по сезонам года. Эти характеристики уточняются в зависимости от истории процессов, от фазы одиннадцатилетних циклов солнечной активности и от местоположения в сезоне антициклона в Арктике.

2. Применяются Δt и ΔR по аналогам. Если их несколько, то составляется осредненная характеристика аномалии.

3. В прогнозах на лето рассматривается степень вероятности засухи в зависимости от минимума солнечной активности.

Анализ основных положений способа Байдала показывает целесообразность использования его в комплексном методе сезонных прогнозов погоды.

В 1961 г. Блюмина (Центральный институт прогнозов) предложила способ прогноза знака сезонной аномалии температуры воздуха и преобладающих синоптических процессов на Европейской территории СССР с заблаговременностью от двух до четырех месяцев [13]. В основе метода лежат установленные автором закономерности изменения термического поля в тропосфере от сезона к сезону. В работе используются карты отклонения от нормы средних месячных значений H_{1000}^{500} . При этом особое внимание обращается на очаги тепла ($+\Delta H_1$) и холода ($-\Delta H_1$) в тропосфере. Для учета изменений, которые произошли в исходном сезоне по сравнению с истекшим, необходимо иметь карты разностей ΔH_1 за рассматриваемые сезоны. Однако, было признано целесообразным заменить карты ΔH_1 за е. с. сезоны картами ΔH_1 их центральных месяцев. Таким образом были привлечены данные ΔH_1 за январь, апрель, июнь, июль, сентябрь и ноябрь. За период с 1938 по 1960 г. были построены карты δH_m , представляющие собой разность значений ΔH_1 центральных месяцев смежных е. с. сезонов. Для построения карт δH_m использовались данные 148 пунктов, расположенных над первым е. с. районом. Нормы ΔH_1 и сеть станций взяты из работы [69]. Полученные шесть серий карт δH_m , составленных по данным следующих пар месяцев: ноябрь—сентябрь, январь—ноябрь, апрель—январь, июнь—апрель, июль—июнь, и сентябрь—июль. В результате анализа этих карт δH_m были установлены четыре группы, каждая из которых позволяет прогнозировать сезонную аномалию приземной температуры воздуха на Европейской территории СССР через сезон. Причем группы I и IV указывают на отрицательную Δt , а группы II и III — на положительную Δt .

Кратко остановимся на характеристике каждой из групп.

Группа I включает в себя все случаи, когда на картах δH_m между 30° з. д. и 5° в. д. и 35 и 70° с. ш. наблюдается полоса положительных значений (независимо от величины).

Группа II характерна тем, что к северу от 60° с. ш. между 10° з. д. и 40° в. д. должны находиться очаги отрицательных δH_m , а южнее 50° с. ш. между теми же долготами — очаги положительных δH_m одинаковой или меньшей интенсивности (последние иногда могут отсутствовать).

Для группы III характерно наличие очага положительных δH_m в полосе между 60 и 80° с. ш., ограниченной с запада нулевым меридианом, а с востока 100° в. д.

В группе IV на карте δH_m в районе между 30° з. д. и 20° в. д.

(южнее 60 параллели) наблюдается очаг отрицательных δH_m , а севернее (60—80° с. ш.) — равноценный или менее мощный очаг $+\delta H_m$, который иногда может вовсе отсутствовать.

Величины δH_m в очагах групп II, III и IV должны быть равны 4 дкм и более.

При установлении групп необходимо придерживаться следующей последовательности. Прежде всего определяют по карте δH_m , наличие признаков, по которым ее следует отнести к группе I. Если они есть, то не требуется выявлять характерные черты других групп, так как это означает, что или в настоящее время, или в последующем будет происходить процесс повышения высот над Атлантикой и западом Европы, который приведет к образованию и усилению высотного гребня над указанными районами и, следовательно, к поступлению холода по его восточной периферии на Европейскую территорию СССР.

Затем, если на карте δH_m не обнаружатся признаки группы I, тогда нужно перейти к определению следующей, группы II. При этом здесь уже требуется обращать внимание на местоположение очагов и их интенсивность. Так, например, основной очаг отрицательных δH_m не должен быть смещен за пределы тех меридианов и широт, которые даны в определении группы II. Кроме того, если на карте есть еще и южный очаг $+\delta H_m$, то нужно следить, чтобы он не был более мощным, чем основной очаг δH_m . Обычно группа II указывает на преобладание западного переноса барических образований с Атлантики на Европу, приносящих сюда теплый воздух, что приводит к возникновению положительной Δt на Европейской территории СССР.

Очаги положительных δH_m , характерные для группы III, могут наблюдаться одновременно с признаками группы II. Это бывает в тех случаях, когда указанные очаги располагаются восточнее 40° в. д. (за границами шаблона группы II). Так как группы II и III дают аналогичные указания на $+\Delta t$, то наличие на карте δH_m признаков обеих групп вполне вероятно.

Следует помнить, что переходить к определению группы IV можно лишь в том случае, если отсутствуют признаки группы III. Особенно нужно быть внимательным к положениям, при которых очаги $+\delta H_m$ располагаются восточнее 20° в. д. и севернее 60 параллели. Тогда, если не отмечены признаки группы I, карту δH_m относят к группе III. Если же очаги $+\delta H_m$ находятся западнее 20° в. д., то их можно включить в группу III лишь при условии, что на рассматриваемой карте нет равноценного или более мощного очага $-\delta H_m$, располагающегося южнее. В противном случае карта δH_m причисляется к группе IV. В свою очередь группа IV может быть без труда определена, если севернее очага отрицательных значений δH_m , находящегося между 0 и 20° в. д., не будет наблюдаться более мощный положитель-

ный очаг $+\delta H_m$. При наличии последнего эту карту δH_m следует отнести к группе IV.

Кратко остановимся на синоптических процессах, преобладающих в каждой из рассмотренных четырех групп.

Для группы I характерен рост геопотенциала несколько западнее Европейского материка, включая Англию, северную и среднюю Атлантику к востоку от 30° з. д. Указанное повышение приводит к образованию высотного гребня над этими районами, вследствие чего по восточной периферии его происходит вторжение холода на Европу, который поступает на континент в виде отдельных антициклонов или ядер повышенного давления, смещающихся по исландской или скандинавской осям в зависимости от ориентировки гребня (более восточное или западное его местоположение). Следует отметить, что типовые исландские и скандинавские воздействия, имеющие место во всех шести е. с. сезонах года обуславливают отрицательную Δt на большей части Европейской территории СССР.

В группе II наблюдаются отрицательные δH_m в основном над Скандинавией и северными морями, что обычно сопутствует образованию или углублению имеющих уже в этом районе циклонов. В большинстве случаев такое положение соответствует западному переносу барических образований с Атлантики на Европу и выносу теплых воздушных масс на Европейский континент в течение всего года. Однако, следует иметь в виду, что фронтальная зона летом по сравнению с другими е. с. сезонами, приподнята и циклонические серии продвигаются с севера Атлантического океана не через Скандинавию, а через район северных морей к востоку. В связи с этим летом на Европейском континенте преобладает антициклоническая деятельность (часто даже стационарные антициклоны), что приводит в это время года к значительному прогреву и застаиванию воздушных масс, а следовательно к положительной Δt . В другие е. с. сезоны рассматриваемый тип процесса представляет собой обычный западный перенос с широтно направленной фронтальной зоной и циклонами, перемещающимися через Скандинавию, север Европейской территории СССР на север Урала и Таймыр.

При группе III положительный очаг δH_m наблюдается главным образом между 30 и 100° в. д. Такое положение соответствует росту высот и созданию высотного гребня на востоке Европейской территории СССР при смещении у поверхности земли антициклонов с Карского моря и востока Баренцева на юго-восток. В это время на западе Восточной Европы южные циклоны входят в системы северной депрессии. Синоптический процесс такого типа во все времена года приводит к $+\Delta t$ над большей частью Европейской территории СССР. (Иногда на востоке и северо-востоке ЕТС, где при этом процессе наблюдается отрицательная Δt).

При группе IV очаги отрицательных δH_m наблюдаются над Англией, Францией, Италией, Испанией, и прилегающей к ним акваторией Атлантики. Это в большинстве случаев соответствует широтным синоптическим процессам со сниженной фронтальной зоной, при которых наблюдается продвижение циклонов через районы Центральной Европы, по ее средней полосе к востоку, а северные области заняты холодным арктическим воздухом, неоднократно распространяющимся на Европейскую территорию СССР, обуславливая здесь отрицательную аномалию температуры. Часты ультраполярные траектории антициклонов таймырско-карского происхождения, иногда наблюдаются вторжения холодных воздушных масс с востока Баренцева моря. Зимой к этой группе отнесены также случаи распространения на Европейскую территорию СССР отрога сибирского антициклона (основной зимний процесс).

На все е. с. сезоны с 1938 по 1960 г. были составлены прогнозы Δt (соответственно по каждой группе). Оценка фактического осуществления прогноза приземной Δt на сезон была произведена по картам Δt за е. с. сезоны. Оправдываемость знака Δt по Европейской территории СССР определялась по способу, принятому при оценке долгосрочных прогнозов погоды (прогноз считался оправдавшимся при $\rho \geq 0$).

Результаты анализа даны в работе [13], где для каждого сезона по всем четырем группам рассматриваются как общее количество указаний, так и число осуществившихся. Кроме того, отмечена оправдываемость знака Δt в среднем за все е. с. сезоны и в отдельности по каждому. Описанный способ дает возможность составлять прогнозы знака Δt на е. с. сезон с оправдываемостью 73%, при этом средняя величина $\rho = 0,30$. С помощью предлагаемого приема можно прогнозировать знак Δt на Европейской территории СССР и преобладающий тип синоптических процессов над Европой: в начале декабря на е. с. сезон весны; в начале февраля на е. с. сезон первой половины лета; в начале мая на е. с. сезон второй половины лета; в начале июня на е. с. сезон осени; в начале августа на е. с. сезон предзимья и в начале октября на е. с. сезон зимы.

Сезонные прогнозы, составленные по рассмотренной работе, можно уточнить месячными в начале предшествующего месяца [12, 13].

В течение 1961—1963 гг. производилось испытание полученных прогностических указаний. Всего было составлено 16 прогнозов.

В среднем за указанные 3 года оправдываемость составила 75%, а среднее $\rho = 0,34$, что мало отличается от результатов, полученных на материале с 1938 по 1960 г.

Коротко изложим этапы составления прогноза на е. с. сезон.

1. После того, как закончился центральный месяц текущего

сезона, подсчитывают среднюю месячную величину H_{1000}^{500} по каждому из 148 пунктов, указанных в работе [69], и высчитывают отклонения от нормы для них. Полученные значения ΔH_1 наносят на бланк и расчерчивают через 4 дкм.

2. Для выяснения тех изменений, которые произошли в данном сезоне по сравнению с истекшим, вычитают значения ΔH_1 центрального месяца истекшего сезона из величин ΔH_1 центрального месяца текущего сезона по каждому пункту. Эти разности (δH_m) наносят на бланк и расчерчивают через 4 дкм.

3. Полученную карту δH_m сравнивают с четырьмя типовыми группами и определяют, к какой из них ее следует отнести. Необходимо придерживаться определенной последовательности — не переходить к анализу следующей группы, не рассмотрев предыдущей. При этом:

а) группа I предусматривает отрицательную Δt на большей части Европейской территории СССР и преобладание I типа синоптических процессов (Исландские и Скандинавские воздействия);

б) при группе II на Европейской части СССР преобладает положительная Δt и западный перенос барических образований (II тип синоптических процессов);

в) при группе III на Европейской территории СССР наблюдается положительная Δt и III тип синоптических процессов (выходы на рассматриваемый район южных циклонов и нормальные карские воздействия);

г) при группе IV на Европейской территории СССР наблюдается отрицательная Δt и IV тип синоптических процессов (западный перенос при сниженной фронтальной зоне).

4. Отобрав ту группу, к которой относятся рассматриваемые δH_m , составляют прогноз преобладающего на Европейской территории СССР знака Δt и прогноз синоптических процессов над Европой. Для того чтобы дать прогноз на тот же промежуток времени для других районов СССР (находящихся в пределах первого естественного района), можно подобрать аналог к карте δH_m за те же сроки в архиве с 1938 г.

5. Способ подбора аналога к текущей карте δH_m может быть применен для составления прогноза через сезон во всех случаях, когда нужен не только знак Δt , но и величина последней по пунктам. Кроме того, как известно, по аналогу можно прогнозировать любой элемент с нужной для данного вида предсказания точностью. Однако указанный способ подбора аналогов по картам δH_m еще не был проверен автором на достаточном материале.

В настоящее время результаты рассмотренных исследований Л. И. Блюминой могут быть использованы в виде одного из способов в комплексном методе сезонных прогнозов погоды.

В 1956 г. Д. А. Дрогайцев (Центральный институт прогно-

зов) предложил метод фонового прогноза суммарного количества осадков за апрель, май и июнь, осредненных по обширной площади. Им разработаны два способа, позволяющие прогнозировать на указанный период с большой заблаговременностью еще в начале января [39] и с нулевой — по прошествии марта [42]. Применяя качественные правила, автор получил возможность характеризовать ожидаемые осадки за апрель—июнь по Европейской территории СССР и Западной Сибири южнее 60° с. ш. Составленные же им расчетные схемы количественно определяют фон предстоящих осадков за указанные месяцы по Северной и Южной Украине (раздельно), Казахстану и примыкающим районам Западной Сибири, а при нулевой заблаговременности — по южной трети Европейской территории СССР (южнее 53° с. ш.).

Для прогноза осадков с большой заблаговременностью используется распределение на пространстве первого е. с. района очагов и гребней тепла, а также очагов и ложбин холода, выявляемых по картам H_{1000}^{500} за е. с. периоды с I/X по 31/XII. Указанный интервал времени назван автором предзимьем. Он избран для прогноза осадков на апрель—июнь в связи с тем, что, по мнению ряда исследователей, в предзимье закладываются основные метеорологические и гидрологические черты предстоящего года. Дрогайцев считает, что данной работой развивает идеи Визе, Мейнардуса и Шулейкина. Основой связи между особенностями предзимья и наступающего весенне-летнего периода он принимает взаимодействие океана и атмосферы. Последнее обуславливает зависимость термического состояния атмосферы в предзимье с последующими метеорологическими и гидрологическими аномалиями наступающего года.

Состояние атмосферы оценивается им при помощи индексов тепла и холода или полусуммы их, представляющих собой соответственно наибольшие и наименьшие ΔH_1 за е. с. периоды отдельно в октябре, ноябре и декабре, осредненные затем за три названных месяца. В каждом предзимье определяют указанные индексы на пространстве первого е. с. района в местах пересечения параллелей, кратных 5° , и меридианов, кратных 10° (севернее полярного круга — 20°). Затем во всех точках выбранной сетки вычисляют ΔH_1 путем сравнения H_{1000}^{500} за рассматриваемый е. с. период с многолетним значением его для центрального дня того же периода.

Наличие связи между указанными индексами за предзимье и аномалиями гидрометеорологических элементов в наступающем году автор доказывает выявленной им зависимостью между полусуммой рассматриваемых индексов и средней температурой воды в слое 0—200 м по Кольскому меридиану. Его выводы об ожидаемых осадках в апреле—июне основаны на особенностях переноса тепла и холода в предзимье, наблюдающегося

на пространстве первого е. с. района по сборным картам медианных членов пучков осей гребней тепла и ложбин холода или по аналогичным им картам индексов тепла и холода, а также полусумм их. Если на этих картах наблюдается перемещение индексов по циклонической системе, при которой холод распространяется с южной составляющей западнее и северо-западнее рассматриваемого района, а тепло проникает с северной составляющей восточнее и юго-восточнее того же района, тогда на территории, заключенной между ними, в апреле—июне наступающего года будет избыток осадков. Если же в октябре—декабре индексы тепла и холода перемещаются по антициклонической системе, при которой тепло огибает рассматриваемый район с запада и северо-запада, а холод вторгается на юг восточнее и юго-восточнее его, то за апрель—июнь наступающего года в данном районе будет недобор осадков. Автор метода считает приведенные правила слишком общими, в связи с чем применение их в таком виде может вызвать затруднения. Поэтому им предложен расчетный способ прогноза осадков на апрель—июнь, выраженных одним числом. При разработке указанного способа суммирование количества осадков произведено в каждом году за три месяца (апрель, май и июнь) с последующим осреднением по 23 станциям Северной Украины и южной части Белоруссии за период с 1939 по 1956 г. Аналогичные подсчеты выполнены по 24 станциям, расположенным в южной части Украины и в Молдавии. Между полученным количеством осадков за апрель—июнь по Северной (R_c) и Южной ($R_{ю}$) Украине найдена связь с параметром $D = A - 2B + C$. Он представляет собой полусумму индексов тепла и холода в октябре—декабре для районов Азорских островов (A), Балканского полуострова (B) и Каспийского моря (C). Подсчет их в каждом указанном районе производится по шести точкам, взятым на пересечении параллелей 35, 40 и 45° с. ш. с меридианами в районах: A — 30 и 20° з. д., B — 10 и 20° в. д. и C — 50 и 60° в. д. Связь между количеством осадков за апрель—июнь и параметром D за 18 лет с 1939 по 1956 г. выражена коэффициентом корреляции для Северной Украины $r = 0,67$ и Южной Украины $r = 0,70$. Уравнения регрессии получились соответственно $R_c = 164,8 + 0,779D$ и $R_{ю} = 144,2 + 0,904D$. Обеспеченность найденной корреляционной связи по отношению к 20% многолетней амплитуды осадков составляет для R_c 83%, а для $R_{ю}$ 78%.

Прогноз осадков по целинным районам Западной Сибири и Казахстана рассчитывается по иному способу. В основу его положена найденная связь между суммарными осадками за апрель—июнь и апрель—июль (осредненными по 39 станциям и выраженными одним числом) с особенностями переноса холода и тепла в предшествующем предзимье. В данном способе колебания осадков внутри циклонической и антициклонической

систем переноса тепла в атмосфере учитываются по знаку и величине с помощью среднего градиента индексов холода. Последний определяется по соответствующим картам за предзимье между осями соседних гребней и ложбин на пространстве сферического прямоугольного треугольника ABC над юго-восточной частью Казахстана и Западной Сибири с вершинами в точках пересечения 45° с. ш. с меридианами 60 и 90° в. д. и параллели 60° с. ш. с меридианом 90° в. д. Автор принял проекцию ΔH_1 на ось, ориентированную с юго-востока на северо-запад,

$$g = a \cos(\alpha + 45^\circ),$$

где a — модуль градиента в геопотенциальных метрах на градус меридиана, α — направление (от большего к меньшему) в градусах азимута, отсчитываемого по часовой стрелке от направления на север. При циклонической системе переноса тепла g имеет положительное значение, а при антициклонической — отрицательное.

Корреляционная связь между аргументами g и средним количеством осадков за апрель—июнь по южным районам Западной Сибири и большинству районов Казахстана за 19 лет (R_3) выражается коэффициентом корреляции $r=0,78$, а уравнение регрессии имеет вид $R_3=91,2+2,50g$. Аналогично для среднего количества осадков за апрель—июль по той же территории (R_3') коэффициент корреляции $r=0,75$, а уравнение регрессии имеет вид $R_3'=144,4+3,81g$.

После выявления аргумента g и подстановки его в уравнения регрессии для R_3 и R_3' можно получить характеристику ожидаемых осадков в апреле—июне, или в апреле—июле по южным районам Западной Сибири и по Казахстану.

По описанной методике Дрогайцев с 1956 г. составлял прогнозы количества осадков на апрель—июнь по Европейской территории СССР и Западной Сибири (южнее 60° с. ш.) и Казахской ССР. Эти прогнозы проверялись в отделе долгосрочных прогнозов погоды ЦИПа по принятой инструкции. Средняя оправдываемость за 6 лет (1956—1961 гг.) получилась 67,3%.

При разработке методики прогноза фона осадков с нулевой заблаговременностью [42] использованы сведения об осадках, осредненных по 93 станциям южной трети Европейской территории СССР, южнее 53° с. ш. и данные H_{1000}^{500} за е. с. периоды с октября по март по 134 станциям первого е. с. района с 1938 по 1962 г.

За основной аргумент автор принял импульсы тепла и холода, представляющие собой очаги соответственно повышения и понижения H_{1000}^{500} от одного е. с. периода к другому. Центры указанных импульсов за е. с. периоды с октября по март, нанесенные на карту и соединенные последовательно между собой, образуют траектории. Последние различаются по кривизне и

соответственно этому признаку перемещение импульса считается циклоническим или антициклоническим.

Сопоставление фона осадков с траекториями импульсов позволило установить следующую качественную зависимость. Избытку осадков в данном районе в апреле—июне предшествует в октябре—марте перемещение пары импульсов по циклоническим траекториям, при котором импульсы холода продвигаются с севера на юг западнее рассматриваемого района, а импульсы тепла смещаются с юга на север восточнее того же района. Дефициту осадков соответственно предшествует перемещение пары импульсов по антициклоническим траекториям, при котором импульсы тепла проникают с юга на север западнее рассматриваемого района, а импульсы холода перемещаются с севера на юг восточнее того же района.

Помимо качественных выводов об ожидаемых осадках в весенне-летний период, автор предложил расчетный способ прогноза фона их в южной трети Европейской территории СССР. В основу указанного способа положена связь разности сильных импульсов холода (E) и тепла (F), наблюдавшихся в холодную половину года, со средним количеством осадков на 93 станциях Европейской территории СССР южнее 53° с. ш. за апрель—июнь (R_c). Указанная связь характеризуется коэффициентом корреляции $r=0,736$, а уравнение регрессии может быть записано в виде $R_c = 23,1 + 15,4 (E - F)$.

Имеется еще один прием, позволяющий характеризовать осадки наступающего весенне-летнего периода с помощью циклонической или антициклонической циркуляции, которая будет преобладающей в рассматриваемом периоде. Последняя выражена величиной $S = P + Q$, рассчитываемой для каждой из 134 станций, которые используются для построения карт H_{1000}^{500} за е. с. периоды с октября по март. Величина P является алгебраической суммой всех значительных понижений H_{1000}^{500} , по абсолютной величине ≥ 10 дкм, при условии, что в предыдущем е. с. периоде в той же точке наблюдалось снижение геопотенциала H_{1000}^{500} или он оставался без изменения. Аналогично Q подсчитывается как алгебраическая сумма всех значительных повышений (≥ 10 дкм) H_{1000}^{500} , если в предшествующем е. с. периоде в данной точке наблюдался рост или ровный ход высот.

Нанесенные на бланки карт значения S позволяют выделить районы, занятые положительными или отрицательными значениями этой величины. В большинстве случаев области отрицательных S предшествуют в данном районе и к югу от него преобладанию в весенне-летний период циклонической циркуляции и связанному с ней избытку осадков. Аналогично области положительных значений S обычно дают представление о преобладании антициклонической циркуляции и связанному с ней

дефициту осадков в наступающем весенне-летнем периоде по данному району и южнее его.

Таким образом, рассматриваемый способ прогноза осадков с нулевой заблаговременностью позволяет предусмотреть фон их в апреле—июне либо дать прогноз осадков одним числом по всей южной трети Европейской территории СССР (на основании применения уравнения регрессии, приведенного выше) или качественно при наличии указаний на любой части Европейской территории СССР, Западной Сибири и Казахстана (по кривизне и взаимному расположению траекторий сильных импульсов холода и тепла, а также по областям величины S).

В 1964 г. Дрогайцев предложил метод фонового прогноза средней температуры воздуха на зиму по Европейской территории СССР и Западной Сибири [40, 41]. По этой методике можно составить несколько вариантов прогнозов: в среднем за декабрь—февраль, либо за январь—февраль, или же отдельно на январь и февраль.

Исходные данные применяются в виде импульсов тепла и холода на пространстве между 20° з. д. и 100° в. д. и 35 и 80° с. ш., представляющих собой изменение H_{1000}^{500} от одного е. с. периода к другому (δH_n) в сентябре—ноябре, а для прогнозов за февраль — в ноябре и декабре. Прослеживаются траектории только сильных импульсов, характеризующихся величиной $\delta H_n \geq 10$ дкм. В отдельных случаях возможен учет и слабого импульса при условии, если он имеет место между двумя сильными и длится не более одного е. с. периода или наблюдается в начале (конце) рассматриваемой траектории.

При выявлении прогностических связей большое значение Дрогайцев придает кривизне траекторий импульсов тепла и холода. Пользуясь установленными связями между указанной кривизной в осенние месяцы (сентябрь—ноябрь) и температурным фоном зимы (декабрь—февраль) на Европейской территории СССР и в Западной Сибири, сформулированы следующие качественные признаки.

После осени, характеризующейся траекториями импульсов тепла и холода с циклонической кривизной, наступает зима с температурой воздуха выше нормы на данной территории. Аналогично после осени с антициклонической кривизной рассматриваемых траекторий наблюдается зимой отрицательная аномалия температуры в том же районе.

Теплые зимы обычно связаны с преобладанием на данной территории приземных циклонов, а в холодные преобладают приземные антициклоны. Отсюда автор делает вывод, что антициклоническая кривизна траекторий импульсов осенью служит подготовкой к приземному антициклогенезу зимой в данном районе. Наоборот, циклоническая кривизна таких же траек-

торий осенью является предвестником приземного циклогенеза зимой на той же территории.

С целью получения более определенных прогностических указаний автор рассматривает осредненную в пространстве и времени среднюю месячную температуру воздуха по 22 станциям Европейской территории СССР за три (декабрь—февраль) и два (январь—февраль) зимние месяцы.

Для выявления связи с осредненной упомянутым способом температурой воздуха взяты два аргумента: индексы кривизны траекторий импульсов холода в сентябре—ноябре и крупные импульсы тепла в октябре—ноябре. Выбор первого аргумента осуществляют следующим образом. По картам импульсов холода за сентябрь, октябрь и ноябрь отбирают по одной траектории, которые пересекали бы Европейскую территорию СССР, или касались ее своим полем отрицательного изменения H_{1000}^{500} . В отобранных таким образом трех траекториях должны быть самые глубокие импульсы, центры их в каждом указанном осеннем месяце могут находиться за пределами Европейской территории СССР. Причем под глубоким или высоким импульсом холода и тепла в данном случае понимают те, которые являются следствием вторжения холода или притока тепла на данную территорию. Если такой же интенсивности импульсы были результатом отхода из данного района очага тепла или очага холода, то эти импульсы не принимались во внимание.

Критерием для выбора указанного аргумента или для отличия первых импульсов от вторых принято неравенство

$$|I_n| \geq |i_{-,n-1}| + \sigma_+,$$

где I_n — величина рассматриваемого импульса тепла или холода в данном е. с. периоде с порядковым номером n ; $i_{-,n-1}$ — величина противоположного изменения H_{1000}^{500} в рассматриваемой точке в предыдущем периоде; σ_+ — среднее квадратичное отклонение импульсов данного знака в данном месяце.

После отбора траекторий импульсов холода, удовлетворяющих указанным выше требованиям, им присваивают условные индексы: при циклонической кривизне $+1$, при антициклонической -1 , а при отсутствии явно выраженной кривизны 0 . Затем берут алгебраическую сумму упомянутых индексов, выражающих кривизну импульсов холода по месяцам за три осенних месяца (сентябрь—ноябрь) и получают суммарный индекс кривизны траекторий импульсов холода всей осени, являющийся первым аргументом (E_0).

Выбор второго аргумента осуществляют по данным за октябрь и ноябрь на пространстве между 30 и 65° с. ш. и 40 и 85 в. д. в виде больших или сильных импульсов тепла. Причем под последними понимают превышающие среднее их значение (μ) по интенсивности не менее чем на величину σ для каждого

месяца (не менее 14 дкм в октябре и 17 дкм в ноябре). В общем виде это условие может быть записано таким образом:

$$I_+ \geq \mu + \sigma.$$

Кроме того, при отборе больших или сильных импульсов тепла необходимо также применять и первое условие. При отыскании связи между температурным фоном зимы и I_+ последние берутся в нормализованной системе единиц (b), при которой $b = \frac{I_+}{\sigma}$. Если при выполнении указанных условий на рассматриваемой территории не окажется больших импульсов тепла, то $b=0$.

Между средней аномалией температуры воздуха на Европейской территории СССР и двумя указанными выше аргументами (E_0 и b) получена довольно тесная корреляционная связь; уравнения регрессии для расчета аномалии температуры воздуха зимой (на декабрь—февраль и январь—февраль) имеют соответственно следующий вид:

$$\Delta t_{XII-I} = -0,208 + 0,296E_0 + 0,295b;$$

$$\Delta t_{I-II} = -0,200 + 0,843E_0 + 0,148b.$$

В способе составления прогноза аномалии температуры воздуха на зиму по Западной Сибири применяется только один аргумент в виде суммарного индекса кривизны траекторий импульсов холода за сентябрь, октябрь и ноябрь (C). Получают этот индекс при условиях, аналогичных применяемым для Европейской территории СССР, с той лишь разницей, что траектории самых глубоких импульсов холода должны пересекать район Западной Сибири.

Температурная характеристика зимы рассматриваемой территории получена в результате осреднения отклонений от нормы средней месячной температуры воздуха за декабрь—февраль и за январь—февраль по 12 станциям.

Сравнение полученной указанным способом аномалии температуры воздуха по территории Западной Сибири за январь—февраль и декабрь—февраль с суммарными индексами траекторий кривизны наиболее глубоких импульсов холода осенью (сентябрь—ноябрь) позволило получить довольно тесную связь между ними, соответственно для этих месяцев, $r_{I-II} = 0,817$ и $r_{XII-I} = 0,738$, а уравнения регрессии $\Delta t_{I-II} = 0,723 + 1,042 C$ и $\Delta t_{XII-I} = 0,617 + 0,728 C$.

После расчета ожидаемого преобладания знака аномалии температуры воздуха по Европейской части СССР и Западной Сибири по соответствующим уравнениям регрессии автор дает распределение знака аномалии температуры воздуха по районам территории. С этой целью применяется ряд качественных правил.

Обычно в межпериодных разностях относительного геопотенциала слоя H_{1000}^{500} дкм от текущего е. с. периода к следующему преобладают синусоидальные колебания, как правило, не содержащие прогностических указаний. Для устранения этого недостатка автором предложены два условия, которые он называет фильтрами. Общим для обоих из них является сохранение в настоящем е. с. периоде знака межпериодного приращения. Причем считается, что названное условие выполняется, если в предшествующем е. с. периоде $\delta H_{\Pi} = 0$. Кроме того, для первого фильтра величина δH_{Π} должна быть ≥ 10 дкм, а для второго — не меньше такой же величины в предыдущем е. с. периоде. Величины δH_{Π} , полученные с применением указанных фильтров, были просмотрены за е. с. периоды с 1938 по 1962 г. В основу способа прогноза аномалии температуры воздуха по Европейской территории СССР на январь—февраль положены δH_{Π} за сентябрь, октябрь и ноябрь, соответствующие условиям фильтра 1. После суммирования упомянутых δH_{Π} (раздельно положительных и отрицательных) строились соответствующие карты. Анализ их позволил выделить области максимальных (по абсолютной величине) значений δH_{Π} . Сравнение географического положения указанных областей за осень со средним фоном Δt зимы на Европейской части СССР показало, что по отношению к рассматриваемой территории эти очаги размещаются определенным образом. Взаимное расположение очагов положительных и отрицательных δH_{Π} учитывается величиной $\cos(\alpha + 90^\circ)$. Перед теплыми зимами эти значения будут стремиться к $+1$, а перед холодными к -1 и будут указывать на знак и до некоторой степени на величину ожидаемой аномалии.

В большинстве случаев точки наибольших по абсолютной величине положительных и отрицательных δH_{Π} за осень находятся на значительных расстояниях, и прямая, соединяющая их, пересекает Европейскую территорию СССР. Однако встречаются осени, когда рассматриваемые точки с противоположными знаками δH_{Π} находятся на небольшом удалении друг от друга (не более $10-12^\circ$ меридиана), а могут и совсем совпадать. В таких случаях необходимо выявлять на карте отрицательных δH_{Π} вторичные центры наиболее значительных рассматриваемых величин, а направление необходимо брать от основного центра положительных δH_{Π} к указанному вторичному центру отрицательных δH_{Π} за осень.

Чтобы составить прогноз фона температуры воздуха на февраль по Европейской территории СССР, автор рекомендует воспользоваться δH_{Π} , отобранными по условиям фильтра 2, в каждом е. с. периоде ноября и декабря. Далее, используя эти данные, строят по е. с. периодам карты распределения положительных и отрицательных δH_{Π} , по которым отбирают на Европей-

ской территории СССР поля самых крупных положительных и отрицательных δH_{Π} , расположенных следующим образом:

а) рост δH_{Π} находится, в общем, на юго-востоке Европейской территории СССР, а падение — на северо-западе ее;

б) положительные δH_{Π} расположены на северо-западе Европейской части СССР, а отрицательные — на юго-востоке рассматриваемой территории.

Предстоящий февраль на Европейской территории СССР после осуществления осенью положения «а» будет теплым, а при «б» — холодным. Для определения фона температуры в феврале по той же территории, кроме качественных выводов, автор рекомендует расчетный способ, который заключается в следующем.

После применения условий «а» и «б» подсчитывают число е. с. периодов отдельно в ноябре и декабре, удовлетворяющих положению «а» (z), и аналогично — для условия «б» (y). Далее определяют сумму разностей $[(z - y)_{\text{н}} + (z - y)_{\text{д}}]$ за ноябрь (н) и декабрь (д). Оказалось, что полученная сумма числа е. с. периодов (при определенном сочетании) за ноябрь и декабрь (1939—1962 гг.) имеет тесную связь со средней аномалией температуры воздуха на Европейской территории СССР в феврале. Эта зависимость выражена коэффициентом корреляции $r=0,51$ и уравнением регрессии

$$\Delta t_{\text{II}} = 0,524 [(z - y)_{\text{н}} + (z - y)_{\text{д}}] + 0,172.$$

Предложенные Дрогайцевым [40, 41] способы прогноза аномалии температуры воздуха на зиму представляют интерес, но, к сожалению, связи получены на небольшом ряде.

Изложенное показывает целесообразность использования способа Дрогайцева в комплексном методе сезонных прогнозов погоды.

В 1956 г. Кац (Центральный институт прогнозов) предложил метод [65] прогноза общего характера макросиноптических процессов и погоды на е. с. сезон. Полученная по этому способу аномалия среднемесячной температуры воздуха на Европейской территории СССР и Западной Сибири используется в отделе долгосрочных прогнозов погоды Центрального института прогнозов с апреля 1957 г. Прогноз на следующий е. с. сезон составляется в середине предыдущего, примерно с месячной заблаговременностью. По этому способу прогностические указания могут быть получены примерно в 65% случаев.

Рассматриваемый метод базируется на понятии об е. с. сезоне [90, 91, 109]. Кац считает, что последний чаще всего состоит из трех частей. В первой из них, обычно более длительной, чем другие, имеют место (за редким исключением) однотипные синоптические процессы. Во второй части наблюдается несколько (иногда один) нехарактерных для данного е. с. сезона е. с. периодов. В третьей происходит восстановление синоптиче-

ских процессов, аналогичных тем, которые имели место в первой части данного е. с. сезона.

Изложенное полностью подтверждает идеи и разработки Мультиановского и Пагава.

Однако в своей работе Кац практически не использовал выдвинутое им положение о трех частях сезона, считая возможным ограничиться двумя половинами е. с. сезона, по Цепкановой [155]. Полагая, что структура е. с. сезонов в смысле их однородности и последующей перестройки не может не отразиться на характеристике будущих е. с. сезонов, он произвел исследование 76 частей е. с. сезонов за период с 1950 по 1956 г.

В этой работе применены карты изаномал абсолютной и относительной топографии. Последние рекомендуются автором для оценки совпадения барических полей двух смежных частей е. с. сезонов, причем одновременно производят визуальное сопоставление карт H_{500} и H_{1000}^{500} за соответствующие промежутки времени.

Две сравниваемые части е. с. сезона считаются аналогичными, если в них высотные барические образования близки друг другу по своему географическому расположению и площадь совпадения однозначных изаномал как абсолютной, так и относительной барической топографии была более 60%. Был произведен анализ последовательно трех е. с. сезонов подряд с оценкой отдельных частей их. Причем две части первого (истекшего) е. с. сезона и первая часть второго (исходного) были использованы для выводов на третий (следующий) е. с. сезон. Ему удалось получить три прогностических правила на следующий е. с. сезон.

1. Если обе части истекшего е. с. сезона являются аналогичными друг другу, причем вторая из них неаналогична первой части текущего е. с. сезона, тогда следующий за ним прогнозируемый е. с. сезон будет аналогичен истекшему.

2. Если обе части истекшего е. с. сезона и первая часть текущего аналогичны друг другу, тогда прогнозируемый следующий е. с. сезон будет обратным первой части исходного.

3. Если обе части истекшего е. с. сезона неаналогичны друг другу, причем вторая (первая) из них аналогична первой части текущего сезона, тогда следующий прогнозируемый е. с. сезон будет аналогичен второй или обратен первой части истекшего е. с. сезона.

Для наглядности и лучшего запоминания указанных правил обозначим сезоны буквами (A — истекший, B — текущий и B — следующий), их части цифрами 1 и 2 (например, A_1 — первая часть истекшего сезона), а связь между сезонами условными знаками («—» обратный сезон, «+» аналог, «/» неаналог).

Тогда указанные правила в условных обозначениях будут читаться следующим образом: если $A_1 + A_2$, а A_2/B_1 , тогда

$B+A$ (1 правило), если A_1+A_2 , а A_2+B_1 , тогда $B-B_1$ (2 правило), если A_1/A_2 , а A_2 или A_1+B_1 , тогда $B+A_2$ или $-A_1$ (3 правило).

Обращает на себя внимание тот факт, что для получения надежных статистических выводов 38 случаев недостаточно, тем более, что они делятся Кацем на четыре группы признаков. В связи с этим рассмотрим основы тех положений, на которых могут базироваться указанные прогностические правила.

Первое правило предусматривает наличие однородного истекшего е. с. сезона. Иначе говоря, обе половины последнего е. с. сезона аналогичны друг другу. Это возможно в том случае, когда подавляющее большинство е. с. периодов данного е. с. сезона однотипны и незначительная часть (чаще всего один) является неаналогичной. Этот е. с. период, нарушающий общий ход макропроцесса, служит предвестником будущего и представляет собой характерный процесс текущего (второго) сезона. Поэтому второй е. с. сезон, особенно его первая часть, будет находиться под знаком указанного характерного процесса и, следовательно, будут неаналогичны истекшему первому е. с. сезону. Известно [91], что рядом с е. с. периодом, нарушающим основной макропроцесс сезона, находится другой период, в котором неаналогичные черты выражены слабее, а в данном случае этот период вообще близок к самому сезону. Являясь характерным процессом через е. с. сезон, он показывает, что третий е. с. сезон (прогнозируемый) не должен отличаться от истекшего и в действительности зачастую бывает аналогичным ему.

Второе правило основано на том же положении об однородности двух частей истекшего е. с. сезона. Здесь также следует полагать, что имеется лишь один неаналогичный процесс. Причем первый период, который нарушает процессы данного е. с. сезона, не является неаналогом в обычном понимании, так как у него лишь в одной части е. с. района происходит замена знака высотного барического поля (например, циклон вместо антициклона). Поэтому при сопоставлении указанного е. с. периода с основным процессом е. с. сезона карты H_{500} и изаномалы могут иметь большой процент аналогичности. Данный период мало отличается от макропроцесса истекшего е. с. сезона и, являясь характерным процессом текущего е. с. сезона, послужил основанием для того, чтобы истекший е. с. сезон и его вторая часть были аналогичны первой части наступившего е. с. сезона. В то же время следующий е. с. период после нарушения является неаналогичным (даже во многих районах обратным) основному макропроцессу и этому нарушению. Он должен характеризовать собой процессы следующего, третьего е. с. сезона, которые в связи с этим являются обратными началу второго е. с. сезона.

Обязательным для третьего правила является неоднородность истекшего е. с. сезона, когда две половины его неанало-

гичны друг другу. Последнее бывает в тех случаях, когда первая часть е. с. сезона весьма четко проходит под знаком основного макропроцесса, а во второй половине имеют место резко выраженные нарушения (неаналогичные процессы), часть из которых является предвестником будущих е. с. сезонов, а остальные представляют собой процессы, медленно возвращающиеся к основному характеру е. с. сезона. Поэтому вторая часть указанного е. с. сезона аналогична процессам нарушения, которые преобладают в ней. Первый из этих процессов-нарушений определяет собой характер второго е. с. сезона (в основном его первой части), в связи с чем последняя аналогична смежной с ней половине предыдущего е. с. сезона. Следующий за этим нарушением неаналогичный процесс несколько иного характера, но в достаточной степени близок к нему, он является предвестником следующего, третьего е. с. сезона, который поэтому также аналогичен началу второго е. с. сезона.

Таким образом можно объяснить все полученные Кацем прогностические правила, которые физически вполне понятны и могут быть использованы в оперативной работе.

Для прогноза требуются составляющиеся в текущем порядке карты H_{500} и H_{1000}^{500} за е. с. периоды, за весь е. с. сезон и половины его. Затем используются карты изаномал по частям е. с. сезонов. Кроме того, необходимы за прошлые годы следующие карты за е. с. сезоны и их части: изаномал, отклонений от нормы H_{500} и H_{1000}^{500} , а также нормальных изаномал. Процесс составления прогноза складывается из следующих этапов.

1. Прогноз на следующий е. с. сезон обычно составляется в середине текущего. К этому времени прогнозист имеет полную возможность вновь проверить границы закончившегося е. с. сезона и его половин. После этого он анализирует карты H_{500} и H_{1000}^{500} как всего е. с. сезона, так и двух его частей и карты их изаномал.

2. Затем производится сопоставление как визуальное, так и числовое обеих частей истекшего е. с. сезона для установления его однородности. Сравнение карт H_{500} , H_{1000}^{500} и изаномал друг с другом показывает аналогичность или неаналогичность процессов различных промежутков времени.

3. Следующий этап работы заключается в установлении границы первой части текущего е. с. сезона (следующего за истекшим), составлении карт H_{500} , H_{1000}^{500} и изаномал для этой части и сопоставление полученных карт с картами двух частей истекшего е. с. сезона: они могут быть аналогичны, неаналогичны или обратны друг другу.

4. После этого рассматривается, к какому прогностическому правилу подходит данный случай. Если в процессе работы будет установлено, что A_1/A_2 и $A_1(A_2)/B_1$, тогда прогноз составить на следующий (третий) сезон B нельзя.

5. Построение прогностической карты H_{500} и H_{1000}^{500} производят после выяснения того, по какому правилу пойдет следующий е. с. сезон. Например, если установлено, что первая и вторая части е. с. сезона осени аналогичны друг другу, а начало предзимья не похоже на процессы второй части осени, то нужно ожидать по первому правилу, что е. с. сезон зимы будет близок к е. с. сезону осени. Тогда поступают следующим образом. К изаномалам H_{500} и H_{1000}^{500} е. с. сезона осени по каждому пункту алгебраически прибавляют нормальные изменения изаномал от осени к зиме. Эти данные после нанесения на карту представляют собой прогноз отклонения от многолетних значений поля H_{500} или H_{1000}^{500} е. с. сезона зимы. Если полученные таким образом значения ΔH (ΔH_1) прибавить алгебраически к нормальным величинам H_{500} или H_{1000}^{500} е. с. сезона зимы, то получится искомая прогностическая карта H_{500} (H_{1000}^{500}), показывающая, какое высотное барическое поле будет иметь место в течение зимы следующего года. Эту карту можно использовать при прогнозе преобладающих синоптических процессов и как подсобную для прогноза аномалии температуры.

6. Среди имеющихся серий карт H_{500} , H_{1000}^{500} , ΔH , ΔH_1 и Δt за е. с. сезоны ищут аналоги, наиболее близкие к прогнозируемому по географическому расположению и интенсивности основных очагов, ложбин и гребней. Отобранные аналоги затем анализируются более тщательно по дополнительным признакам, куда входит предшествующая история, а именно процессы и аномалии истекшего и текущего е. с. сезонов. Окончательно выбранный аналог используется для внесения поправок в карты прогноза H и Δt .

Рассмотренный способ Каца может быть составной частью комплексного метода сезонных прогнозов погоды.

В 1963 г. К. И. Папинашвили (Закавказский научно-исследовательский гидрометеорологический институт) опубликовал работы [114, 115], в которых изложил метод составления прогноза погоды на е. с. сезоны в самом начале их наступления.

Он основывает свой метод на зависимости синоптических процессов и погоды в Закавказье от макроциркуляционных особенностей над Европой и Азией с учетом высотных планетарных фронтальных зон (ПВФЗ) и индексов циркуляции.

На материале с 1938 по 1957 г. им были проанализированы все е. с. сезоны и установлено семь типов атмосферных процессов, при выделении которых большое внимание уделялось ПВФЗ.

Тип I синоптических процессов характеризуется ПВФЗ, проходящей от Великобритании через Францию, Средиземное море, Малую Азию, Закавказье на Среднюю Азию. У поверхности земли наблюдается перемещение циклонов с запада через Закавказье.

Для типа II основным является высотное деформационное поле с хорошо развитой ложбиной, направленной со Скандинавии на Черное море и Кавказ, и высотный гребень над Средней Азией. ПВФЗ к западу от Черного моря ориентирована широтно, а от Кавказа к востоку она поворачивает на северо-восток.

Высотное деформационное поле типа III меридионально преобразовано и представляет собой развитый высотный гребень, направленный от Испании на Скандинавию, и глубокую ложбину (расположенную восточнее) от циклона над Таймыром на Кавказ. ПВФЗ проходит от Исландии на Шпицберген, затем на Белое море, откуда поворачивает к югу на Кавказ. Вторжения холодного воздуха на Кавказ происходят в результате ультраполярных перемещений приземных антициклонов, сформированных в арктическом воздухе, с Кольского полуострова на юг и юго-запад Европейской территории СССР.

Высотное деформационное поле типа IV также имеет меридиональный характер, но по сравнению с предыдущим типом III смещено на восток таким образом, что ось высотного гребня ориентирована со Средиземного моря на Баренцево, а высотная ложбина — с Таймыра на Каспийское и Аральское моря. При этом приземные антициклоны образуются на севере Скандинавии, откуда в дальнейшем движутся на юго-восток Европейской территории СССР.

При типе V синоптических процессов основание высотного гребня находится в районе Кавказа, а вершина над Скандинавией и Баренцевым морем. Западнее этого гребня располагается ложбина, ориентированная с Норвежского моря на Средиземное, а к востоку от него имеется ложбина, вытянутая с Таймыра на Аральское море. ПВФЗ при этом находится на значительном удалении к северу от Кавказа. У поверхности земли в районах Закавказья происходит формирование гребней высокого давления, которые весьма устойчиво удерживаются здесь.

Процессы типа IV характеризуются резко меридиональным высотным деформационным полем, хорошо выраженными составляющими которого являются: глубокая ложбина над Западной Европой (южная часть ее направлена на Черное море), а гребень вытянут с Каспийского моря на северо-запад Европейской территории СССР. Участок ПВФЗ, располагающийся над Кавказом, ориентирован с юго-запада на северо-восток, что способствует выходу на континент средиземноморских циклонов.

Тип VII характеризуется зональной циркуляцией с широтно расположенной ПВФЗ, особенно хорошо выраженной в южной половине континента Европы.

За исследуемый ряд лет чаще всего встречался тип V (18,3%), реже — тип II (9,1%).

В Закавказье месяцы со значительной положительной Δt , образуются главным образом (50%) за счет типа VI, меньшее влияние (33%) оказывает тип V и незначительное (17%) — тип VII.

Месяцы, характеризующиеся значительной отрицательной Δt , обусловлены в 50% случаев типом III, 25% — типом IV и 17% — типом II. Для характеристики особенностей атмосферной циркуляции Папинашвили использованы индексы циркуляции по Кацу [66] за е. с. периоды указанных 20 лет. При изучении аномальных в отношении температуры и осадков е. с. сезонов на территории Закавказья им был сделан подсчет индексов циркуляции по шести квадратам зональной полосы, находящейся между 32 и 48° с. ш. и 35° з. д. и 85° в. д. Выбор именно этой зоны был обусловлен, во-первых, ее положением на юге е. с. района, что отражает влияние субтропических антициклонов и, во-вторых, возможностью учета взаимодействия океана и атмосферы. Подсчет индексов I_z (зонального) и I_m (меридионального) производится по формулам:

$$I_z = \frac{\bar{H}_{32} - \bar{H}_{48}}{1,776} \text{ дкм/1000 км};$$

$$I_m = \frac{\bar{H}_{n+1} - H_n}{2,220} \text{ дкм/1000 км},$$

где 1,776 — расстояние между 32 и 48° с. ш., а 2,220 — расстояние между меридианами, ограничивающими каждый квадрат выбранной зоны в тысячах км. Общий индекс циркуляции $I = \frac{I_z}{I_m}$. Оказалось, что в этой полосе зональные индексы максимальные зимой и минимальные — летом. Характерно также, что меридиональная циркуляция имеет положительный знак во всех сезонах над Атлантикой, Закавказьем и Каспием, а над югом Европы — отрицательный. Указанное обстоятельство свидетельствует в первом случае о преобладании здесь в многолетнем аспекте адвекции тепла, а во втором — холода. При этом в е. с. сезонах предзимья, зимы и весны широтная циркуляция бывает наиболее развита на крайнем востоке выбранной зоны — над Средней Азией и Казахстаном, а летом и осенью в наиболее западных ее частях — над Атлантикой и юго-западом Европы. В экстремально теплых и холодных е. с. сезонах над Закавказьем в рассматриваемой зоне преобладает ослабленная зональная циркуляция и усиленная меридиональная. В то же время, как и следовало ожидать, месяцы с отрицательной Δt отличаются от месяцев с положительной Δt определенными особенностями рассматриваемых индексов в широтной зоне. Так, в месяцы с отрицательной Δt над Закавказьем наблюдаются значения I_m и I больше многолетних. А в месяцы и е. с. сезоны, характери-

зующиеся положительной Δt , над указанным районом I_m и I меньше многолетних.

Автором рассмотрены индексы циркуляции атмосферы на пространстве между $35-70^\circ$ с. ш. и 80° з. д. — 110° в. д. (по материалам Каца) для выделенных им семи типов. Оказалось, что индекс меридиональной циркуляции наибольший в типах III и V, а зональный — в типах III и VII.

Над Закавказьем наблюдается наиболее интенсивная зональная циркуляция при типах VII, III, I и IV, а наиболее интенсивная меридиональная — при типе III.

Если рассматривать интенсивность циркуляции по е. с. сезонам, то оказывается, что в предзимье максимальная интенсивность как меридиональной, так и зональной циркуляции наблюдается при процессах по типу I, причем здесь I_z имеет большие значения главным образом над югом Европы. При типе VII I_m наиболее интенсивна осенью, а I_z — зимой и весной. Тип III характеризуется большими значениями I_m и I_z зимой; при развитии процессов по типу IV наибольшие значения I_z наблюдаются зимой, а I_m в предзимье и зиме. Обе основные формы циркуляции достигают наибольшей интенсивности при типе V зимой, а при типе VI в предзимье. Развитие процессов по типу VII сопровождается усилением зональной циркуляции, которая особенно интенсивна зимой, весной, осенью и в предзимье; I_m при данном типе имеет наибольшие значения зимой. Весьма характерно и поведение ПВФЗ в течение е. с. сезонов и месяцев, в которых имеет место значительная положительная и отрицательная аномалия температуры воздуха. Так, при процессах, обуславливающих значительное тепло в Закавказье, ПВФЗ сильно приподнята к северу относительно этого района и, следовательно, в это время отсутствуют условия для вторжения холодных воздушных масс с севера и наблюдается вынос теплого воздуха. Наоборот, в месяцы и е. с. сезоны со значительными отрицательными Δt над Закавказьем ПВФЗ приподнята над Западной Европой, резко опускаясь со Скандинавии и Прибалтики на юг Европейской территории СССР и Кавказ, что и обуславливает здесь заток холода. Ряд аналогичных особенностей выделен автором и при анализе месяцев и е. с. сезонов с избытком и недобором осадков в Закавказье.

Установленные Папинашвили семь типов синоптических процессов изучены им с точки зрения интенсивности циркуляции в них. Выявлен ход зонального, меридионального и общего индексов циркуляции по типам в отдельных е. с. сезонах и десятилетиях. Кроме того, ход индексов сопоставлен с числом Вольфа и установлена связь между ними в холодную половину года. Подсчитана повторяемость семи типов процессов по е. с. сезонам и преемственность их. В работе [115] дана вероятность перехода одного типа в другой или же сохранения тех же про-

цессов на следующий е. с. сезон. Установлено, что первые три типа никогда не сохраняются в следующем е. с. сезоне, а остальные могут повториться с вероятностью 23—33%. Тип I с наибольшей вероятностью переходит в III; тип II — в VI; тип III — в типы II и VI, но обратные переходы являются недопустимыми.

Вероятности переходов, указанные в рассмотренной работе, используются при составлении прогностической карты H_{500} наступившего сезона. Здесь необходимо учитывать значения индексов циркуляции, а также форму и расположение ПВФЗ. Прогноз ПВФЗ производится на основании обнаруженной закономерности, заключающейся в большой устойчивости зональных участков ПВФЗ, которые в результате этого имеют тенденцию сохраняться в следующем е. с. сезоне, а меридиональные участки (гребни, ложбины) неустойчивы и поэтому в большинстве случаев в будущем е. с. сезоне преобразуются в противоположные формы. Кроме того, волнообразные участки ПВФЗ (гребень, переходящий в ложбину, и наоборот) смещаются на восток в наступающем е. с. сезоне.

Папинашвили даны несколько главных прогностических правил.

1. Если в зональном участке ПВФЗ имеются большие значения общего индекса циркуляции, то в будущем е. с. сезоне здесь будет наблюдаться усиленная зональная циркуляция.

2. Если на западной (восточной) периферии гребня ПВФЗ отмечаются небольшие величины общего индекса циркуляции, то в будущем е. с. сезоне здесь следует ожидать преобладания восточной (западной) периферии гребня или же усиленной зональной циркуляции.

3. Если в гребне (ложбине) ПВФЗ наблюдаются большие значения общего индекса циркуляции, то в следующем е. с. сезоне в этом районе будет иметь место ложбина (гребень) ПВФЗ.

Для построения прогностической высотной карты наступающего е. с. сезона предложена формула, по которой рассчитываются значения H_{500} по пунктам

$$\bar{H} = \frac{KH_1 + H_0}{2},$$

где $\bar{H}$ — прогноз величины H_{500} , H_1 — значения H_{500} закончившегося сезона, H_0 — нормальная величина H_{500} , K — коэффициент для учета изменения H_{500} от прошлого сезона к текущему.

В монографии [114, приложение VI] в таблицах даны значения коэффициентов K для прогноза на каждый сезон и средние многолетние значения H_{500} для точек пересечения параллелей 30—80° с. ш. с меридианами (25° з. д. — 85° в. д.) через 5° для всех е. с. сезонов. Для удобства предлагается специальная таблица [114, приложения VII, бланк № 1], в которой имеются

графы, необходимые для подсчета значений $\bar{H}$. В эти графы заносятся все данные по одной из параллелей. В связи с тем что последних 11, то и таблиц должно быть столько же.

Помимо таблицы вероятностных переходов типов и основных прогностических правил, Папинашвили установлены градации преобладающего режима температуры и осадков и величины вероятности перехода каждой из них в другую. По температуре им выделены такие градации е. с. сезонов: со значительными отрицательными (положительными) аномалиями, с температурами около и несколько ниже (выше) нормы, с неоднородным распределением Δt . По осадкам он принял следующие характеристики е. с. сезонов: с избытком (дефицитом) осадков; с осадками около нормы и с неоднородным распределением ΔR . На материале с 1937 по 1958 г. была вычислена вероятность сохранения каждой из градаций или переход ее в другую [114, табл. 46 и 47], по которым им получен ряд выводов.

Коротко изложим этапы работы, необходимые для составления прогноза погоды по Закавказью на текущий е. с. сезон по методу Папинашвили:

1. В начале текущего сезона составляется и анализируется карта H_{500} за истекший е. с. сезон и на ее основе:

- а) определяют, какой из семи установленных автором типов синоптических процессов преобладал в данном е. с. сезоне,

- б) рассчитывают индексы зональной и меридиональной циркуляции, а затем общий индекс для квадратов выбранной широтной зоны,

- в) снимают значения H_{500} в точках пересечения параллелей и меридианов через 5° (между $30-80^\circ$ с. ш. и 30° з. д.— 85° в. д.) и записывают их в соответствующие графы бланка № 1 одиннадцати таблиц (для каждой параллели),

- г) записывают в эти таблицы также значения коэффициентов (K) и средние многолетние данные H_{500} (H_0) для прогнозируемого е. с. сезона, необходимые для подсчета $\bar{H}$.

2. Составляется карта ПВФЗ закончившегося е. с. сезона с помощью отдельных ПВФЗ е. с. периодов.

3. Пользуясь выше перечисленными данными строится прогностическая карта H_{500} наступившего е. с. сезона.

4. По этой прогностической карте определяют тип преобладающего процесса данного е. с. сезона и проверяют правильность произведенного выбора на основании таблицы вероятных переходов одного типа в другой.

5. Анализируют индексы циркуляции с помощью выше описанных главных прогностических правил.

6. Подбирают аналог и используют его для:

- а) определения сроков длительности текущего е. с. сезона,

- б) составления карт Δt и ΔR по Закавказью для центрально-

ных месяцев и проверки правильности этого прогноза по вероятностным таблицам сохранения или перехода одной градации преобладающего режима температуры и осадков в другую,

в) на основании прогностических карт Δt и ΔR составляется текст прогноза общего характера погоды по Закавказью на наступивший е. с. сезон.

Использование описанного способа Папинашвили целесообразно при составлении прогноза погоды на е. с. сезон комплексным методом.

В 1956 г. В. Г. Шишков (Центральный институт прогнозов) предложил метод прогноза развития синоптических процессов и погоды для Европейской территории СССР и Западной Сибири с заблаговременностью 45—90 дней [163, 164].

Основой метода является ритмическое повторение аналогичных процессов и формирование между ними обратных синоптических положений, объясняемое гипотезой о существовании в атмосфере квазипериодических волн. Для доказательства автор использует данные произведенного им сопоставления аналогичности 270 е. с. периодов за время с 1948 по 1952 г. по трех-, четырех- и пятимесячной ритмичности. В качестве исходных им были взяты подряд все е. с. периоды. Последние сравнивались с процессами, имевшими место 150, 75, 90 и 45 дней, а также 120 и 60 дней до и после начала исходного е. с. периода с допустимым сдвигом во времени ± 3 дня. Сравнение производилось визуально на пространстве от западного побережья Северной Америки до Енисея последовательно по ежедневным синоптическим приземным и высотным (H_{500}) картам. За аналогичные процессы принимались такие, которые у поверхности земли имели сходное распределение барических полей и перемещение барических образований, а на H_{500} — одинаковое направление потоков при смещении осей основных ложбин и гребней менее чем на $1/4$ длины волны.

При обратных процессах основные барические поля должны иметь противоположный знак (на H_{500} в районе основного гребня располагается ложбина, и наоборот). Для оценки аналогичности синоптических процессов у поверхности земли в качестве дополнительного критерия использовалась площадь совпадения однозначных барических полей на сравниваемых сборно-кинематических картах за первые 3 дня е. с. периода. Эта площадь для аналогичных процессов на территории первого е. с. района должна совпадать не меньше чем на 58%, а для обратных — не больше чем на 40%. Кроме того, за первые 2 дня е. с. периода направление потоков во взятых 45 равноотстоящих точках на сравниваемых картах H_{500} не должно отклоняться больше чем на 45° . Последнее условие обеспечивает площадь совпадения приземных полей при аналогичных процессах на 62%. В результате автор получил два прогностических

положения, которые рекомендованы им для практического использования.

1. Если за 90 (150) дней до исходного е. с. периода на пространстве от западного побережья Северной Америки до Енисея наблюдался обратный процесс по отношению к исходному, то через 90 (150) дней на территории первого е. с. района можно также ожидать обратный исходному процесс. Обеспеченность этого положения в среднем по обоим ритмам 84% (из 147 случаев).

2. Если за 90 (150) дней до исходного е. с. периода наблюдается аналогичный, а за 45 (75) дней обратный ему процесс на пространстве от западного побережья Северной Америки до Енисея, то можно ожидать на территории первого е. с. района спустя 90 (150) дней от исходного аналогичный, а через 45 (75) дней обратный исходному процесс. Обеспеченность этого положения в среднем по обоим ритмам 86% (из 29 случаев). Шишков придает большое значение учету характера процессов над Северной Америкой, без которого средняя по обоим ритмам оправдываемость первого положения составила 72% (из 183 случаев), а второго — 64% (из 47 случаев). Отсюда делается вывод о наличии тесной связи между процессами над Северной Америкой и Европой, проявляющейся в квазипериодических волнах. Что касается физических причин возникновения последних, то Шишков не находит им объяснения.

В результате проведенного исследования автор делает вывод, что интерполяция и экстраполяция процессов по году-аналогу возможны лишь в том случае, если он подобран по большому числу указаний, обеспечивающих учет аналогичного развития процессов в течение длительного промежутка времени. Поэтому в рассматриваемом методе при составлении прогноза, как правило, предлагается достаточно большое число (не менее 4) указаний на характер ожидаемых процессов. Кроме последних, при прогнозе аномалии средней месячной температуры воздуха и осадков, учитывается аналогичность развития атмосферных процессов и распределения отдельных элементов погоды в прошлом (история). В связи с этим в работе [165] рассмотрен вопрос о продолжительности промежутка времени, в течение которого должна наблюдаться аналогия в прошлом (средние месячные температура и давление, макропроцессы), чтобы с наибольшей вероятностью повториться в будущем.

На основании полученных в указанной работе результатов делается вывод, что при подборе года-аналога к прогнозу необходимо учитывать аналогичность в характере синоптических процессов и распределение элементов погоды не за все предшествующие месяцы, а лишь за третий и особенно пятый. При этом давление воздуха у поверхности земли и его аномалию следует анализировать совместно на пространстве Северная

Америка — Северная Атлантика — Европа — Западная Сибирь.

Порядок составления прогноза по способу Шишкова складывается из трех этапов. Первый — получение прогностических указаний на характер ожидаемых процессов, второй — подбор года-аналога по этим указаниям, третий — окончательный отбор аналога на основе реперных указаний и учета предшествующей истории.

Вначале производится контроль реперных процессов, т. е. всех е. с. периодов, имевших место за 90 и 150 дней до срока, на который составляется прогноз. Для этого каждый исходный е. с. период сравнивается с процессами у поверхности земли и на H_{500} , имевшими место 90 и 150 дней назад, допуская сдвиг во времени ± 3 дня. Сопоставление производится визуально по ежедневным картам на пространстве от западного побережья Северной Америки до Енисея. Синоптические процессы над континентом Северной Америки анализируются отдельно от евразийских, причем допускается сдвиг во времени между ними также на ± 3 дня. Результаты сравнения, согласно приведенным выше правилам, дают указания на процессы, которые следует ожидать в будущем. Эти процессы располагаются в хронологическом порядке. Затем к ним подбирается аналог в соответствующие сроки за прошлые годы. Для этого просматривается характер и последовательность развития процессов во все предшествующие годы и выбираются те из них, в которых реперные процессы осуществляются наилучшим образом как у поверхности земли, так и на H_{500} . Учет предшествующей истории производится не во все годы, а в лучшие из отобранных аналогов по указаниям на будущее. Для этого оцениваются: аналогичность в характере развития процессов, аномалии температуры, распределения среднего месячного давления и его аномалии за 3 и 5 месяцев, предшествующих сроку, на который составляется прогноз. Отобранный таким образом наилучший аналог является основой для прогноза ожидаемого распределения аномалии средней месячной температуры воздуха и осадков.

В. Г. Шишковым с 1956 по 1963 г. было составлено в оперативных условиях 94 прогноза аномалии средней месячной температуры воздуха. Средняя оправдываемость знака этих прогнозов Δt , по данным отдела долгосрочных прогнозов погоды Центрального института прогнозов, составила по ρ всего 0,05. Кроме того, там же была выполнена проверка за 1956—1961 гг. оправдываемости указаний на характер ожидаемых процессов, которая показала, что оправдываемость их колеблется весьма значительно, вследствие чего эти указания можно рекомендовать не для всех месяцев. Между тем весьма важной является возможность предусмотреть ожидаемый характер развития атмосферных процессов с большой заблаговременностью для прогноза не только на месяц, но и на сезон. Поэтому З. Л. Тур-

кетти была сделана попытка объективной оценки макропроцессов с помощью электронной счетной машины «Погода» по критериям Н. И. Зверева и Д. А. Педя (процессы аналогичны при $\rho_{\Sigma} \geq 1,0$, обратны при $\rho_{\Sigma} \leq -0,11$, неаналогичны при ρ_{Σ} от $-0,10$ до $0,999$ [54]). Однако использование этих критериев для объективного определения указаний на характер ожидаемых макропроцессов в соответствии с правилами В. Г. Шишкова не позволило получить практически необходимое количество прогностических указаний, особенно для определения обратных процессов. При подготовке прогнозов визуально отбирается на каждый месяц 5—6 реперных указаний на характер ожидаемых процессов. Следовательно, требования, предъявляемые им к аналогичности процессов при визуальной оценке, значительно слабее, чем вытекающие из теоретических соображений при сравнении смежных е. с. периодов. В связи с этим Туркетти была произведена оценка аналогичности макропроцессов по величине ρ_{Σ} через промежутки времени, соответствующие ритмам 3, 4, 5, 6 и 10 месяцев [147]. По этим данным были построены кривые распределения параметра ρ_{Σ} и его составляющих ρ_{φ} и ρ_{λ} , позволившие при выборе новых критериев учесть их природную обеспеченность. Кроме того, сопоставлены визуальные оценки аналогичности полей H_{500} за е. с. периоды, полученные разными авторами, с количественной оценкой по величине ρ_{Σ} . Критерии аналогичности, установленные для полей H_{500} за е. с. периоды, были уточнены по приземным полям. Для этой цели определялась площадь совпадения (по знаку) одноименных барических полей на сравниваемых приземных сборнокинематических картах, соответствующих различным по оценке ρ_{Σ} полям H_{500} за е. с. периоды.

Учитывая весь комплекс рассмотренных изменений величины ρ_{Σ} , предложены [147] менее жесткие критерии, а именно: аналогичными процессами можно считать такие, у которых при сравнении средних полей H_{500} за е. с. периоды, параметр $\rho_{\Sigma} \geq 0,850$ и ρ_{φ} имеет положительный знак; за обратные процессы следует принимать такие, у которых $\rho_{\Sigma} \leq 0,350$ при отрицательном ρ_{φ} все процессы, характеризующиеся промежуточными значениями ρ_{Σ} (от 0,849 до 0,351), следует считать неаналогичными.

Эти критерии обеспечивают достаточную для практических целей повторяемость макропроцессов и необходимое соответствие приземных полей. Последнее выражается в том, что если по полям H_{500} за е. с. периоды будут отобраны аналогичные процессы, характеризующиеся значениями $\rho_{\Sigma} \geq 0,850$, то соответствующие им приземные поля на сборнокинематических картах в 89,8% случаев (из 235) на Европейской территории СССР и в Западной Сибири будут совпадать по знаку в среднем на

63% площади ($\rho=0,26$). Если же сравниваемые поля H_{500} за е. с. периоды обратные и характеризуются значениями $\rho_z \leq 0,350$, то площадь совпадения приземных полей в 73,8% случаев (из 161) будет равна только 41% ($\rho=-0,18$).

Таким образом, новые критерии для определения аналогичности макропроцессов через длительные промежутки времени оказались значительно слабее, установленных Зверевым и Педом при сравнении смежных полей H_{500} за е. с. периоды. Однако они позволяют субъективную оценку аналогичности макропроцессов заменить вполне объективной, количественной и выбор реперных указаний, так же как и подбор года-аналога, производить с помощью электронной вычислительной машины «Погода». Пользуясь полученными критериями, Туркетти была произведена оценка оправдываемости первого и второго правил Шишкова за 10 лет, с 1950 по 1959 г. [148]. Оказалось, что первое правило при оценке по отношению к исходным е. с. периодам оправдалось с допуском ± 3 дня на 24,0% и ± 6 дней — на 28,6%, а при сравнении с контрольным соответственно на 16,7 и 16,3%. Второе правило, минуя проверку в промежуточные сроки (45 и 75 дней), оправдалось с допуском ± 3 дня на 25,7% и ± 6 дней — на 31,3%.

Можно добиться увеличения оправдываемости каждого из рассмотренных правил только за счет весьма значительного ослабления критериев ρ_z , взятых для оценки осуществления. Это ослабление доходит до величины критерия $\rho_z \geq 0,500$ для аналогичных и $\rho_z \leq 0,350$ для обратных процессов, т. е., по существу, теряется практический смысл, так как уничтожается промежуточная градация, соответствующая определению неаналогичных процессов.

Полученная с помощью количественных критериев низкая оправдываемость рекомендуемых правил повторяемости макропроцессов по схемам Шишкова, очевидно, связана с большой долей субъективизма при установлении этих правил качественными методами. Однако в отдельных случаях реперные указания по схеме Шишкова осуществляются, потому его способ может быть использован в комплексном методе составления сезонных прогнозов погоды.

Глава XI

СТАТИСТИЧЕСКИЕ СПОСОБЫ СОСТАВЛЕНИЯ ПРОГНОЗА ПОГОДЫ НА СЕЗОН

Ряд исследователей (Бабкин, Вительс, Воробьева, Дуйцева, Педь, Покровская, Сидоченко, Туркетти) посвятили свои труды прогнозам погоды на длительные сроки, используя статистические приемы.

В 1952 г. Вительс (Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова) разработал метод прогноза аномалии осадков на весенне-летний период (с апреля по июль) для южных районов Европейской территории СССР, распространив его затем (1954 г.) на все месяцы для 11 районов, охватывающих всю Европейскую часть СССР [25, 26, 27, 31].

По этому методу осадки предсказываются в отклонениях от нормы по трем градациям: норма (от 70 до 130%), меньше нормы (69% и менее), больше нормы (131% и более). Прогнозы можно давать не только на месяц и сезон, но и на ряд месяцев (четыре-пять). В последнем случае месяцы разделены на три группы, объединенные на основании учета особенностей сельскохозяйственного производства: первая — с апреля по июль, вторая — с августа по октябрь, третья — с ноября по март.

Прогноз осадков может быть составлен по первой группе в январе, по второй — в начале марта или весной и по третьей — 1 ноября или несколько раньше. Метод позволяет удлинять сроки и давать прогнозы на месяцы в другом сочетании. Так, в начале зимы можно предсказать осадки с апреля по октябрь. Однако обеспеченность прогноза на такой сдвоенный сезон меньше, чем на каждый из них в отдельности.

В основу метода положена следующая гипотеза: крупные аномалии осадков, охватывающие обширные районы, не возникают вдруг, а имеют подготовку в виде длинного ряда закономерно чередующихся синоптических процессов. Эта гипотеза вытекает из идеи Мультановского о фазировке атмосферных макропроцессов.

Изучение последовательности процессов, приводящей к формированию той или иной аномалии осадков, автор производит с помощью характеристик барико-циркуляционного режима в отдельных районах. К таким характеристикам относятся знаки месячных аномалий барического режима, которые определяются отклонением от нормы числа дней с циклонической и антициклонической циркуляцией в каждом из рассматриваемых синоптических районов: I — северо-восток Атлантики, II — Баренцево море, III — Карское море и северо-запад Сибири, IV — север Европы, V — Азорские острова, VI — Западная и Центральная Европа, VII — юг Европейской территории СССР, VIII — юго-запад Сибири. В этих районах прослеживались характер и последовательность развития атмосферных процессов за длительный промежуток времени (12—18 месяцев), предшествующие формированию аномалии осадков. Вительс считает, что значительные аномалии осадков различного типа должны иметь противоположные черты в развитии подготовительных процессов. При этом обнаруживаемые различия не обязательны для всего ряда рассматриваемых процессов; в нем могут выделиться отдельные этапы или фазы, когда контрастность будет проявляться наиболее четко. Указанные фазы, выраженные в определенных аномалиях барического режима в том или ином районе, служат прогностическим признаком, по которому можно судить о наличии большой вероятности появления соответствующих градаций осадков.

Для доказательства выдвинутого положения использованы данные о количестве осадков на Европейской территории СССР за 40 лет (1900—1939 гг.). С этой целью по каждому из 11 районов производилось осреднение значений аномалий осадков в среднем по 16 (в отдельные годы от 8 до 20) станциям. Величины вычисленных аномалий располагались в убывающем порядке. Затем, исходя из условий статистической однородности, по 10 крайних лет были отнесены к группе избытка и к группе дефицита осадков, а промежуточные 20 лет — к норме.

При установлении прогностических признаков исследовались две крайние градации. Для объективного отбора указанных признаков был принят критерий, представляющий собой разность между количественными характеристиками барико-циркуляционного режима (в процентах), перед избытком и дефицитом осадков. Эта разность по величине должна быть не менее 30%, в некоторых случаях — 40% (когда число прогностических указаний больше трех). Пользуясь этими критериями, выбирались те синоптические районы и месяцы, в которых разность между повторяемостями в процентах положительной аномалии барического режима перед избытком и дефицитом осадков превышает взятый критерий.

Дополнительным обязательным условием является общее

преобладание (более 50%) аномалии барического режима одного знака в первой группе и противоположного знака — во второй. Руководствуясь указанными критериями, устанавливают прогностические признаки. В ряде случаев обнаруживаются фазы, когда различия в барическом режиме перед избытком и дефицитом осадков проявляются весьма четко и с одной карты можно снять несколько указаний. Встречаются месяцы, когда контрастность в барическом режиме на сравниваемых картах сглаживается и не удается найти прогностических признаков.

В каждом из 11 районов Европейской территории СССР по месяцам были выявлены прогностические указания, характеризующиеся знаком аномалии барического режима перед избытком осадков в отдельных синоптических районах за 12—18 месяцев. Эти признаки в виде символов $\pm A_m^p$ собраны в формулы. Здесь знак плюс или минус у символа A означает преобладающий знак аномалии барического режима в месяцы, предшествующие избытку осадков в районе, для которого составляется прогноз; m — месяц, p — синоптический район, к которому относится данный признак. Месяцы предшествующего года обозначаются римской цифрой, а текущего — арабской. Например, для прогноза на ноябрь по району 5 (центр ЕТС) рекомендуется формула, объединяющая 11 признаков,

$$-A_{IX}^2 + A_X^8 + A_{XI}^6 - A_{XII}^5 - A_1^1 - A_2^7 - A_5^5 - A_7^7 - A_9^8 - A_{10}^3.$$

Аналогичные формулы (всего 132) составлены для прогноза на каждый месяц по 11 районам. Число членов (прогностических признаков) в отдельных формулах колеблется от 11 до 46, что обеспечивает учет исходных данных за 12—18 месяцев до срока, на который составляется прогноз. Эти формулы были проверены по всему рассмотренному периоду (1900—1941 гг.) и для каждого года определен суммарный прогностический балл B . С этой целью число совпадений (по знаку) аномалий барического режима (A) во всем ряде исходных месяцев рассматриваемого года сравнивалось с таковым в прогностической формуле для соответствующего месяца и района.

Анализируя полученные формулы, Вительс обращает внимание на ряд некоторых закономерностей в изменении количества прогностических признаков, используемых для группы районов, и на их общность. Вычислив суммы признаков в целом по 11 районам для каждого месяца (равноотстоящего от того, на который составляется прогноз от ± 1 до ± 20 месяцев), автор пришел к выводу о наличии фаз трех- и пятимесячной ритмичности. Они особенно четко выявляются при сравнении годовых сумм признаков в —3-м (237), —6-м (229), несколько слабее в —5 и —10-м (218). Для всех районов наибольшее число указаний берется по маю, особенно для прогнозов на +3, +5, +10 и +15-й месяцы. Хорошо выражена ритмичность в повторений

признаков октября. Максимумы их приходятся на +3, +5 и +15-й месяцы (на +10-м они отсутствуют). Максимумы на +3-м месяце есть в апрельских, ноябрьских и частично сентябрьских признаках, на +5, +10 и +15-м месяцах они имеют минимумы. Отчетливые минимумы на +5-м месяце проявляются в мартовских и июньских признаках. Среди большого числа признаков прогностическая значимость некоторых из них невелика.

Разработанные автором правила качественного прогноза аномалии осадков в трех градациях основаны на эмпирически установленных границах прогностического балла B . Эти градации выбирались по отношению к среднему значению последнего с таким расчетом, чтобы в каждую из них попало возможно большее число случаев с одинаковой градацией осадков. Чем выше процент обеспеченности полученных прогностических правил, тем лучше проявляется (в общей совокупности) линейная зависимость между величинами балла B и градациями осадков. При этом значения балла B ниже среднего соответствуют осадки меньше 100%, а выше среднего — более 100%.

Наличие линейной зависимости между установленными градациями осадков и соответствующими средними величинами балла B позволило перейти от качественного прогноза ожидаемых градаций осадков к количественному — в процентах отклонения от нормы.

Полагая, что при $B=0$ и $R=0$, среднему баллу B_c соответствует норма осадков $R_0=100\%$, автор из простого соотношения $\frac{R}{R_0} = \frac{B}{B_c}$ получил формулу для расчета осадков в следующем виде:

$$R = \frac{100B}{B_c}.$$

Здесь B_c с небольшой погрешностью принимается равным $0,5 B_{\text{макс.}}$.

Пользуясь указанным соотношением и формулами прогностических признаков, легко построить необходимые расчетные уравнения для прогноза количества осадков на каждый месяц по любому району с заданной заблаговременностью.

Для ряда месяцев и районов, когда распределение баллов B и градаций осадков асимметрично, соотношения, приведенные выше, заменяются уравнением прямой $R_p^m = aB_i + c$, где члены a и c определяются эмпирически. Учитывая такую поправку в расчетных формулах, автор добивался повышения обеспеченности прогнозов, которую он устанавливал для того же ряда лет, вошедшего в исследование. Для этой цели по каждой из полученных расчетных формул строились корреляционные графики. Оправдываемость вычислялась с учетом допустимого предела

погрешности $\pm 20\%$ амплитуды колебаний количества фактических осадков от прогнозируемой прямой, вычисленной по формуле.

В дополнение к правилам прогноза осадков в трех градациях и расчетным формулам количества их в процентах нормы рекомендуется использовать ряд связей с индексами циркуляции. В качестве последних он принимает число дней с циклонической и антициклонической циркуляцией в отдельные месяцы в данном синоптическом районе или в группе районов. Однако все эти связи, позволяющие уточнять прогнозы осадков, трудно использовать практически, так как они получены для разрозненных случаев. В последние годы этот пробел восполнен, но расчетные формулы не опубликованы.

Автор поставил задачу увеличить обеспеченность прогнозов, в связи с чем он выяснил, в каких фазах солнечной активности отдельные прогностические связи лучше всего проявляются.

Порядок и техника составления долгосрочного прогноза аномалии осадков по методу Вительса на каждый месяц или группы месяцев, объединенные в зависимости от запросов практики, совершенно одинаковы. Различие заключается лишь в начале сроков, с которых начинается прослеживание истории аномалий барико-циркуляционного режима. В каждом конкретном случае этот срок учтен формулами.

Исходным материалом для составления прогноза осадков являются карты аномалий барико-циркуляционного режима за весь предшествующий год и текущий по месяцам. На основании этих карт, пользуясь соответствующими формулами, для каждого района Европейской территории СССР вычисляются прогностические баллы B сначала за месяцы прошлого года ($B_{\text{хп}}$). По величине $B_{\text{хп}}$ определяется ожидаемое количество осадков в принятых градациях. В зависимости от заблаговременности прогноза оценивается обеспеченность его (в процентах), а также производится сравнение с нормой.

Затем, добавляя прогностические признаки последовательно за каждый месяц текущего года, вычисляют баллы B_1, B_2 и т. д., после чего по соответствующему баллу определяют ожидаемую градацию осадков. По мере поступления данных об аномалиях барического режима за месяц текущего года прогноз уточняется. При этом корректировка прогноза производится лишь в тех районах, где с вычислением новых баллов B_1, B_2 и т. д. получаются однозначные указания на новую градацию. В случаях когда уточнение опирается на такую же или даже на несколько большую обеспеченность, но оно не подтверждается учетом признаков в следующих (более поздних) месяцах, прогноз менять не рекомендуется.

Оправдываемость прогнозов осадков, составленных по методу Вительса, проверялась Спициной [144] в Главной геофизиче-

ской обсерватории им. А. И. Воейкова за 7 лет (1954—1960 гг.) по девяти районам. Оправдываемость прогнозов при точном совпадении градаций в среднем за год и по всем районам за рассматриваемые 7 лет составила только 49%. Однако успешность случайных прогнозов при условии, что повторяемость их градаций соответствует климатической обеспеченности составила 41%.

Результаты проверки оправдываемости прогнозов осадков по методу Вительса, произведенной в работе [144], позволяют сделать вывод о целесообразности его применения.

В 1961 г. Вительс начал составлять прогнозы аномалии средней месячной температуры на месяцы холодного полугодия по 11 районам Европейской территории СССР. При этом применяется тот же метод, что и для прогноза осадков. Получен ряд правил, по которым можно составлять прогнозы на месяцы холодного полугодия, как в трех градациях (норма, выше нормы и ниже нормы), так и по знаку. Однако эти правила еще не опубликованы.

Кроме учета прогностических признаков, объединенных в соответствующие формулы, используются инерционные связи между аномалиями температуры воздуха зимы и весны, полученные за 1891—1960 гг. для 27 пунктов Европейской территории СССР [30]. Процент сохранения знака аномалии подсчитывается отдельно для больших положительных и отрицательных сезонных значений ее ($|\Delta t| \geq 2^\circ$) и для малых ($|\Delta t| \leq 2^\circ$). Полученные данные картографировались. Как правило, вероятность сохранения знака сезонной аномалии от зимы к весне убывает с запада на восток и оказывается более существенной при отрицательных значениях аномалии температуры зимой, которые по абсолютной величине $\geq 2^\circ$.

Процент сохранения знака значительных отрицательных аномалий температуры от зимы к весне почти на всей Европейской территории СССР, за исключением ее юго-восточных и восточных районов, превышает 70%, а на Украине и в северо-западных районах ЕТС составляет 90—95%. При больших положительных значениях аномалии температуры за зимний сезон процент сохранения знака аномалии весной менее устойчив по территории. Значения его $\geq 70\%$ встречаются лишь на крайнем юго-востоке и северо-западе Европейской территории СССР.

Автор сделал попытку выяснить также и влияние солнечной активности на полученные связи, привлекая данные наблюдений над температурой воздуха в Ленинграде за 200 лет.

Одновременно Вительс [29] произвел сопоставление аномалии температуры весны текущего года с аномалиями температур зимы последующего года. Кривые изменения коэффициентов корреляции по годам, полученные между аномалией температуры весны в одном случае с предшествующей зимой, а в дру-

гом — с последующей, оказались зеркальными. Наибольшие расхождения между ними имели место в фазе максимума 11-летнего цикла. На основании этих данных делается вывод о двухгодичной цикличности.

Инерционные связи аномалии температуры автор рекомендует учитывать при прогнозах на весну.

В 1959 г. Е. В. Воробьева (Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова) предложила метод прогноза аномалии средней месячной температуры воздуха по Европейской территории СССР с заблаговременностью от 0—1 до 12—14 месяцев [32, 33, 34]. При разработке метода она исходила из существования связи между месячной аномалией температуры воздуха и особенностями атмосферной циркуляции, предполагая, что атмосферные процессы, определяющие погоду, подготавливаются на протяжении длительного времени. Такое предположение вытекает из идеи Мультиановского о фазировке атмосферных макропроцессов.

Вначале она выявила наличие связи между температурным режимом на юго-востоке Европейской территории СССР в зимние месяцы и циркуляционными особенностями в предшествующих месяцах. Позднее Воробьева установила связь между атмосферными процессами в американском секторе (20° — 140° з. д.) и процессами, а также соответствующей погодой в евразийском секторе (20° з. д.— 120° в. д.) северного полушария в широтной зоне 35° — 70° с. ш.

Оценка циркуляционных особенностей производилась качественным и количественным способами с учетом числа дней в месяце с основными типами процессов Вангенгейма за период с 1891 по 1959 г. и индексов циркуляции по Кацу [63, 66] с ноября по март за 1948—1959 гг. по евразийскому и американскому секторам полушария. В исследовании использованы отклонения от нормы средней месячной температуры воздуха по ст. Астрахань, имеющей большой ряд наблюдений и хорошую корреляционную связь с температурными характеристиками юго-восточной части Европейской территории СССР. По данным 24 станций на Европейской территории СССР и Западной Сибири строились карты распределения температуры воздуха за период, в течение которого определялась интенсивность циркуляции в американском секторе северного полушария.

Анализ упомянутых индексов позволил установить зависимости между интенсивностью атмосферной циркуляции в отдельных частях полушария и термическими особенностями, свойственными различным районам. По результатам работ [21, 64] Воробьева пришла к выводу, что общие индексы циркуляции, рассчитанные для всего северного полушария, мало характеризуют температурный режим в каком-либо ограниченном

районе. Поэтому необходимо оценивать циркуляционные особенности по секторам полушария.

Связь между месячной аномалией температуры воздуха и принятыми типами процессов, а также характерные циркуляционные условия, позволяющие заблаговременно предвидеть знак аномалии температуры воздуха в предстоящем месяце, вначале устанавливались для случаев больших аномалий. Под последними понимаются крайние, наиболее значительные положительные или отрицательные отклонения от нормы средней месячной температуры воздуха, составляющие по 12,5% случаев всего ряда аномалий, расположенных в возрастающем или убывающем порядке. В каждую группу отобранных таким образом аномалий входило по 8—10 случаев (лет), названных исходными.

Циркуляционные особенности выражены числом дней с принятыми типами процессов, которые рассматриваются как в исходном, так и в 12 предшествующих ему месяцах. В отобранных случаях для крупных положительных и крупных отрицательных аномалий (раздельно) определено число дней с каждым типом циркуляции. Затем путем вычисления разности указанных величин показано, что число дней с определенным типовым процессом в месяцах со значительными величинами положительной и отрицательной Δt между собой заметно различаются. Наиболее устойчивые прогностические указания выявлялись непосредственно между знаком аномалии температуры воздуха в исходном месяце и циркуляционными особенностями в 12 месяцах, ему предшествующих.

Характеристика циркуляционных особенностей по каждому исходному месяцу и 12, ему предшествующим, подсчитана по типам циркуляции в виде разности числа дней в месяце перед группой месяцев, характеризующихся значительной аномалией противоположного знака. Это позволило автору выделить месяцы, по которым можно определить знак будущей аномалии. Указанием на характер аномалии является особенно значительная разница в числе дней с типами циркуляции перед исходными месяцами с большими значениями $+\Delta t$ или $-\Delta t$. Эта разница берется в том месяце, в котором отклонение от нормы числа дней с данной формой циркуляции противоположны по знаку и велики по абсолютному значению. Если одноименные по знаку отклонения от нормы рассматриваемого типа циркуляции наблюдались не в одном, а в нескольких месяцах, то иногда выборочно бралась сумма числа дней таких отклонений. Автор полагает, что за избранный отрезок времени происходит накопление признаков. В тех случаях, когда рассматриваемая разница числа дней (за один или суммарно за несколько выбранных месяцев) меняла знак, за прогностический признак принималась их разность.

Указания, полученные для прогноза экстремальных отклоне-

ний от нормы, были распространены на весь ряд аномалий температуры воздуха по ст. Астрахань с 1891 по 1956 г., путем построения корреляционных графиков для каждого месяца.

Для составления прогнозов знака Δt по другим пунктам или частям Европейской территории СССР необходимо иметь соответствующие корреляционные графики или уравнения прямой для построения их. Такие проработки сделаны автором по 34 станциям Европейской территории СССР и части Западной Сибири, но не опубликованы.

Рассмотренная методика позволяет составлять прогнозы аномалии температуры воздуха на основании учета только формы атмосферной циркуляции в виде типовых положений. На последующем этапе разработки метода автор использует интенсивность циркуляции, учитываемую индексами циркуляции. Ею показано наличие связи между последними в отдельных частях северного полушария и температурным режимом на Европейской части СССР и Западной Сибири. Интенсивность циркуляции в американском секторе оценивалась по величинам индексов зональности, входящих в группу крайних высоких и низких значений его. В группу интенсивной циркуляции были отнесены индексы, имеющие величины более 2,43 дкм, в группу слабой — менее 1,29 дкм на 1° экватора.

В соответствии с изменениями высотного термобарического поля, наблюдающимися в зависимости от интенсивности циркуляции в предшествующий период, получено распределение аномалии температуры воздуха и повторяемости отклонений от нормы осадков на Европейской территории СССР и в Западной Сибири.

Для выявления возможности составления сверхдолгосрочных прогнозов автор рассмотрела Δt за группы месяцев, когда вся или большая часть Европейской территории СССР была занята положительными или отрицательными аномалиями температуры воздуха. В каждой из указанных групп определена повторяемость положительных отклонений от нормы интенсивности зональной циркуляции в американском секторе для самого теплого и холодного месяцев и 28, им предшествующих. Наибольшие различия в циркуляционной характеристике американского сектора перед группой теплых и холодных месяцев получились в ближайших 5, а также в 13, 15, 24 и 26-м предшествующих месяцах. Причем наиболее существенной является связь с 26-месячным циклом. Анализ полученных таким образом положительных отклонений от нормы зональной циркуляции позволил установить, что механизм связи атмосферных процессов, совершающихся в рассматриваемых секторах полушария неодинаков. В отдельные периоды величина и знак таких отклонений меняются, что характеризует особенности циркуляции в американском секторе, предшествующие процессам, обуславливающим

месяцы с положительной или отрицательной Δt на Европейской территории СССР.

Используя сопряженность связи атмосферных процессов евразийского и американского секторов, автор построила корреляционный график, выражающий зависимость аномалий температуры воздуха всех зимних месяцев (декабрь—март) в Астрахани от интенсивности зональной циркуляции в американском секторе в предшествующем 14-м месяце. Уравнение регрессии для данного графика, включающего все зимние месяцы, получено в виде $y = 0,18x + 1,4$, а отдельно для марта связь выражена несколько лучше: $y = 0,08x - 1,6$, где x — отклонение от нормы индекса зональной циркуляции в американском секторе в предшествующем 14-м месяце, y — аномалия средней месячной температуры воздуха прогнозируемого (нулевого) месяца, а цифровые значения — постоянные коэффициенты.

Прогнозы аномалии температуры воздуха по рассмотренному методу могут быть составлены двумя способами. По одному из них можно определить только знак, а по другому — знак и величину ожидаемой аномалии на декабрь, январь, февраль и март.

Для прогноза аномалии температуры воздуха по второму способу, которых автор считает основным, необходимо иметь для отдельных пунктов на Европейской территории СССР корреляционные графики или соответствующие им уравнения регрессии типа, приведенного выше для Астрахани. Для прогноза фона ожидаемой температуры воздуха применяют графики множественной корреляции, выражающие связь между индексами зональной циркуляции в американском секторе северного полушария в предшествующем 24—26-м месяце и преобладающим знаком аномалии температуры воздуха на Европейской территории СССР в месяце, на который составляется прогноз.

Следует отметить, что связи, применяемые для предсказания знака аномалии, не всегда имеют достаточную обеспеченность. Кроме того, по первому способу прогноз на февраль, апрель, июнь, август, сентябрь, октябрь и декабрь методически может быть составлен только с нулевой заблаговременностью. Что касается второго способа прогноза знака и величины аномалии температуры воздуха, то он получен на небольшом ряде наблюдений, поэтому нет достаточной уверенности в устойчивости полученных связей.

В 1962 г. Педь и Бабкин (Центральный институт прогнозов) предложили статистический способ прогноза аномалии температуры воздуха на вторую половину лета (июль—август) для Европейской территории СССР с месячной и нулевой заблаговременностью [122].

В основу способа положена гипотеза о влиянии на формирование сезонной аномалии температуры воздуха на Европей-

ской части СССР термического режима в предшествующих месяцах над определенными районами северного полушария, названными районами активного термического воздействия. Прогностические связи они рекомендуют строить на учете термического режима только в тех районах, связь с которыми наибольшая.

Определение указанных районов производилось по данным наблюдений за температурой воздуха с 1901 по 1950 г. на 50 метеорологических станциях, расположенных на всем пространстве северного полушария. Однако выбранные станции распределены по территории неравномерно, что связано с отсутствием однородного ряда наблюдений. Особенно малое количество пунктов оказалось над океанами (в Тихом океане — 2, в Атлантическом — 4). Наиболее густая сеть использована над Европейской территорией СССР и Западной Сибирью (18 пунктов).

Аномалия температуры воздуха средняя за два месяца (июль—август) в каждом из пяти выбранных на Европейской части СССР пунктов (Москва, Архангельск, Ростов-на-Дону, Свердловск и Вильнюс) сравнивалась по знаку в синхронные и асинхронные сроки с аномалией температуры в 50 отобранных пунктах на пространстве северного полушария и вычислялись величины ρ .

Полученные значения ρ картографировались отдельно для каждого пункта на ЕТС. Очаги с наибольшими положительными или отрицательными значениями ρ ($\rho_{\text{макс}}$) приняты авторами за районы активного термического воздействия. Величины $\rho_{\text{макс}}$ с соответствующим знаком, указывающим на характер обнаруженной связи (прямая или обратная), рекомендуются в качестве прогностических указаний. Заметим, что из анализа обработанного авторами материала выяснилось, что наибольшее влияние на термический режим ЕТС оказывает Атлантический океан.

Определение прогностических связей производилось как независимо от знака сезонной аномалии температуры в различных пунктах северного полушария, так и отдельно для положительных и отрицательных значений ее в этих пунктах. В результате такого раздельного рассмотрения связей авторы выделили другие районы термического воздействия. Полученные новые значения $\rho_{\text{макс}}$, характеризующие асинхронные связи между знаками аномалии температуры в сравниваемых пунктах, по мнению авторов, оказались наиболее важными прогностическими признаками. Они устанавливались между аномалией температуры за июль—август в каждом из пяти пунктов на Европейской территории СССР и Δt за май—июль (для нулевой) и апрель—май (для месячной заблаговременности) в различных пунктах северного полушария. Анализ асинхронных связей показал, что обнаруженные районы активного термического воздействия для каж-

дого из пунктов ЕТС различны как по географическому положению, так и по интенсивности.

При установлении прогностических признаков авторы учитывали также влияние инерции на сохранение знака аномалии температуры в пунктах, для которых должен составляться прогноз. С указанной целью в каждом из выбранных пяти пунктов аномалия температуры за июль—август сравнивалась с наблюдавшейся за предшествующие май—июнь и апрель—май. При этом инерционные связи определялись с учетом и без учета знака аномалии.

В специальные таблицы для каждого пункта на ЕТС выписывались все найденные связи, у которых значение $\rho \geq 0,33$. Данные о величине ρ , характеризующие асинхронные связи при учете типов аномалии температуры предшествующих сезонов (май—июнь и апрель—май), приведены в работе [122]. Пользуясь ими, можно составить прогноз знака аномалии температуры воздуха средней за июль—август в каждом из упомянутых пяти пунктов по наибольшему значению приведенных связей (по величине ρ) с одним из пунктов на пространстве северного полушария.

Так, для прогноза с нулевой заблаговременностью рекомендуется использовать связь с маем—июнем: Москва—Абердин ($\rho=0,60$) при $\Delta t < 0$ и Москва—Гонолулу ($\rho=0,47$) при $\Delta t > 0$ и т. п.

Для прогноза знака аномалии температуры с месячной заблаговременностью рекомендуются другие связи, которые по величине меньше, чем вычисленные с нулевой заблаговременностью. Однако следует иметь в виду, что при учете знака аномалии температуры в ряде случаев нельзя было получить прогностические зависимости порядка $\rho \geq 0,33$.

В связи с этим, а также для выявления более надежных асинхронных связей Педь и Бабкин установили зависимость между аномалией температуры воздуха за июль—август в каждом из рассматриваемых пяти пунктов на Европейской территории СССР с комбинацией однотипной (по знаку) аномалии температуры в двух пунктах, расположенных в различных частях северного полушария. При этом в качестве исходной пары пунктов были использованы только пункты, выбранные ранее с большими значениями ρ ($\geq 0,33$) для каждого типа аномалии температуры в отдельности. Таких парных связей было составлено несколько, и они в большинстве случаев оказались выше, чем связи с одним пунктом.

Прогноз знака аномалии температуры воздуха составляется совершенно одинаково как по связям с одним, так и с двумя пунктами. Только исходная аномалия температуры за предшествующий сезон берется не по одному пункту, а по двум. Вообще для контроля и большей уверенности в знаке ожидаемой

аномалии температуры рекомендуется использовать все полученные связи.

Следует заметить, что наиболее тесные связи получены на весьма малом количестве случаев (от 4—8 до 20). Аналогичные зависимости имеются и для прогноза знака аномалии температуры с месячной заблаговременностью, но по величине они меньше.

Связи между знаком Δt за июль—август на каждой из рассматриваемых пяти станций и отдельными парами пунктов в северном полушарии за предшествующие сезоны были использованы авторами для получения величины аномалии температуры посредством соответствующих уравнений регрессии. По данным этих связей были составлены условные уравнения за весь использованный ряд лет с учетом и без учета знака аномалии температуры в исходных пунктах, в связи с чем число их было разное. Затем по способу наименьших квадратов были получены нормальные линейные уравнения, которые решались с помощью определителей. В результате вычислены коэффициенты эмпирических функций влияния в соответствующих прогностических формулах:

а) с учетом знака Δt в исходных пунктах на пространстве северного полушария

$$\Delta T_i = a_i \Delta t_1 + b_i \Delta t_2;$$

б) без учета знака аномалии температуры в исходных пунктах

$$\Delta T_i = A_i \Delta t_1 + B_i \Delta t_2.$$

Здесь ΔT_i сезонная (июль—август) аномалия температуры в пункте i , расположенном на Европейской территории СССР; Δt_1 и Δt_2 — аномалия температуры за предшествующую пару месяцев (апрель—май или май—июнь) в пункте первом и втором, находящихся на пространстве северного полушария, данные которых (на основании полученных связей) используются при прогнозе; a_i , b_i и A_i , B_i — коэффициенты эмпирических функций влияния, вычисленные соответственно при учете и без учета знака аномалии температуры в исходных пунктах.

Таким образом, для прогноза аномалии температуры в каждом из пунктов на Европейской территории СССР (ΔT_i) следует пользоваться коэффициентами a_i и b_i в тех случаях, когда аномалия температуры в двух исходных пунктах (Δt_1 и Δt_2) на пространстве северного полушария, с которыми найдена прогностическая связь, имеет одинаковый знак.

Если аномалия температуры в исходных пунктах разного знака, то для прогноза ΔT_i используются коэффициенты A_i и B_i . Ими же можно пользоваться и при расчетах аномалии температуры независимо от знака ее в исходных пунктах за предшествующие сезоны.

Рассчитанные значения аномалии температуры воздуха ΔT_i следует откорректировать путем сравнения их с экстремальными значениями, характерными для соответствующего пункта. Если $\Delta T_i > \Delta T_{\text{экстр}}$, то последнее берется в качестве прогнозируемого. Экстремальные значения аномалии температуры (за июль—август) приведены авторами в работе [122].

Порядок составления прогноза по изложенному способу сводится к следующему.

1. Для всех пунктов на пространстве северного полушария, с которыми имеются прогностические связи, определяется аномалия температуры за апрель—май и май—июнь соответственно для месячной и нулевой заблаговременности.

2. Затем составляется прогноз по формуле, полученной с учетом знака Δt , для чего по каждому пункту (из пяти) на Европейской территории СССР выбираются исходные пары станций на северном полушарии с одинаковым знаком аномалии температуры ($\Delta t > 0$ или $\Delta t < 0$). Пользуясь данными этих пунктов и соответствующими коэффициентами a_i и b_i (в зависимости от заблаговременности), производят расчет величины и знака ожидаемой Δt .

Если исходных пар пунктов с одинаковым знаком аномалии температуры оказалось несколько, то расчеты выполняют, используя и их данные. Величина ожидаемой аномалии температуры при одинаковом знаке вычисленных значений по различным парам исходных пунктов берется по наиболее тесной связи. Если же результаты оказались противоречивыми по знаку, то выбирается знак, имеющий лучшую обеспеченность или большее число указаний на него. При этом окончательный выбор знака Δt , ожидаемого в данном пункте, следует согласовать с вычисленными аномалиями для других пунктов на Европейской территории СССР.

3. Полученные величины сезонной аномалии температуры корректируют по пунктам с возможными экстремальными значениями ее. Затем исправленные данные наносят на карту и анализируют.

При расчете по формуле, полученной без учета знака Δt , отпадает необходимость производить сравнение знаков Δt за предшествующие сезоны в исходных пунктах. Ожидаемая аномалия температуры воздуха как с нулевой, так и с месячной заблаговременностью в этом случае вычисляется по данным всех пар исходных пунктов на пространстве северного полушария, с которыми установлена связь. Здесь используются соответствующие коэффициенты A_i и B_i . Полученные значения сравниваются между собой главным образом по знаку. В случае противоречивых указаний, так же как и при вычислении по формуле, полученной с учетом знака Δt , выбирается тот знак и величина, которые подсчитаны по наиболее тесной связи или повторяются

чаще. Выбранные из рассчитанных по формуле величины, аномалии температуры, ожидаемые в каждом из пяти пунктов, также корректируются путем сравнения их с экстремальными значениями.

Педь и Бабкин в своем исследовании предложили способ составления прогноза на вторую половину лета (июль—август). Другие сезоны года ими не были рассмотрены. Поэтому в 1964 г. Педь и Дуйцева (Центральный институт прогнозов) проделали аналогичную работу [43] для всех сезонов. Причем исследование прогностических связей для второй половины летнего сезона было повторено в связи с тем, что принятые авторами исходные пункты несколько отличались от применяемых в предыдущей работе.

В 1960 г. Педь и Сидоченко (Центральный институт прогнозов) предложили расчетный способ прогноза Δt на календарные сезоны по Европейской территории СССР и Западной Сибири с нулевой заблаговременностью [120].

Рассматриваемый способ основан на учете состояния атмосферных процессов в течение текущего сезона с помощью индексов циркуляции. Последние рассчитывались по способу, предложенному Кацем [63] и Сергеевым [140] над так называемым характерным районом [118]. Этот район занимает пространство, ограниченное меридианами от 20° з. д. до 80° в. д. и параллелями 40 и 72° с. ш. Указанные границы хорошо согласуются с первым е. с. районом.

Для анализа наблюдающихся изменений в циркуляции атмосферы над характерным районом подсчитаны отдельные составляющие ее (зональный I_{W-E} и меридиональный I_{N-S} индексы), а также параметр α (общий индекс $-\alpha = \frac{I_{W-E}}{I_{N-S}}$) по картам H_{500} за е. с. периоды с 1938 по 1955 г. Затем определены их сезонные значения и произведена классификация макропроцессов на широтные и меридиональные в зависимости от величины параметра α . В качестве критериев взяты значения $\alpha > 1,1$ для широтных процессов, и $\alpha \leq 1,1$ для меридиональных.

Авторы вычислили по отдельным годам значения разностей между количеством широтных и меридиональных процессов ($\Delta n_{\varphi-\lambda}$) в процентах к общему числу их в соответствующих сезонах. По данным повторяемости этой величины строились кривые распределения для всех сезонов года. Результаты количественного анализа циркуляционных особенностей текущих сезонов явились исходным материалом для построения различных прогностических связей.

Рассмотрен также вопрос о возможности одновременного существования над Европейской территорией СССР и Западной Сибирью (по 34 станциям) того или иного знака сезонной аномалии температуры с 1938 по 1959 г. Полученная связь оказа-

лась наиболее высокой и надежной зимой и весной ($r=0,6\pm0,1$), а летом и осенью — малой и неустойчивой (соответственно $r=0,2\pm0,2$ и $r=0,4\pm0,1$). На основании этих связей были составлены уравнения регрессии, пользуясь которыми, по мнению авторов, можно согласовывать вычисленную (любым способом) сезонную аномалию температуры воздуха на Европейской территории СССР и в Западной Сибири. Отметим, что связь аномалии температуры воздуха на Европейской территории СССР и Западной Сибири была показана К. С. Рубинштейн [136] на картах изокоррелят.

При построении схем для прогноза сезонной аномалии температуры воздуха использованы связи между смежными сезонами по показателям индекса зональной циркуляции (I_{W-E}) и количеству преобладающих типов синоптических процессов, учитываемых величиной $n_{\varphi-\lambda}$ (в %). С помощью этих показателей находились асинхронные прогностические связи между циркуляцией атмосферы предшествующего сезона и аномалией температуры текущего сезона для каждого пункта отдельно.

В результате получены две прогностические схемы. В одной из них в качестве аргумента учитывается величина индекса зональной циркуляции I_{W-E} , а в другой — количество преобладающего типа процессов в предшествующем сезоне $\Delta n_{\varphi-\lambda}$.

Необходимые асинхронные прогностические связи устанавливались графическим способом. Последний применялся авторами ранее для прогноза аномалии средней месячной температуры воздуха [119]. С этой целью для каждого из 34 пунктов на Европейской части СССР и Западной Сибири строились графики за период 1938—1959 гг. Однако в практической работе составление прогнозов по графикам неудобно. Поэтому полученные качественные связи представлены авторами в аналитической форме:

$$\Delta t_i = -a_i I_{W-E} + b_i;$$

$$\Delta T_i = -A_i \Delta n_{\varphi-\lambda} + B_i.$$

Здесь Δt_i и ΔT_i — значения сезонной аномалии температуры воздуха в пункте i ; I_{W-E} — средний индекс зональной циркуляции за предшествующий календарный сезон, вычисленный по картам H_{500} за е. с. периоды; $\Delta n_{\varphi-\lambda}$ — разность между количеством широтных и меридиональных процессов, вычисленная за предшествующий сезон по е. с. периодам (в %); a_i , b_i и A_i , B_i — параметры связи, установленные для каждого пункта и сезона по данным графиков.

Эти параметры связи для прогноза аномалии температуры по указанным уравнениям, а также соответствующие им величины обеспеченности по p для каждого пункта по сезонам приведены в работе [120].

Пользуясь приведенными формулами, авторы составляли

в оперативном порядке (нерегулярно) прогнозы сезонной аномалии температуры воздуха по пунктам с нулевой заблаговременностью. Оправдываемость таких прогнозов, согласно оценке, выполненной в отделе долгосрочных прогнозов погоды ЦИП, оказалась низкая. Однако поскольку упомянутых прогнозов было мало, то никаких определенных заключений об их ценности сделать нельзя.

В 1961 г. Педь и Туркетти (Центральный институт прогнозов) разработали статистический способ расчета аномалии температуры воздуха на сезоны, состоящие из пар месяцев: январь—февраль, март—апрель, май—июнь, июль—август, сентябрь—октябрь и ноябрь—декабрь [123]. В 1962 г. этот способ был распространен авторами на два других месяца (сдвинутые по отношению к ранее названным на один месяц): декабрь—январь, февраль—март, апрель—май, июнь—июль, август—сентябрь, октябрь—ноябрь, а также на первый месяц сезона, т. е. на январь, март, май, июль, сентябрь и ноябрь [124].

Прогноз Δt по данному способу может быть составлен по Европейской территории СССР на сезон и первый месяц его с заблаговременностью 30 дней, а на два месяца (один из которых предшествует сезону) — с нулевой заблаговременностью. Предложенный способ основан на длительном периоде наблюдений за температурой воздуха на отдельных метеорологических станциях рассматриваемой территории. Авторами определяются количественные зависимости между величиной и знаком аномалии температуры в предшествующих и последующих месяцах, которые сгруппированы по две. При выработке схемы прогноза использованы данные аномалии средней месячной температуры за 1901—1960 гг. по 22 пунктам Европейской территории СССР.

Зависимость между аномалиями температуры воздуха в сезоне и в двух предшествующих ему парах месяцев определялась по ряду независимых пунктов через параметр ρ . Порядок этой связи для всех сезонов и пунктов оказался слабым. Однако эта связь теснее с более близкой к сезону парой месяцев, чем с отдаленной.

Величина связи значительно возрастает, если предшествующие две пары месяцев рассматривать отдельно в зависимости от знака аномалии температуры воздуха в них по пунктам. При этом можно выделить следующие четыре группы: к первой и второй отнесены случаи, когда предшествующие две пары месяцев имеют одинаковый знак аномалии, а к третьей и четвертой — разный. Следует заметить, что при разделении аномалии температуры двух предшествующих пар месяцев на группы связь с текущим сезоном получилась в отдельных пунктах очень слабая. Это могло быть обусловлено малым числом случаев благодаря расчленению рассматриваемого ряда наблюдений

Прогностические схемы для расчета аномалии температуры на сезон и его первый месяц, а также на два месяца строились на основании одних и тех же исходных данных. Для этой цели составлялись условные линейные уравнения вида:

$$a\Delta t_2 + b\Delta\tau_2 = \Delta T_2;$$

$$a\Delta t_n + b\Delta\tau_n = \Delta T_n,$$

Такие уравнения были составлены за 60 лет (1901—1960 г.) для каждого пункта по сезонам, первым их месяцам и по паре месяцев.

$$a \sum_{i=1}^n \Delta t_i^2 + b \sum_{i=1}^n \Delta t_i \Delta \tau_i = \sum_{i=1}^n \Delta t_i \Delta T_i;$$

$$a \sum_{i=1}^n \Delta t_i^2 + b \sum_{i=1}^n \Delta t_i \Delta \tau_i = \sum_{i=1}^n \Delta t_i \Delta T_i;$$

$$a \sum_1^n \Delta t_i \Delta \tau_i + b \sum_1^n \Delta \tau_i^2 = \sum_1^n \Delta \tau_i \Delta T_i.$$

$$\Delta T = a\Delta t + b\Delta\tau.$$

Пользуясь соответствующими коэффициентами a и b , исходными значениями аномалии температуры воздуха отдаленной (Δt) и ближайшей пары месяцев (Δt), легко рассчитать по этой формуле аномалию температуры (ΔT), ожидаемую в сезоне и его первом месяце (с месячной заблаговременностью) и на пару месяцев (с нулевой).

330.

вующих пар месяцев учитываются без разделения на группы. На основании учета групп в зависимости от знака Δt и $\Delta \tau$ в каждом пункте предложен второй способ (П-2) расчета аномалии температуры воздуха на те же сроки. Для этого исходные значения аномалии температуры в каждом пункте были разделены на 4 группы в зависимости от знака ее, в более отдаленной (Δt) и ближайшей ($\Delta \tau$) паре месяцев:

- I группа $\Delta t \geq 0$ и $\Delta \tau \geq 0$,
- II „ $\Delta t \leq 0$ и $\Delta \tau \leq 0$,
- III „ $\Delta t > 0$, а $\Delta \tau < 0$,
- IV „ $\Delta t < 0$, а $\Delta \tau > 0$.

Затем, как и для способа П-1, были составлены условные линейные уравнения отдельно для каждой группы исходных пар месяцев (по тем же пунктам), для сезонов, их первых месяцев, а также для двух месяцев, на которые должны составляться прогнозы. Эти условные уравнения также решались по способу наименьших квадратов для получения нормальных уравнений, по которым были вычислены соответствующие коэффициенты a_i и b_i для каждой группы сочетаний исходных аномалий температуры воздуха. Значения этих коэффициентов a_i и b_i приведены в работах [123, 124]. Заметим, что при разделении исходных пар месяцев на указанные четыре группы число соответствующих условных уравнений уменьшилось. Поэтому вычисленные для них параметры могли оказаться статистически неустойчивыми. Чтобы ослабить влияние этого факта, полученные параметры a_i и b_i наносились на карты и корректировались.

Порядок составления прогнозов по способу П-1 и П-2 совершенно одинаков. Только для расчетов по способу П-2 прежде всего необходимо по исходным данным (аномалия двух предшествующих пар месяцев) определить группу, к которой их следует отнести, чтобы выяснить, какими коэффициентами (из соответствующих таблиц) в приведенной выше формуле следует пользоваться.

Порядок составления прогноза аномалии температуры воздуха на сезон, первый его месяц и на пару месяцев следующий:

1. Для каждого пункта вычисляется средняя за два месяца аномалия температуры; причем сначала за пятый и четвертый (Δt), а затем за третий и второй ($\Delta \tau$) месяцы от начала сезона, на который составляется прогноз.

2. По формуле, приведенной выше, рассчитывают аномалию температуры (ΔT), ожидаемую в каждом пункте, по исходным значениям Δt и $\Delta \tau$ и соответствующим коэффициентам a и b сначала для сезона, затем для пары месяцев и на первый месяц сезона по способу П-1.

3. Производится расчет ΔT на те же сроки по способу П-2. Для этого сначала анализируют исходные значения Δt и $\Delta \tau$ в каждом пункте, чтобы определить, к какой группе их отнести.

Далее выбирают из соответствующих таблиц коэффициенты a и b и вычисляют по той же формуле, что и по способу П-1 ожидаемую аномалию температуры.

4. Вычисленные обоими способами значения ΔT на сезон, первый месяц его и пару месяцев по пунктам наносятся на бланки географической карты и анализируются. При этом полученные величины ΔT корректируют путем сопоставления их с экстремальными значениями. Так, если вычисленное значение ΔT больше наблюдавшегося экстремального, то последнее берется в качестве прогнозируемого. Корректировка может касаться и неэкстремальных величин, если в каком-либо пункте они сильно расходятся с вычисленными в окружающем районе.

5. Таким образом получают по три карты значений ΔT (на сезон, первый его месяц и на пару месяцев) каждым из способов.

Анализ оправдываемости прогнозов, составленных за период 1961—1963 г. (54 прогноза), показал, что по способам П-2 и П-1 в среднем результаты получились одного порядка соответственно $\rho=0,14$ при обеспеченности 68,5% и $\rho=0,12$ при обеспеченности 57,4%.

Рассмотренный статистический способ расчета аномалии температуры указывает на определенную пользу учета термического режима за длительный предшествующий период в каждом пункте. Однако это только один из многих факторов, определяющих формирование аномалии температуры в различные сезоны и месяцы. Очевидно, одновременно с ним необходимо принимать во внимание и другие характеристики, отражающие циркуляционные особенности предшествующих пар месяцев. Кроме того, совершенно недостаточен расчет ожидаемой аномалии температуры воздуха только по Европейской территории СССР, так как при этом невозможно обслуживание народного хозяйства по всей территории Советского Союза.

В 1959 г. Покровская (Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова) предложила метод долгосрочного прогноза преобладающего знака аномалии средней месячной температуры воздуха на Европейской территории СССР и знака Δt на отдельных станциях (21 пункт) на той же территории [131, 132]. Заблаговременность таких прогнозов различная и колеблется применительно к сезонным прогнозам в основном от 2 до 5 месяцев, но для прогнозов на январь, июнь, июль, август и октябрь она возрастает до 5—7, а на сентябрь — даже до 10—11 месяцев. Однако прогноз на апрель методически может быть дан только по прошествии марта. Выбор способа выявления прогностических указаний обусловлен задачей, поставленной автором, которая заключается в получении качественных показателей, связывающих предшествующие циркуляционные особенности с последующей аномалией средней месячной температуры

воздуха. В соответствии с этим применяются корреляционные графики зависимости аномалии температуры воздуха от двух переменных, характеризующих предшествующую атмосферную циркуляцию. Последняя оценивается числом дней с типами циркуляции Вангенгейма за один или несколько месяцев. По материалам за 1891—1956 гг. автором получены графики соответствия между теплыми и холодными апрелями с числом дней упомянутых типов циркуляции за каждый из 12 предшествующих месяцев. В результате анализа графиков сделан следующий вывод. Если число дней с типами циркуляции E за октябрь—декабрь и W за февраль—март больше (меньше) нормы, то на Европейской территории СССР в апреле будет преобладать аномалия температуры воздуха выше (ниже) нормы.

Относительный вклад указанных типовых процессов оценен качественно по корреляционному графику в виде изоплет, по оси абсцисс которого отложено число дней с циркуляцией типа E за октябрь—декабрь, а по оси ординат — число дней с циркуляцией типа W за февраль—март. На пересечении координат отмечена (условными значками) характеристика преобладающего знака аномалии температуры воздуха на Европейской территории СССР за апрель. Проведенная наклонная прямая линия разграничивает сочетание дней E и W . Если пересечение координат числа дней с указанными типами за приведенные месяцы приходится выше демаркационной линии, то вероятно, что апрель будет теплым, а если ниже этой же линии — холодным. Согласно описанному графику, прогноз может даваться в 64% случаев. В прогнозах указывается преобладание определенного знака Δt на 21 станции ЕТС.

Корреляционные графики, подобные рассмотренному, построены для всех месяцев года. Причем для каждого месяца в зависимости от сочетания типовых процессов получено от трех до шести таких графиков. Каждый из них построен по 30—40 случаям 70-летнего ряда, в которых примерно на 80% (и более) ЕТС наблюдалось преобладание определенного знака аномалии температуры воздуха.

Степень статистической надежности каждого графика устанавливалась по критерию Стьюдента.

Обеспеченность прогностических свойств графиков, кроме статистической надежности, выражена процентным отношением числа совпадений знака аномалий с соответствующим полем графика и числом случаев, привлеченных к его построению. Средняя обеспеченность всех графиков, построенных по 30—40 отобранным случаям, составляет 75%. Если же учесть распределение аномалий по всему 70-летнему ряду, то обеспеченность снижается до 68%. Эта величина, по мнению автора, является максимально возможной для оправдываемости оперативных прогнозов, составляемых по рассматриваемому способу.

По аналогичной методике предсказывается знак аномалии температуры воздуха по отдельным станциям Европейской территории СССР. Подробных сведений об основах этого способа обеспеченности полученных графиков, а также каких-либо обобщающих материалов не опубликовано.

В практике составления прогнозов фона аномалии температуры воздуха на ЕТС и знака Δt на отдельных станциях по рассмотренному способу, как отмечает сам автор, могут встретиться случаи, когда нельзя будет дать прогноз из-за отсутствия четких прогностических указаний. Необходимым условием, позволяющим составлять указанные прогнозы, является наличие корреляционных графиков. Однако опубликованы они только по одному графику для января и апреля.

Последовательность составления прогноза преобладающего знака аномалии температуры воздуха на Европейской территории СССР по рассмотренному методу состоит в следующем.

1. За каждый из предшествующих 12 месяцев определяют число дней с типами циркуляции E, C, W .

2. В зависимости от аргументов, принятых при построении корреляционного графика для месяца, на который составляется прогноз, подсчитывают число дней по типам циркуляции за один или суммарно за несколько месяцев.

3. На корреляционном графике, используемом для составления прогноза, по числовым значениям аргументов (подсчитанным, как указано в пункте 2), находят точку пересечения координат. Положение этой точки по отношению демаркационной линии дает указание на преобладающий знак ожидаемой Δt на Европейской территории СССР.

4. Обеспеченность появления определенной аномалии температуры воздуха, подсчитанную по распределению точек, по которым строился график, отождествляют с вероятностью осуществления прогнозируемой аномалии.

Оправдываемость 14 опытных прогнозов преобладающего знака аномалии температуры воздуха (1957—1960 гг.), по авторской оценке, составила в среднем 64%, а знака Δt по отдельным станциям — 58% (средние по 232 месяце-станциям).

Глава XII

СХЕМА СОСТАВЛЕНИЯ КОМПЛЕКСНЫМ МЕТОДОМ СЕЗОННЫХ ПРОГНОЗОВ ПОГОДЫ ПО ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ СССР, ЗАПАДНОЙ СИБИРИ, КАЗАХСТАНУ, СРЕДНЕЙ АЗИИ И ЗАКАВКАЗЬЮ

В предыдущих главах достаточно подробно изложено содержание исследований, посвященных разработке метода сезонных прогнозов погоды. Из приведенного выше анализа этих работ видно, что ни один из существующих способов не обеспечивает устойчивую высокую оправдываемость сезонных прогнозов погоды. Но во многих из них имеются практически удовлетворительные отдельные прогностические положения, которые могут войти в комплексный метод. При этом за основу его следует брать способ сезонных прогнозов погоды школы Мультановского, так как он наиболее полно разработан и позволяет давать прогнозы по всей территории СССР.

Работа по составлению комплексным методом сезонных прогнозов погоды по Европейской территории СССР, Западной Сибири, Казахстану, Средней Азии и Закавказью начинается с подготовки материалов, необходимых для анализа е. с. сезонов. Регулярно производится расчленение атмосферных процессов по характеру их развития на пространстве первого е. с. района на е. с. периоды по способу, изложенному в главе II данной работы. Затем составляются за е. с. периоды следующие карты: сборно-кинематические приземных синоптических процессов, H_{500} , а также ΔH_{II} и I_{II} . Кроме того, в холодное полугодие (с октября по март) строится график значений δQ . (Способы построения указанных карт и графика были описаны выше.)

На основании анализа соответствующего материала, проведенного по способу, изложенному в главах IV и VII настоящей работы, определяются начало е. с. сезона, а также е. с. периоды, характерные для наступающего и следующего за ним е. с. сезона. Затем составляются карты прогностических значений H_{500} , H_{1000}^{500} , ΔH , ΔH_1 и схематические карты приземных синоптических процессов на текущий, наступающий и следующий за ним е. с. сезоны. Для удобства обозначим метод составления этих про-

гнозов буквой А. Из предыдущих глав данной работы видно, что метод А основан на закономерностях в развитии атмосферных макропроцессов, выявленных в результате анализа их за достаточно большой ряд лет. Выводы, на основании которых составляется по методу А конкретный прогноз, получаются в результате соответствующего анализа материала главным образом в течение текущего и истекшего е. с. сезонов. Эти выводы целесообразно сравнить в первую очередь с прогностическими заключениями, полученными по другим синоптическим способам, изложенным в настоящей работе. Последние базируются на анализе примерно тех же синоптических процессов, что и метод А, только этот анализ проводится несколько с другой точки зрения.

Отметим, что в СССР публикуются месячные прогнозы погоды, поэтому сезонные прогнозы погоды выпускаются с месячной заблаговременностью. В результате чего оперативное значение приобретают главным образом прогнозы Δt и ΔR на наступающий е. с. сезон, которые могут быть составлены примерно за месяц до его начала. Исходя из этого в данном случае целесообразно рассматривать прогностические выводы только на наступающий е. с. сезон.

После получения прогностических выводов по методу А рассматривается способ Каца, который, как уже отмечалось выше (см. гл. X), позволяет на основании соответствующего анализа истекшего и текущего е. с. сезонов в ряде случаев прогнозировать распределение на пространстве первого е. с. района значений H_{500} на наступающий е. с. сезон. Полученная таким образом карта H_{500} на указанный сезон, как показал анализ соответствующего материала за 1961—1963 гг., в большинстве случаев аналогична (в смысле географического распределения барического поля) с соответствующей прогностической картой H_{500} , составленной по методу А (значение ρ_d между указанными картами H_{500} не менее 0,850). Объясняется это тем, что по методу Каца общий характер распределения высотного барического поля в наступающем е. с. сезоне определяется на основании сравнения особенностей развития термобарических полей в тропосфере в различных частях истекшего и текущего е. с. сезонов. По методу А прогностическая карта H_{500} на наступающий е. с. сезон составляется по данным за характерный для него е. с. период, который выявляется на основании анализа особенностей развития термобарических полей в тропосфере в е. с. периодах как истекшего, так и текущего е. с. сезона. Поэтому прогностические выводы по указанным методам большей частью являются аналогичными друг другу. Однако возможны случаи, когда полученные по рассматриваемым методам прогностические карты H_{500} будут не аналогичны между собой.

Затем используется прогностическая карта H_{500} на наступающий сезон для территории первого е. с. района, построенная по методу Папинашвили. Она составляется на основании особенностей истекшего сезона с учетом типовых синоптических процессов, ПФЗ и индекса циркуляции (см. гл. X). Поэтому указанная карта, как правило, должна совпадать с аналогичной картой, составленной по методу А. Однако не исключена возможность, что будут попадаться случаи расхождений.

Следующим учитывается способ Блюминой (см. гл. X), который позволяет прогнозировать преобладающий на Европейской территории СССР знак аномалии средней температуры воздуха за наступающий е. с. сезон. Этот прогноз дается на основании анализа характера распределения на пространстве первого е. с. района отклонений от нормы изменений H_{1000}^{500} от одного е. с. сезона к другому. Распределение указанных величин сведено в четыре типа, и по ним даны схемы развития приземных синоптических процессов. Таким образом, по способу Блюминой даются схемы ожидаемого развития приземных синоптических процессов в наступающем е. с. сезоне. Анализ их за три года (1961—1963 гг.) показал, что они, как правило, согласуются с соответствующими прогностическими картами, составленными по методу А. Но встречаются и такие случаи, когда эти карты не аналогичны между собой.

Далее берется метод Байдала (см. гл. X), основой которого являются полученные им закономерности преобразования основных типов циркуляции атмосферы. По этому способу анализируются необходимые материалы и устанавливается, какой тип циркуляции будет преобладающим на пространстве первого е. с. района в наступающем е. с. сезоне. Карта абсолютной топографии поверхности 500 мб этого типа циркуляции сравнивается с прогностической картой H_{500} на наступающий е. с. сезон, составленной по методу А. Анализ соответствующего материала за 1961—1963 гг. показал, что указанные карты, как правило, аналогичны между собой (величина ρ_2 между этими картами равна или больше 0,850).

Затем рассматривается метод Шишкова, по которому на основании принятой автором схемы повторяемости типов синоптических процессов прогнозируется последовательность развития синоптических процессов в течение наступающего е. с. сезона (см. гл. X). Прогнозируемые по методу Шишкова типы синоптических процессов сравниваются с синоптическим процессом, определенным по методу А, как характерным для наступающего е. с. сезона. Для этого вычисляются значения ρ_2 между картами H_{500} за сравниваемые е. с. периоды. Если большинство типов синоптических процессов, прогнозируемых по методу Шишкова на наступающий е. с. сезон, аналогичны указанному характерному

процессу (т. е. если в большинстве случаев $\rho_{\Sigma} = 0,850$), то тогда представляется возможным определить общий характер последовательности развития синоптических процессов в течение е. с. сезона, на который составляется прогноз.

Указание на общий характер синоптических процессов, которые должны быть преобладающими в наступающем е. с. сезоне, можно получить и по методу Дрогайцева (см. гл. X). По этому методу в зависимости от характера переноса тепла и холода за исходный интервал времени в ряде случаев можно определить, будет ли в данном районе в течение времени, на которое составляется прогноз, преобладать циклоническое или антициклоническое поле. Указание, полученное по методу Дрогайцева, сравнивается с выводом по методу А.

После рассмотрения прогностических указаний, полученных по упомянутым методам, принимается окончательное решение об общем характере синоптических процессов, ожидаемых на пространстве первого е. с. района в течение наступающего е. с. сезона. При этом встречаются следующие четыре случая.

Первый случай, когда как по методу А, так и по методам Байдала, Блюминой, Дрогайцева, Каца, Папиашвили, Шишкова получаются практически одинаковые прогностические выводы об общем характере синоптических процессов, ожидаемых в течение наступающего е. с. сезона. В таких случаях окончательно берутся прогностические карты H_{500} , H_{500}^{500} , ΔH и ΔH_1 на наступающий е. с. сезон, полученные по методу А.

Второй случай, когда по методам Байдала, Блюминой, Дрогайцева, Каца, Папиашвили и Шишкова получаются аналогичные указания об общем характере синоптических процессов, ожидаемых в наступающем е. с. сезоне, но эти результаты не согласуются с соответствующими выводами по методу А. В таких случаях окончательно берутся прогностические указания по методам Байдала, Блюминой, Дрогайцева, Каца, Папиашвили, Шишкова.

Третий случай, когда прогностический вывод о преобладающем типе процессов в наступающем е. с. сезоне, полученный по методу А, согласуется с соответствующими указаниями по некоторым из рассматриваемых методов (Байдала, Блюминой, Дрогайцева, Каца, Папиашвили, Шишкова). В таких случаях окончательно берутся прогностические карты H_{500} , H_{500}^{500} , ΔH и ΔH_1 на наступающий е. с. сезон, полученные по методу А.

Четвертый случай, когда прогностические выводы о преобладающем типе синоптических процессов в наступающем е. с. сезоне, получаемые по методам Байдала, Блюминой, Дрогайцева, Каца, Папиашвили и Шишкова, не все аналогичны между собой и ни один из них не согласуется с соответствующим выводом по методу А. В таких случаях окончательное решение при-

нимается после рассмотрения дополнительного материала, указанного ниже.

Таким образом, в первых трех случаях принимается окончательное решение о прогнозе синоптического процесса, преобладающего в наступающем е. с. сезоне. После этого составляются прогнозы Δt и ΔR на наступающий е. с. сезон по Европейской территории СССР, Западной Сибири, Казахстану, Средней Азии и Закавказью.

В первом и третьем случаях прогнозы Δt и ΔR на наступающий е. с. сезон по рассматриваемой территории даются по методу А (см. гл. VII).

Во втором случае прогнозы Δt и ΔR составляются по всем указанным методам (см. гл. X), кроме способа А. Эти прогнозы не могут существенно отличаться друг от друга, так как по всем применяемым методам в данном случае предсказываются на наступающий е. с. сезон практически аналогичные макропроцессы. Однако полученные прогнозы Δt , так же как и прогнозы ΔR , могут несколько отличаться друг от друга. Поэтому их согласуют между собой и дают один прогноз Δt и один прогноз ΔR на наступающий е. с. сезон по ЕТС, Западной Сибири, Казахстану, Средней Азии и Закавказью.

Далее рассматриваются прогнозы Δt , составленные по методам Бабкина, Вительса, Воробьевой, Дуйцевой, Педа, Покровской, Сидоченко, Туркетти (см. гл. XI). Эти прогнозы в разработанных выше первых трех случаях могут являться подтверждением уже принятого прогноза Δt , если они с ним согласуются. Кроме того, они имеют существенное значение для решения вопроса в указанном выше четвертом случае. При этом если ожидаемые карты Δt , составленные по методам Бабкина, Вительса, Воробьевой, Дуйцевой, Педа, Покровской, Сидоченко, Туркетти, аналогичны между собой и подтверждают пространственное распределение Δt , полученное по методу А, то тогда окончательно принимаются прогнозы Δt и ΔR по методу А. При других вариантах четвертого случая сезонный прогноз выпускается лишь в начале е. с. сезона по данным за первый е. с. период его (см. гл. VII).

Из изложенного видно, что вначале прогнозируется синоптический процесс, преобладающий на пространстве первого е. с. района в течение е. с. сезона, на который составляется прогноз. При этом указанный процесс характеризуется прогностическими картами H_{500} , H_{1000}^{500} , ΔH , ΔH_1 и схемой ожидаемых приземных синоптических процессов. На основании последних строятся карты Δt и ΔR на е. с. сезон по Европейской территории СССР, Западной Сибири, Казахстану, Средней Азии и Закавказью. При составлении сезонных прогнозов наиболее часто встречается первый из разобранных выше случаев, а наиболее редко — четвертый, особенно его второй вариант. Все эти разработки бы-

вают закончены, как правило, за месяц до наступления е. с. сезона (на который дается прогноз), а в редких случаях — в начале его.

Успешные прогнозы Δt и ΔR имеют большое практическое значение. Однако в ряде случаев требуются, помимо указанных, еще прогнозы таких сезонных явлений, как установление и разрушение устойчивого снежного покрова, устойчивый переход средней суточной температуры воздуха через 0 и $+5^\circ$ весной и 0, -5° осенью. Для подготовки таких прогнозов используются результаты исследований Борисовой и Педя, посвященные прогнозу перехода температуры воздуха через определенные градации и сходу (установлению) снежного покрова весной и осенью. При этом тип синоптических процессов, который, согласно прогнозу, должен быть преобладающим в течение наступающего е. с. сезона, сравнивается с полученными Борисовой и Педем типами синоптических процессов, обуславливающими определенную характеристику рассматриваемых сезонных явлений. В результате этого сравнения отбирают из указанных типов наиболее аналогичный ожидаемому в наступающем е. с. сезоне. На основании отобранного таким образом типа составляется прогноз дат устойчивого перехода средней суточной температуры воздуха через 0 и $+5^\circ$ (0 и -5°) и разрушения (установления) устойчивого снежного покрова на территории Европейской части СССР, Западной Сибири и Северного Казахстана.

Кроме перечисленных прогнозов, практически важное значение имеет прогноз общего характера хода погоды в течение е. с. сезона, на который составляется прогноз, с указанием периодов резких похолоданий и потеплений, а также значительных недобора и избытка осадков. Для этого используются аналоги, подбор которых производится по сходству общего характера развития синоптических процессов в годах-аналогах с общим характером развития синоптических процессов, имевшем место в истекшем и текущем е. с. сезонах, а также ожидаемым в наступающем е. с. сезоне. Вначале подбирается аналог к текущему е. с. сезону. Для этого за истекший промежуток времени строятся карты значений H_{500} , ΔH , Δt , а также сборнокинематическая карта приземных синоптических процессов. Эти карты сравниваются с соответствующими картами за прошлые годы и отбираются е. с. сезоны, аналогичные текущему. Аналогичным текущему е. с. сезону считается одноименный ему е. с. сезон за другой год при выполнении следующих четырех условий:

1. Если геометрическое подобие карт H_{500} на пространстве первого е. с. района за сравниваемые е. с. сезоны характеризуется величиной $\rho \Sigma \geq 1$.

2. Если сходство между картами ΔH за сравниваемые е. с. сезоны в смысле распределения знака ΔH на пространстве первого е. с. района характеризуется величиной $\rho \geq 0,20$.

3. Если аналогичность распределения знака Δt за сравниваемые е. с. сезоны на территории Европейской части СССР, Западной Сибири, Казахстана, Средней Азии и Закавказья определяется величиной $\rho \geq 0,20$.

4. Если сборнокинематические карты приземных синоптических процессов за сравниваемые е. с. сезоны аналогичны в смысле географического распределения барических полей и направления перемещений основных барических образований.

Аналоги могут быть отобраны по перечисленным первым двум признакам только с 1938 г., так как лишь с этого года у нас имеются карты H_{500} и ΔH за е. с. сезоны, а по следующим двум признакам за весь ряд с 1881 г. Обычно к текущему е. с. сезону подбирается несколько аналогов. Из них оставляют лишь те, в предшествующих е. с. сезонах которых наблюдался общий характер развития синоптических процессов, аналогичный характеру синоптических процессов в рассматриваемом истекшем е. с. сезоне. Для этого производят сравнение карт H_{500} , ΔH , Δt и сборнокинематической карты приземных синоптических процессов за истекший е. с. сезон с соответствующими картами за е. с. сезоны, предшествующие отобранному как аналогу к текущему е. с. сезону. Аналоги подбираются по указанным выше признакам. Из полученных таким образом аналогов окончательно выбирают лишь те, в которых в следующих е. с. сезонах (т. е. в е. с. сезонах одноименных с е. с. сезоном, на который составляется прогноз) наблюдаются процессы, аналогичные ожидаемым в наступающем е. с. сезоне. Для этого производится сравнение по указанным выше признакам прогностических карт H_{500} , ΔH , Δt и схематической карты ожидаемых приземных синоптических процессов на наступающий е. с. сезон с соответствующими картами за е. с. сезоны в годах-аналогах, одноименных с е. с. сезоном, на который составляется прогноз.

Таким образом, в окончательно отобранных годах-аналогах общий характер развития синоптических процессов в трех последовательных е. с. сезонах (одноименных соответственно истекшему, текущему и наступающему е. с. сезонам) аналогичен общему характеру развития синоптических процессов, имевшему место в истекшем и текущем е. с. сезонах и ожидаемому в наступающем е. с. сезоне. В е. с. сезонах, отобранных (указанным образом) как аналогии к наступающему е. с. сезону, анализируются особенности хода развития синоптических процессов и погоды. Результаты такого анализа обобщаются и дается прогноз общего характера погоды в течение наступающего е. с. сезона с указанием периодов резких похолоданий и потеплений, а также значительных недоборов и избытков осадков.

Прогноз погоды на наступающий е. с. сезон, выпускаемый примерно с месячной заблаговременностью, уточняется в начале

е. с. сезона (на который дается прогноз) по способу, изложенному в главе VII.

Для иллюстрации изложенного рассмотрим, как составлялся прогноз погоды на зиму 1962-63 г. Разбор этого прогноза представляет особый интерес в связи с тем, что указанная зима была не обычна по общему характеру развития синоптических процессов и погоды, над значительной частью северного полушария. Так, например, в Европе и во многих районах Северной Америки зима оказалась значительно холоднее обычного, а на территории Восточной Сибири — теплее. Такой характер погоды был обусловлен имевшими место нарушениями нормальной циркуляции атмосферы над значительной частью северного полушария. Основные из этих нарушений в январе 1963 г. заключались в том, что вместо исландского циклона наблюдался антициклон, а вместо азорского антициклона — циклон. Кроме того, в январе 1963 г. над бассейнами рек Индигирки и Колымы имел место не высотный циклон (как это наблюдается обычно), а высотный гребень и т. д. В данном случае нет необходимости подробно излагать характеристику зимы 1962-63 г., так как описание присущих ей особенностей развития синоптических процессов и погоды на пространстве северного полушария дано в работе [9]. Отметим только, что прогноз погоды на такой необычный сезон, каким является указанная зима, может служить существенным испытанием комплексного метода, по которому он дается.

Работа по составлению прогноза погоды на е. с. сезон зимы 1962-63 г. комплексным методом была начата с анализа характера развития синоптических процессов в е. с. сезонах осени и предзимья 1962 г. На основании анализа карт H_{500} , ΔH_{Π} и $I_{4\text{II}}$ за е. с. периоды (см. гл. VII) было установлено, что е. с. сезон осени начался 28/VIII, а е. с. сезон предзимья — 24/X. При этом в е. с. сезоне осени были выявлены два е. с. периода: один из них, 25/IX—1/X 1962 г., как характерный для е. с. сезона предзимья 1962 г., а другой, 8—12/X 1962 г., как характерный для е. с. сезона зимы 1962-63 г. В е. с. сезоне предзимья был определен е. с. период 26—30/XI 1962 г., как характерный для е. с. сезона зимы 1962-63 г., а е. с. период 11—15/XII 1962 г. — для е. с. сезона весны 1963 г. Таким образом были выявлены два е. с. периода: 8—12/X и 26—30/XI 1962 г., являющиеся предвестниками е. с. сезона зимы 1962-63 г. Синоптические процессы на пространстве первого е. с. района в течение этих двух е. с. периодов в общих чертах аналогичны. Так, например, в районе Азорских островов в тропосфере наблюдается циклоническое поле, а над Италией и Новой Землей — высотные циклоны. Основное отличие между синоптическими процессами указанных е. с. периодов заключается в том, что центр антициклона на карте H_{500} за е. с. период 8—12/X находится в районе полуострова

Ютландии, а на соответствующей карте за е. с. период 26—30/XI — над Ирландией. По данным указанных е. с. периодов, были составлены (по способу, изложенному в главе VII) прогностические карты H_{500} , H_{1000}^{300} , ΔH и ΔH_1 на е. с. сезон зимы 1962-63 г. Эти прогнозы оказались в основном аналогичными друг другу, что повышает уверенность в правильности полученных прогностических указаний. Однако в деталях между указанными прогнозами имеются расхождения. В таких случаях в качестве окончательного прогноза целесообразно брать среднее значение из указанных двух прогностических величин, что и было сделано в данном примере. По этому прогнозу (составленному по методу А) ожидалась высотная ложбина, направленная с района Новой Земли на центральную часть Средиземного моря, с отрицательными значениями ΔH и ΔH_1 почти по всей Европе, а также в районе Азорских островов. Положительные значения ΔH и ΔH_1 ожидалось на юго-востоке Западной Сибири, в Казахстане, Средней Азии, Закавказье, а также в районе Исландия—Скандинавия—Англия. Прогнозировалось перемещение приземных циклонов с Черного и Каспийского морей на северо-восток, а с Гренландского и Баренцева морей — на восток и северо-восток. Перемещение приземных антициклонов ожидалось с Гренландии и Скандинавии на юго-восток. Иными словами, по прогнозу на пространстве первого е. с. района в течение е. с. сезона зимы 1962-63 г. предполагалось преобладание меридиональной циркуляции. Согласно методу А, е. с. сезон зимы 1962-63 г. должен был начаться 26/XII 1962 г. (т. е. через месяц после е. с. периода 26—30/XI 1962 г., взятого как характерный для наступающего е. с. сезона), а за конец зимы было принято 15/III как дата, близкая к нормальному сроку начала е. с. сезона весны. Таким образом, по прогнозу е. с. сезон зимы 1962-63 г. должен был длиться с 26/XII 1962 г. по 15/III 1963 г.

После составления по методу А прогноза общего характера развития синоптических процессов на е. с. сезон зимы 1962-63 г. был дан соответствующий прогноз по методу Каца. Анализ материала показал, что е. с. сезон осени 1962 г. может быть разделен по характеру развития синоптических процессов на пространстве первого е. с. района на две части. Первая из них (с 28/VIII по 1/X 1962 г.) отличается от второй (со 2 по 23/X 1962 г.) значительно меньшей интенсивностью антициклогенеза в Западной Европе и циклогенеза в Восточной Европе. С этой точки зрения первая часть не аналогична второй части рассматриваемого е. с. сезона. Кроме того, характер развития синоптических процессов в течение первых частей е. с. сезонов осени и предзимья в общих чертах аналогичен. В таких случаях, согласно методу Каца (см. гл. X), следует ожидать, что будут аналогичны карты H_{500} за вторую часть е. с. сезона осени 1962 г.

и за весь е. с. сезон зимы 1962-63 г. Поэтому за прогностическую карту H_{500} на е. с. сезон зимы 1962-63 г. по методу Каца была принята карта H_{500} за период со 2 по 31/XI 1962 г.

Сравнение прогностических карт H_{500} на е. с. сезон зимы 1962-63 г., составленных по способу А и по методу Каца, показало, что они аналогичны друг другу ($\rho_{\text{к}} \geq 0,850$). Отметим, что со 2 по 23/X 1962 г. наблюдалось четыре е. с. периода: 2—7/X, 8—12/X, 13—18/X и 19—23/X. Общий характер развития синоптических процессов в перечисленных е. с. периодах аналогичен. Причем один из них (8—12/X) был определен по методу А как характерный для е. с. сезона зимы 1962-63 г. Этим и объясняется хорошее сходство между прогностическими картами H_{500} , полученными по методу А и по способу Каца.

Прогноз по методу Папинашвили не мог быть использован, так как он составляется в начале прогнозируемого сезона, а е. с. сезон зимы еще не начался.

Для составления прогноза по способу Блюминой (см. гл. X) были вычислены по 148 пунктам на пространстве первого е. с. района ΔH_1 за август и октябрь, а затем составлена карта распределения изменений значений ΔH_1 от августа к октябрю. Указанная карта характеризует изменения ΔH_1 от второй части е. с. сезона второй половины лета ко второй части е. с. сезона осени 1962 г. В данном случае рассматриваются август и октябрь, а не июль и сентябрь в связи с тем, что е. с. сезон второй половины лета длится с 3/VII по 27/VIII 1962 г., а е. с. сезон осени — с 28/VIII по 23/X 1962 г. Поэтому изменения ΔH_1 от августа к октябрю полнее отражают интересующие нас различия при переходе от одного из указанных сезонов к другому. Анализ полученной карты изменений ΔH_1 показал, что она относится к первому типу изменений ΔH_1 от одного е. с. сезона к другому, установленному Блюминой. В таких случаях, согласно этому способу, в е. с. сезоне зимы следует ожидать преобладание на пространстве первого е. с. района типа I приземных синоптических процессов (см. гл. X), основной характеристикой которого является перемещение антициклонов с Исландии и Скандинавии на юго-восток. Сравнение типов синоптических процессов, прогнозируемых на е. с. сезон 1962-63 г. по методу А и способу Блюминой, показывает, что они в общих чертах аналогичны; оба они характеризуются меридиональной циркуляцией и обуславливают холодную зиму на Европейской территории СССР.

По методу Байдала (см. гл. X) на основании соответствующего анализа атмосферных макропроцессов был получен прогноз синоптических процессов зимой 1963 г. на пространстве первого е. с. района. При этом в течение января—февраля ожидалось три типа меридиональной циркуляции атмосферы. Первый тип (с 1 по 15/I 1963 г.) должен был характеризоваться вы-

сотным гребнем в районе Западной Европы и юга Скандинавии и высотной ложбиной на ЕТС. Во втором типе (с 22/I по 6/II 1963 г.) предполагался высотный гребень над Центральной и Восточной Европой. Для третьего типа (с 13 по 28/II 1963 г.) прогнозировался высотный гребень над Западной Европой и Скандинавией. Переход от одного из указанных меридиональных процессов к другому ожидался через процессы широтной циркуляции. Иными словами, по методу Байдала в течение января—февраля 1963 г. прогнозировалось на пространстве первого е. с. района преобладание меридиональной циркуляции, обусловливающей частое и интенсивное вторжение холодных масс воздуха со Скандинавии на Европу и вынос тепла с Малой Азии на Казахстан. Таким образом, прогноз общего характера развития синоптических процессов в течение января—февраля 1963 г. на пространстве первого е. с. района, полученный по методу Байдала, аналогичен соответствующему прогнозу по методу А.

На январь—февраль 1963 г. был составлен прогноз синоптических процессов на пространстве первого е. с. района по методу Шишкова (см. гл. X). Соответствующий анализ атмосферных процессов по схеме трех- и пятимесячной повторяемости синоптических процессов, принятой Шишковым, позволил получить указания на типы е. с. периодов в течение января и февраля 1963 г. Затем были вычислены значения ρ_{Σ} между картами H_{500} за е. с. период, выявленный по методу А как характерный для е. с. сезона зимы 1962-63 г., и за отдельные е. с. периоды, ожидаемые по методу Шишкова в течение января—февраля. Оказалось, что большинство (8 из 10, т. е. 80%) из указанных е. с. периодов, полученных по методу Шишкова, аналогичны ($\rho_{\Sigma} \geq 0,850$) е. с. периоду, выявленному по методу А, как характерный для е. с. сезона зимы 1962-63 г. Иными словами, прогноз общего характера развития синоптических процессов в течение января—февраля 1963 г. на пространстве первого е. с. района по методу Шишкова аналогичен соответствующему прогнозу по методу А.

Прогноз на календарный сезон зимы 1962-63 г., составленный по методу Дрогайцева (см. гл. X), указывал на сезонную аномалию значений H_{500} (положительную над Европейской территорией СССР и отрицательную над Западной Сибирью). Такая аномалия высотного барического поля должна была обусловить преобладание выноса теплых масс воздуха с запада и юго-запада на ЕТС и частое вторжение холода с севера и северо-запада на Западную Сибирь. В результате зима 1962-63 г. (декабрь, январь и февраль) ожидалась теплая над Европейской территорией СССР и холодная над Западной Сибирью и севером Казахстана. Из изложенного видно, что прогноз общего характера развития синоптических процессов в течение календарного

сезона зимы 1962-63 г. на пространстве первого е. с. района, полученный по методу Дрогайцева, не согласуется с соответствующим прогнозом, составленным по методу А.

Таким образом, на сезон зимы 1962-63 г. были составлены прогнозы общего характера развития синоптических процессов по шести методам (Байдала, Блюминой, Дрогайцева, Каца, Шишкова и по методу А). Из указанных шести прогнозов пять (исключение составляет прогноз по методу Дрогайцева) аналогичны друг другу. Исходя из этого, окончательно были приняты прогностические карты H_{500} , H_{1000}^{500} , ΔH , ΔH_1 , а также прогностическая схематическая карта приземных синоптических процессов на е. с. сезон зимы 1962-63 г., полученные по методу А. Затем по этому же методу А был дан прогноз Δt и ΔR на е. с. сезон зимы 1962-63 г. (т. е. с 26/XII 1962 г. по 15/III 1963 г.) по Европейской территории СССР, Западной Сибири, Казахстану, Средней Азии и Закавказью. По прогнозу ожидалось: а) холодная зима (с температурой воздуха за сезон на 2—3° ниже нормы) на Европейской территории СССР (исключая Северный Кавказ и северное побережье Каспийского моря); б) теплая зима (с температурой воздуха за сезон на 2—3° выше нормы) на Кавказе, в Средней Азии, Казахстане и на большей части Западной Сибири. При этом предполагалось количество осадков за сезон больше нормы на Кольском полуострове, на юге и юго-востоке ЕТС, на западе Казахстана, на западе и северо-западе Западной Сибири и в Закавказье. В остальных районах (территории, по которой составлялся прогноз) ожидалось количество осадков за сезон около нормы и лишь местами меньше нормы. Прогнозы Δt и ΔR , данные по методу А, вполне согласуются с соответствующими прогнозами, полученными по методам Байдала, Блюминой, Каца, Шишкова. Объясняется это тем, что по всем пяти методам, как уже отмечалось выше, прогнозируются на зиму 1962-63 г. аналогичные синоптические процессы.

После составления по методу А указанных прогнозов Δt и ΔR были рассмотрены четыре прогноза Δt на январь—февраль 1963 г. по Европейской территории СССР, полученные по методам Вительса, Воробьевой, Педя и Туркетти, а также Покровской. По методам Вительса, Покровской, а также Педя и Туркетти, ожидалось в январе—феврале 1963 г. преобладание на Европейской территории СССР отрицательной аномалии температуры воздуха. Отсюда ясно, что эти три прогноза соответствуют прогнозу по методу А. Однако по способу Воробьевой ожидалась положительная аномалия температуры воздуха в январе—феврале 1963 г. по всей ЕТС, что не согласуется с соответствующим прогнозом, полученным по методу А. Прогнозы на сезон по методу Педя, а также Педя и Дуйцевой не были составлены в связи с тем, что работы с изложением этих методов выполнены только в 1964 г.

Из изложенного видно, что по двум прогнозам, составленным по методам Воробьевой и Дрогайцева, зима 1963 г. на ЕТС ожидалась теплая, что противоречит указаниям, полученным по рассмотренным выше восьми методам. Поэтому, прежде чем принимать окончательное решение, были рассмотрены некоторые дополнительные материалы. Вначале выяснялся вопрос о том, встречались ли теплые зимы на Европейской территории СССР после таких е. с. сезонов предзимий, как в 1962 г. При этом для характеристики последних анализировались лишь Δt за соответствующий ноябрь, который, являясь центральным месяцем е. с. сезона предзимья, достаточно полно отражает его. За период с 1881 по 1961 г. подбирался аналог к ноябрю 1962 г. по распределению величины и знака Δt на ЕТС, в Западной Сибири, Казахстане, Средней Азии и Закавказье. В этом смысле наиболее аналогичными ноябрю 1962 г. оказались ноябри 1916, 1949 и 1950 гг. А зимы 1916-17, 1949-50 и 1950-51 гг. на ЕТС были холодными. Иными словами, после такого предзимья, как в 1962 г., теплой зимы на ЕТС не было с 1881 г., что дает основание считать маловероятной теплую зиму в 1962-63 г. Далее было установлено, что последние шесть лет (с 1957 по 1962 г.) на ЕТС преобладал положительный знак Δt за январь—февраль. Такой случай, когда подряд шесть лет на ЕТС положительный знак Δt был преобладающим в январе—феврале, наблюдался с 1881 г. еще лишь один раз (с 1934 по 1939 г.), но не отмечено ни одного случая, чтобы указанное явление имело место подряд семь лет. Последнее позволяет считать маловероятной теплую зиму в 1962-63 г.

Все вышеизложенное было обсуждено на специальном совещании синоптиков долгосрочников с участием всех авторов рассмотренных прогнозов. В результате чего в качестве официального прогноза были выпущены 1/XII 1962 г. прогнозы, составленные по методу А, с которыми согласуются прогнозы, полученные по методам Байдала, Блюминой, Вительса, Каца, Педя и Туркетти, Покровской, Шишкова.

После выпуска упомянутых прогнозов 10/XII 1962 г. был составлен прогноз на календарный сезон зимы 1962-63 г. по методу Педя и Сидоченко (см. гл. XI). По этому прогнозу зима 1962-63 г. должна была характеризоваться положительной аномалией температуры воздуха над большей частью Европейской территории СССР. Но данный прогноз нельзя считать достаточным для изменения сезонного прогноза Δt , выпущенного 1/XII 1962 г., по следующим причинам. Во-первых, в рассматриваемых сезонных прогнозах Δt сроки неодинаковые. Прогноз, полученный по методу Педя и Сидоченко, дан на период с 1/XII 1962 г. по 28/II 1963 г., а выпущенный 1/XII 1962 г. прогноз — с 26/XII 1962 г. по 15/III 1963 г. Поэтому эти прогнозы трудно сравнивать между собой. Во-вторых, по способу, изложенному

в [103], следует ожидать над ЕТС в январе 1963 г. температуру воздуха значительно ниже нормы. Такой вывод был получен на основании анализа карт H_{500} , ΔH_m , I_4 за ноябрь 1962 г.¹ Оказалось, что высотному гребню над ЕТС соответствует значительное тепло в тропосфере ($I_4 > 100$); а высотной ложбине над Западной Сибирью, Казахстаном и Средней Азией — очаг холода в районе Средней Азии (с величиной $I_4 = -200$ в центре). При этом отсутствуют адвекция значительного тепла в области указанного гребня и значительного холода ($I_4 < -100$) в область ложбины, расположенной восточнее этого гребня. А с ЕТС из области значительного тепла в районе высотного гребня воздушные потоки направлены в центральную часть очага значительного холода над Средней Азией, в область высотной ложбины. Такое распределение термобарического поля в рассматриваемом способе названо первым типом. При этом установлено, что в тех случаях, когда в исходном месяце значения Δt определяются термобарическим полем первого типа, в последующем происходит резкое изменение характера развития макропроцесса, обуславливающее во втором месяце после исходного распределение знака Δt , как правило, обратное по сравнению с имевшим место в исходном месяце. В ноябре 1962 г. имела место значительная положительная аномалия температуры воздуха на Европейской части СССР. Значит, на этой территории в январе 1963 г. следует ожидать значительную отрицательную аномалию температуры воздуха. В данном случае от ноября 1962 г. к январю 1963 г. должно наблюдаться следующее развитие термобарического поля. Отток тепла из области высотного гребня над ЕТС и адвекция холода с северо-запада на этот район приведут к формированию более интенсивной, чем обычно, высотной ложбины над указанной территорией. Одновременно адвекция тепла с ЕТС обусловит заполнение высотной ложбины над Западной Сибирью, Казахстаном и Средней Азией и формирование здесь высотного гребня. Отметим, что на карте H_{500} за ноябрь 1962 г. имеется ложбина, направленная с Гренландского моря на Западную Европу, а в районе Азорских островов — ядро высокого давления с гребнем на Исландию. Из области высотной ложбины, расположенной на северо-западе Атлантики, наблюдается адвекция значительного тепла в район Исландии. Этот процесс обусловит существенное повышение высот в районе Исландии, что в свою очередь усилит перенос холода с северо-запада на Европу. Таким образом, по рассмат-

Здесь ΔH_m — разность между средними значениями за месяц H_{500} — в данном пункте и по широте того же пункта, $I_4 = \frac{\Delta H_m}{\sigma_m}$, где ΔH_m — отклонение от нормы величин H_{1000}^{500} за месяц, σ_m — среднее квадратическое значение ΔH_m .

риваемому способу следует ожидать в январе 1963 г. интенсивную высотную ложбину над Европой и высотный гребень над Средней Азией и Казахстаном. Такой характер развития термобарического поля вполне соответствует тому, что ожидалось по сезонному прогнозу, выпущенному 1/XII 1962 г. Поэтому он был оставлен без изменения.

Прогноз на е. с. сезон зимы 1962-63 г., выпущенный 1/XII 1962 г., был уточнен после начала указанного сезона. Проведенный с этой целью анализ графика значений δQ за период с октября по декабрь 1962 г. (см. гл. IV) показал, что после начала е. с. сезона предзимья (т. е. с 24 октября) первый минимум на кривой (равный $-0,6$) приходится на первую декаду декабря. От второй к третьей декаде декабря наблюдается ровный ход кривой при значении $\delta Q = -0,4$, а за первую декаду января 1963 г. $\delta Q = -0,3$. Отсюда ясно, что в данном случае, если принять вторую декаду декабря за n , то удовлетворяется неравенство $\delta Q_{n-1} \geq \delta Q_n < \delta Q_{n+1}$, приведенное в главе IV. Из этого следует, что по характеру графика значений δQ е. с. сезон зимы 1962-63 г. начался в третьей декаде декабря. Анализ карт значений H_{500} , $\Delta H_{\text{п}}$, $I_{\text{ап}}$ за е. с. периоды показал, что е. с. сезон зимы 1962-63 г. начался 24/XII с осуществления е. с. периода, в общих чертах аналогичного е. с. периоду 26—30/XI 1962 г., который был взят как характерный для указанного сезона. Общий характер развития синоптических процессов на пространстве первого е. с. района в е. с. периодах 26—30/XI 1962 г. и 24—29/XII 1962 г. в общем сходный, но 24—29/XII 1962 г. высотный антициклон находится в районе Исландии, а не Ирландии, как это имело место 26—30/XI 1962 г. Однако синоптические процессы 24—29/XII 1962 г. не аналогичны процессам, имевшим место в е. с. периоде 8—12/X 1962 г., который был использован при составлении прогноза на е. с. сезон зимы 1962-63 г. В таких случаях целесообразно давать прогноз на наступивший е. с. сезон по данным за первые два е. с. периода. Поэтому были составлены (по способу, изложенному в главе VII) прогнозы H_{500} , H_{1000}^{500} , ΔH , ΔH_1 , Δt , ΔR , а также схематическая прогностическая карта приземных синоптических процессов по соответствующим данным за е. с. периоды 24—29/XII 1962 и 30/XII 1962—4/I 1963. Эти прогнозы (уточненные) в основном подтверждают выпущенные 1/XII 1962 г. (первоначальные прогнозы). Но между ними имеются и некоторые отличия, которые заключаются в том, что по уточнению ожидается над Европой высотная ложбина, а над Средней Азией и Казахстаном высотный гребень более интенсивный, чем в первоначальном прогнозе. При этом по уточненному прогнозу аномалия температуры воздуха за е. с. сезон зимы 1962-63 г. должна быть на Европейской территории СССР (за исключением ее юго-восточной части) значительно ниже нормы (очаг отрицательной аномалии со значением $4-5^\circ$ на

западе), а на остальной части района (по которому дается прогноз) — значительно выше нормы (очаг положительной аномалии со значением $6-7^{\circ}$ в Казахстане). Прогноз ΔR , составленный по данным за первые два е. с. периода наступившего е. с. сезона зимы, в общем подтвердил первоначальные предположения.

Фактический е. с. сезон зимы 1962-63 г. оказался весьма продолжительным, он длился 98 дней (с 24/XII 1962 г. по 30/III 1963 г.). В течение его на карте средних значений H_{500} наблюдались: циклон с центром на севере Карского моря; ложбина, направленная с Новой Земли на центральную часть Средиземного моря; гребень в районе Средней Азии и Казахстана; а также гребень, ориентированный с Фарерских островов на Исландию и Гренландию. При этом за рассматриваемый сезон отрицательными значениями ΔH и ΔH_1 была занята почти вся Европа и большая часть Северной Атлантики, а положительные значения ΔH и ΔH_1 имели место в районе Гренландия—Исландия—Скандинавия (включая Гренландское и Норвежское моря), а также над Малой Азией, Кавказом, Средней Азией, Казахстаном и юго-востоком Западной Сибири. Приземные синоптические процессы за указанный сезон характеризовались перемещением антициклонов с Гренландии и Скандинавии на юго-восток, циклонов с районов Черного и Каспийского морей на северо-восток, а также циклонической деятельностью более интенсивной, чем обычно, над Северной Атлантикой (южнее 55° с. ш.), Баренцевым и Карским морями.

Общий характер синоптических процессов, имевших место в течение е. с. сезона зимы 1962-63 г., обусловил в этом сезоне отрицательную аномалию температуры воздуха (со значением в очаге -6°) на Европейской территории СССР (за исключением крайнего юго-востока) и крайнем северо-западе Западной Сибири; положительную аномалию температуры воздуха (со значением в очаге $+7^{\circ}$) на Кавказе, в Средней Азии, Казахстане и на большей части Западной Сибири. Количество осадков за сезон наблюдалось больше нормы на юге и юго-востоке ЕТС, западе и севере Западной Сибири, а также на большей части Кавказа и Кольского полуострова. Осадки меньше нормы имели место в Прибалтике, в районе озера Ильмень, во многих районах юго-востока Западной Сибири и северо-востока Казахстана, а также в Туркмении. В остальной части ЕТС, Западной Сибири, Казахстана и Средней Азии осадки были около нормы и лишь местами меньше нормы.

Сравнивая фактически наблюдавшиеся в течение е. с. сезона зимы 1962-63 г. синоптические процессы и погоду с соответствующими сезонными прогнозами (приведенными выше), нетрудно заметить, что они в общем оправдались. Основное отличие между фактическим и прогностическим общим характером развития синоптических процессов заключается в том, что в районе

Исландии положительные значения ΔH оказались значительно выше (примерно на 8—10 дкм), чем предполагалось по первоначальному прогнозу. А в районах Гренландии и Гренландского моря вместо ожидаемых отрицательных значений ΔH наблюдались положительные (2—9 дкм). Такое повышение высот в районе Исландия—Гренландия—Гренландское море обусловило вторжение холода на Европу более интенсивное, чем предполагалось по первоначальному прогнозу. Этот же процесс вызвал вынос значительного тепла с Малой Азии на Казахстан. В результате в е. с. сезоне зимы 1962-63 г. очаги холода на Европейской территории СССР и тепла в Казахстане получились более интенсивными, чем предполагалось по первоначальному прогнозу. Интенсивность указанных очагов тепла и холода была удачно предусмотрена в уточненном прогнозе. Первоначальный прогноз (выпущенный 1/XII 1962 г.) по ЕТС, Западной Сибири, Казахстану, Средней Азии и Закавказью оправдался по знаку хорошо ($\rho = +0,36$), а прогноз ΔR по той же территории осуществился (по системе проверки, принятой в Центральном институте прогнозов) на 70%.

Рассмотренный пример прогноза на е. с. сезон зимы 1962-63 г. дает общее представление о составлении сезонных прогнозов погоды комплексным методом, предложенным в настоящей работе. По этому методу с конца 1962 г. регулярно даются прогнозы на все е. с. сезоны. За истекшее время (три года) было выпущено 18 сезонных прогнозов погоды. Прогнозы Δt и ΔR на е. с. сезоны составлялись по ЕТС, Западной Сибири, Казахстану, Средней Азии и Закавказью.

Проверка осуществления их показала, что в среднем оправдались удовлетворительно прогнозы как Δt , так и ΔR . Однако изложенный комплексный метод составления сезонных прогнозов погоды, к сожалению, не гарантирует устойчивую успешность выпускаемых прогнозов. Для достижения этой устойчивости необходимо в первую очередь решение проблем, отмеченных во введении настоящей работы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Байдал М. Х. Некоторые особенности преобразования сезонных макросиноптических процессов. Труды КазНИГМИ, вып. 6, 1956.
2. Байдал М. Х. Повторяемость естественных синоптических периодов с западно-восточной циркуляцией. Труды КазНИГМИ, вып. 6, 1956.
3. Байдал М. Х. Макроциркуляционные основы фоновых долгосрочных прогнозов сезонных явлений в Казахстане. Труды КазНИГМИ, вып. 15, 1960.
4. Байдал М. Х. Комплексный макроциркуляционный метод долгосрочных прогнозов погоды. Труды КазНИГМИ, Гидрометеиздат, Л., 1961.
5. Байдал М. Х. Особенности преобразования макроциркуляционных процессов и долгосрочные прогнозы погоды по Казахстану. Труды КазНИГМИ, вып. 20, 1963.
6. Байдал М. Х. Долгосрочные прогнозы погоды и колебаний климата Казахстана. Часть I, II, 1964, часть III, 1965, Гидрометеиздат, Л.
7. Барабашкина А. П. и Лескова Е. А. О естественных синоптических периодах в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке. Труды ДВНИГМИ, вып. 3, 1958.
8. Барабашкина А. П. Теплые и холодные сезоны лета в Приморье и на Сахалине. Труды ДВНИГМИ, вып. 10, 1960.
9. Батяева Т. Ф., Минина Л. С. Погода и циркуляция атмосферы зимой 1962/63 года. Труды ЦИП, вып. 137, 1964.
- 9а. Блинова Е. Н. Гидродинамическая теория волн давления, температурных волн и центров действия атмосферы. ДАН СССР, т. 39, № 7, 1943.
- 9б. Блинова Е. Н. Вычислительная схема для гидродинамического долгосрочного прогноза погоды. Труды ММЦ, вып. 5, 1965.
10. Блюмина Л. И. Синоптические условия экстремально-теплых и экстремально-холодных синоптических сезонов весны на Европейской территории СССР. Труды ЦИП, вып. 11 (38), 1949.
11. Блюмина Л. И. Весенние синоптические сезоны с избытком и недобором осадков на Европейской территории СССР. Труды ЦИП, вып. 030, 1951.
12. Блюмина Л. И. Способ составления прогноза общего характера синоптических процессов и аномалии температуры воздуха на весну. Труды ЦИП, вып. 109, 1959.
13. Блюмина Л. И. О прогнозе аномалии приземной температуры воздуха на сезон и месяц. Труды ЦИП, вып. 127, 1963.
14. Борисова Е. И. Синоптические условия экстремально-холодных и экстремально-теплых синоптических сезонов зимы на Европейской территории Союза ССР. Труды ЦИП, вып. 11 (38), 1949.

15. Борисова Е. И. Дефицит осадков в синоптическом сезоне зимы на Европейской части СССР. Труды ЦИП, вып. 030, 1951.
16. Булинская Н. А. К методике составления долгосрочных прогнозов погоды. Метеорология и гидрология, № 3, 1949.
17. Булинская Н. А. Основы синоптического метода составления долгосрочных прогнозов погоды Б. П. Мультановского. Труды Морского гидрофиз. ин-та АН СССР, т. XII, 1958.
18. Вангенгейм Г. Я. Синоптическая метеорология и ее возможности в предсказании погоды. Изд. ГГО, Л., 1931.
19. Вангенгейм Г. Я. Некоторые итоги по разработке методики прогноза вскрытия рек. Труды НИУ ГУГМС, сер. IV, вып. 3, 1941.
20. Вангенгейм Г. Я. Долгосрочный прогноз температуры воздуха и вскрытия рек. Труды ГГИ, вып. 10, 1940.
21. Вангенгейм Г. Я. Некоторые особенности среднеширотной циркуляции атмосферы северного полушария и их прогнозирование. Сб. Проблемы Арктики, № 5, 1958.
22. Васюков К. А., Зверев Н. И., Педь Д. А. Использование принципа аналогичности при прогнозе синоптических процессов и погоды на пять суток. Труды ЦИП, вып. 116, 1962.
23. Вильд Г. И. О температуре воздуха в Российской Империи. СПб., 1882.
24. Вительс Л. А. О продолжительности естественных синоптических периодов. Метеорология и гидрология, № 4, 1947.
25. Вительс Л. А. Характеристики барико-циркуляционного режима и их использование для долгосрочного прогноза сезонных особенностей циркуляции. Труды ГГО, вып. 15, 1949.
26. Вительс Л. А. О построении долгосрочного гидрологического прогноза на синоптической основе. Труды III Всесоюзного гидрол. съезда, том III, 1959.
27. Вительс Л. А. Вопросы усовершенствования и практического применения синоптико-климатологического метода долгосрочных прогнозов. Труды ГГО, вып. 111, 1961.
28. Вительс Л. А. Опыт анализа прогностической связи с учетом солнечной активности. Труды ГГО, вып. 111, 1961.
29. Вительс Л. А. Влияние солнечной активности на связь зимних и летних температур воздуха. Солнечные данные 1962 г. Бюллетень, № 9.
30. Вительс Л. А., Ромашкина С. Б. Инерционные связи зимних и весенних аномалий температуры воздуха на Европейской территории СССР. Труды ГГО, вып. 118, 1963.
31. Вительс Л. А., Касогледова С. В. Новая схема определения и учета прогностических признаков в синоптико-климатологическом методе долгосрочных прогнозов осадков. Труды ГГО, вып. 164, 1964.
32. Воробьева Е. В. О прогнозе знака аномалий средних месячных температур воздуха на юго-востоке Европейской территории СССР. Труды ГГО, вып. 87, 1959.
33. Воробьева Е. В. Опыт комплексного использования характеристик форм интенсивности атмосферной циркуляции для анализа термических аномалий. Труды ГГО, вып. 89, 1959.
34. Воробьева Е. В. Сопряженность атмосферных процессов в северном полушарии. Гидрометеониздат, Л., 1962.
35. Грибоедов С. Д. Замкнутые периодические циклы в деятельности сибирского антициклона. Геофиз. сб., т. III, вып. 3, 1917.
36. Джорджно В. А., Петросянц М. А. О границах естественного синоптического района для Средней Азии. Бюлл. САГУ, вып. 29, 1949.
37. Дзердзеевский Б. Л., Курганская В. М. и Витвицкая З. М. Типизация циркуляционных механизмов в северном полушарии и характеристика синоптических сезонов. Труды НИУ ГУГМС, сер. II, вып. 21, 1946.

38. Дзюба В. К. Положение планетарной высотной фронтальной зоны в течение зимних синоптических периодов над Восточной Азией. Труды ДВНИГМИ, вып. 10, 1960.
39. Дрогайцев Д. А. Долгосрочные гидрометеорологические прогнозы на основе учета колебаний температуры. Гидрометеиздат, 1959.
40. Дрогайцев Д. А. Прогноз температуры воздуха на зиму. Труды ЦИП, вып. 132, 1964.
41. Дрогайцев Д. А. К прогнозу температуры воздуха на зиму. Труды ЦИП, вып. 135, 1964.
42. Дрогайцев Д. А. Новый метод долгосрочного прогноза осадков на весну и начало лета. Труды ЦИП, вып. 135, 1964.
43. Дуйцева М. А., Педь Д. А. Формирование сезонной аномалии температуры воздуха в связи с ее распределением на северном полушарии. Труды ЦИП, вып. 147, 1966.
44. Дулетова Т. А. Синоптический метод долгосрочных прогнозов погоды. Климат и погода, № 4, 1935.
45. Дулетова Т. А. и др. Основы синоптического метода долгосрочных прогнозов погоды. Гидрометеиздат, Л., 1940.
46. Дулетова Т. А. Применение закономерностей естественного синоптического периода к прогнозу на три дня. Труды НИУ ГУГМС, сер. II, вып. 3, 1943.
47. Дулетова Т. А. Об устойчивости в развитии атмосферных процессов. Труды КазНИГМИ, вып. 6, 1956.
48. Дулетова Т. А. и Комиссарова Л. Н. Связь сезонов и ритмичности. Труды ЦИП, вып. 51, 1957.
49. Дулетова Т. А. и Гребенюк Е. В. Карты размещения высоких холодных циклонов и высоких теплых антициклонов в конце естественного синоптического периода. Труды КазНИГМИ, вып. 10, 1959.
50. Ершова Н. Д. О влиянии мирового океана на климат материков. Изд. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., № 2—3, 1938.
51. Захарова Н. М., Пагава С. Т. Результаты испытания способа расчета карты AT_{500} на тенденцию следующего естественного синоптического периода. Труды ЦИП, вып. 127, 1963.
52. Захарова Н. М., Токунова А. И. Результаты испытания количественного способа определения даты начала естественного синоптического периода. Труды ЦИП, вып. 138, 1965.
53. Захарова Н. М. Прогностическое значение некоторых особенностей термобарических полей в нижней стратосфере. Метеорология и гидрология, № 11, 1965.
54. Зверев Н. И., Педь Д. А. Определение аналогичности полей метеорологических элементов при помощи электронной вычислительной машины «Погода». Метеорология и гидрология, № 10, 1960.
55. Кайгородов Д. Н. Материалы по фенологии Петрограда. Изд. Геогр. ин-та, вып. 2, 1922.
56. Кац А. Л. Аэросиноптическая характеристика засушливых сезонов теплого полугодия на Европейской территории СССР. Труды ЦИП, вып. 09, 1948.
57. Кац А. Л. Два типа предзимий с дефицитом осадков на ЕТС. Метеорология и гидрология, № 4, 1949.
58. Кац А. Л. и Семенов В. Г. О продолжительности естественных синоптических периодов за 1938—1948 гг. Метеорология и гидрология, № 3, 1950.
59. Кац А. Л. Изменение направленности переноса воздушных масс в тропосфере при смене естественных синоптических периодов. Метеорология и гидрология, № 4, 1950.
60. Кац А. Л. Аэросиноптическая характеристика синоптических сезонов холодного полугодия с дефицитом осадков на Европейской территории СССР и в Западной Сибири. Труды ЦИП, вып. 030, 1951.

61. Кац А. Л. Изменения барической топографии в синоптических сезонах. Метеорология и гидрология, № 11, 1951.
62. Кац А. Л. Основы методики уточнения прогноза на синоптические сезоны. Труды ЦИП, вып. 032, 1951.
63. Кац А. Л. Об изучении и оценке общей циркуляции атмосферы. Метеорология и гидрология, № 6, 1954.
64. Кац А. Л., Морской Г. И., Семенов В. Г. Формирование крупных аномалий температуры воздуха на территории СССР в зимние месяцы. Труды ЦИП, вып. 49, 1957.
65. Кац А. Л. Использование некоторых особенностей преобразования макропроцессов синоптических сезонов для месячного прогноза. Труды ЦИП, вып. 74, 1959.
66. Кац А. Л. Сезонные изменения общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы. Гидрометеиздат, Л., 1960.
67. Кац А. Л., Храбров Ю. Б., Федулова М. Н., Якушева О. М. Прогноз средних значений H_{500} на текущий период и тенденцию следующего синоптического периода с помощью эмпирических функций влияния. Труды ЦИП, вып. 119, 1962.
68. Кац А. Л., Князева В. И., Токунова А. И. Объективный прогноз средних значений H_{500} синоптического периода. Метеорология и гидрология, № 2, 1964.
69. Кашин К. И., Пагава С. Т. Исследование значительных месячных аномалий температуры воздуха на Европейской территории СССР. Гидрометеиздат, М., 1959.
70. Кист М. Я. Синоптические условия экстремально-теплых и экстремально-холодных летних синоптических сезонов на Европейской территории Союза ССР. Труды ЦИП, вып. 11 (38), 1949.
71. Климатологический атлас СССР. Труды конференции по размещению производительных сил в СССР. Вып. III, Изд. Госплана СССР и ГК СССР и РСФСР, Л., 1933.
72. Климатологический справочник по зарубежной Арктике. Труды Арктического института, т. 177, 1941.
73. Лескова Е. А. Экстремально-теплые и экстремально-холодные синоптические сезоны зимы в Восточной Азии. Труды ДВНИГМИ, вып. 10, 1960.
74. Лир Э. С. Основные черты зимнего синоптического процесса в северном полушарии. Ж. Геофиз., т. 2, № 3—4, 1932.
75. Лир Э. С. Типы сезонных циркуляций атмосферы над Европой и Атлантикой. Метеорология и гидрология, № 1, 3—7, 1936.
76. Лорис-Меликов М. А. Опыт характеристики и дальнейшего развития методов долгосрочных прогнозов школы Б. П. Мультановского и их отношение к норвежской метеорологической системе. Ж. Геофиз., вып. 3—4, 1932.
77. Машкович С. А., Добрышман Е. М., Хейфец Я. М. Характеристики зональной циркуляции. Гидрометеиздат, М., 1958.
78. Машкович С. А., Хейфец Я. М. О некоторых характеристиках зональной циркуляции атмосферы над северным полушарием за период Международного геофизического года. Труды ЦИП, вып. 111, 1961.
79. Мультановский Б. П. Влияние центров действия атмосферы на погоду Европейской России в теплое время года. Геофиз. сб., т. II, вып. 3, 1915.
80. Мультановский Б. П. Основные положения для деления Европейской России на районы по воздействиям полярного центра действия атмосферы. Изв. ГФО, № 3, 1920.
81. Мультановский Б. П. Основные положения синоптического метода долгосрочных прогнозов погоды. Изд. ЦУЕГМС, М., 1933.
82. Напетваридзе Е. А., Папинашвили К. И. Особенности циркуляционных процессов атмосферы, обуславливающих формирование круп-

ных сезонных аномалий температуры воздуха на территории Закавказья и их прогнозирование. Труды ТбилНИГМИ, вып. 5, 1959.

83. Некрасов В. П. Прогноз продолжительности естественных синоптических периодов. Труды ЦИП, вып. 109, 1961.

84. Некрасов В. П. Состояние и эволюция тропосферы в естественных синоптических сезонах над Европой и северной частью Атлантического океана. Труды ЦИП, вып. 127, 1963.

85. Пагава С. Т. Естественный синоптический период. Климат и погода, № 3, 1936.

86. Пагава С. Т. О природе трех- и пятимесячных ритмов в атмосфере. Труды НИУ ГУГМС, сер. II, вып. 3, 1943.

87. Пагава С. Т. Основы синоптического метода долгосрочных прогнозов погоды малой заблаговременности. Труды НИУ ГУГМС, сер. II, вып. 20, 1946.

88. Пагава С. Т. Высотные деформационные поля естественного синоптического периода. Метеорология и гидрология, № 5, 1948.

89. Пагава С. Т. Определение границ естественных синоптических периодов. Метеорология и гидрология, № 6, 1948.

90. Пагава С. Т. Синоптический метод месячных прогнозов погоды. Труды ЦИП, вып. 05, 1948.

91. Пагава С. Т. Методика сезонных прогнозов погоды. Труды ЦИП, вып. 025, 1950.

92. Пагава С. Т. Смежные аналогичные естественные синоптические периоды. Метеорология и гидрология, № 5, 1951.

93. Пагава С. Т. Способ уточнения месячных прогнозов погоды. Труды ЦИП, вып. 032, 1951.

94. Пагава С. Т. Повторяемость некоторых типов синоптических процессов. Метеорология и гидрология, № 6, 1951.

95. Пагава С. Т. Сезонные значения относительной топографии и их использование при составлении долгосрочных прогнозов погоды. Труды ЦИП, вып. 040, 1952.

96. Пагава С. Т. Уточнение метода составления прогноза погоды на два смежных естественных синоптических периода. Труды ЦИП, вып. 043, 1952.

97. Пагава С. Т. Влияние тепловых потоков в атмосфере на формирование естественных синоптических сезонов. Труды ЦИП, вып. 050, 1953.

98. Пагава С. Т. О естественном синоптическом районе. Метеорология и гидрология, № 10, 1953.

99. Пагава С. Т. Естественный синоптический район. Труды ЦИП, вып. 36 (63), 1954.

100. Пагава С. Т. Составление сезонного прогноза температуры воздуха для некоторых типов естественных синоптических сезонов. Труды ЦИП, вып. 062, 1955.

101. Пагава С. Т. Уточнение метода составления прогноза погоды на естественный синоптический сезон. Труды ЦИП, вып. 062, 1955.

102. Пагава С. Т., Аристов Н. А., Блюмина Л. И., Захарова Н. М., Севалкина Н. А. Влияние Северной Атлантики на развитие синоптических процессов. Гидрометеоздат, М., 1958.

103. Пагава С. Т., Захарова Н. М., Севалкина Н. А. Атмосферные макропроцессы, обуславливающие значительные месячные аномалии температуры воздуха на Европейской территории СССР. Гидрометеоздат, М., 1960.

104. Пагава С. Т. Об определении даты начала естественного синоптического периода. Метеорология и гидрология, № 7, 1961.

105. Пагава С. Т. Принципы составления долгосрочных прогнозов погоды малой заблаговременности. Гидрометеоздат, М., 1961.

106. Пагава С. Т. О характере связи между тепловым состоянием Северной Атлантики и температурой воздуха в Европе. Метеорология и гидрология, № 1, 1962.

107. Пагава С. Т. Способ расчета во второй день естественного синоптического периода среднего значения H_{500} на последующие дни его. Метеорология и гидрология, № 5, 1962.
108. Пагава С. Т. Количественный способ определения даты начала естественного синоптического периода. Метеорология и гидрология, № 1, 1963.
109. Пагава С. Т., Захарова Н. М., Севалкина Н. А. Уточнение некоторых положений метода составления сезонных прогнозов погоды. Труды ЦИП, вып. 127, 1963.
110. Пагава С. Т. Способ расчета среднего значения H_{500} на тенденцию естественного синоптического периода. Метеорология и гидрология, № 2, 1964.
111. Пагава С. Т. О совместном анализе теплового состояния океана и процессов в атмосфере. Метеорология и гидрология, № 7, 1965.
112. Пагава С. Т. Предвестники сезонов в нижней стратосфере. Метеорология и гидрология, № 9, 1965.
113. Пагава С. Т. Об использовании данных наблюдений в стратосфере при анализе естественных синоптических сезонов. Метеорология и гидрология, № 11, 1964.
114. Папинашвили К. И. Атмосферные процессы в Закавказье и их связь с макроциркуляционными процессами над Евразией. Гидрометеоздат. Л., 1963.
115. Папинашвили К. И. Связь между атмосферными процессами в Закавказье и планетарными высотными фронтальными зонами в северном полушарии. Труды ЗакНИГМИ, вып. 11, 1963.
116. Педь Д. А. Некоторые случаи прогноза продолжительности естественного синоптического периода. Метеорология и гидрология, № 6, 1949.
117. Педь Д. А. О некоторых особенностях циркуляции в естественных синоптических периодах. Метеорология и гидрология, № 8, 1957.
118. Педь Д. А. Определение границ макропроцессов при помощи индекса циркуляции. Труды ЦИП, вып. 63, 1957.
119. Педь Д. А., Сидоченко Т. В. Связь аномалии средней месячной температуры воздуха с циркуляцией атмосферных процессов. Труды ЦИП, вып. 89, 1960.
120. Педь Д. А., Сидоченко Т. В. Способ сезонного прогноза аномалии температуры воздуха. Труды ЦИП, вып. 109, 1961.
121. Педь Д. А. Установление границ естественных синоптических периодов при помощи индекса аналогичности. Труды ЦИП, вып. 103, 1962.
122. Педь Д. А., Бабкин А. В. Прогноз аномалии температуры воздуха на июль—август для Европейской территории СССР. Труды ЦИП, вып. 127, 1963.
123. Педь Д. А., Туркетти З. Л. Способ прогноза аномалии температуры воздуха по характеру ее в предшествующие месяцы. Труды ЦИП, вып. 132, 1964.
124. Педь Д. А., Туркетти З. Л. Расчет аномалии температуры воздуха на сезон и его части по предшествующему термическому режиму. Труды ЦИП, вып. 138, 1965.
125. Педь Д. А. К проблеме прогноза осадков на месяц. Труды ЦИП, вып. 139, 1965.
126. Поггенполь В. А. Метод ведения точных фенологических наблюдений. Краеведение, № 4, 1924.
127. Погосян Х. П., Таборовский Н. Л. Высотные деформационные поля и их роль в цикло- и антициклогенезе. Метеорология и гидрология, № 4, 1940.
128. Погосян Х. П. Сезонные колебания общей циркуляции атмосферы. Труды ЦИП, вып. 1 (28), 1947.
129. Погосян Х. П., Павловская А. А., Шабельникова М. В. Взаимосвязь процессов в тропосфере и стратосфере северного полушария. Гидрометеоздат, Л., 1965.

130. Погосян Х. П. Сезонные и внутрисезонные изменения температуры, геопотенциала и атмосферной циркуляции в тропосфере и стратосфере земного шара. МГК при АН СССР. Метеорология и гидрология, № 10, 1965.
131. Покровская Т. В. О применении метода множественной корреляции к качественным правилам долгосрочных прогнозов погоды. Труды ГГО, вып. 37, 1959.
132. Покровская Т. В. Статистическая оценка прогнозов месячной температуры на Европейской территории СССР с использованием характеристик циркуляции по Г. Я. Вангенгейму. Труды ГГО, вып. 133, 1962.
133. Попова М. А. Условия эволюции осредненных по времени полей абсолютного геопотенциала. Метеорология и гидрология, № 2, 1961.
134. Рубинштейн Е. С. Атлас средних месячных температур воздуха в Европейской части СССР. Изд. ГГО, 1926.
135. Рубинштейн Е. С. Атлас средних месячных температур воздуха в Азиатской части СССР. Изд. ГГО, 1931.
136. Рубинштейн Е. С. Об изменении климата СССР за последние десятилетия. Сб. работ «А. И. Воейков и современные проблемы климатологии». Гидрометеиздат, Л., 1956.
137. Сборно-кинематические и средние карты АТ₅₀₀ синоптических периодов. Изд. ЦИП, М., 1960.
138. Сборные карты нормальных процессов (осей) по Мультиановскому. Изд. ГГО, 1934.
139. Семенов В. Г. Использование средних карт относительной топографии для долгосрочных прогнозов погоды. Метеорология и гидрология, № 4, 1951.
140. Сергеев Н. И. Синоптические сезоны и сезонные аномалии температуры воздуха холодного полугодия в Восточной Сибири. Сб. работ по синоптике, № 3. Гидрометеиздат, М., 1959.
141. Сидоченко Т. В., Федулова М. Н. Результаты проверки правил Т. А. Дулетовой к прогнозу высоких циклонов и определение дат естественных синоптических периодов. Труды ЦИП, вып. 87, 1959.
142. Спиридонова Ю. В. Смещение естественных синоптических районов северного полушария. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 6, 1959.
143. Спиридонова Ю. В. Сопряженность атмосферной циркуляции в различных частях северного полушария. Изд. АН СССР, М., 1962.
144. Спицина Н. Л. Результаты проверки прогнозов месячных аномалий осадков по методу Л. А. Вительса. Труды ГГО, вып. 148, 1963.
145. Стехновский Д. И. Крупные аномалии давления в период 1955—1959 гг. Труды ЦИП, вып. 143, 1965.
146. Таборовский Н. Л. Преобразование высотного барического поля и смена естественных синоптических периодов. Труды НИУ ГУГМС, сер. II, вып. 3, 1943.
147. Туркетти З. Л. О возможности применения количественных критериев для оценки аналогичности атмосферных процессов при прогнозе последовательности их развития. Труды ЦИП, вып. 127, 1963.
148. Туркетти З. Л. Проверка некоторых схем повторяемости макропроцессов на электронной вычислительной машине «Погода». Труды ЦИП, вып. 138, 1965.
149. Туркетти З. Л. Учет особенностей термобарического поля нижней стратосферы при составлении сезонных прогнозов погоды. Метеорология и гидрология, № 10, 1965.
150. Федулова М. Н. Расчет средних значений H_{500} синоптического периода по исходным данным его первого дня. Метеорология и гидрология, № 3, 1964.
151. Храбров Ю. Б. Прогноз волн холода в Средней Азии на естественный синоптический период. Труды ЦИП, вып. 19 (46), 1949.
152. Храбров Ю. Б. Основные черты развития синоптических процессов в естественных синоптических периодах. Труды ЦИП, вып. 63, 1957.

153. Цепканова Е. И. Синоптические условия экстремально-теплых и экстремально-холодных синоптических сезонов предзимий на Европейской территории Союза ССР. Труды ЦИП, вып. 11 (38), 1949.
154. Цепканова Е. И. Синоптические условия дефицита осадков на Европейской территории СССР в сезоне предзимья. Труды ЦИП, вып. 030, 1951.
155. Цепканова Е. И. Уточнение методики прогноза погоды на естественный синоптический сезон. Труды ЦИП, вып. 050, 1953.
156. Цепканова Е. И. Определение обеспеченности способа уточнения прогноза аномалии температуры воздуха на естественный синоптический сезон. Труды ЦИП, вып. 062, 1955.
157. Цепканова Е. И., Урьева Б. Р. Прогноз общей характеристики погоды на месяц. Труды ЦИП, вып. 71, 1958.
158. Шинце Г. Практика синоптического анализа. Изд. Гос. геогр. об-ва, Л., 1934.
159. Шишков В. Г. О естественном синоптическом периоде. Труды ГГО, вып. 27, 1939.
160. Шишков В. Г. Синоптические условия экстремально-холодных и экстремально-теплых синоптических сезонов осени на Европейской территории Союза ССР. Труды ЦИП, вып. 11 (38), 1949.
161. Шишков В. Г. Дефицит осадков в синоптическом сезоне осени на Европейской территории СССР (южнее 60° с. ш.). Труды ЦИП, вып. 030, 1951.
162. Шишков В. Г. Избыток осадков в синоптическом сезоне осени на Европейской части СССР (южнее 60° с. ш.). Труды ЦИП, вып. 030, 1951.
163. Шишков В. Г. О некоторых закономерностях в развитии атмосферных процессов. Метеорология и гидрология, № 7, 1957.
164. Шишков В. Г. Методика составления месячных прогнозов погоды на основе повторяемости синоптических процессов. Труды ЦИП, вып. 71, 1958.
165. Шишков В. Г. Исследование аналогичных положений в атмосферной циркуляции. Труды ЦИП, вып. 89, 1960.
166. Штабова А. И. Основные типы синоптических процессов Дальнего Востока и их повторяемость. Сб. «Синоптические процессы Дальнего Востока». Гидрометеиздат, 1940.
167. Штабова А. И. Синоптические процессы (оси) холодного полугодия на Дальнем Востоке. Сб. «Синоптические процессы Дальнего Востока». Гидрометеиздат, 1940.
168. Штабова А. И. Оси антициклонов на Дальнем Востоке. Труды МГМИ, 1941.
169. Штабова А. И. Типы синоптических процессов Дальнего Востока. Труды МГМИ, 1941.
170. Штабова А. И. Естественные синоптические периоды на пространстве Сибири и Дальнего Востока. Труды НИУ ГУГМС, сер. II, вып. 3, 1943.
171. Шулейкин В. В. Атлантические воды и климат СССР. Изв. АН СССР, № 5, 1935.
172. Шулейкин В. В. Физика моря. Изд. АН СССР, 1941.
173. Шулейкин В. В. Очерки по физике моря. Изд. АН СССР, 1949.
174. Banerji S. K. Indian Journ. Meteorol. Geophys., 4—14, 1950.
175. Baur F. Grundlagen einer Vierteljahrstemperaturvorhersage für Deutschland. Braunschweig, 1926.
176. Baur F. Die Formen der atmosphärischen Zirkulation in der gemäßigten Zone. Gerl. Beiträge, 34—264, 1931.
177. Baur F. Official weather forecasting for 10-day periods in Germany. Bulletin of American Meteorol. Society. Boston, 1936.
178. Baur F. Zur Frage der Beziehungen zwischen der Temperaturcharakter Mitteleuropas. Meteorol. Zeitschrift. Braunschweig, 188, 1937.

179. Baur F. Compendium of meteorology, 1951. (Русский пер. см. в сб. «Вопросы предсказания погоды». Гидрометеоиздат, 1958).
180. Baur F. Großwettervorhersagen durch extraterrestrische Sonnenbeobachtung. Naturwiss Rundschau, N. 7, 16, 1963.
181. Berlage H. P. Waar staan we met de verwachtingen op lange termijn? „Hamel en dampkring“, N 10—11, 60, 1962.
182. Bijl W. Mededelingen en Verhandelingen, № 58, 1952.
183. Brückner E. Klimaschwankungen der Diluvialzeit. Geogr. Abhandl. Wien, 1890.
184. Clayton H. H. Long-period weather changes and methods of forecasting. Monthly Weather Review. Washington, 359, 1936.
185. Craddock J. M. The problem of long-range weather forecasting. „Weather“, No 2, 19, 1964.
186. Craics Agnes. A hosszabb tartamú előrejelzések állásáról. „Jdöjárás“, N 2, 66, 1962.
187. Dove H. W. Die Verbreitung der Wärme auf der Oberfläche der Erde. Berlin, 1852.
188. Ebdon R. A. 100-mb temperature and contour patterns (January to April 1962 and 1964). Weather, London, March, 1965.
189. Elliot K. D. Extended Forecasting by Weather Type Methods. Washington, 1944.
190. Exner F. M. Monatliche Luftdruck und Temperatur anomalien auf der Erde. Sitzungsberichte der Wiener Acad. B. 123, 1924.
191. Galle P. H. Proceedings Acad. Amsterdam. Vol. 18, 1435, 1916.
192. Garriock W. S. Long-range weather forecasts. „Nature“, No 4913, 200, 1963.
193. Godson W. L. and Wilson C. V. The structure of the Arctic winter stratosphere over a ten year period. Canadian Meteorol. Memoirs, No. 11, 1963.
194. Gorczinski W. Nowe isotermy Polski, Europy i kuli ziemskiej. Warszawa, 1918.
195. Grappe Rogel. Memorial de la Meteorologie Nazionale, N 38, 1—78, Paris, 1953.
196. Hann J. Die Anomalien der Witterung auf Island 1851—1900 und deren Beziehungen zu den gleichzeitigen Witterungsanomalien in Nordwest-europa. Wiener Berichte Januar. 1904.
197. Hellmann G. Temperaturanomalien von langer Dauer. Meteorol. Zeitschrift. Braunschweig, 221, 1920.
198. Hoffmann A. Der internationale Stand des Problems der Langfrist—Vorhersage. „Annalen der Meteorologie“, N 2, 1963.
199. Kálmán Cseh Eva. Az időjárás havi előrejelzésének néhány módszeréről. „Jdöjárás“, N 4, 66, 1962.
200. Köppen W. Lufttemperaturen, Sonnenflecke und Vulkanausbrüche. Meteorol. Zeitschrift, 305, 1914.
201. Köppen W. Aufeinanderfolge warmer und kalter Monate in Norddeutschland. Annalen der Hydrographie und Maritimen Meteorol. 193, 1920.
202. Köppen W. Periodizität der Strengen Winter. Annalen der Hydrographie und Maritimen Meteorol. 313, 392, 1929.
203. Köppen W. Die Schwankungen der Jahrestemperatur im Westlichen Mitteleuropa von 1761 bis 1936. Annalen der Hydrographie und Maritimen Meteorol. N 7, 297—306, 1937.
204. Krick J. P. Dynamical theory of the atmospheric circulation and its use in weather forecasting. California Institute of Technology, 1942.
205. Landsberg H. E. Biennial pulses in the atmosphere. „Beiträge zur Physik der Atmosphäre“, N 3—4, 35, 1962.
206. Lettau H. Theoretische Ableitung und physikalische Nachweis einer 36-tägiger Luftdruckwelle. Veröff. Geophys. Inst. Leipzig. 52, 1931.

207. McDonald W. F. Atlas of climatic charts of the oceans. Washington, 1938.
208. Meinardus W. Über die Schwankungen der nordatlantischen Zirkulation und damit zusammenhängende Erscheinungen. Meteorol. Zeitschrift, Braunschweig, 398, 1905.
209. Mildner P. Über Symmetriepunkte und ihre prognostischen Wert. Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre. Leipzig, 17, 1, 1930.
210. Namias J. Extended Forecasting by Mean Circulation Methods. Washington, 1947.
211. Namias J. Meteorological Monographs. № 6, 1953. (Русский пер. см. в сб. «Вопросы предсказания погоды», Гидрометеониздат, 1958).
212. Rodewald M. Zur Frage der allgemeinen Zirkulation in strengen Winter 1928/29. Annalen der Hydrographie und Maritimen Meteorol. 569—573, 1937.
213. Stepnienska—Podrazka Maria. O miesiecznych prognozach pogody w Polsce. „Gazeta Obserwatora P. J. H. M., N 1, 16, 1963.
214. Sutton Graham. The long-range forecasting problem of meteorology. (The sixth Trotter—Paterson memorial lecture). „Trans. Illum. Engn. Soc.“ No 3, 127—134, 1961. Diskuss 134—135.
215. Shaw N. Nature. Vol. 37, 175, 1905.
216. Shaw N. Austin E. Manual of meteorology. Vol. II, 2d ed., Cambridge, 1942.
217. Teisserenc de Bort L. Etude sur la position des grands centres d'action de l'atmosphère en printemps. Annales du Bureau Central Meteorol. de France, 1883.
218. Van Bebber W. J. Die Beurteilung des Wetters auf mehrere Tage voraus. Stuttgart, 1896.
219. Wada H. A study on the behavior of the Polar vortex and its application to long-range weather forecasting. Geophys. Magazine, vol. 31., No 2, Tokyo, 1962.
220. Wagner A. Zur Bestimmung der Intensität der allgemeinen Zirkulation. Annalen der Hydrographie und Maritimen Meteorol. Berlin, 161, 1938.
221. Wagner A. Klimaänderungen und Probleme der Sonnenforschung. Braunschweig, F. Vieweg u. Sohn., 192—199, 1940.
222. Walker G. F. 20—24. Memoirs of the Ind. Meteor. Dpt., 1910—1924.
223. Webb W. L. Stratospheric solar response. Journal of the Atmospheric Sciences. Vol. 21, No 6, 1964 (Met. Soc. of America).
224. Weickmann L. Wellen in Luftmeer. Mitt. Abhandl. der Sächs. Akademie der Wissensch. Bd. 39, N 2, 1924.
225. Weickmann L. Neue Ergebnisse aus der Theorie der Symmetriepunkte. Gerlands Beitr., 34, 244, 1931.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	5
Глава I. Естественный синоптический район	23
Глава II. Понятие об естественном синоптическом периоде	42
Глава III. Понятие об естественном синоптическом сезоне	66
Глава IV. Определение границ естественных синоптических сезонов	85
Глава V. Основные черты циркуляции атмосферы на пространстве первого е. с. района в течение е. с. сезонов	137
Глава VI. Особенности в развитии атмосферных процессов, предшествующих е. с. сезонам, характеризующимся аномалиями температуры воздуха одного знака на Европейской территории СССР	164
Глава VII. Способы составления прогноза погоды на е. с. сезоны по Европейской территории СССР, Закавказью, Средней Азии, Казахстану и Западной Сибири	200
Глава VIII. Основные черты циркуляции атмосферы на пространстве второго е. с. района в течение е. с. сезонов	239
Глава IX. Способы составления прогноза погоды на е. с. сезоны по району Восточной Сибири и Дальнего Востока	255
Глава X. Синоптические способы составления сезонных прогнозов погоды других авторов	278
Глава XI. Статистические способы составления прогноза погоды на сезон	313
Глава XII. Схема составления комплексным методом сезонных прогнозов погоды по Европейской территории СССР, Западной Сибири, Казахстану, Средней Азии и Закавказью	335
Литература	352

ПАГАВА СЕРАПИОН ТАДАЕВИЧ
АРИСТОВ НИКОЛАЯ АЛЕКСАНДРОВИЧ
БЛЮМИНА ЛЮДМИЛА ИЗРАИЛЕВНА
ТУРКЕТТИ ЗИНАИДА ЛЕОНИДОВНА

Основы синоптического метода
сезонных прогнозов погоды

Отв. редакторы Н. А. Аристов и Л. И. Блюмина
Редакторы: Л. И. Штанникова и Е. И. Ильиных
Технический редактор И. К. Грейвер
Корректор Т. В. Алексеева

Сдано в набор 17/II 1966 г. Подписано к печати 18/VI 1966 г.
Бумага 60×90^{1/8}. Бум. л. 11,375. Печ. л. 22,75. Уч.-изд. л. 25,32.
Тираж 1300 экз. М-20623. Индекс МЛ-268. Гидрометеорологическое
издательство. Ленинград, В-53, 2-я линия, д. № 23. Заказ № 244.
Цена 1 р. 62 к.

Ленинградская типография № 8 Главполиграфпрома
Комитета по печати при Совете Министров СССР.
Ленинград, Прачечный пер., д. 6

**ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ
НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ
ИЗДАТЕЛЬСТВО**

**В 1966 ГОДУ
ВЫПУСКАЕТ СЛЕДУЮЩИЕ КНИГИ**

Гаврилов В. А., канд. физ.-мат. наук. Видимость в атмосфере. 20 л. 1 р. 20 коп.

Казанский К. В., канд. военно-морских наук. Земная рефракция над обширными водными поверхностями. 10 л. 60 коп.

Лутфулин И. З. Новые методы предвычисления метеорологических полей. 18 л. 1 р.

Пановский Г. А., Брайер Г. В. Приложение статистики к метеорологическим прогнозам. 14 л. 1 р. 20 коп.

Труды Токийского симпозиума по вопросам численного предсказания погоды (перев. с англ.). 20 л. 1 р. 40 коп.

Заказы на эти книги направляйте по адресу: Ленинград, В-53, 2-я линия, дом 23, Гидрометеопиздат, книги будут высланы наложенным платежом через магазин № 17 „Ленкиноторга“

ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ