

Министерство высшего и среднего специального образования РСФСР

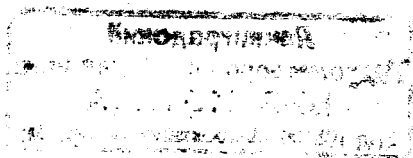
ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Л. А. ГАВРИЛОВА

АЭРОКЛИМАТОЛОГИЯ

(КЛИМАТ СВОБОДНОЙ АТМОСФЕРЫ)

Допущено Министерством высшего и среднего специального образования СССР в качестве учебного пособия для студентов вузов, обучающихся по специальности «Метеорология»



ЛЕНИНГРАДСКИЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА
ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
имени М. И. КАЛИНИНА

ЛЕНИНГРАД
1982

УДК 551.587(075)

Рецензенты: кафедра климатологии Ленинградского государственного университета имени А. А. Жданова; докт. геогр. наук проф. С. С. Гайгеров (Центральная аэрологическая обсерватория).

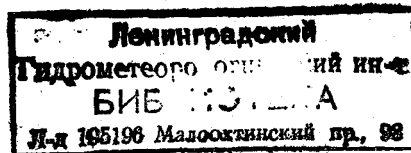
Научный редактор Н. В. Кобышева, д-р геогр. наук (Главная геофизическая обсерватория имени А. И. Воейкова).

*Одобрено Ученым советом
Ленинградского гидрометеорологического института*

Учебное пособие написано в соответствии с программой курса климатологии. Аэроклиматология — один из разделов курса. В пособии рассмотрены основные закономерности режима температуры, влажности, геопотенциала и циркуляции в тропосфере и стратосфере обоих полушарий. Выявлены различия в режиме метеовеличин между сферами и полушариями.

Анализируется влияние подстилающей поверхности на формирование режима вышележащих слоев, взаимодействие между слоями, перестройка полей средних многолетних значений метеовеличин с высотой.

Пособие предназначается для студентов и аспирантов гидрометеорологических институтов и географических факультетов университетов и может быть использовано специалистами в области климатологии.



ВВЕДЕНИЕ

Понятие о климате не является установившимся. Оно складывается и уточняется по мере развития методов исследования атмосферы, расширения сети метеорологических и аэрологических станций, накопления результатов наблюдений и совершенствования методов их физико-статистического обобщения. Большое значение имеет углубление представлений о физических процессах и их взаимодействии в климатической системе.

Климатическая система состоит из атмосферы, мирового океана, поверхности суши с ее гидрологическими процессами, растительностью, снеговым и ледовым покровом на суше и океане.

Климат — многолетний режим физических состояний системы атмосфера—океан—суша, т. е. погоды, характерной для всей Земли или отдельных районов ее.

Климаты различных районов Земли тесно взаимосвязаны и изменение в одном из них неизбежно влияет на все остальные. Если в масштабах недель это справедливо для атмосферы как наиболее чувствительного компонента системы, то для периодов большего масштаба, несколько месяцев или лет, это относится уже ко всей системе атмосфера—океан—суша.

Атмосфера по своим физическим свойствам неоднородна как по вертикали, так и по горизонтали. По вертикали различия в свойствах атмосферы наиболее отчетливо проявляются в характере изменения температуры воздуха с высотой.

Согласно номенклатуре, принятой Комиссией по аэрологии Всемирной метеорологической организации (ВМО) в 1961 г., атмосфера делится на основные и переходные слои между ними.

1. Тропосфера — слой между деятельной поверхностью и тропопаузой, в котором температура воздуха обычно понижается с высотой в среднем на $0,65^\circ/100$ м.

2. Стратосфера — слой, в котором температура обычно возрастает с высотой либо остается без изменения.

3. Тропопауза — переходной слой между тропосферой и стратосферой. Основание инверсионного либо изотермического распределения температуры в стратосфере

4. Мезосфера — слой, в котором температура понижается с высотой.

5. Стратопауза — переходной слой между стратосферой и мезосферой (обычно на высоте 50—55 км).

6. Мезопауза — переходной слой между мезосферой и термосферой, основание инверсии в верхней мезосфере (обычно на высоте 80—85 км).

7. Термосфера — слой над мезопаузой, в котором температура обычно возрастает с высотой.

Однако расслоение атмосферы не дает основания считать, что в каждой из сфер физические процессы развиваются независимо и не оказывают существенного влияния на другие сферы. В настоящее время является общепризнанной точка зрения, что нижние и верхние сферы (слои) атмосферы тесно взаимосвязаны между собой.

Для понимания современного климата необходимо иметь полное представление о взаимосвязи процессов в пространстве и во времени. Наиболее полные данные о климате и возможных изменениях его во времени могут быть получены в результате физико-статистического обобщения наблюдений метеорологических величин, полученных различными методами исследования и анализа всех наиболее существенных климатических показателей как на уровне моря, так и других уровнях в атмосфере.

Аэроклиматология — раздел климатологии, посвященный исследованию климата тропосферы и стратосферы, его формированию и изменению. В основе исследования тропосферы и нижней стратосферы находятся радиозондовые, верхней — ракетные наблюдения.

На протяжении последних 30 лет мировая сеть станций радиозондирования расширялась. В настоящее время их более 1000. Аэрологическая сеть Советского Союза составляет около 220 станций. В это же число входят и научно-исследовательские корабли, станции в Антарктиде и две постоянно-действующие станции в Центральной Арктике. В результате их деятельности происходит накопление сведений об особенностях распределения изменения метеорологических величин в тропосфере и стратосфере.

Для большинства метеорологических величин ряды радиозондовых наблюдений охватывают ограниченный период времени — от 20 до 30 лет. Однако и эти ряды имеются не для всех станций северного, а тем более южного полушарий.

В настоящее время наиболее многочисленные и надежные данные характеризуют тропосферу и стратосферу. Результаты их физико-статистического обобщения приводятся во многих статьях и монографиях. Существенно ограничены данные о более высоких слоях атмосферы, расположенных выше стратопазы.

Обобщение наблюдений метеорологических величин, полученных по радиозондовым данным, и научный анализ климатических показателей осуществляются, в основном, до изобарической поверхности 10 гПа (30 км). В результате в тропосфере и нижней стратосфере основные закономерности пространственно-временного распределения метеовеличин выявлены достаточно надежно.

Создание метеорологической ракетной сети станций и оснащение ракетами научно-исследовательских судов позволяют получать данные в верхней стратосфере и мезосфере до высот 80—100 км. Основной трудностью, возникающей при обобщении и анализе климатических показателей метеовеличин выше 30 км, является малая плотность сети ракетного зондирования, недостаточная частота наблюдений и их точность.

Обобщение метеорологических величин, полученных по ракетным данным, осуществляется до поверхности 0,01 гПа. Однако более надежными следует считать данные, полученные до поверхности 0,4 гПа, где к анализу широко привлекаются наблюдения высоких подъемов радиозондов, достигающих в отдельных случаях поверхности 2 гПа, а также спутниковая информация.

Появление метеорологических спутников значительно расширило возможности исследования атмосферы и деятельности поверхности Земли. Они позволили установить закономерности пространственного распределения снежного и ледового покрова, оказывающего большое влияние на тепловой баланс системы Земля—атмосфера и формирование регионального и глобального климата нашей планеты. Накопление и физико-статистическое обобщение большого числа телевизионных и инфракрасных изображений облачного покрова Земли в различные сроки дало возможность построить карты облачного покрова, выявить закономерности его изменения во времени и пространстве. Наличие разнообразных и устойчивых связей полей облачности и уходящего излучения со многими метеорологическими величинами дает возможность использовать спутниковые данные при исследовании полей температуры подстилающей поверхности (в том числе океанов) и стратосферы, а также давления и вертикальных движений.

Совместный анализ климатических показателей метеорологических величин, полученных в результате физико-статистического обобщения радиозондовых и ракетных наблюдений, и согласование их с климатическими показателями, полученными по наземным данным, позволяют выявить основные закономерности пространственно-временного распределения многолетних среднемесячных значений метеорологических величин в тропосфере и стратосфере, рассмотреть особенности их вертикального распределения в различных широтных зонах, изучить изменение метеовеличин во времени и пространстве.

Степень исследования этих вопросов в настоящее время неодинакова. Наиболее надежные данные имеются о полях среднемесячных многолетних значений метеорологических величин на уровне моря, в тропосфере (850—200 гПа), в нижней стратосфере (100—10 гПа), о их сезонной перестройке, непериодической изменчивости. Имеются данные о внутрисезонных изменениях темпе-

ратуры и геопотенциала, нарушениях преобладающих условий циркуляции в стратосфере внетропических широт обоих полушарий, о двухлетней цикличности зональных составляющих ветра в экваториальной стратосфере. Однако сравнительно короткие ряды (20—30 лет), используемые в аэроклиматологии, не позволяют надежно оценить уровень межгодовой изменчивости метеовеличин, долгопериодный тренд в тропосфере и стратосфере.



РАЗДЕЛ I

ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ СВОБОДНОЙ АТМОСФЕРЫ

Термический режим атмосферы и стратосферы формируется под влиянием сложного взаимодействия многих физических процессов в климатической системе: атмосфера—океан—поверхность суши—криосфера—биомасса.

Некоторое представление об этом дает уравнение притока тепла, где $\frac{\partial T}{\partial t}$ — локальное изменение температуры

$$\frac{\partial T}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \omega (\gamma - \gamma_a) + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial \theta}{\partial z} + \frac{\epsilon_n + \epsilon_d}{c_p},$$

где $u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y}$ — изменение температуры, обусловленное адвекцией; $\omega (\gamma - \gamma_a)$ — изменение температуры, обусловленное упорядоченными вертикальными движениями; $\frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial \theta}{\partial z}$ — изменение температуры, обусловленное турбулентным обменом; ϵ_n, ϵ_d — изменение температуры, обусловленное фазовыми преобразователями воды и лучистыми притоками тепла.

Количественная оценка вклада различных физических процессов в формировании режима температуры на уровне моря, в различных слоях тропосферы и стратосферы в зависимости от широты, долготы и времени года, по многолетним данным, до сих пор надежно не произведена.

Важнейшим из этих процессов является приток тепла в климатическую систему. Основным источником тепла является солнечная радиация. Исключительно важное значение для нагревания системы имеет характер подстилающей поверхности. Различия в физических свойствах ее (прежде всего континент—океан) обуславливают различия в значениях поглощенной радиации, имеющей основное климатическое значение. Так, лед и снег обеспечивают эффективный сток тепла как в силу высоких значений альбедо, так и вследствие затрат тепла на снеготаяние.

Над океанами 90% радиационного баланса поверхности затрачивается на испарение, поэтому энергетический баланс ее в значительной степени определяется процессами испарения. В то же

время приток скрытого тепла в атмосферу является мощным источником тепла, интенсивность которого зависит от широты. Наличие водной субстанции в ее газообразной, жидкой или твердой фазе в атмосфере имеет большое значение для нагревания системы. Так, например, отражение и излучение радиации облаками составляет около 50% радиации, уходящей из атмосферы. Облака обуславливают 2/3 планетарного альбеда в области коротких волн. Как реакция на неравномерное нагревание в атмосфере и океане возникают воздушные и океанические течения, которые в свою очередь переносят тепло от областей, куда оно поступает в избытке, к областям, где ощущается дефицит тепловой энергии. Большие количества тепла и влаги переносятся крупномасштабными вихревыми возмущениями тропосферы и антициклонами.

Радиационные процессы, атмосферная циркуляция и влагооборот являются основными климатообразующими процессами. При составлении качественной логической схемы формирования режима температуры рассматривается тесное взаимодействие и взаимосвязь климатообразующих процессов в конкретных физико-географических условиях.

Пространственное распределение температуры, горизонтальные контрасты ее, изменения температуры с высотой и во времени в значительной степени определяют распределение других метеорологических величин — давления, ветра, влажности, облачности, осадков.

Наиболее надежные сведения о распределении температуры в тропосфере и стратосфере дает физико-статистическое обобщение фактических наблюдений на изобарических поверхностях или стандартных высотах.

Анализ обобщенных радиозондовых наблюдений температуры до высот 30 км (10 гПа) и ракетных — до 60 км (0,4—0,1 гПа) дается в работах С. С. Гайгерова, З. И. Гавриловой, В. Р. Дубенцова, К. Т. Логвинова, Х. П. Погосяна, И. В. Ханевской, Р. Шерхага, Г. Флона, ван Лона, Маргетройда и др.

В настоящее время построены поля основных климатических показателей температуры для поверхностей 850—0,4 гПа, меридиональные и широтные разрезы, вертикальные профили. Совместный анализ их характеризует среднее состояние, периодическую и непериодическую изменчивость температуры в тропосфере и стратосфере, позволяет выявить перестройку полей температуры с высотой.

Основные закономерности пространственного и вертикального распределения температуры, особенности ее сезонной перестройки в различных широтных зонах и слоях атмосферы наиболее четко выявляются при исследовании средней зональной температуры.

Глава 1. ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СРЕДНЕЙ ЗОНАЛЬНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ В ТРОПОСФЕРЕ И СТРАТОСФЕРЕ СЕВЕРНОГО И ЮЖНОГО ПОЛУШАРИЙ

Средней зональной температурой (t_3) называется температура, осредненная вдоль широтных кругов на различных уровнях

$$t_3 = \frac{\sum_{i=1}^N t_i}{N},$$

где t_i — значения температуры в узлах координатной сетки: N — число узлов координатной сетки вдоль широтного круга.

Для определения средних многолетних значений зональной температуры ($\bar{t}_3$) используют многолетние данные в узлах координатной сетки через 10° .

В результате осреднения сглаживается влияние многих физических процессов, оказывающих противоположное влияние на формирование средней зональной температуры ($\bar{t}_3$).

Так, в умеренных широтах северного полушария сглаживается влияние океанов и континентов, так как вертикальные притоки тепла и влаги вследствие турбулентного и конвективного теплообмена, между деятельной поверхностью и вышележащими слоями могут иметь разный знак. Влияние меридиональной циркуляции, так как вдоль широтного круга она может обуславливать как горизонтальный приток тепла и влаги, так и сток их.

Влияние деятельной поверхности проявляется в высоких широтах обоих полушарий, где преобладает сравнительно однородная поверхность: ледяной покров, покрытый снегом, в приэкваториальных широтах, где водная поверхность и влажные тропические леса оказывают близкое влияние на формирование термического режима, в умеренных широтах южного полушария, где преобладает водная поверхность. Средняя зональная температура в основном отражает влияние радиационных процессов во всех широтных зонах.

Средняя зональная температура ($\bar{t}_3$) является функцией широты (φ), высоты (H), времени года ($h_\odot$) и не зависит от долготы (λ).

$$\bar{t}_3 = f(\varphi, H, h_\odot).$$

1.1. Характерные особенности пространственного распределения средней зональной температуры в тропосфере

В тропосфере северного полушария зимой зона наиболее высоких значений температуры (термический экватор) в слое уровня моря—200 гПа располагается вблизи географического экватора. Термический экватор сохраняется здесь в течение трех месяцев (рис. 1).

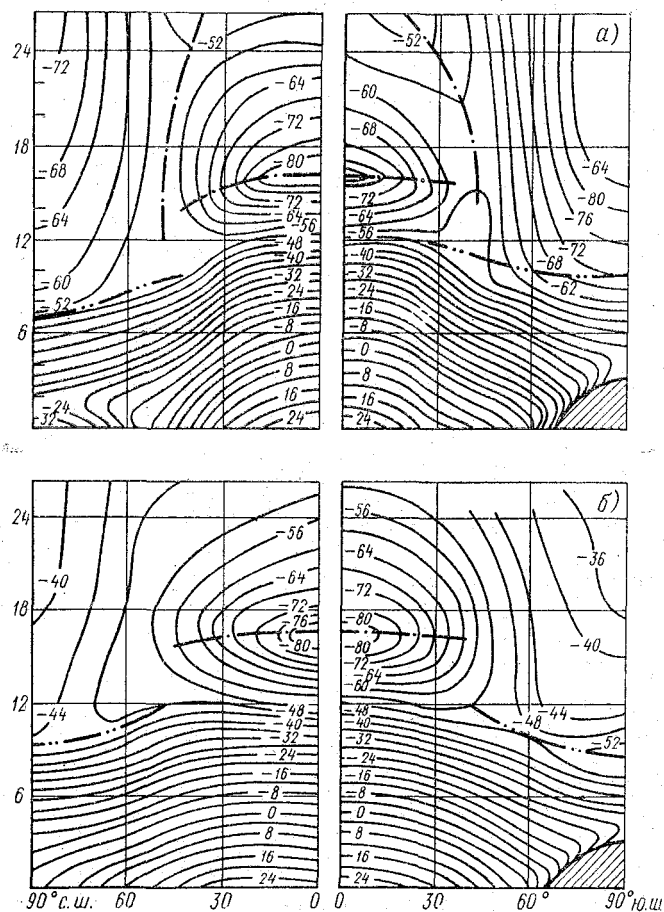


Рис. 1. Меридиональные вертикальные разрезы средней зональной температуры над северным и южным полушариями: а—центральный зимний месяц, б—центральный летний месяц; 1—вертикальная ось стратосферной области тепла; 2—тропопаузы

Летом он смещается в широтную зону 20—25° с. ш., где в нижней тропосфере преобладает антициклональный режим и наблюдается максимальный приток и минимальное ослабление суммар-

ной радиации. Радиационный баланс деятельной поверхности над континентами расходуется в основном на прогревание тропосферы в результате конвективного и турбулентного теплообмена поверхности с вышележащими слоями $\left(29 - 33 \frac{\text{МДж}}{\text{м}^2 \cdot \text{мес}}\right)$, так как затраты на испарение незначительны.

В отличие от этого над океанами наибольший вклад в прогревание тропосферы вносят скрытые притоки тепла.

Область наиболее низких значений в пределах всей тропосферы в течение всего года располагается над высокими широтами полушария (см. рис. 1). Формирование ее обусловлено в основном особенностями радиационного режима и физических свойств деятельной поверхности. Так, в период полярной ночи с октября по февраль севернее 80° с.ш. поступление солнечной радиации отсутствует, поглощенная радиация равна нулю. Значение радиационного баланса определяется величиной эффективного излучения $\left(-6 - -12 \frac{\text{МДж}}{\text{м}^2 \cdot \text{мес}}\right)$. Выхолаживание воздушных масс над снежным и ледяным покровом происходит в результате радиационного излучения этого покрова. До некоторой степени выходолаживание тропосферы компенсируется горизонтальными притоками тепла и влаги, в основном из района северной Атлантики.

В период полярного дня на полюсе на уровне моря с марта, а на 80° с.ш. с апреля по август приток солнечной радиации наблюдается в течение 24 часов. В июне значения суммарной радиации в Арктике, несмотря на большую вероятность пасмурного состояния неба, достигает $42 - 67 \frac{\text{МДж}}{\text{м}^2 \cdot \text{мес}}$ (М. С. Маршунова).

Они больше, чем в умеренных широтах и над географическим экватором $33 - 58 \frac{\text{МДж}}{\text{м}^2 \cdot \text{мес}}$. Однако поглощенная радиация в высоких широтах характеризуется пониженными значениями по сравнению с ее значениями в других широтных зонах, вследствие повышенной отражательной способности снежной и ледяной поверхностей. Среднее альбедо снежной поверхности колеблется в пределах 40—96%, льда — 30—60%.

В отдельных районах Арктики, где происходит таяние льда или земная поверхность освобождается от снежного и ледяного покрова хотя бы на два-три месяца, радиационный баланс деятельной поверхности за год положителен. Летом его значения

$17 - 33 \frac{\text{МДж}}{\text{м}^2 \cdot \text{мес}}$ вполне сравнимы со значениями радиационного баланса в умеренных широтах. В этих районах может происходить

прогревание воздушных масс. В районах, покрытых льдом в течение всего года севернее 75° с. ш., радиационный баланс деятельной поверхности отрицателен.

В южном полушарии характерные особенности горизонтальной и вертикальной структуры полей средней зональной температуры в тропосфере сохраняются. Однако имеются и особенности распределения температуры, обусловленные различиями физических свойств деятельных поверхностей южного и северного полушарий.

В тропосфере южного полушария наиболее высокие значения средней зональной температуры в течение всего года наблюдаются над географическим экватором. Лишь в центральном месяце летнего сезона (январь) в нижнем слое тропосферы возникает тенденция к понижению температуры в зоне от 10° с. ш. к экватору.

Наиболее низкие значения средней зональной температуры в пределах всей тропосферы наблюдаются над Антарктидой в течение всего года. Антарктида — материк; 55% его поверхности возвышается над уровнем моря более чем на 2000 м и 25% на 3000 м. Материк покрыт ледяным щитом и со всех сторон окружен океаном. Формирование замкнутой области холода в тропосфере обусловлено в основном радиационным выхолаживанием. Однако, в отличие от высоких широт северного полушария, горизонтальные притоки тепла из более низких широт ослаблены и в значительно меньшей степени компенсируют радиационное охлаждение.

1.2. Различия в распределении средней зональной температуры между полушариями

Сравнение распределения температуры в тропосфере северного и южного полушарий показывает, что принципиальных различий в структуре полей и в закономерностях сезонной перестройки нет, так как формирование их определяется прежде всего притоком солнечной радиации.

Однако некоторые отличия в значениях средних зональных температур в тропосфере умеренных и высоких широт имеются. Они вызваны различиями физических свойств деятельной поверхности в этих широтных зонах.

В южном полушарии умеренные и субтропические широты заняты в основном океаном, суша занимает 0—9%. В отличие от этого в северном полушарии суша занимает 50—60% всей площади этой зоны (табл. 1). Это сказывается прежде всего на интенсивности вертикальных притоков тепла и влаги.

Чередование континентов и океанов в умеренных широтах северного полушария создает значительные контрасты темпера-

туры вдоль широтных кругов, что способствует интенсивному межширотному обмену масс воздуха в тропосфере. Горизонтальный перенос тепла в северном полушарии осуществляется не только в результате упорядоченных средних и макротурбулентных движений в атмосфере, но и мощными теплыми океаническими течениями. Наиболее заметный вклад в формирование полей температуры в тропосфере они вносят зимой. Однако вклад выхолаженных континентов перекрывает влияние адвективных притоков тепла.

Таблица 1

Распределение суши в северном и южном полушариях (%)
в зависимости от широты

Широта, градусы	Полушарие	
	северное	южное
0—20	22—32	20—24
20—30	40	22
30—60	50—60	0—9
60—75	60—75	0—60
75—90	0—20	100

В результате нижняя тропосфера (уровень моря — 500 гПа) зимой в северном полушарии холоднее южного, а летом теплее. Например, на широте 50° зимой средняя зональная температура воздуха в северном полушарии на уровне моря на 12°С ниже, чем в южном, а летом на 8°С выше (рис. 2). С увеличением высоты разности температуры убывают. Высокие широты северного полушария в течение всего года остаются более теплыми в пределах всей тропосферы (табл. 2).

Различия в термическом режиме полушарий наблюдаются в значениях сезонного изменения горизонтальных контрастов средней зональной температуры между географическим экватором 0 и 70° широты (табл. 3). Так, зимой в тропосфере обоих полушарий между экватором и высокими широтами (70° ш.) контрасты температуры примерно одинаковы. Они составляют 36—38° в нижней тропосфере, уменьшаясь до 25—30° в верхней. Летом в северном полушарии контрасты температуры между экватором и 70° с. ш. существенно убывают по сравнению с контрастами зимой и составляют всего 15—8°С.

В отличие от этого, в летней тропосфере южного полушария значительные горизонтальные контрасты сохраняются в пределах всей тропосферы (25—20°). Они обусловлены сильным охлаждающим влиянием Антарктиды, распространяющимся на всю тропосферу не только непосредственно над континентом, но и к северу от него и более ослабленным межширотным обменом, по сравнению с тропосферой северного полушария.

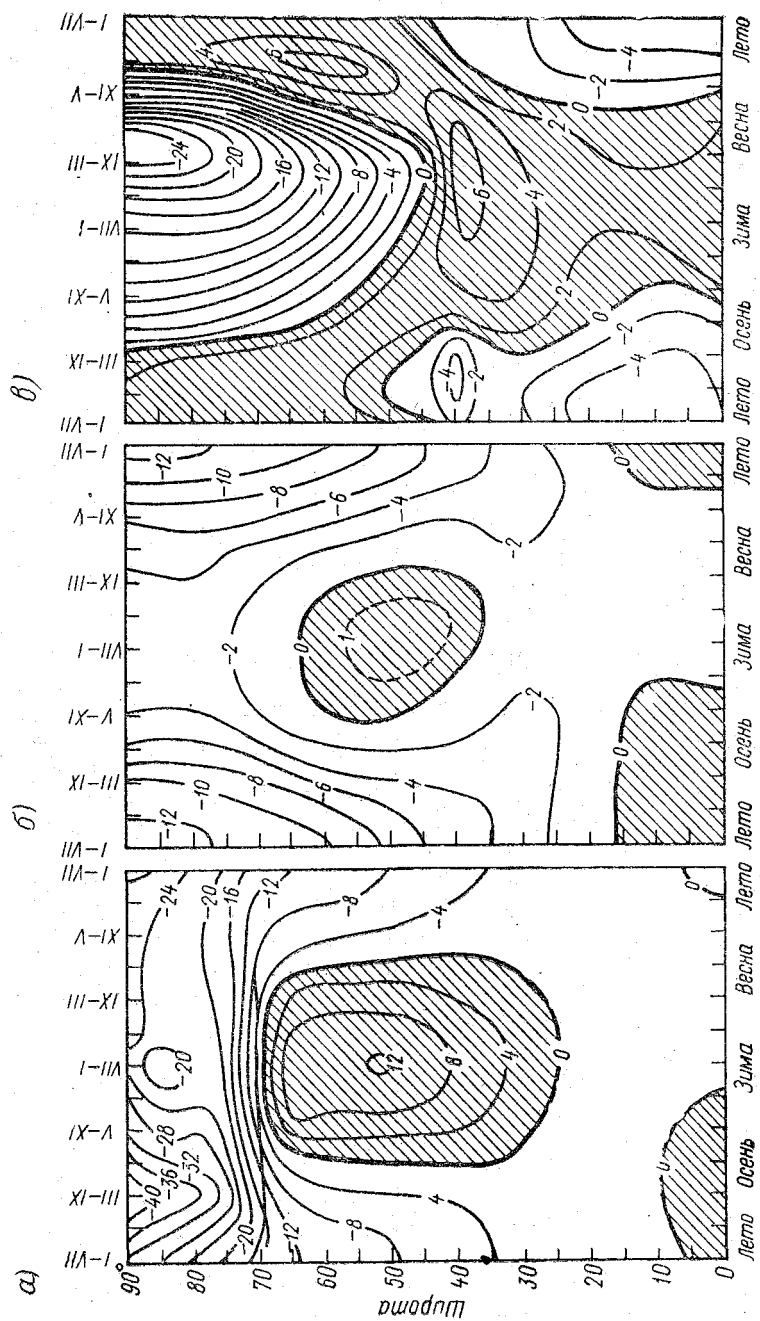


Рис. 2. Разность $^{\circ}\text{C}$ между средними зональными значениями температур в северном и южном полушариях в соответствующие месяцы (заштрихованы области, где южное полушарие теплее северного): а—уровень моря, б—500 гПа, в—100 гПа

Таблица 2

Разности средней зональной температуры воздуха над северным и южным полушариями в одноименные сезоны
(И. В. Ханевская)

Изобарическая поверхность, гПа	Широта (град)															
	Зима								Лето							
	80	70	60	50	40	30	20	10	80	70	60	50	40	30	20	10
850	—	0,9	-3,9	-5,9	-2,9	0,7	1,5	2,1	—	13,2	11,4	10,1	7,8	4,1	2,5	0,8
700	—	1,4	-1,4	-1,7	-1,4	0,1	0,4	1,3	—	12,9	10,6	8,3	6,3	3,5	2,1	0,0
500	3,6	1,6	-0,5	-1,7	-1,4	0,1	0,4	1,3	13,5	11,9	9,7	7,4	5,1	3,1	0,6	-0,3
300	5,6	4,1	1,8	0,4	-0,2	-0,4	0,2	1,1	7,6	6,5	5,3	4,8	5,1	3,5	0,5	-0,8
200	12,6	11,0	7,6	3,5	-0,1	-1,1	-0,3	1,1	0,2	-1,7	-2,0	-0,4	2,2	2,7	0,7	0,3
100	13,2	12,8	8,9	2,5	-2,4	-3,8	-4,9	-3,5	-1,6	-3,0	-1,9	-1,4	-0,5	1,2	4,6	4,4
50	18,0	16,4	11,4	4,1	-1,2	-4,2	-5,3	-6,3	-3,2	-3,7	-2,5	-1,7	-1,0	1,0	2,4	2,8
30	17,6	14,0	11,1	5,9	1,0	-2,0	-3,3	-2,6	-3,5	-4,9	-4,7	-2,5	0,2	1,2	1,7	4,3

Таблица 3

Горизонтальные контрасты средней зональной температуры (град)
между географическим экватором и 70° северной и южной широты в тропосфере

Изобарическая поверхность, гПа	Зима		Лето	
	полушарие		полушарие	
	южное	северное	южное	северное
850	38	36	26	15
500	33	32	25	12
300	28	25	20	8

1.3. Зоны повышенных меридиональных градиентов средней зональной температуры в тропосфере и их сезонные изменения

Изменение средней зональной температуры в тропосфере от экватора к полюсам можно оценить горизонтальными меридиональными градиентами средней зональной температуры на различных изобарических поверхностях

$$\Gamma = - \frac{\partial \bar{T}_z}{\partial \varphi}$$

Градиент положителен, если температура воздуха убывает от географического экватора к полюсам, и отрицателен, если температура к экватору понижается.

Вертикальные разрезы меридиональных градиентов средней зональной температуры над северным и южным полушариями в одноименные сезоны представлены на рис. 3. Из рисунка следует, что температура в тропосфере понижается от экватора к полюсам, т. е. горизонтальные меридиональные градиенты в тропосфере обоих полушарий положительны. Однако скорость изменения температуры вдоль меридиана не одинакова. Отчетливо выделяются зоны повышенных значений градиентов. Сходство между полушариями отмечается лишь летом в тропических зонах (0—30° с. и ю. ш.). Сходные радиационные условия и физические свойства деятельной поверхности (суша) определяют близкие условия формирования термического режима тропосферы. Здесь наблюдаются малоградиентные поля с меридиональными градиентами (—0,01—0,13 град/1°φ), когда области наиболее высоких значений температуры значительно удалены от географического экватора (табл. 4).

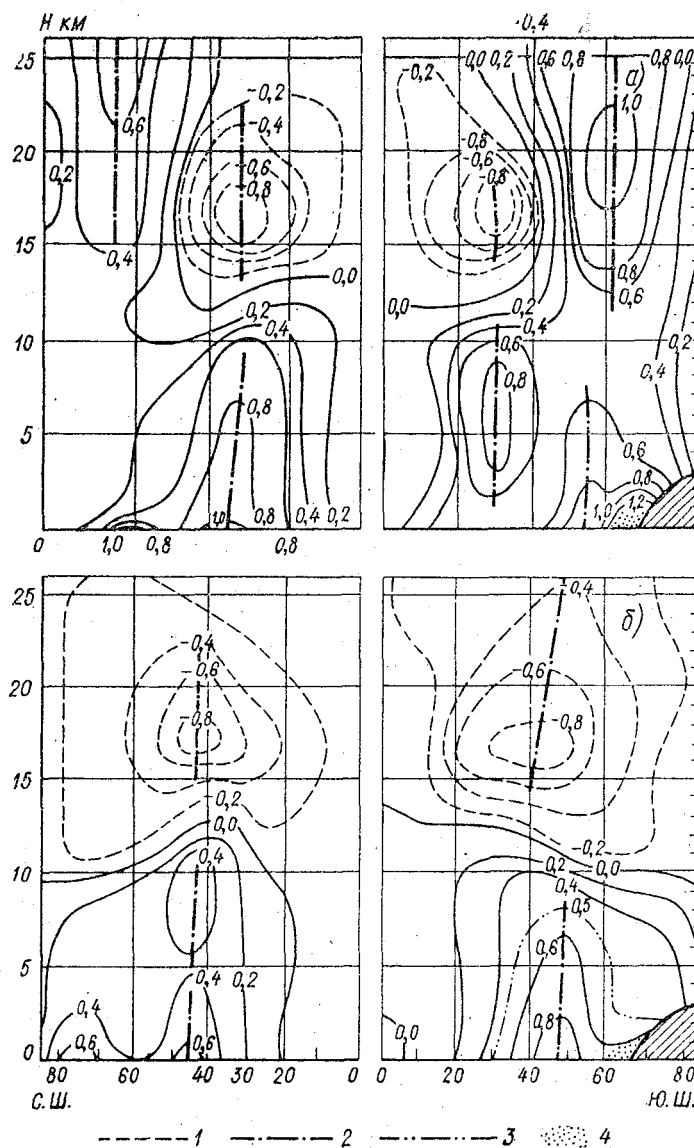


Рис. 3. Вертикальные разрезы меридиональных градиентов средней зональной температуры над южным и северным полушариями:

а — центральный зимний месяц, б — центральный летний месяц; 1 — изолинии отрицательных градиентов температуры; 2 — вертикальные оси областей повышенных градиентов; 3 — промежуточные изолинии градиентов; 4 — области максимальных градиентов

Таблица 4

Меридиональные градиенты средней зональной температуры (град/1° ф)
в тропосфере северного полушария

Изобарическая поверхность, гПа	850			500		
	90—50	50—30	30—10	90—50	50—30	30—10
Январь	0,35	0,80	0,55	0,32	0,70	0,45
Июль	0,34	0,40	0,00	0,28	0,30	0,05

В тропосфере субтропических, умеренных и субарктических широт 30—70° с. и ю. ш. обоих полушарий отмечаются значительные различия в скорости изменения средней зональной температуры по направлению к полюсам. В северном полушарии над субтропическими и частично умеренными широтами между 30 и 50° с. ш. расположена зона повышенных положительных меридиональных градиентов температуры. Она существует здесь постоянно, несколько мигрируя вдоль меридиана в течение года. Зона выражена в пределах всей тропосферы. С ноября по март вертикальная ось ее проходит примерно между 30 и 40° с. ш. Средние горизонтальные градиенты достигают здесь 1,00—1,20 град/1° ф на уровне моря и 0,70—0,80 град/1° ф на поверхности 850 гПа. С апреля по октябрь эта зона смещена к северу и располагается между 40 и 50° с. ш.

Средние горизонтальные градиенты температуры достигают здесь 0,70 град/1° ф на уровне моря и 0,40—0,50 град/1° ф на поверхности 850 гПа. Эта зона является планетарной фронтальной зоной. Ей соответствуют устойчивые западные потоки, средняя скорость которых зимой в верхней тропосфере превосходит 30 м/с.

Сохранение значительных горизонтальных контрастов температуры в сравнительно узкой широтной зоне в течение всего года свидетельствует о больших различиях термического режима тропосферы внетропических и тропических широт.

Зимой эта зона разделяет области северного полушария, характеризующиеся отрицательным и положительным радиационным балансом деятельной поверхности.

К северу от зоны повышенных горизонтальных градиентов средней зональной температуры воздуха, тропосфера выхолаживается от поверхности в результате длинноволнового излучения. Особенно значительный вклад в охлаждение тропосферы вносят континенты. Выхолаживание проявляется даже при осреднении температуры вдоль широтных кругов, несмотря на значительный положительный вклад горизонтальных притоков тепла.

К югу от зоны повышенных горизонтальных градиентов радиационный баланс деятельной поверхности положителен в течение всего года. Он достигает наиболее высоких значений для всего полушария $251-587 \frac{\text{МДж}}{\text{м}^2 \cdot \text{год}}$. Турбулентный и конвективный приток тепла в тропической зоне над континентами характеризуется максимальными значениями для всего полушария до $251 \frac{\text{МДж}}{\text{м}^2 \cdot \text{год}}$.

В результате интенсивных вертикальных притоков тепла тропосфера прогревается.

Другая зона повышенных градиентов температуры наблюдается за полярным кругом. Она охватывает лишь нижнюю тропосферу. В теплое время года зона разделяет воздушные массы, прогретые над северными частями континентов и выхолаженные над холодной поверхностью арктических морей. Она расположена вблизи 75° с. ш. Повышенные горизонтальные контрасты температуры способствуют развитию циклонической деятельности. В холодное время года эта зона над континентами выражена слабо.

В южном полушарии, в диапазоне широт $20-70^\circ$ ю. ш., положительные градиенты температуры в пределах всей тропосферы больше, чем на одноименных широтах северного полушария и повсеместно превышают $0,50$ град/ 1° ф. В этом широтном поясе зимой обнаруживаются три зоны повышенных положительных градиентов температуры.

Первая зона расположена в субтропических широтах с вертикальной осью вблизи 30° ю. ш. В отличие от аналогичной зоны северного полушария, эта зона четко выражена лишь в средней и верхней тропосфере, где градиенты температуры превышают $0,80$ град/ 1° ф. В нижней тропосфере вследствие трансформации воздушных масс рассматриваемая зона размыта, градиенты на этих широтах равны $0,50$ град/ 1° ф.

Вторая зона повышенных положительных горизонтальных градиентов температуры расположена в умеренных широтах южного полушария с вертикальной осью вблизи 52° ю. ш. Аналога ей в северном полушарии нет. Зона градиентов четко выражена в нижней и средней тропосфере до высот $6-7$ км. Горизонтальные градиенты в ней превышают $0,80$ град/ 1° ф в нижней тропосфере, уменьшаясь к верхней ее границе до $0,60$ град/ 1° ф. Эта зона географически совпадает с антарктической зоной конвергенции вод океана, которая характеризуется резким скачком температуры, солености и других свойств поверхностных вод. Постоянно существующая в нижней и средней тропосфере умеренных широт южного полушария зона повышенных контрастов температуры способствует развитию в этих широтах более интенсивной и устойчивой, чем в северном полушарии, зональной циркуляции. Экватория океана между 40 и $55-60^\circ$ ю. ш. получила название «ревуших сороковых» широт.

Третья зона повышенных положительных градиентов средней зональной температуры зимой расположена вблизи Антарктиды. Этой зоне соответствует антарктический климатический фронт. Вертикальная мощность ее невелика, а ось сильно наклонена к югу. Градиенты температуры у поверхности океана превышают $1,5 \text{ град}/1^\circ \text{ф}$, уменьшаясь на высоте 3—4 км до $0,60 \text{ град}/1^\circ \text{ф}$.

1.4. Характерные особенности пространственного распределения средней зональной температуры в стратосфере

В стратосфере пространственное распределение температуры более сложно по сравнению с распределением температуры в тропосфере. Особенно оно сложно вблизи переходных зон между тропосферой и стратосферой — тропопаузы и между стратосферой и мезосферой — стратопаузы.

Характерной особенностью полей температуры нижней стратосферы обоих полушарий является наличие в течение всего года обширной приэкваториальной области холода с центром, расположенным вблизи поверхности 100 гПа (16 км). Значения средней зональной температуры достигают -80° , -82° в январе и в июле.

Приэкваториальная область холода ограничена замкнутой изотермой -56° в январе и -60° в июле, имеет вертикальную мощность 10—12 км. Нижняя граница ее находится в верхней тропосфере вблизи поверхности 200 гПа (12—13 км), верхняя вблизи 25—30 гПа (23—25 км). Горизонтальная протяженность области холода велика: вдоль всей горизонтальной оси область простирается от $40-45^\circ \text{ с. ш.}$ до $45-50^\circ \text{ ю. ш.}$ По мере увеличения высоты горизонтальная протяженность приэкваториальной области холода постепенно уменьшается вплоть до верхней границы (см. рис. 1). Эта область является следствием как повышенного влагосодержания, так и интенсивного турбулентного и конвективного теплообмена в тропической тропосфере. Большое влагосодержание способствует тому, что воздух верхней части тропосферы в значительной мере поглощает длинноволновое излучение земли и нижних слоев атмосферы, не пропуская его вверх. В то же время собственное излучение воздуха на этих высотах происходит при значительно более низкой температуре.

Летом от приэкваториальной области холода температура к полюсам северного и южного полушарий повышается, наиболее интенсивно в нижней стратосфере. Над географическими полюсами в пределах всей стратосферы в это время года отмечаются наиболее высокие значения температуры. Однако скорость изменения ее вдоль меридиана как в южном, так и в северном полушарии различна. Как следует из данных, приведенных в табл. 5, разности средней зональной температуры в стратосфере между полюсами и экватором над южным полушарием летом на $6-7^\circ$ больше, чем над северным.

Таблица 5

Разности средней зональной температуры (град) между полюсом
и экватором в стратосфере. Лето

Полушарие	Изобарическая поверхность, гПа		
	100	50	30
Южное	43	31	25
Северное	37	24	18

В это время года над высокими широтами обоих полушарий формируются сезонные области тепла, симметрично расположенные относительно северного и южного полюсов. Формирование этих областей является следствием радиационного нагревания стратосферы, наиболее значительного в высоких широтах благодаря большой продолжительности солнечного сияния и высокого содержания озона. Определенную роль в нагревании стратосферы высоких широт играют и адиабатические повышения температуры вследствие нисходящих движений воздуха. Они возникают с развитием летних стратосферных антициклонов, которые близко соответствуют областям тепла.

В южном полушарии стратосферная область тепла характеризуется более высокими значениями температуры (-35°) на поверхности 30 гПа (-40° в северном полушарии). Это является результатом большей интенсивности солнечной радиации, поступающей летом в атмосферу южного полушария. Во время солнцестояния летом в южном полушарии Земля находится от Солнца на 1 000 000 км ближе, чем во время солнцестояния летом в северном полушарии. В результате приток солнечной радиации летом в южном полушарии на одноименных широтах на 7% больше, чем летом в северном полушарии. Это особенно существенно сказывается на термическом режиме стратосферы высоких широт, где летом Солнце освещает стратосферу круглосуточно.

Вследствие этого температура воздуха на поверхности 30 гПа в южном полушарии оказывается примерно на 5° выше, чем в северном. Зимой в нижней стратосфере обоих полушарий от экватора к полюсам наблюдается рост температуры лишь до умеренных широт, где располагаются обширные стратосферные области тепла.

Зимой над высокими широтами обоих полушарий располагаются приполюсные области холода. В нижней стратосфере они менее интенсивные по сравнению с интенсивностью приэкваториальной области холода. Приполюсные области холода прослеживаются в пределах всей стратосферы от тропопаузы (8—9 км) до стратопаузы (55 км). Значения температуры в слое

25—30 км (10 гПа) достигают -70 — -75°C . Вблизи южного полюса температура ниже на 10 — 15° . Области холода являются следствием зимнего радиационного выхолаживания стратосферы, особенно интенсивного в период полярной ночи и адиабатического понижения температуры, обусловленного восходящими движениями в арктическом и антарктическом стратосферных циклонах, близко соответствующим областям холода.

В умеренных широтах наблюдаются области тепла. Над северным полушарием значения на 6 — 7° выше по сравнению с областью тепла в южном полушарии. При этом в южном полушарии она расположена ближе к экватору в нижней стратосфере на 5 — 7° ; в средней — на 14°ф . С увеличением высоты максимальные значения областей тепла в обоих полушариях смещаются в сторону экватора наиболее значительно при переходе в среднюю стратосферу.

Формируются области тепла в результате нисходящих движений в стратосферных областях высокого давления, опоясывающих умеренные широты.

Таким образом, в стратосфере наиболее значительные тепловые различия между южным и северным полушарием сохраняются в умеренных и высоких широтах. Здесь стратосфера южного полушария зимой значительно холоднее (на 6 — 8°), а летом теплее (на 2 — 5°) стратосферы северного полушария. Однако, в отличие от тропосферы, в стратосфере тропических широт также наблюдаются заметные тепловые различия между южным и северным полушариями. Так, зимой тропическая стратосфера южного полушария теплее, а летом холоднее тропической стратосферы северного полушария примерно на 3 — 6° . Это обусловлено ослабленным межширотным обменом воздушных масс в стратосфере южного полушария.

Изменение температуры в стратосфере от географического экватора к полюсам различно по скорости и знаку. Температура может как возрастать, так и убывать в зависимости от широты, высоты и времени года (см. рис. 3).

В зимней нижней стратосфере обоих полушарий наибольшие отрицательные градиенты (температура возрастает от экватора к умеренным широтам) наблюдаются в широтных зонах 25 — 40°с. ш. и 25 — 35°ю. ш.

Положительные градиенты (температура убывает к полюсам от умеренных широт) наблюдаются во внетропических широтах обоих полушарий. Наибольшие значения отмечаются вблизи полярных кругов. Более интенсивной является зона в южном полушарии. Горизонтальные градиенты температуры в ней в полтора раза больше, чем в северном. Они превышают $0,80$ град/ 1°ф на высоте 15 км и $1,00$ град/ 1°ф на высоте 20 км.

Этой зоне соответствуют устойчивые стратосферные струйные течения ($\bar{v} = 47$ м/с).

В летней стратосфере (100—0,4 гПа) температура от экватора к полюсам возрастает. Зоны наиболее значительного роста температуры в обоих полушариях расположены в умеренных широтах в слое 16—18 км (см. рис. 3).

1.5. Изменение средней зональной температуры во времени. Годовой ход температуры в тропосфере

Сезонные колебания температуры обусловлены изменением интенсивности и тесноты взаимодействия всех физических процессов, формирующих ее режим: радиационных процессов, преобладающих условий циркуляции, физических свойств деятельной поверхности над континентами, т. е. изменением интенсивности и знака вертикальных и горизонтальных притоков тепла.

В тропосфере северного полушария годовой ход зональной температуры наиболее отчетливо выражен во внетропических широтах. Повышение температуры от зимнего минимума к летнему максимуму в тропосфере происходит в течение длительного периода времени: севернее 60° с. ш. — с марта по июль, а южнее 60° с. ш. — с февраля по июль.

Понижение температуры от летнего максимума к зимнему минимуму происходит также в течение длительного времени: в высоких широтах — с августа по ноябрь, а в умеренных и субтропических — с сентября по январь. Наиболее высокие значения средней зональной температуры в тропосфере высоких и умеренных широт северного полушария наблюдаются в июле, наиболее низкие — в январе и феврале. Запаздывание периодов наступления экстремальных значений температуры в тропосфере по отношению к времени максимального притока суммарной радиации к деятельной поверхности связано с затратой тепла на таяние снежного покрова над континентами, прогревом его и передачей тепла в тропосферу в результате вертикального турбулентного и конвективного теплообмена.

В тропосфере приэкваториальной широтной зоны годовой ход температуры воздуха характеризуется двумя максимумами и двумя минимумами. Основной максимум ее в годовом ходе наблюдается в апреле—мае и вторичный — в октябре, когда полуденная высота Солнца достигает 90°. Минимум в феврале и августе.

В пределах всей тропосферы к северу от 20° с. ш. температура воздуха в осенние месяцы выше по сравнению с весенними месяцами.

Количественной характеристикой интенсивности колебаний средней зональной температуры является годовая амплитуда ее. На уровне моря, в нижней тропосфере умеренных и высоких широт северного полушария годовые амплитуды имеют близкие значения. Максимальные значения 24—30° отмечаются в широтной

зоне $50-80^\circ$, они уменьшаются с высотой к нижней границе тропопавзы ($300-200$ гПа) до $12-14^\circ$.

К югу от 50° с. ш. годовая амплитуда температуры быстро убывает. Особенно значительное уменьшение ее происходит между 20 и 30° с. ш.

Наименьших значений (2°) она достигает в тропосфере при экваториальной зоны. Это говорит о том, что физические процессы, формирующие режим температуры в этой зоне, также сравнительно мало меняются в течение года.

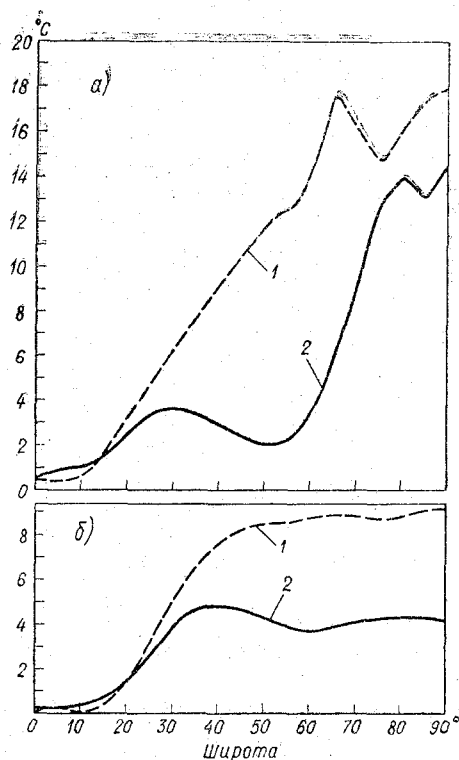


Рис. 4. Амплитуда годовой волны средней зональной температуры воздуха на уровне моря (а) и на поверхности 500 гПа (б) в обоих полушариях:

1—северное полушарие; 2—южное полушарие

Годовой ход температуры не является единственным периодическим изменением временных рядов. Возможны и другие скрытые периодические колебания, различные по периоду. В целях углубления представлений о временной изменчивости ряда, оценки вклада различных колебаний в его общую дисперсию используется гармонический анализ.

Амплитуда первой гармоники средней зональной температуры воздуха на уровне моря и поверхности 500 гПа над обоими полушариями представлена на рис. 4. Сравнение амплитуд в северном и южном полушариях показывает, что наибольшие различия между ними отмечаются в умеренных широтах. Они вызваны радиационными различиями деятельной поверхности, а следовательно, интенсивностью и знаком вертикальных притоков тепла.

В северном полушарии годовая амплитуда температуры в нижней тропосфере (ур. м. — 500 гПа) изменяется с широтой аналогично годовой амплитуде инсоляции. Она возрастает по значению к высоким широтам (табл. 6). В южном полушарии в приземном слое в широтной зоне 30—60° ю. ш. по направлению к полюсу она убывает. Это обстоятельство вызвано двумя причинами: влиянием океанической поверхности и увеличением облачности, обуславливающей значительное ослабление радиации. Значения инсоляции на уровне моря при ясном небе и действительных среднемесячных значениях облачности для 35° ю. ш. (субтропики), где амплитуда температуры воздуха максимальна, и для 50° ю. ш. (умеренные широты), где она минимальна, представлены в табл. 7. Из таблицы следует, что, хотя разность между возможной коротковолновой радиацией, поступающей к поверхности Земли в январе и июле, на широте 50° ю. ш. (80 единиц) больше, чем на 35° ю. ш. (60 единиц), фактическая разность инсоляции под влиянием облачности оказывается больше на 35° ю. ш. (36 единиц), чем на 50° ю. ш. (32 единицы). Притоки радиации, достигающей поверхности воды в умеренных широтах, из-за больших скоростей ветра и волнения распространяются здесь на значительно более глубокий слой воды.

Таблица 6

Годовая амплитуда средней зональной температуры (град) над северным полушарием (И. В. Ханевская)

Широта, град	Уровень моря	Изобарическая поверхность, гПа								
		850	700	500	300	200	100	50	30	10
90	31,6	21,3	20,9	21,0	14,5	23,2	27,6	31,0	32,5	42,2
80	33,0	22,2	20,1	19,0	13,1	17,8	24,0	30,0	30,7	39,6
70	33,0	24,1	20,6	19,4	12,3	13,3	17,1	22,3	23,3	31,9
60	27,0	23,0	19,4	18,6	12,2	7,3	9,7	12,0	14,4	23,3
50	24,0	20,8	18,0	17,5	13,2	4,7	3,8	6,1	9,2	15,9
40	19,2	17,8	15,6	15,1	13,7	5,5	5,0	4,0	5,8	9,6
30	13,5	12,7	9,9	9,4	9,5	5,5	4,1	3,4	4,4	5,5
20	7,6	5,5	4,6	3,2	3,6	2,5	2,3	4,6	4,3	4,0
10	2,1	1,8	0,7	0,9	1,3	3,9	2,7	5,6	4,2	5,0
0	1,3	1,5	1,5	1,2	4,5	4,4	5,2	6,0	4,9	5,1

Таблица 7

Значения суммарной радиации на уровне моря при ясном небе (М. И. Будыко) и фактических среднемесячных значениях облачности (ван Лон), $\left(\frac{\text{МДж}}{\text{м}^2 \cdot \text{мес}}\right)$

Южная широта, град	Месяц					
	I		VII		I—VII	
	Q	Q _n	Q	Q _n	ΔQ	ΔQ _n
35	100	59	40	23	60	36
50	99	41	19	9	80	32

В более высоких широтах, над Южным океаном, затраты большого количества тепла на сезонное таяние льда и распространение холодных сравнительно пресных вод на поверхности океана под тающим льдом приводит к понижению температуры поверхности воды летом и таким образом к уменьшению годовой амплитуды температуры воздуха. Максимальная годовая амплитуда температуры отмечается над Антарктидой.

На поверхности 500 гПа годовая амплитуда возрастает от экватора к полюсу, достигая максимума вблизи 40° ю. ш., на 5—10° южнее пика амплитуды на уровне моря. На юг от 40° ю. ш. амплитуда убывает, достигая минимума на 60—65° ю. ш. Еще дальше к югу, где амплитуда температуры воздуха на уровне моря возрастает до 16°С, амплитуда на поверхности 500 гПа увеличивается только на 1°С. Влияние океана на фазу амплитуды температуры еще прослеживается и в средней тропосфере.

Таким образом, различия в распределении средней зональной температуры между полушариями проявляются и в значениях амплитуд, которые на широтах выше 40° в южном полушарии в два раза меньше, чем на соответствующих широтах в северном полушарии, а также в неодинаковом изменении амплитуд с широтой в умеренных широтах.

1.6. Годовой ход средней зональной температуры в стратосфере

В стратосфере в отличие от тропосферы наиболее существенные сезонные изменения температуры наблюдаются в высоких широтах. Осуществляются они в более короткие сроки (февраль—апрель), чем в тропосфере и приводят к изменению направления горизонтального меридионального градиента температуры на обратное (см. рис. 1).

Весеннее повышение температуры вызвано радиационным нагреванием. Оно начинается в верхней стратосфере и быстро рас-

пространяется в более низкие слои. Так, в средней стратосфере повышение средней зональной температуры с февраля по март составляет 15° , в нижней стратосфере за этот же период времени 8° и от марта к апрелю 12° , что соответствует 30 и 40% годовой амплитуды температуры. Годовой максимум средней зональной температуры наблюдается в июне—июле, однако уже в апреле значения температуры приближаются к максимальным. Заметный вклад в их повышение вносят адиабатические изменения температуры в стратосферном антициклоне, расположение которого близко соответствует области тепла.

Понижение температуры, вызванное радиационным охлаждением, прослеживается начиная с августа. В октябре поля средней температуры приобретают характерные зимние особенности.

Сезонные колебания температуры наиболее отчетливо выражены в стратосфере высоких широт обоих полушарий.

В арктической стратосфере на поверхности 100 гПа годовая амплитуда изменяется от 11° вблизи полярного круга до 28° вблизи Северного полюса (табл. 6). По данным Ю. П. Кошелькова значения амплитуд возрастают до поверхности 2 гПа (40 км), где они превышают 40° .

Таким образом, в слое 100—2 гПа севернее 70° с. ш. годовая амплитуда температуры значительно больше, чем в тропосфере этих же широт. Причина резкого повышения температуры весной обусловлена переходом от полярной ночи к полярному дню, резкому увеличению поступления солнечной радиации вследствие увеличения продолжительности солнечного сияния и высоты Солнца. Одновременно с этим происходит и увеличение содержания озона. Максимум его общего содержания 0,55 см в высоких широтах отмечается в начале апреля. Количество поглощенной радиации различными слоями стратосферы в это время года резко возрастает.

В конце зимы известный вклад в повышение температуры, особенно в нижней и средней стратосфере северного полушария, вносят горизонтальные притоки тепла из умеренных и субтропических широт благодаря нарушению зонального переноса и развитию меридиональности. В результате уже в апреле температура воздуха в арктической стратосфере мало отличается от годового максимума средней месячной температуры. Поля температуры приобретают характерные летние черты.

Сезонный ход температуры в стратосфере высоких широт южного полушария имеет особенности по сравнению с северным полушарием.

Нижняя антарктическая стратосфера зимой холоднее (на 6 — 18°), а летом теплее на (2 — 5°) арктической стратосферы. Это обуславливает большую годовую амплитуду температуры в нижней антарктической стратосфере по сравнению с амплитудой в арктической.

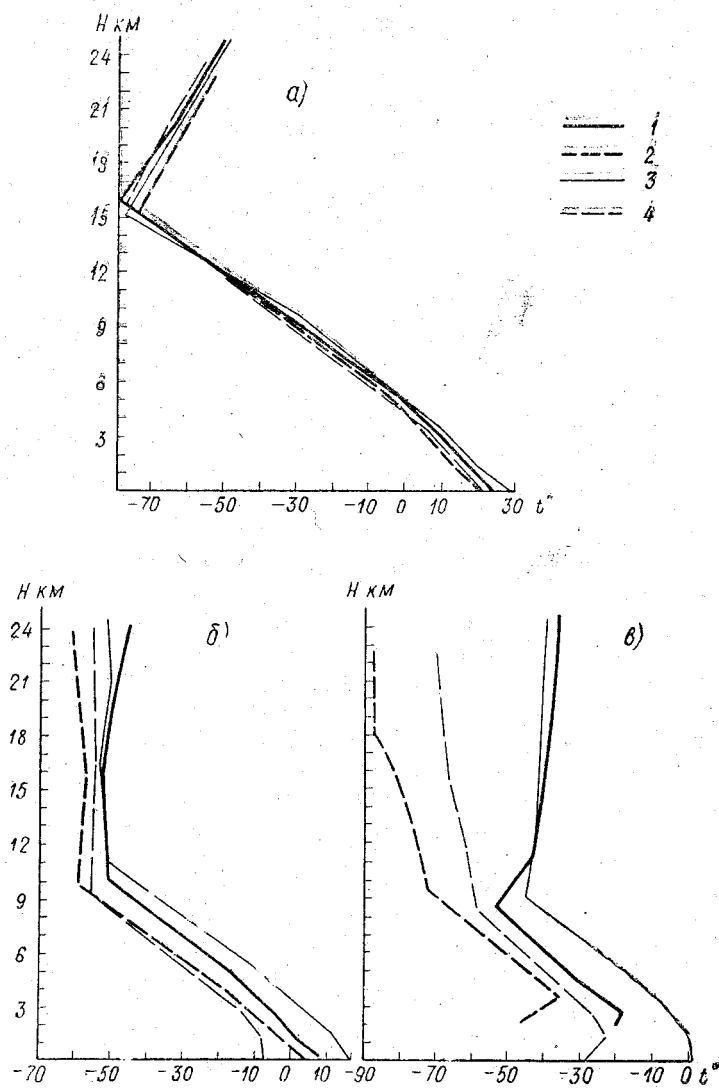


Рис. 5. Вертикальные профили средней зональной температуры в основных широтных зонах южного и северного полушарий:

a — 20° ш., $б$ — 50° ш., $в$ — 80° ш.; 1 — центральный летний месяц; 2 — центральный зимний месяц южного полушария; 3 — центральный летний месяц; 4 — центральный зимний месяц северного полушария

С увеличением высоты выше 30 гПа (25 км) годовая амплитуда убывает, что связано с быстрым повышением температуры в верхней антарктической стратосфере в середине зимы. В результате в верхней стратосфере между годовыми амплитудами наблюдается обратное соотношение.

Зимний минимум температуры в сезонном ходе ее в нижней антарктической стратосфере запаздывает по сравнению с арктической. Он отмечается в середине либо в конце полярной ночи, в то время как в арктической смещается к началу этого периода. Причиной этого являются внезапные повышения температуры во второй половине зимы.

В верхней антарктической стратосфере минимум температуры смещается на конец осени — начало зимы.

В стратосфере умеренных и субтропических широт сезонный ход сглажен. Годовая амплитуда средней зональной температуры резко уменьшается до 3—6°, т. е. она в 3—5 раз меньше, чем в нижней тропосфере на тех же широтах.

Основной причиной уменьшения сезонных колебаний температуры воздуха являются сравнительно высокая температура воздуха зимой, формирование ее обусловлено нисходящими движениями в стратосферном поясе повышенного давления. В результате на этих широтах в зимние и весенние месяцы температура воздуха мало отличается от температуры в летние месяцы.

В стратосфере низких широт 20° с. ш. — 20° ю. ш. годовая амплитуда не превышает 5°. Максимум температуры достигается в июле в обоих полушариях. На колебания с годовым периодом накладываются полугодовые колебания, вклад которых особенно значителен в экваториальных широтах (С. С. Гайгеров, Ю. Н. Кощельков).

1.7. Особенности вертикального распределения температуры в тропосфере тропических и внетропических широт

Характерной особенностью изменения температуры с высотой в тропосфере северного и южного полушарий является ее убывание. Это определяется тем, что тропосфера в основном прогревается от деятельной поверхности в результате конвективного и турбулентного теплообмена, переноса скрытого тепла.

Количественно изменения температуры с высотой оценивают вертикальным градиентом температуры.

$$\gamma = - \frac{\partial T}{\partial z}.$$

Градиент положителен, если температура воздуха убывает с высотой, и отрицателен в случае ее возрастания. Вертикальный градиент является функцией широты (ϕ), высоты над уровнем моря и времени года (H, h_0).

Значения вертикальных градиентов средней зональной температуры для северного полушария представлены в табл. 8. Они получены по обобщенным радиозондовым данным за период 1950—1963 гг. для основных широтных зон И. М. Москалевой. Анализ их показывает, что над северным полушарием с уменьшением широты значения вертикальных градиентов возрастают в пределах всей тропосферы. Наиболее сложное распределение отмечается в пограничном слое — уровень моря — 850 гПа (0—1,5 км), где наиболее сильно сказываются различия в радиационных и термических свойствах деятельной поверхности, т. е. интенсивности турбулентных и конвективных притоков тепла.

В январе в этом слое севернее 60° с. ш. наблюдается инверсионное распределение температуры. Вертикальные градиенты температуры отрицательны. Южнее 60° с. ш. градиенты положительны и возрастают по направлению к экватору до $0,60^\circ/100$ м (см. табл. 8).

В слое 850—700 гПа вертикальные градиенты в среднем положительные и изменяются от $0,31^\circ/100$ м на севере до $0,47^\circ/100$ м на юге полушария.

В слое 700—500 гПа происходит выравнивание вертикальных градиентов. Здесь значения их на севере и юге полушария близки ($0,56—0,62^\circ/100$ м), причем наибольшие градиенты наблюдаются не в южных широтах, как это имеет место в приземном слое, а в умеренных.

В верхних слоях тропосферы значения вертикальных градиентов температуры колеблются около $0,60—0,70^\circ/100$ м.

В июле почти в пределах всей тропосферы значения вертикальных градиентов средней зональной температуры возрастают по сравнению со значениями вертикальных градиентов в январе вследствие усиления турбулентного и конвективного перемешивания. В самом нижнем слое тропосферы (уровень моря — 850 гПа) в районах севернее 60° с. ш. наблюдается распределение, близкое к изотермическому, и вертикальные градиенты средней температуры равны $0,07—0,37^\circ/100$ м. Столь малые значения градиентов обусловлены большой вероятностью появления инверсий снеготаяния. В остальной толще тропосферы вертикальные градиенты не имеют резких различий вдоль меридиана над полушарием и колеблются около $0,60—0,70^\circ/100$ м.

Годовой ход вертикального распределения температуры отчетливо выражен во внетропических широтах. В нижнем полуторокилометровом слое значения градиента колеблются от $0,05—0,10$ град/100 м зимой до $0,44$ град/100 м летом. К югу значения градиентов возрастают и в субтропических и тропических широтах вертикальные градиенты температуры в нижней тропосфере значительно больше, чем в более северных районах, и составляют $0,56$ град/100 м, почти не меняясь в течение года.

Значения вертикальных градиентов средней зональной температуры в тропосфере южного полушария в зависимости от ши-

Таблица 8

Вертикальные градиенты средней зональной температуры (град/100м)
в северном полушарии в январе и июле

Северная широта, град	Слой между изобарическими поверхностями, гПа									
	Уровень моря — 850		850—700		700—500		500—300		300—200	
	I	VII	I	VII	I	VII	I	VII	I	VII
80	-0,51	0,07	0,31	0,42	0,56	0,57	0,55	0,67	—	—
70	-0,38	0,24	0,29	0,48	0,59	0,58	0,56	0,72	—	—
60	-0,04	0,37	0,36	0,55	0,61	0,58	0,56	0,71	—	—
50	0,24	0,38	0,38	0,54	0,60	0,58	0,63	0,71	—	—
40	0,48	0,49	0,45	0,57	0,62	0,60	0,69	0,68	0,29	0,63
30	0,52	0,55	0,45	0,52	0,59	0,61	0,69	0,68	0,42	0,71
20	0,57	0,56	0,43	0,50	0,58	0,60	0,70	0,67	0,72	0,78
10	0,57	0,56	0,47	0,53	0,58	0,57	0,66	0,67	0,79	0,82
									0,12	-0,02
									0,08	-0,04
									0,01	-0,03
									0,02	0,05
									0,08	0,24
									0,30	0,47
									0,50	0,48
									0,62	0,54

Вертикальные градиенты средней зональной температуры (град/100 м)
в южном полушарии в январе и июле

Южная широта, град	Слой между изобарическими поверхностями, гПа													
	850—700		700—500		500—300		300—200		200—100		100—50		50—30	
	I	VII	I	VII	I	VII	I	VII	I	VII	I	VII	I	VII
90	—	—	—	—	0,49	0,63	—0,32	0,70	—0,10	0,02	—0,06	0,18	—0,03	0,05
80	—	—	—	—	0,52	0,61	—0,36	0,61	—0,06	0,08	—0,06	0,20	—0,02	0,02
70	0,49	0,34	0,56	0,59	0,59	0,64	—0,23	0,64	—0,07	0,01	—0,04	0,14	—0,06	0,01
60	0,52	0,52	0,61	0,63	0,57	0,65	0,57	0,65	—0,03	0,04	—0,05	0,09	—0,09	0,02
50	0,42	0,54	0,56	0,64	0,63	0,70	0,68	0,70	0,03	—0,06	—0,08	0,05	—0,11	0,06
40	0,49	0,51	0,56	0,63	0,70	0,71	0,65	0,71	0,65	0,02	—0,16	—0,01	—0,15	—0,04
30	0,44	0,39	0,59	0,60	0,68	0,70	0,68	0,70	0,68	0,43	—0,24	—0,16	—0,25	—0,16
20	0,47	0,38	0,56	0,53	0,67	0,71	0,78	0,70	0,78	0,70	—0,35	—0,24	—0,30	—0,23
10	0,46	0,46	0,55	0,55	0,76	0,68	0,81	0,78	0,66	0,51	—0,37	—0,32	—0,24	—0,23
0	0,45	0,52	0,56	0,56	0,65	0,66	0,83	0,83	0,68	0,56	—0,36	—0,36	—0,22	—0,19

роты приведены в табл. 9. Кривые вертикального распределения средней зональной температуры для основных широтных зон обоих полушарий за центральные месяцы зимы и лета (январь, июль) представлены на рисунке (рис. 5). Сравнение их показывает, что принципиальных различий в характере вертикального распределения средней зональной температуры в основных широтных зонах в тропосфере южного и северного полушарий нет. На всех широтах, кроме высоких в слое уровня моря — 850 гПа, температура понижается с высотой.

1.8. Особенности вертикального распределения температуры в стратосфере

В стратосфере обоих полушарий вертикальное распределение средней зональной температуры более сложно и характеризуется большим разнообразием по сравнению с ее распределением в тропосфере. И здесь вертикальный градиент температуры также является функцией широты (φ), высоты (H) и времени года ($h_{\odot}$):

$$\gamma = f(\varphi, H, h_{\odot}).$$

Значения вертикальных градиентов представлены в табл. 8 и 9. Из таблиц следует, что основные особенности вертикального распределения средней зональной температуры в стратосфере южного и северного полушарий в одноименные сезоны аналогичны. Однако некоторые отличительные черты между полушариями имеются.

В тропических широтах обоих полушарий температура воздуха вследствие радиационного нагревания с высотой возрастает в течение всего года. Вертикальные градиенты температуры достигают значений $-0,30$ град/100 м. Они мало меняются в течение года. Благодаря интенсивному росту температуры зимой с высоты 20—21 км она становится выше, чем в высоких широтах, с 23—25 км выше, чем в умеренных и субтропических. В результате экваториальная область холода прослеживается лишь до высот 23—25 км.

В умеренных широтах севернее 40° с. ш. и южнее 40° с. ш. вертикальное распределение температуры в стратосфере близко к изотермическому в течение всего года. Вертикальные градиенты средней зональной температуры здесь изменяются от 0,01 град/100 м в северном и 0,05 град/100 м в южном полушарии зимой до $-0,07$, $-0,10$ град/100 м летом. Зимой стратосфера в умеренных широтах южного полушария несколько холоднее, чем северного (см. рис. 5).

В высоких широтах обоих полушарий характер вертикального распределения температуры зимой и летом существенно различен. Зимой температура в нижней стратосфере непрерывно понижается с высотой. Оно обусловлено в основном радиационным выхолаживанием. Вертикальные градиенты средней зональной темпера-

туры в Арктике колеблются в пределах 0,02—0,12 град/100 м. В антарктической стратосфере понижение температуры с высотой происходит на фоне более низких значений ее по сравнению с температурой в арктической. Вертикальные градиенты в слое 100—50 гПа достигают значений 0,20 град/100 м. Наиболее низкие значения температуры, достигающие -75° в Арктике и -88° в Антарктиде наблюдаются вблизи изобарической поверхности 10 гПа. Выше этой поверхности отмечается переход к росту температуры с высотой, который прослеживается до стратопавзы.

В летнем полушарии характерным для всей стратосферы является повсеместный рост температуры с высотой. В нижней стратосфере вертикальные градиенты средней зональной температуры колеблются от $-0,02$ град/100 м в высоких широтах до $-0,08$ град/100 м в умеренных. В средней стратосфере рост усиливается, градиенты возрастают по абсолютной величине, достигая значений $-0,11$, $-0,14$ град/100 м в соответствующих широтных зонах.

Глава 2. ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В ТРОПОСФЕРЕ И СТРАТОСФЕРЕ ЗЕМЛИ

2.1. Пространственно-временное распределение средней температуры воздуха в тропосфере

В зимнем полушарии термический режим тропосферы формируется в условиях отрицательного радиационного баланса подстилающей поверхности во внетропических широтах. Отрицательный радиационный баланс над северным полушарием наблюдается с октября по март и над южным полушарием с мая по август. В этих условиях поверхности континентов севернее 40° с. ш., ледяной покров арктических морей, Гренландии и Антарктиды оказывают сильное охлаждающее влияние на тропосферу вследствие длинноволнового излучения.

Поверхности океанов, в отличие от этого, особенно в зоне теплых течений Гольфстрима, Куро-Сию, Бразильского, Южно-Тихоокеанского, Мозамбикского, Восточно-Австралийского в холодное время года оказывают большое тепловое воздействие на тропосферу благодаря интенсивному турбулентному и конвективному обмену и скрытому притоку тепла. Тепловое воздействие океанов благодаря преобладанию западно-восточного переноса распространяется к востоку над сильно выхолаженными континентами северного полушария. Горизонтальные притоки тепла и влаги с океанов до некоторой степени компенсируют радиационное выхолаживание тропосферы над континентами.

В зоне 40° с. ш. — 40° ю. ш. радиационный баланс деятельной поверхности положителен, здесь тропосфера прогревается вследствие турбулентных, конвективных и скрытых притоков тепла.

В летнем полушарии температурный режим тропосферы формируется в условиях положительного радиационного баланса деятельной поверхности над всем полушарием. Исключение составляют районы, покрытые льдами в течение всего года: Арктический бассейн, Гренландия, Антарктида.

Положительный радиационный баланс обусловлен резким увеличением притока солнечной радиации к деятельной поверхности вследствие возрастания продолжительности солнечного сияния и увеличения высоты Солнца над большей частью полушария.

Наиболее значительному радиационному воздействию подвергаются тропики, где в условиях преобладания ясного состояния неба (80—90%) Солнца находится в течение трех месяцев в зените и продолжительность сияния составляет 13,6 ч/сутки. Неравномерное распределение облачности вдоль широтных кругов, обусловленное преобладающими условиями циркуляции, приводит к существенным отклонениям величин действительной суммарной радиации от возможной. Нарушение зональности в притоке суммарной солнечной радиации к деятельной поверхности и различия в физических свойствах ее обуславливают отличия в значениях радиационного баланса, интенсивности, а иногда и знака турбулентных и конвективных потоков тепла и влаги вдоль широтных кругов, а следовательно, и степени прогрева тропосферы снизу. Наибольшее прогревание тропосферы происходит над континентами, где турбулентный и конвективный теплообмен максимален $\left(29-33 \frac{\text{МДж}}{\text{м}^2 \cdot \text{мес}} \right)$.

Над океанами, особенно в зонах холодных течений, интенсивность вертикальных притоков тепла в тропосферу меньше по сравнению с их интенсивностью над континентами, возможно и отрицательное их направление.

Охлаждающее действие холодных океанических течений особенно сильно проявляется в тропических зонах обоих полушарий, вдоль западных побережий континентов, омываемых Калифорнийским, Канадским, Бенгуэльским, Перуанским и Западно-Австралийским течениями. Это находит отражение в отрицательных аномалиях температуры воздуха в тропосфере над восточными частями океанов и в увеличении горизонтальных контрастов температуры вдоль прогретых западных побережий континентов.

Влияние теплых океанических течений в это время года сказывается меньше на формировании термического режима тропосферы, так как оно значительно уступает тепловому воздействию близко расположенных прогретых континентов.

Большое охлаждающее влияние на тропосферу оказывают многолетние льды Арктического бассейна севернее 70° с. ш. Гренландии и Антарктиды. В этих районах, несмотря на значительные притоки солнечной радиации, интенсивность которых на 20% больше, чем в умеренных широтах, поглощенная радиация незначительна. Причина — высокие значения альбедо тающего и свежесвыпавшего снега (33—88%).

Поглощенная радиация в основном затрачивается на таяние снега и льда и в очень малой степени на турбулентный и конвективный теплообмен с тропосферой и на ее нагревание.

Характерной особенностью пространственного распределения средней многолетней температуры воздуха в тропосфере зимнего полушария является наличие обширных приполюсных областей холода (рис. 6).

Область холода над южно-полярной зоной характеризуется наиболее низкими значениями средней температуры в тропосфере и зональным расположением изотерм над замерзшими антарктическими водами, окружающими ледяной континент.

Область холода в нижней и средней тропосфере над северной полярной зоной характеризуется наличием ложбин холода, направленных к югу. Интенсивные ложбины с самостоятельными вторичными центрами более низких температур располагаются над наиболее выхолаженными восточными частями континентов Евразии и Северной Америки, примерно вдоль меридианов 130° в. д. и 80° з. д. Третья ложбина, менее четко выраженная, направлена на европейскую часть Евразии, четвертая — на Гренландию.

С высотой расположение области холода и ложбин, направленных от этой области, мало меняется. Наиболее интенсивная ложбина холода направлена на восточную Сибирь. Значения температуры — 32° на поверхности 850 гПа и -42° на поверхности 500 гПа.

Формирование ложбины холода обусловлено трансформацией воздушных масс, перемещающихся с запада на восток над обширными пространствами устойчивого снежного покрова. В условиях отрицательного радиационного баланса деятельной поверхности $\left(-8 \text{ — } -17 \frac{\text{МДж}}{\text{м}^2 \cdot \text{мес}}\right)$ воздушные массы выхолаживаются и становятся более сухими.

Преобладание антициклонального режима, ясная погода, слабые скорости ветра над восточной Сибирью создают дополнительные условия для радиационного выхолаживания. Этому способствуют и орографические особенности района. В результате температура воздуха над Восточной Сибирью в нижней тропосфере ниже, чем над Арктическим бассейном. Эти различия по данным, приведенным к уровню моря, составляют около 20° , на поверхности 850 гПа — 8° , на поверхности 700 гПа — 1° и лишь на поверх-

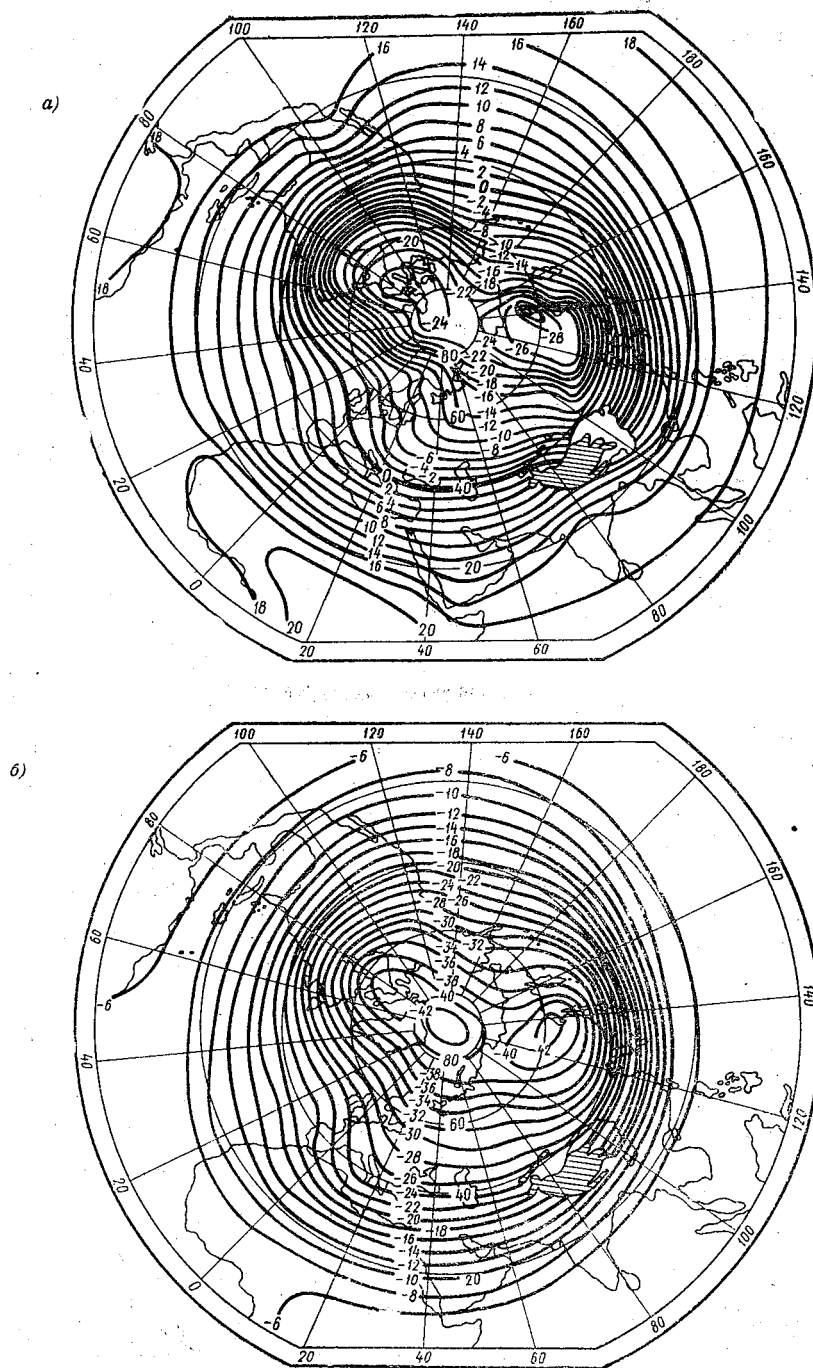


Рис. 6. Средняя температура воздуха в нижней и средней тропосфере: 850 гПа (а), 500 гПа (б). Январь

ности 500 гПа температурные различия между районами сглаживаются.

Более высокие значения температуры воздуха в нижней тропосфере над акваторией Арктического бассейна, сплошь покрытого льдами, когда отсутствуют притоки солнечной радиации и отрицателен радиационный баланс, обусловлены в основном горизонтальными притоками тепла и влаги с акватории Северной Атлантики.

Вертикальное распределение температуры в ложбинах холода в зависимости от широты по данным И. В. Ханевской представлено в табл. 10. Из таблицы следует, что более низкие значения температуры на уровне моря и в пределах почти всей тропосферы (850—300 гПа) отмечаются вдоль восточных побережий Евразии. Особенно велики различия температуры ($12-16^{\circ}$) в широтной зоне $40-60^{\circ}$ в нижней тропосфере. С высотой они убывают и на изобарической поверхности 300 гПа составляют $4-5^{\circ}$.

Таблица 10

Средняя многолетняя температура воздуха (град) в восточно-сибирской и канадской ложбинах холода, направленных к югу вдоль 130° в. д. и 80° з. д. Январь

Изобарическая поверхность, гПа	Широта (град)							
	40	50	60	70	40	50	60	70
	Восточно-сибирская область холода				Канадская область холода			
850	-13,6	-26,2	-30,3	-26,0	-1,5	-16,0	-22,0	-24,0
700	-18,5	-27,6	-29,0	-28,0	-6,4	-17,8	-25,6	-27,0
500	-31,6	-39,5	-42,0	-40,2	-22,0	-32,0	-39,5	-40,5
300	-50,5	-56,2	-58,0	-58,0	-46,3	-52,2	-54,2	-55,0

В тропосфере внетропических широт над океанами, особенно в их восточных частях, над зонами теплых течений Гольфстрим и Куро-Сиво создаются благоприятные условия для формирования повышенных значений температуры вследствие интенсивного турбулентного и конвективного теплообмена вода—атмосфера и притока скрытого тепла. В отличие от этого, над западными частями океанов, где влияние Лабрадорского и Беренгова холодных течений усиливается действием выхолаженного континента, формируются пониженные значения температуры в тропосфере. В результате зональное распределение температуры севернее 40° с. ш. в это время года отчетливо нарушено.

К югу от приполюсной области холода с ее ложбинами температура воздуха в тропосфере непрерывно повышается вплоть до термического экватора, который над континентами и океанами располагается вблизи географического. Над континентами в широтной зоне 30—40° с. ш. над северным полушарием отмечается зона повышенных положительных меридиональных градиентов температуры. К югу от этой зоны радиационный баланс действительной поверхности положителен $8-33 \frac{\text{МДж}}{\text{м}^2 \cdot \text{мес}}$, прогревание тропо-

сферы происходит и в это время года вследствие конвективного и турбулентного, и скрытого притока тепла. Над океанами повышение температуры к экватору происходит более равномерно по сравнению с температурой над континентами.

В экваториальных широтах значительный вклад в повышение температуры в нижней и средней тропосфере вносит скрытая теплота, которая выделяется при конденсации водяного пара $\left(\text{до } 754 \frac{\text{МДж}}{\text{м}^2 \cdot \text{год}} \right)$.

В нижней тропосфере тропических широт (уровень моря — 500 гПа), распределение температуры более зонально по сравнению с ее распределением в умеренных и высоких широтах.

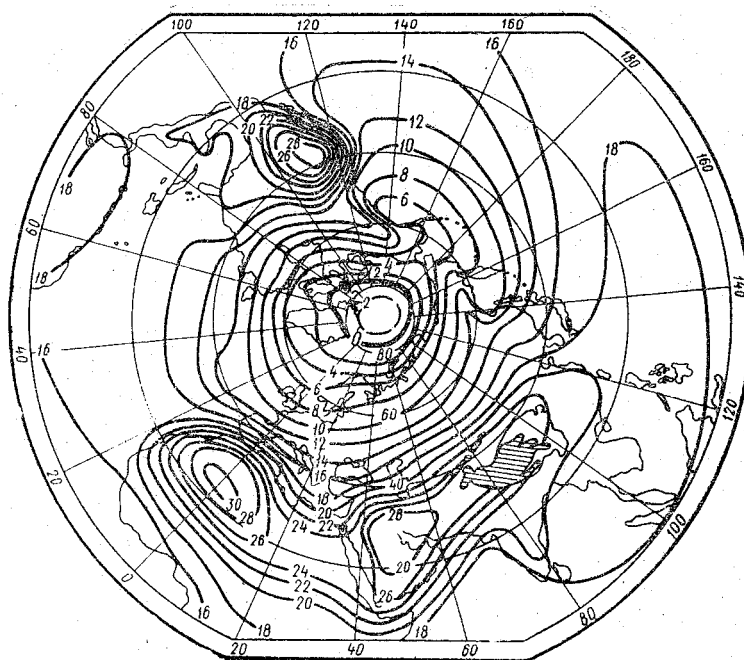
В верхней тропосфере обоих полушарий основные особенности пространственного распределения средней температуры сохраняются. Отличие по сравнению с распределением температуры в нижней заключается в убывании горизонтальных контрастов.

В тропосфере летнего полушария характерной особенностью пространственного распределения средней многолетней температуры является наличие области холода в высоких широтах в пределах всей тропосферы (уровень моря — 300 гПа), рис. 7.

В тропосфере южного полушария область холода располагается над ледяным континентом Антарктиды. Температура воздуха вблизи побережья характеризуется значениями -2 , -4 и -30° в восточной наиболее высокой ее части. Эта часть лишь на 1—2 км ниже поверхности 500 гПа. С увеличением высоты местоположение южнополярной области холода меняется мало. На поверхности 500 гПа влияние неоднородностей физических свойств поверхности суши и океанических течений в значительной мере ослабевает. Для этой поверхности характерно зональное распределение изотерм.

В нижней тропосфере северного полушария область холода располагается над Арктическим бассейном и прилежащими морями. Над тающими льдами Арктики температура воздуха характеризуется значениями, близкими к 0°C . С увеличением высоты центральная часть области холода смещается из района полюса на Гренландию и Канадский архипелаг, которые оказывают сильное охлаждающее влияние на тропосферу северного полушария.

а)



б)

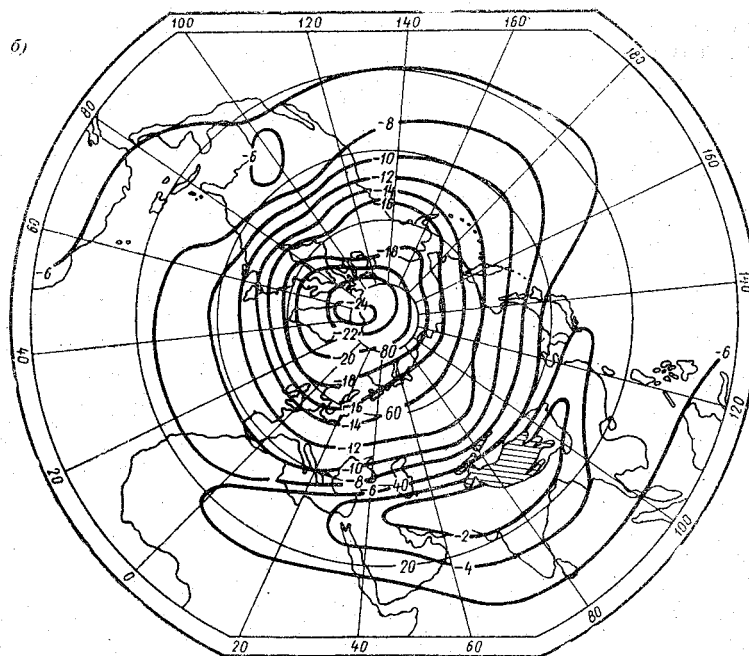


Рис. 7. Средняя температура воздуха в нижней и средней тропосфере: 850 гПа (а), 500 гПа (б). Июль

Тенденция к формированию пониженных значений температуры в нижней тропосфере создается и над океанами, особенно в зонах холодных течений. Напротив, над континентами создаются условия для формирования повышенных значений температуры в тропосфере.

Наличие ложбин холода над океанами и гребней тепла над континентами в нижней тропосфере характеризует нарушение зонального распределения температуры во внетропических широтах. Однако по сравнению с зимой зональность нарушена меньше.

Наиболее высокие значения температуры — термический экватор — над континентами Евразии и Северной Америки наблюдаются в зоне 20—40° с.ш. Над океанами он так же, как и зимой, располагается вблизи географического экватора. Формирование областей тепла в тропосфере над континентами обусловлено вертикальными притоками тепла и адиабатическим повышением температуры в антициклонах, преобладающими здесь. В зоне повышенных значений средней температуры над континентами наблюдаются две замкнутые области тепла. Первая из них располагается в нижней тропосфере над северо-западом Африки и над Аравийским полуостровом. Значения средней месячной температуры в июле составляют 29—30°. С увеличением высоты область тепла смещается к востоку. В верхней тропосфере она располагается над горными районами Южной Азии, севером Индостана и Индокитая (200 гПа). На этих высотах приток прямой солнечной радиации к поверхности, вследствие большой прозрачности атмосферы, велик. Нагретая деятельная поверхность Иранского и Тибетского нагорья не имеет устойчивого снежного покрова и оказывает на прилежащие слои воздуха сильное тепловое воздействие, которое через турбулентный теплообмен распространяется на всю тропосферу и проникает в стратосферу. В результате над этими районами в верхней тропосфере (300—200 гПа) прослеживаются замкнутые области тепла.

Вторая область в тропосфере, значительно уступающая первой по горизонтальной и вертикальной протяженности, находится на юго-западе Северной Америки. Температура в ее центральной части на поверхности 850 гПа достигает 28°.

В тропосфере южного полушария термический экватор лишь в январе прослеживается вдоль 15° ю.ш. от берегов Африки на восток до островов Полинезии, в той же широтной зоне, где отмечаются максимальные температуры поверхности воды и воздуха на уровне моря.

2.2. Влияние континентов и океанов на распределение температуры воздуха в тропосфере

Поверхности континентов и океанов существенно различаются по своим радиационным и термическим свойствам, а следовательно, и по интенсивности вертикальных притоков тепла

и влаги в тропосфере. Влияние их на распределение температуры в тропосфере отчетливо прослеживается на картах изономал, характеризующих пространственное распределение отклонений средней многолетней температуры от средних зональных ее значений за тот же период времени на уровне моря и в слое 1000—300 гПа (рис. 8).

Зимой области наиболее значительных положительных аномалий температуры в тропосфере располагаются над океанами, которые являются основными источниками тепла во внетропических широтах. Над Тихим океаном наибольшие положительные отклонения температуры на уровне моря (12°) находятся в самой северной части его акватории, над теплым Аляскинским течением. С высотой положение этой области мало меняется.

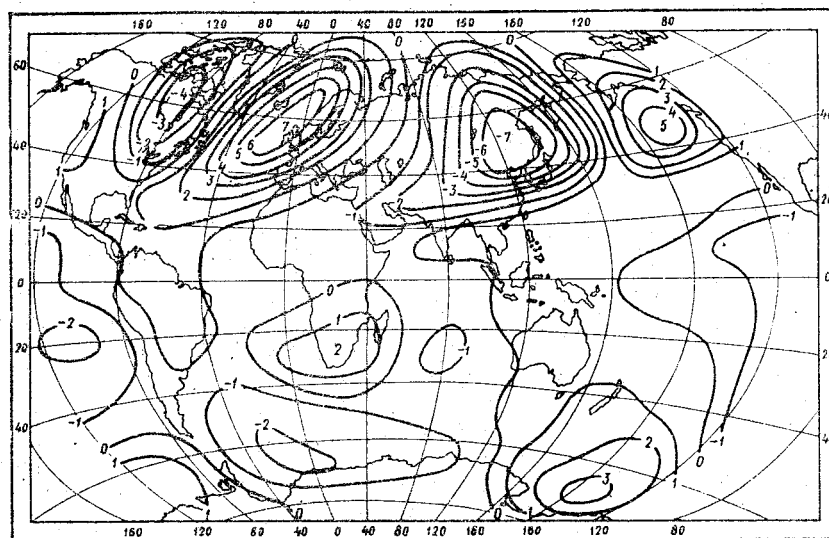


Рис. 8. Отклонение средней температуры воздуха от средней зональной в слое между поверхностями 1000 и 300 гПа. Январь

Над Атлантическим океаном область наибольших положительных отклонений на уровне моря (25°) и в нижней тропосфере ($8-12^{\circ}$) располагается над Норвежским теплым течением на 70° с. ш. С высотой она смещается к юго-западу на $50-55^{\circ}$ с. ш., в область влияния северо-атлантического теплого течения ($4-8^{\circ}$).

Области отрицательной аномалии располагаются над континентами Евразии и Северной Америки с центрами над южными частями ложбин холода, ориентированных вдоль 130° в. д. и 80° з. д. Наибольшие значения отклонений наблюдаются над

Евразией (20° на уровне моря и $17-5^\circ$ в пределах всей тропосферы примерно на 50° с. ш., над Северной Америкой на $55-60^\circ$ с. ш.). Значения отклонений средней многолетней температуры в тропосфере от средних зональных приведены в табл. 11.

Таблица 11

Наибольшие отклонения средней многолетней температуры (град)
от средней зональной в очагах аномалии над северным полушарием
(И. В. Ханевская). Январь

Изобарическая поверхность, гПа	Океаны		Континенты	
	Атланти- ческий	Тихий	Евразия	Северная Америка
Уровень моря	25	12	-20	-16
850	12	7	-17	-7
700	8	5	-12	-7
500	8	4	-10	-4
300	4	4	-5	-0

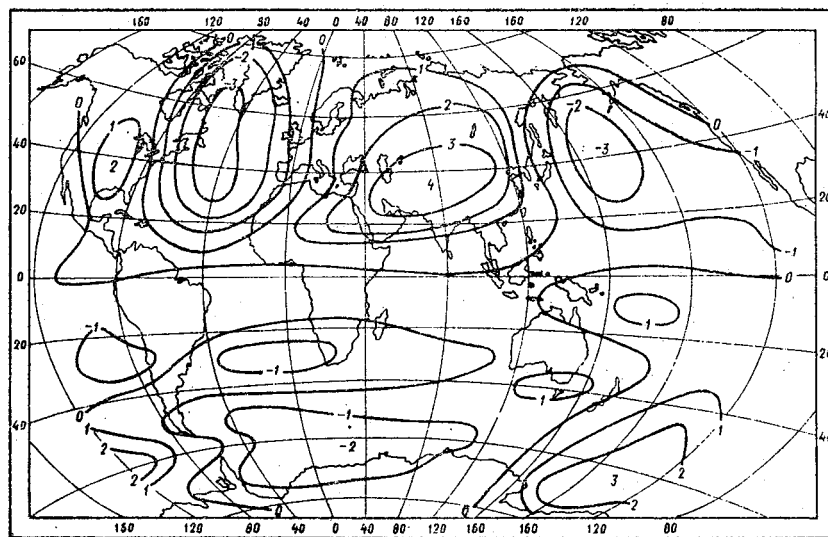


Рис. 9. Отклонение средней температуры воздуха от средней зональной в слое между поверхностями 1000 и 300 гПа. Июль

Над южным полушарием аномалии средней температуры меньше по сравнению с аномалиями в северном полушарии вследствие более близкого к зональному распределения температуры. Из рис. 9 следует, что аномалии в июле отрицательны над конти-

нениями и положительны над океанами (1—2°). Однако вблизи западных побережий континентов Южной Америки и Африки отмечаются отрицательные аномалии, обусловленные подъемом холодных вод.

Летом обширные положительные аномалии в отличие от зимних располагаются над континентами, отрицательные — над океанами. Наибольшие значения отклонений в них приведены в табл. 12.

Таблица 12

Наибольшие отклонения средней многолетней температуры (град)
от средней зональной над северным полушарием (И. В. Ханевская). Июль

Изобарическая поверхность, гПа	Океаны				Континенты			
	Атланти- ческий		Тихий		Евразия		Афри- ка	Северная Америка
	север	юг	север	юг	юго- запад	северо- восток		
Уровень моря	—6	—5	—8	—10	10	6	11	8
850	—4	—5	—	—8	10	5	11	12
700	—4	—3	—4	—4	7	4	4	6
500	—4	—3	—2	—2	7	4	—	2
300	—	—4	—	—5	7	—	—	0
200	—	—5	—	—5	7	—	—	—

Над континентами наиболее значительные отклонения средней температуры от средней зональной имеют место в субтропиках, над Евразией и Африкой между 20 и 30° с. ш., над Северной Америкой между 20 и 45° с. ш.

Наиболее интенсивной и обширной в это время года является область положительной аномалии над континентами Евразии и Африки. В нижней тропосфере значения отклонений достигают 11°, уменьшаясь к уровню 700 гПа до 7° и к уровню 500 гПа до 4°. Область простирается от западных берегов Африки до восточного побережья Евразии. Формирование ее обусловлено наиболее благоприятными процессами для прогревания деятельной поверхности и тропосферы вследствие максимального для полушария притока солнечной радиации, в условиях антициклонального режима.

В верхней тропосфере существенные отклонения средней температуры от средней зональной (7°) наблюдаются над Тибетским нагорьем, орографические особенности которого оказывают сильное теплое воздействие непосредственно на верхнюю тропосферу. Над Северной Америкой наиболее значительные положительные отклонения температуры от средней зональной наблюдаются так-

же в горных областях на западе материка. Они достигают в нижней тропосфере 12° , уменьшаясь на уровне 700 гПа до 6° и на уровне 500 гПа до 2° .

Над Тихим и Атлантическим океаном летом расположены обширные, но малоинтенсивные области отрицательной аномалии температуры. Над Атлантическим океаном выделяются два самостоятельных одинаковых по интенсивности центра (см. рис. 9).

Один из них располагается над северными районами акватории Атлантического океана. Он прослеживается лишь в нижней тропосфере и на поверхности 850 гПа, характеризуется значениями -4° . В средней тропосфере (500 гПа) он наблюдается над Гренландией, которая оказывает наиболее сильное охлаждающее влияние. На поверхности 500 гПа здесь располагается центральная часть области холода.

Второй центр над Атлантическим океаном расположен в субтропическом поясе. Примерно на этих же широтах наблюдаются и наиболее значительные отрицательные отклонения температуры над Тихим океаном. В формирование их значительный вклад вносят холодные течения, Канарское и Калифорнийское, которые оказывают охлаждающее влияние на нижние слои тропосферы. В результате вдоль западных побережий континентов наблюдаются зоны повышенных горизонтальных контрастов температуры. Зональные градиенты, характеризующие скорость изменения температуры вдоль широтных кругов, превышают $1,00-1,20$ град/110 км. Они обуславливают интенсивный межширотный обмен воздушных масс в нижней тропосфере.

Термическое воздействие континентов и океанов на атмосферу не ограничивается слоями воздуха, расположенными непосредственно над ними, а с воздушными течениями распространяется за пределы физических границ между ними. И. В. Ханевская, исследуя поля изономал на различных уровнях тропосферы, в качестве условной границы, разделяющей зоны влияния континентов и океанов, использовала нулевую изономалу. Она показала, что наиболее активное взаимодействие осуществляется между Евразией и океанами. Севернее 40° в тропосфере преобладает западно-восточный перенос. Поэтому западные районы Евразии находятся под непрерывным воздействием Атлантического океана. На востоке же в течение всего года наблюдается постоянное воздействие континента Евразии на западную акваторию Тихого океана. Однако интенсивность этих воздействий в разных широтах и слоях тропосферы зимой и летом различна.

Зимой Атлантический океан оказывает наиболее значительное влияние на Европу в зоне между 45 и 60° с. ш. Здесь тепловое воздействие океана на материк распространяется к востоку от береговой линии в нижней тропосфере на расстояние до $3000-4000$ км и в средней — до 5000 км. Под влиянием Атлантического океана находится, следовательно, вся Европа, а также некоторая часть территории Западной Сибири и Казахстана.

В верхней тропосфере вследствие убывания горизонтальных контрастов температуры воздуха над океаническими и континентальными районами тепловое влияние Атлантического океана ослабевает.

Охлаждающее влияние континента Евразии на Тихий океан наиболее интенсивно в зоне между 35 и 50° с. ш. Однако оно распространяется над Тихим океаном в нижней тропосфере на расстоянии 1000—2000 км от береговой линии, а в средней — на расстоянии 3500—4000 км.

Таким образом, зимой наиболее интенсивное взаимодействие атмосферных процессов над континентами Евразии и океанами наблюдается в средней тропосфере.

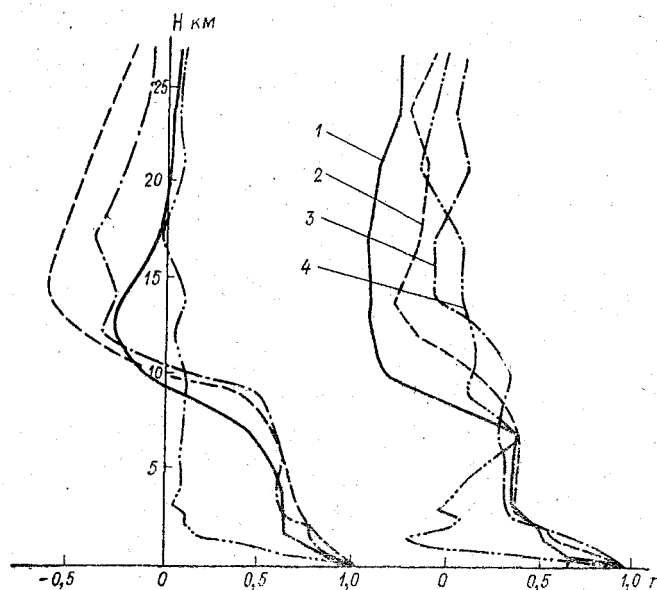


Рис. 10. Автокорреляционные функции температуры $r_{tt}(p, p)$: 1 для станций Туле (76°31' с. ш., 68°50' з. д.), 2. Буффало (42° с. ш., 78°44' з. д.), 3 Корабля погоды «Е» (35° с. ш., 48° з. д.), 4 Аден (3°01' с. ш., 46°04' в. д.)

Летом в умеренных широтах охлаждающее влияние Атлантического океана на Европу становится заметным, начиная лишь с высоты 1,5 км. Наиболее отчетливо оно прослеживается в средней и верхней тропосфере на расстоянии до 3500 км от береговой линии. Это обусловлено трансформацией воздушных масс над континентами.

По данным В. С. Комарова (рис. 10, 11) коэффициенты корреляции между отклонениями температуры и удельной влажности от их средних многолетних значений на уровне станции и соответ-

ствующими отклонениями на вышерасположенных поверхностях в тропосфере умеренных широт положительны $r_{tt}(p_i p_j) > 0$ и $r_{qq}(p_i p_j) > 0$, т. е. повышению или понижению температуры (влажности) нижележащей поверхности соответствуют аналогичные изменения метеовеличин вышележащей поверхности. Количественная теснота взаимосвязи отклонений метеовеличин убывает по мере увеличения расстояния между коррелируемыми поверхностями. Зимой наиболее быстрое убывание вертикальных коэффициентов корреляции температуры $r_{tt}(p_i p_j)$ и влажности $r_{qq}(p_i p_j)$ с увеличением расстояния между поверхностями наблюдается в пограничном слое, где велика вероятность появления приземных инверсий и наличие облаков нижнего яруса, нарушающих тесноту взаимосвязи метеовеличин между ниже и вышележащими поверхностями.

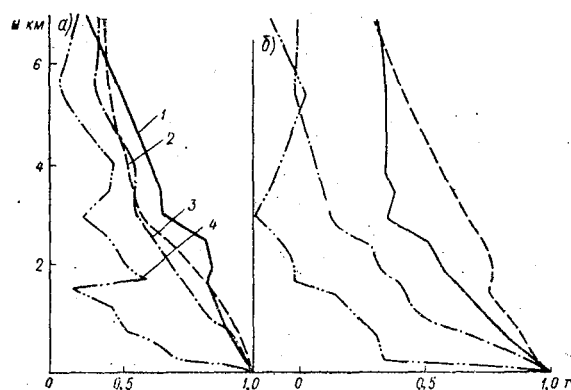


Рис. 11. Автокорреляционные функции удельной влажности $r_{qq}(p_i p_j)$ для станций Туле, Буффало, Корабля погоды «Е», Адан

Выше пограничного слоя в тропосфере значения коэффициентов корреляции температуры $r_{tt}(p_i p_j)$ мало изменяются с увеличением расстояния между поверхностями. В слое уровня станции — 400 гПа они равны 0,5—0,7, что свидетельствует о значительной вертикальной протяженности атмосферных процессов.

Коэффициенты корреляции температуры $r_{tt}(p_i p_j)$ между отклонениями температуры на уровне станции изобарическими поверхностями в нижней стратосфере отрицательны $r_{tt}(p_i p_j) = -0,8$, так как в тропосфере и стратосфере синхронные изменения температуры противоположны по знаку. Смена знака коэффициентов корреляции происходит вблизи тропопаузы. Летом над континентами умеренных широт четко выделяются зоны слабого затухания значений вертикальных коэффициентов корреляции.

В слое уровень станции — 700 гПа $r_{qq}(p_i p_j) > 0,6$. В это же время над всей акваторией океанов северного полушария значения указанных коэффициентов равны 0,1—0,4. Эти различия в значениях $r_{qq}(p_i p_j)$ над континентами и океанами вызваны тем, что в формирование влагоудержания над континентами значительный вклад вносят турбулентные и конвективные притоки влаги. Заметные сезонные изменения в тесноте взаимосвязи отклонений удельной влажности на уровне станции и выше расположенными изобарическими поверхностями наблюдаются и в высоких широтах.

Так, в районе ст. Туле, коэффициенты корреляции $r_{qq}(p_i p_j)$ между отклонениями влажности на уровне станции и поверхности 900 гПа изменяются от 0,92 зимой до 0,47 летом. Это убывание коэффициентов обусловлено изменением интенсивности горизонтальных притоков влаги, происходящим вследствие изменения преобладающих условий циркуляции в тропосфере.

В тропосфере тропической и экваториальной зон (по классификации Б. П. Алисова) вертикальные коэффициенты корреляции $r_{tt}(p_i p_j)$ и $r_{qq}(p_i p_j)$ с увеличением расстояния между ниже и выше расположенными поверхностями быстро убывают, независимо от исходного уровня. Так, в слое 1000—850 гПа $r_{tt}(p_i p_j) < 0,5$ и $r_{qq}(p_i p_j) < 0,5$. Это обусловлено наличием инверсий температуры в зонах пассатов и повышенной изменчивостью направления ветра, а следовательно, и горизонтальных притоков влаги в нижней тропосфере.

2.3. Пространственно-временное распределение средней температуры воздуха в стратосфере

В зимнем полушарии температурный режим стратосферы, так же как и тропосферы, формируется в условиях отрицательного радиационного баланса во внетропических широтах севернее и южнее 35—40° с. и ю. ш. и положительного в тропических широтах по обе стороны от экватора в зоне 35—40° с. ш. — 40° ю. ш. (табл. 13).

Положительный радиационный баланс характеризует радиационный приток тепла, нагревание стратосферы и формирование области тепла. Отрицательный радиационный баланс характеризует охлаждение стратосферы и формирование области холода. Если бы радиационные процессы были единственной причиной формирования термического режима в стратосфере, то температура воздуха непрерывно повышалась бы в низких широтах и уменьшалась в высоких. Наблюдения фактической температуры не подтверждают этого. Следовательно, должен существовать перенос избытка тепла из низких широт в высокие, вызываемый нерадиационными факторами, такими, как макротурбулентный обмен или средняя меридиональная циркуляция. В нижней и средней стратосфере внетропических широт обоих полушарий в фор-

мирование полей температуры значительный вклад вносят горизонтальные притоки тепла и холода, а также и адиабатические изменения температуры, обусловленные вертикальными движениями в стратосферных барических образованиях.

Таблица 13

Средний суммарный радиационный баланс стратосферы
северного полушария $\left(\frac{\text{Вт}}{\text{м}^2} \right)$

Радиационный баланс	Месяц				Год
	I	IV	VII	X	
Вся стратосфера полушария	-0,7	-1,4	3,5	-1,4	0
Верхняя стратосфера полушария	-0,7	-0,7	2,1	-2,8	
Высокие широты	-4,2	1,4	7,0	-5,6	
Умеренные широты	-2,1	1,4	5,6	-2,8	
Тропические широты	1,4	2,8	2,8	0,7	

Во внетропических широтах северного полушария известный вклад вносит влияние континентов и океанов, хотя оно и значительно меньше по сравнению с влиянием в тропосфере.

В верхней стратосфере основное значение в формировании режима температуры приобретают радиационные процессы.

Термический режим, характерный для стратосферы, наблюдается с поверхности 50 гПа. Слой 200—100 гПа — переходной между тропосферой и стратосферой внетропических широт. Термический режим в нем формируется под влиянием физических процессов, происходящих в тропосфере и стратосфере.

Поверхность 200 гПа расположена в нижней стратосфере лишь во внетропических широтах севернее и южнее 50° широты, а в южных районах умеренных широт, субтропических и тропических широтах находится в тропосфере.

Поверхность 100 гПа расположена в стратосфере лишь до 30° широты в обоих полушариях. В тропических широтах она располагается в верхней тропосфере и летом почти совпадает с положением тропической тропопаузы, когда она расположена ниже, чем зимой.

Характерной особенностью горизонтального распределения средней температуры в нижней стратосфере северного полушария (100—10 гПа) зимой является наличие обширной приполюсной области холода в высоких широтах, располагающейся над Арктическим бассейном и арктическими морями с ложбинами, направ-

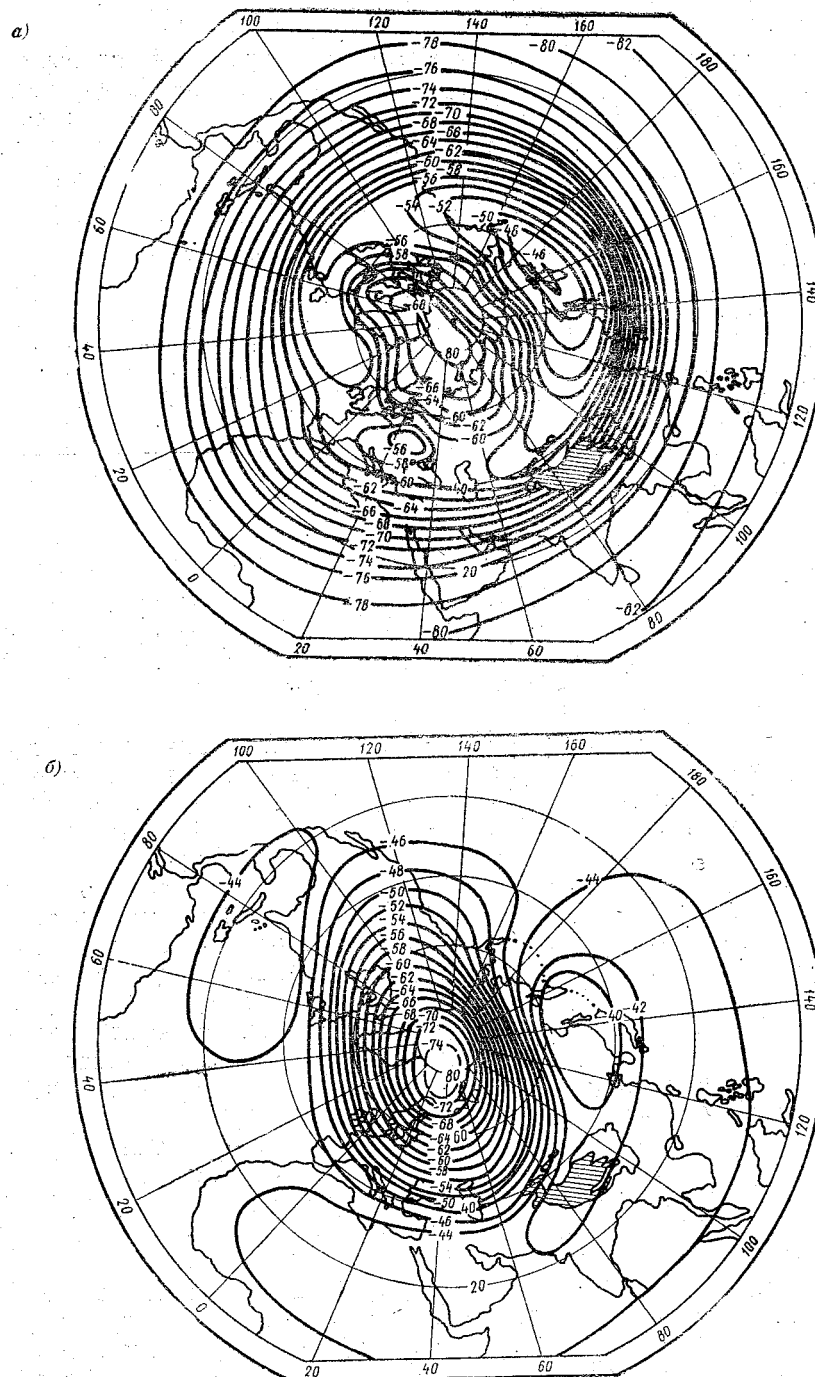


Рис. 12. Средняя температура воздуха на поверхности 100 гПа (а) и на поверхности 10 гПа (б). Январь

ленными на континент Северной Америки и европейскую часть Евразии (рис. 12).

Центральная часть области холода смещена относительно географического полюса к западу и располагается над архипелагом Земли Франца Иосифа.

Формирование этой области обусловлено длительным радиационным понижением температуры в стратосфере в период полярной ночи и в предшествующие ей месяцы (август—октябрь), когда на этих широтах наблюдается быстрое уменьшение притока солнечной радиации.

На картах средних многолетних полей геопотенциала области холода близко соответствует циклон. По расчетным данным И. И. Москалевой, восходящие движения, наблюдающиеся в нем, понижают температуру воздуха, особенно интенсивно над районами, соответствующими центральной части циклона. Наибольшая интенсивность области холода (-75°) и пространственная ее протяженность над континентами и Атлантическим океаном до 40° с. ш. наблюдается на поверхности 10 гПа. Значения температуры в центральной части области холода представлены в табл. 14.

Таблица 14

Средняя температура воздуха (град) в центральных частях областей приполюсной холода и северо-тихоокеанской тепла в стратосфере. Январь

Изобарическая поверхность, гПа	Область холода	Область тепла
100	-68	-46
30	-72	-44
10	-75	-39

В нижней стратосфере умеренных широт ($40-60^{\circ}$ с. ш.) располагается обширная зона тепла. Центральная часть ее наблюдается над северной частью Тихого океана (55° с. ш.), а гребни тепла ориентированы в широтном направлении (см. рис. 12).

Формирование области тепла в основном обусловлено адиабатическим нагреванием, происходящим вследствие нисходящих движений в стратосферной области высокого давления, соответствующей области тепла. Известный вклад вносит и нагревание воздуха, вызванное непосредственным поглощением радиации озоном, так как стратосфера этой широтной зоны освещается Солнцем и зимой. С увеличением высоты зона повышенных значений температуры и давления смещается к югу, к северному тропику. Замкнутая область тепла над Тихим океаном внутри этой зоны смещается к юго-западу. Так, на изобарической поверхности 50 гПа центральная часть области тепла располагается над

полуостровом Камчатка, на поверхности 30 гПа она уже находится в районе о. Сахалин, температура воздуха в области тепла с высотой растет от -46° на изобарической поверхности 100 гПа до -39° на поверхности 10 гПа (см. табл. 14). Области тепла в стратосфере близко соответствует так называемый алеутский антициклон. Наличие в стратосфере внетропических широт областей холода и тепла в течение нескольких месяцев обуславливает значительную меридиональную неоднородность поля средней температуры.

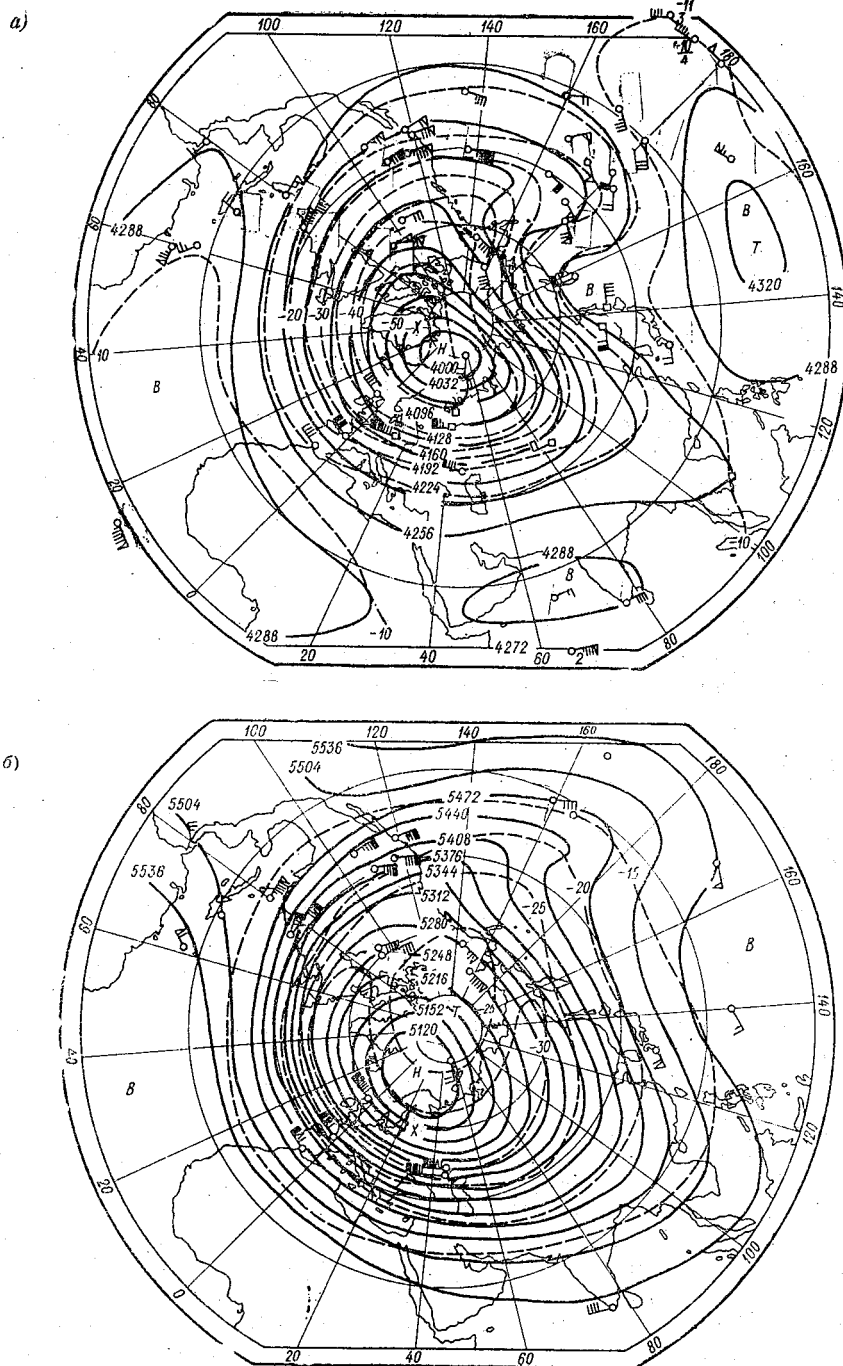
В верхней тропосфере и нижней стратосфере тропических широт по обе стороны от экватора располагается приэкваториальная область холода. Наиболее низкие значения температуры ($-80 \div -82^{\circ}\text{C}$) наблюдаются на поверхности 100 гПа, расположенной вблизи тропопаузы. Температура воздуха в области холода с высотой растет вследствие радиационного нагревания, вертикальные градиенты равны $-0,30 \div -0,35^{\circ}$ град/100 м. В результате на высотах 23—25 км температура воздуха в этой зоне выравнивается со значениями ее в субтропических широтах и выше приэкваториальная область холода не прослеживается. Формируется она в результате высокого влагосодержания в верхней тропосфере и интенсивного турбулентного и конвективного теплообмена в тропосфере.

Характерной особенностью пространственного распределения средней температуры в верхней стратосфере (5—0,4 гПа) северного полушария по данным К. Т. Логвинова и С. С. Гайгерова является наличие обширной приполюсной области холода, охватывающей умеренные и субтропические широты (рис. 13). Вследствие роста температуры с высотой выше поверхности 10 гПа интенсивность области холода убывает от значений температуры -75° (10 гПа) до -25° на поверхности 0,4 гПа, расположенной вблизи стратопаузы. Асимметрия центральной части области холода относительно географического полюса с высотой усиливается. Смещаясь к юго-западу, она постепенно распространяется на северные районы Канады и Западной Европы. Этой области холода на средних многолетних картах геопотенциала близко соответствует циклон.

Алеутский теплый антициклон, прослеживающийся в нижней и средней стратосфере, в верхней стратосфере выражен как гребень антициклона, расположенного южнее, над Тихим океаном (см. рис. 13).

Поле температуры на поверхности 0,4 гПа в высоких широтах возмущено близостью стратопаузы.

Максимум температуры в высоких и умеренных широтах приходится на северную часть Тихого океана, а минимум ее — на периферию приполюсного циклона, расположенную над северо-западной Европой. Максимум долготных изменений (20°) отмечается на поверхности под стратопаузой. Он сопоставим с сезонными и широтными изменениями температуры. Долготные изме-



нения обусловлены в основном развитием области тепла и смещением центральной части области холода к юго-западу. С увеличением высоты они убывают.

Таким образом, зимой приполюсная область холода и соответствующий ей циклон, область тепла над Тихим океаном и соответствующий ей алеутский антициклон прослеживаются в пределах всей стратосферы (100—0,4 гПа).

В нижней зимней стратосфере южного полушария характерные особенности пространственного распределения средней температуры сохраняются. Различия заключаются лишь в интенсивности приполюсных областей холода в высоких широтах и поясов тепла в умеренных и субтропических широтах.

Область холода над Антарктидой более интенсивна, значения температуры в ней ниже (см. табл. 2). Это обусловлено ослабленным межширотным обменом и отсутствием внезапных потеплений в середине зимы.

Пояс тепла в стратосфере умеренных и субтропических широт характеризуется более низкими значениями температуры. Внутри его отсутствует замкнутая область тепла над Тихим океаном, а соответственно и антипод алеутскому антициклону.

В верхней стратосфере южного полушария область наиболее низких температур сдвинута в меридиональном направлении в район 50° ю. ш. Это связано с формированием области относительно высоких температур в верхней стратосфере над Антарктикой во второй половине зимы. В результате в зоне 50—70° ю. ш. наблюдается обращение меридионального градиента средней температуры на высотах более 30—35 км. В северном полушарии аналогичного обращения в среднем не наблюдается.

В летнем полушарии температурный режим стратосферы формируется в условиях положительного радиационного баланса. Он обусловлен высоким содержанием озона и большой продолжительностью солнечного сияния. Дополнительный вклад в повышение температуры вносят адиабатические изменения ее, обусловленные нисходящими движениями в стратосферных антициклонах (табл. 15, 16).

Характерные особенности пространственного распределения средней температуры отчетливо прослеживаются, начиная с поверхности 100 гПа (рис. 14).

Над высокими широтами обоих полушарий располагаются области тепла (над северным полушарием с апреля по сентябрь, над южным — с декабря по январь). Они расположены симметрично относительно географических полюсов и прослеживаются в пределах всей стратосферы 50—0,4 гПа (К. Т. Логвинов, С. С. Гайгеров и др.), рис. 15. С увеличением высоты области тепла усиливаются и расширяются по площади. Наиболее высокие значения температуры наблюдаются вблизи стратопauзы (0,4 гПа, они около -5°C).

Таблица 15

Средние месячные значения общего содержания озона x (в 10^{-3} см)
в мае, июне, июле (1964—1975 гг.)
(Л. А. Уранова)

Полушарие																			
Месяц.	северное										южное								
	широта, град																		
	90	80	70	60	50	40	30	20	10	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
Май	430	421	408	398	372	343	308	280	273	260	258	256	284	302	356	348	310	282	306
Июнь	377	377	355	354	349	324	299	275	271	260	260	254	305	317	335	314	306	302	296
Июль	328	340	325	331	324	305	293	267	272	274	258	255	316	336	371	321	306	296	283

Таблица 16

Возможная продолжительность солнечного сияния в часах на 22 число
каждого месяца на высоте 20 км

Широта, град	Месяц											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
90	0,0	0,0	24,0	24,0	24,0	21,0	24,0	24,0	24,0	0,0	0,0	0,0
66,5	7,2	10,6	13,9	18,1	24,0	24,0	17,8	15,6	13,8	10,2	7,0	5,4
55,0	9,3	11,2	13,3	15,7	16,0	18,9	17,8	15,6	13,3	11,1	9,2	8,4
23,5	11,6	12,1	12,8	13,5	14,0	14,3	14,0	13,5	12,8	12,1	11,6	11,3
0	12,7	12,7	12,7	12,7	12,7	12,7	12,7	12,7	12,7	12,7	12,7	12,7

В тропических широтах по обе стороны от экватора в нижней стратосфере сохраняется приэкваториальная область холода. Наиболее низкие значения температуры (-80 — -82°C) в нижней стратосфере прослеживаются по обе стороны от экватора в зоне 10° с. ш. — 10° ю. ш. на поверхности 100 гПа.

Более интенсивное радиационное повышение температуры в тропических широтах по сравнению с ее повышением в субтропических и умеренных широтах обуславливает ослабление области холода с высотой. В результате в слое 30—10 гПа она не прослеживается и пространственное распределение температуры в средней и верхней стратосфере характеризуется высокоширотной областью тепла.

Наиболее значительные контрасты температуры воздуха над полюсом и экватором наблюдаются в нижней стратосфере. С высотой они ослабевают.

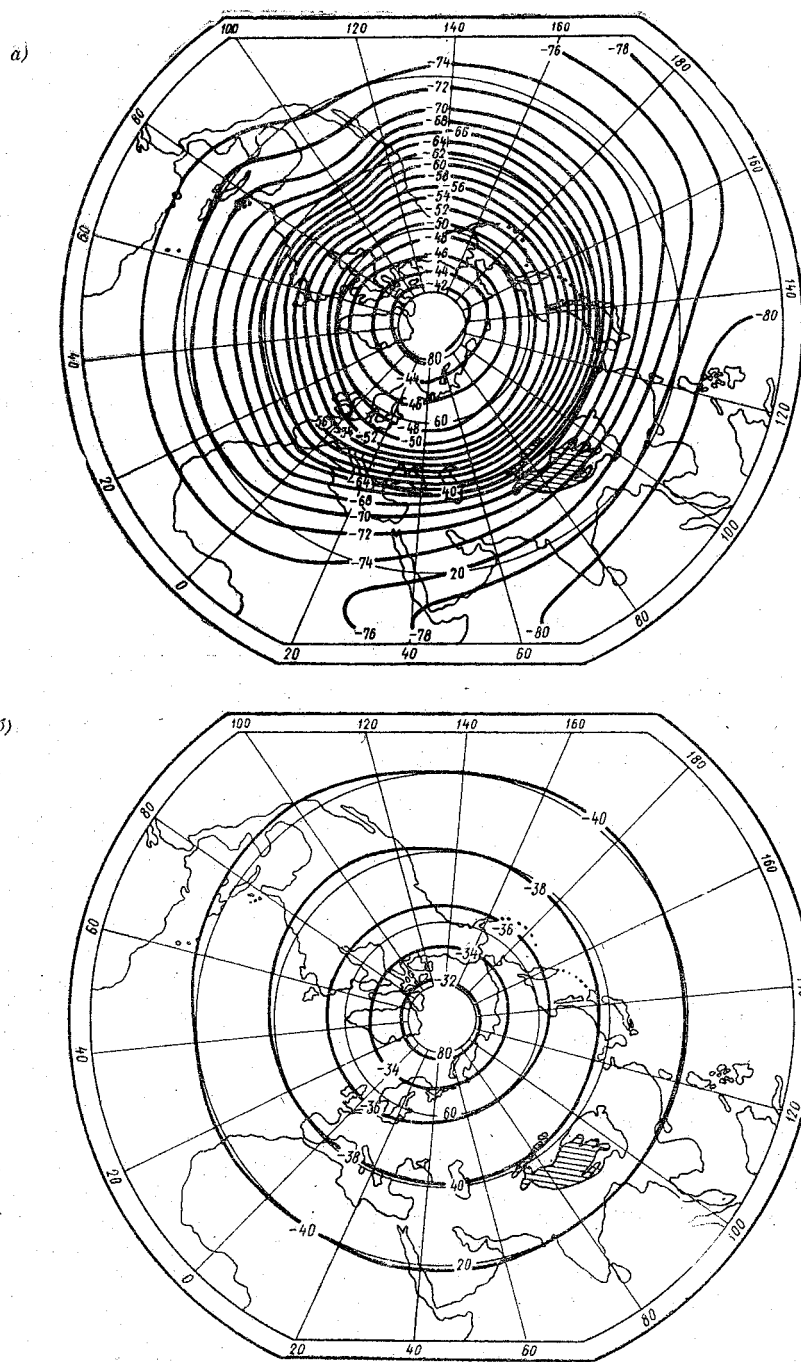


Рис. 14. Средняя температура воздуха на поверхности 100 гПа (а) и на поверхности 10 гПа (б). Июль

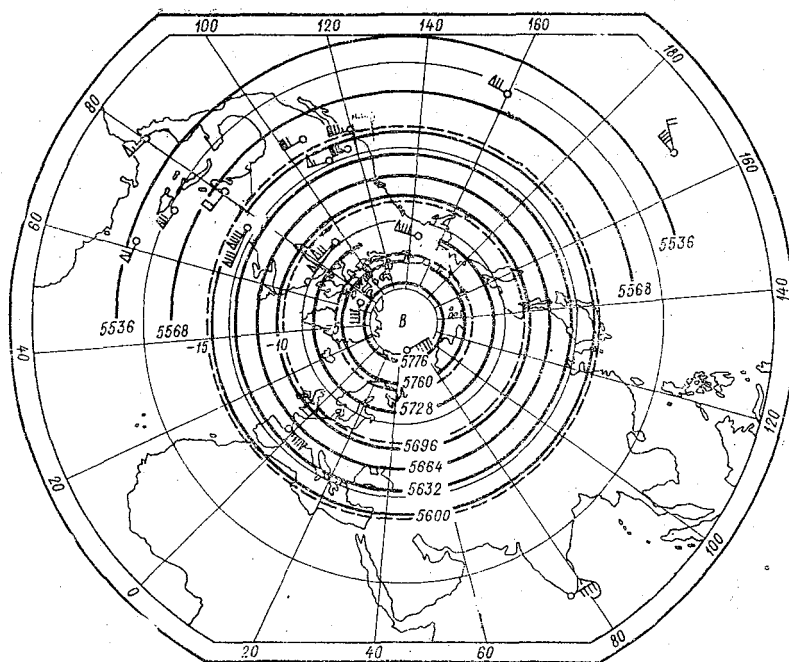


Рис. 15. Средняя температура воздуха и геопотенциала поверхности 0,4 гПа. Июль

2.4. Различия в сезонной перестройке полей температуры в тропосфере и стратосфере

Поля средней температуры в тропосфере и стратосфере обоих полушарий различаются между собой не только по пространственной структуре, но и по характеру сезонной перестройки.

В тропосфере перестройка полей температуры от зимы к лету происходит вследствие значительного повышения температуры воздуха во всех широтных зонах за исключением приэкваториальных широт. Однако структура полей не меняется. Так, область пониженных значений сохраняется в течение всего года в высоких широтах, а область повышенных значений — внутри тропической зоны. Над континентами термический экватор наблюдается вблизи тропиков. Направление горизонтальных градиентов температуры в тропосфере внетропических широт сохраняется, убывают лишь их значения. Распределение изотерм становится более зональным по сравнению с их распределением зимой.

В стратосфере пространственное распределение температуры зимой резко отличается от летнего.

Зимой характерной особенностью горизонтальных полей температуры в пределах всей стратосферы (200—0,4 гПа) является наличие области холода в высоких широтах.

Летом над высокими широтами в пределах всей стратосферы располагается область тепла, характеризующаяся наиболее высокими значениями температуры над всем полушарием.

Отмечаются также различия и в скорости сезонных изменений температуры в тропосфере и стратосфере. В стратосфере изменения температуры от зимы к лету и снова к зиме происходят в более сжатые сроки по сравнению с такими же изменениями в тропосфере за счет резкого повышения температуры над высокими широтами, вызванного радиационными и адвективнодинамическими процессами.

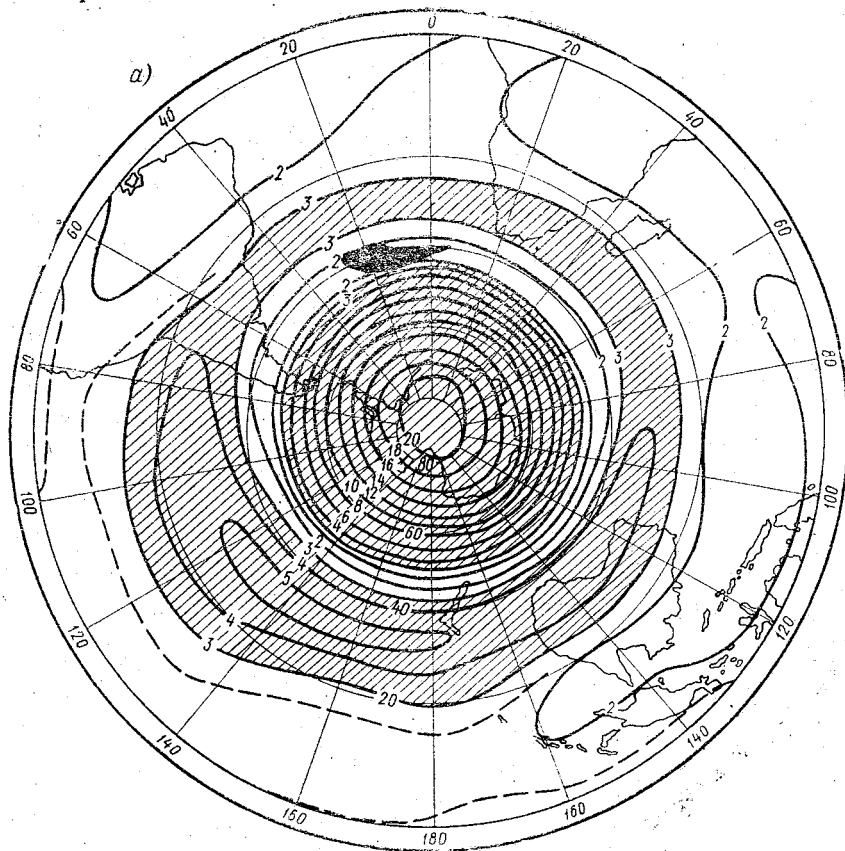


Рис. 16. Амплитуда годовой волны температуры
а — в южном полушарии.

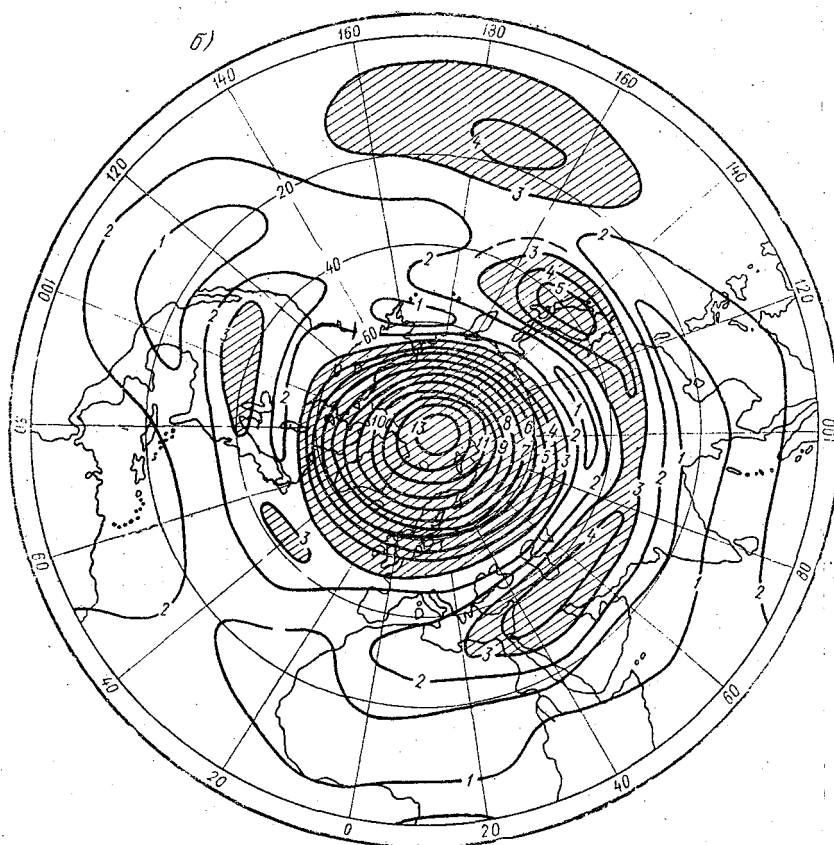
О интенсивности сезонных изменений температуры в нижней стратосфере обоих полушарий можно получить представление из анализа карты амплитуд первой гармоники ее на поверхности

100 гПа (рис.16). Характерной особенностью пространственного распределения годового хода температуры в каждом полушарии является наличие двух зон максимальных значений годовых амплитуд.

Основная зона максимальных значений амплитуд температуры первой гармоники располагается в высоких широтах обоих полушарий почти симметрично относительно географических полюсов. Пик наблюдается вблизи Южного полюса (20°) и Северного (13°). По направлению к экватору амплитуды убывают, что свидетельствует о сглаживании годового хода с убыванием широты.

Вторичная зона максимума амплитуд температуры (5°) отмечается в широтной зоне $30-40^{\circ}$ с. и ю. ш.

Зоны повышенных значений амплитуд разделены полосой



($^{\circ}\text{C}$) на поверхности 100 гПа:

б—в северном полушарии

этих амплитуд ($1-2^{\circ}$) в умеренных широтах обоих полушарий. Они обусловлены сильно сглаженным минимумом температуры воздуха зимой.

2.5. Сезонные изменения географического положения и структуры зон повышенных градиентов средней температуры в тропосфере над континентами и океанами

Зимой в тропосфере над всем северным полушарием меридиональные градиенты температуры $\frac{\partial \bar{T}}{\partial \varphi}$ положительны (рис. 17).

Они характеризуют понижение температуры от экватора к полюсу. Однако скорость изменения температуры вдоль меридианов различна. Наиболее заметно это различие между слоями воздуха, расположенными над континентами и океанами.

Над океанами температура понижается к северу сравнительно равномерно со средними градиентами температуры 0,4—0,5 град/1 ф. Лишь над Норвежским и Гренландским морями меридиональные градиенты средней температуры резко возрастают, достигая 1,0 град/1° ф на поверхности 850 гПа. Зона повышенных градиентов прослеживается лишь в нижней тропосфере. Она является результатом сходимости воздушных масс, выхолаженных над ледяным покровом Северного Ледовитого океана и Гренландии и прогретых над теплым Северо-Атлантическим течением. Здесь преобладают зоны повышенных меридиональных контрастов температуры в тропосфере, способствующие формированию интенсивной циклонической деятельности на арктических фронтах.

Над континентами изменение температуры от экватора к полюсу в тропосфере характеризуется большей неравномерностью по сравнению с изменениями температуры над океанами. Отчетливо выделяются зоны повышенных горизонтальных контрастов температуры.

Основная зона положительных повышенных меридиональных градиентов, наиболее значительная по широтной протяженности, интенсивности и вертикальной мощности, прослеживается в субтропических широтах восточного полушария (20—40° с. ш.). Она простирается от северных районов Африки до западной части акватории Тихого океана. С увеличением высоты ее положение и интенсивность меняются мало. Наибольшая интенсивность (1,8—2,0 град/1° ф) отмечается на крайнем востоке Евразии и над западной акваторией Тихого океана. Этой зоне соответствуют тропосферные струйные течения и зона разрыва тропопаузы в субтропических широтах.

Вторая тропосферная зона повышенных положительных меридиональных градиентов температуры располагается над континентом Северной Америки в умеренных широтах. Наибольшие значения градиентов в ней 0,8—1,0 град/1° ф (см. рис. 17).

Карты зональных градиентов средней температуры $\frac{\partial \bar{T}}{\partial \chi}$ позволяют выделить районы и слои, где контрасты температуры вдоль широтных кругов наиболее значительны. В этих районах наблю-

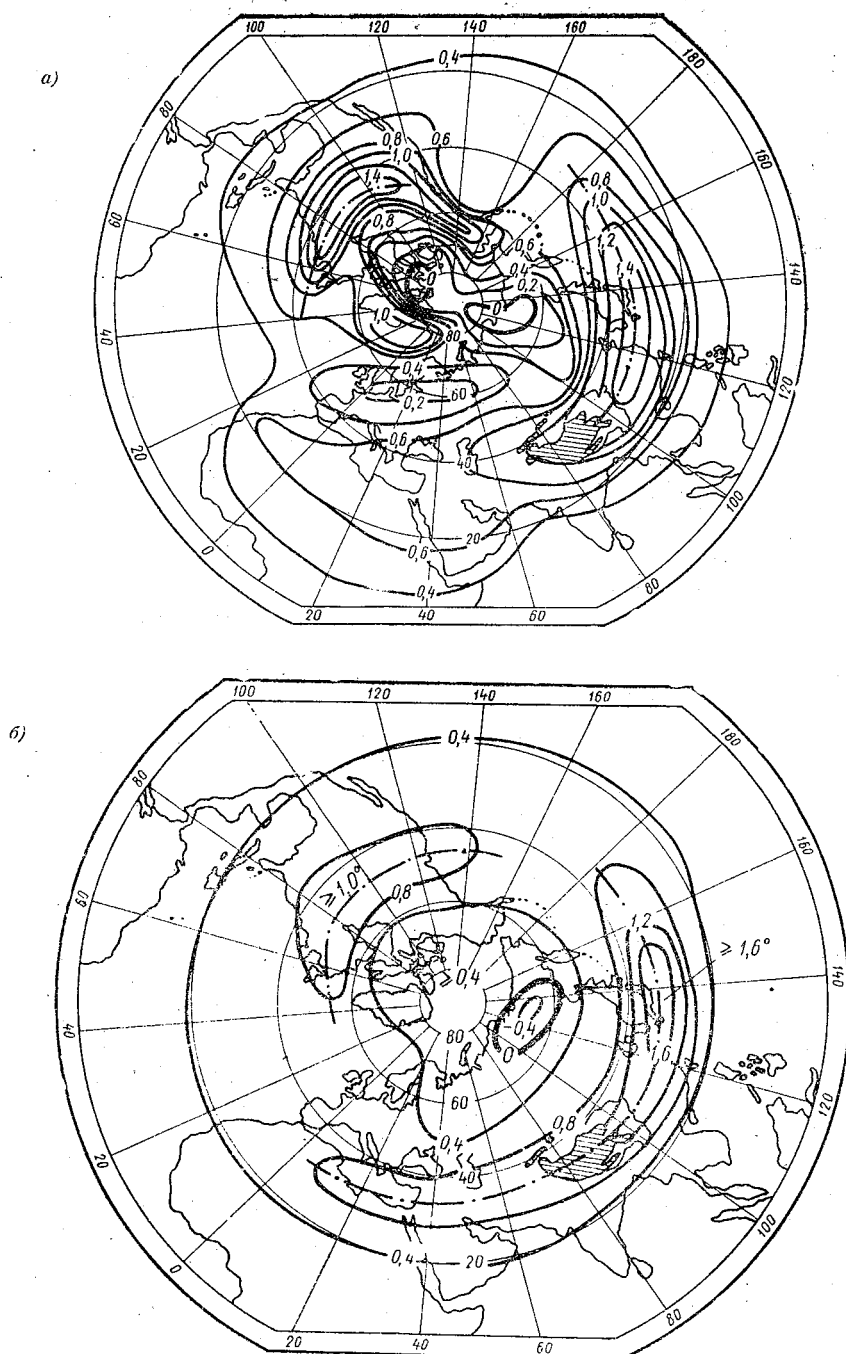
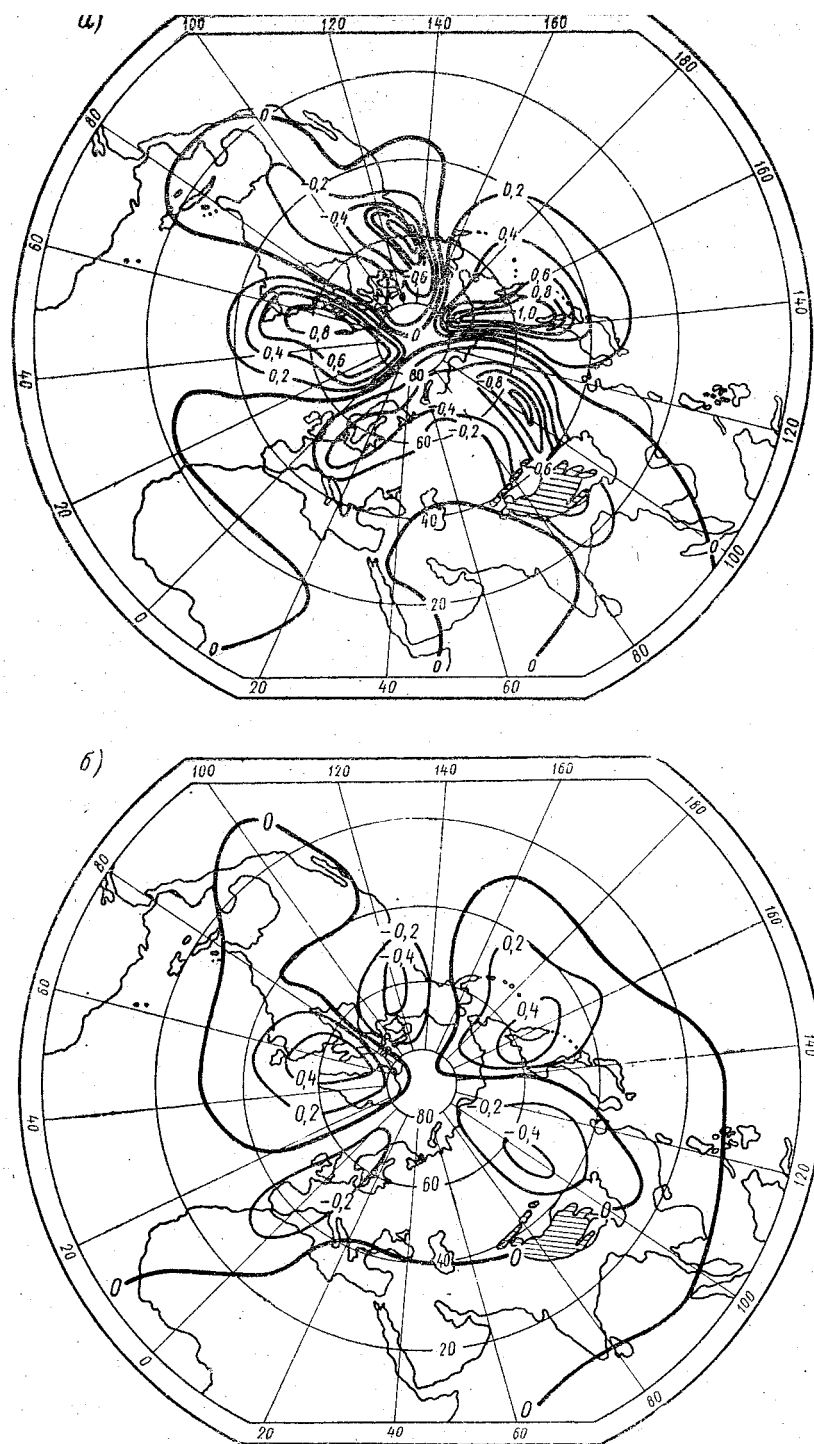


Рис. 17. Меридиональные градиенты средней температуры на поверхности 850 гПа (а) и на поверхности 500 гПа (б) северного полушария. Январь



62 Рис. 18. Зональные градиенты средней температуры на поверхности 850 гПа (а) и на поверхности 500 гПа (б) северного полушария. Январь

дается и наиболее интенсивный межширотный перенос воздуха. Знак зональных градиентов в той или иной зоне повышенных градиентов указывает на преобладающее направление переноса воздушных масс.

Зимой главной особенностью полей зональных градиентов температуры воздуха в тропосфере высоких и умеренных широт является чередование зон повышенных положительных, когда температура повышается к востоку, и отрицательных градиентов, когда температура понижается к востоку (рис. 18). Зоны повышенных положительных зональных градиентов расположены над западными акваториями Тихого и Атлантического океанов и крайними северо-восточными районами материков. Градиенты температуры в них достигают в нижней тропосфере значений $0,80-1,00$ град/110 км и постепенно уменьшаются с высотой до $0,40$ град/110 км в средней и до $0,30$ град/110 км в верхней тропосфере. Зоны поддерживают активный межширотный обмен воздушных масс, в которых преобладают потоки, имеющие южную составляющую.

Зоны повышенных отрицательных зональных градиентов температуры расположены над континентами вдоль западных периферий ложбин приполюсной области холода. Одна из них пересекает Азию примерно вдоль $100-110^\circ$ в. д. в нижней тропосфере и $90-100^\circ$ в. д. в средней и верхней тропосфере.

Вторая зона, близкая к первой по интенсивности и меридиональной протяженности, расположена на северо-западе северной Америки. Значения зональных градиентов в обеих зонах достигают $1,10$ град/110 км в нижней и $0,40$ град/110 км в средней тропосфере.

Наличие этих зон указывает на интенсивный межширотный обмен воздушных масс, в которых преобладают потоки, имеющие северную составляющую.

Летом в тропосфере северного полушария над континентами меридиональные градиенты температуры положительны лишь между 30 и 90° с. ш., над океанами — $0-90^\circ$ с. ш. Это обусловлено смещением над континентами термического экватора к северу. Скорость изменения температуры от термического экватора к полюсу над континентами неравномерна. Отчетливо выделяются две зоны повышенных положительных градиентов, вытянутых в широтном направлении (рис. 19).

Субтропическая зона повышенных градиентов находится между 40 и 50° с. ш. и прослеживается в пределах тропосферы. Она располагается по северной периферии областей тепла над континентами Евразии и Северной Америки. В отличие от зимы, наибольшие значения градиентов $1,0-1,2^\circ/1^\circ\phi$ смещены к западным побережьям континентов. Эта зона разграничивает умеренные и тропические широты, характеризующиеся различными условиями формирования термического режима.

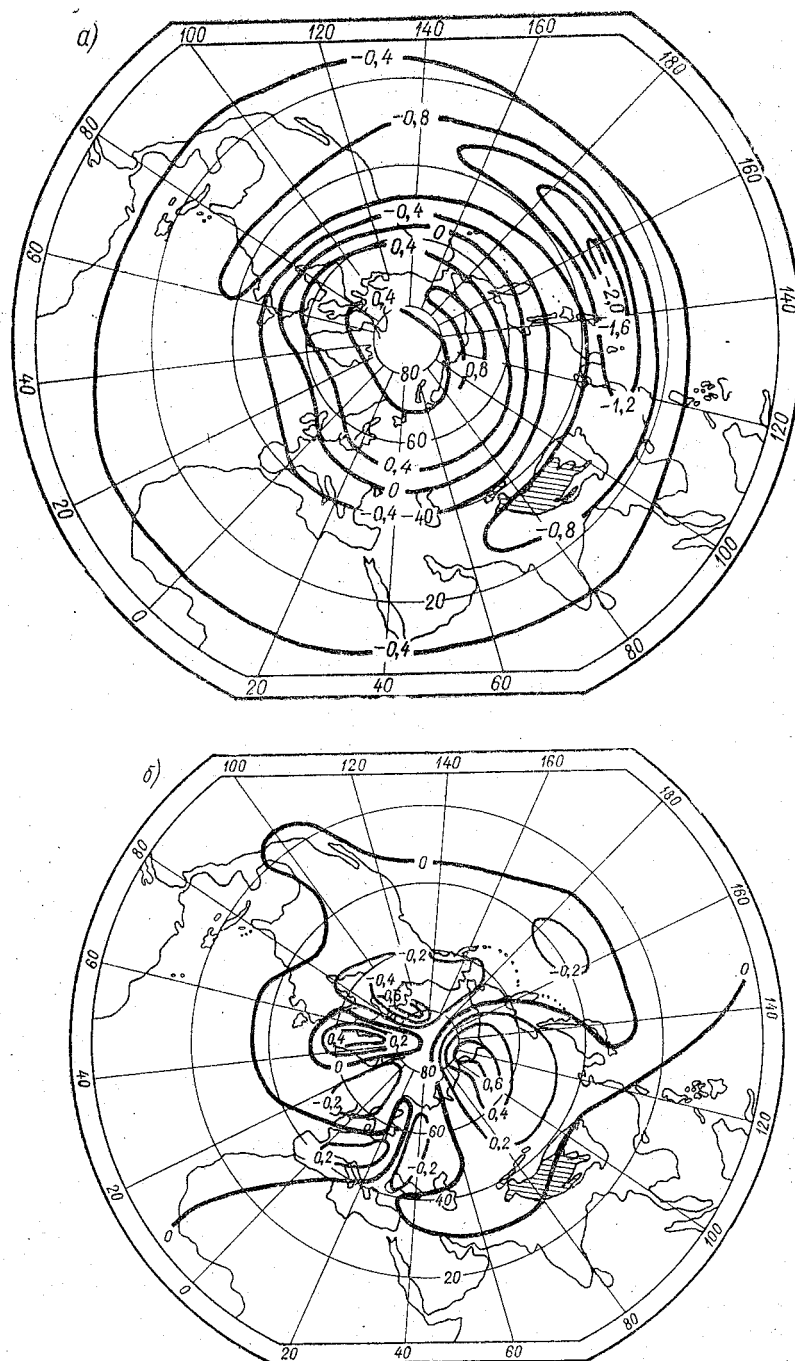


Рис. 19. Меридиональные (а) и зональные (б) градиенты средней температуры на поверхности 850 гПа северного полушария. Июль

Арктическая зона повышенных положительных меридиональных градиентов температуры также состоит из двух областей, из которых одна располагается вдоль северного побережья Аляски, вторая — вдоль северного побережья Сибири. Обе области этой зоны прослеживаются до высоты 3 км. Наибольшие градиенты в них достигают значений 0,8—1,0 град/1° ф. Формирование этой зоны обусловлено различными значениями в горизонтальных и вертикальных притоках тепла над прогретыми континентами и холодными водами окраинных арктических морей. Эта зона повышенных контрастов температуры обуславливает интенсивную циклоническую деятельность летом на севере Азии.

Над континентами к югу от 30° с. ш. в тропосфере происходит обращение меридиональных градиентов температуры. Области наиболее значительных отрицательных меридиональных градиентов простираются над континентами примерно вдоль 10—20° с. ш. Наибольшие отрицательные градиенты достигают в нижней тропосфере 1,2 град/1° ф, уменьшаясь с увеличением высоты до величины 0,4 град/1° ф на 300 гПа.

Поле зональных градиентов температуры в это время года характеризуется наличием в нижней тропосфере субтропических широт интенсивных зон положительных и отрицательных градиентов. Особенно велика меридиональная протяженность и интенсивность зон положительных зональных градиентов температуры, расположенных вдоль западных побережий Африки и Северной Америки. Значения градиентов в них достигают 1,0—1,3 град/110 км. Большие контрасты температуры здесь возникают как результаты интенсивного теплового воздействия на тропосферу континентов, находящихся в условиях антициклонального режима и охлаждающего воздействия холодных океанических течений, омывающих эти побережья.

Зоны повышенных отрицательных градиентов, равные 0,40—0,60 град/110 км расположены к востоку от первых двух зон.

С зонами положительных и отрицательных зональных градиентов связан интенсивный межширотный обмен воздушных масс. Однако значительной изменчивости температуры этот обмен не вызывает вследствие трансформации воздушных масс над сравнительно однородной деятельной поверхностью.

2.6. Сезонные изменения географического положения, вертикальной протяженности и интенсивности зон повышенных градиентов средней температуры в стратосфере

Как известно, формирование термического режима в стратосфере иное, чем в тропосфере. Это обуславливает существенные различия в структуре полей температуры, а следовательно, и географическом распределении вертикальной протяженности и интенсивности зон повышенных горизонтальных контрастов.

Зимой поля меридиональных градиентов в стратосфере характеризуются наличием двух четко выраженных зон повышенных градиентов, противоположных по знаку. Наиболее важное значение с точки зрения влияния на условия циркуляции в стратосфере умеренных и высоких широт имеет зона положительных градиентов (рис. 20). Она расположена на юге Арктического бассейна, над северо-востоком Азии и п-вом Аляска и сохраняется во всей нижней и средней стратосфере. С высотой положение ее меняется мало, интенсивность же возрастает. Наибольшие значения меридиональных градиентов изменяются с увеличением высоты от 2 град/1°ф в нижней до 1,6 град/1°ф в средней стратосфере.

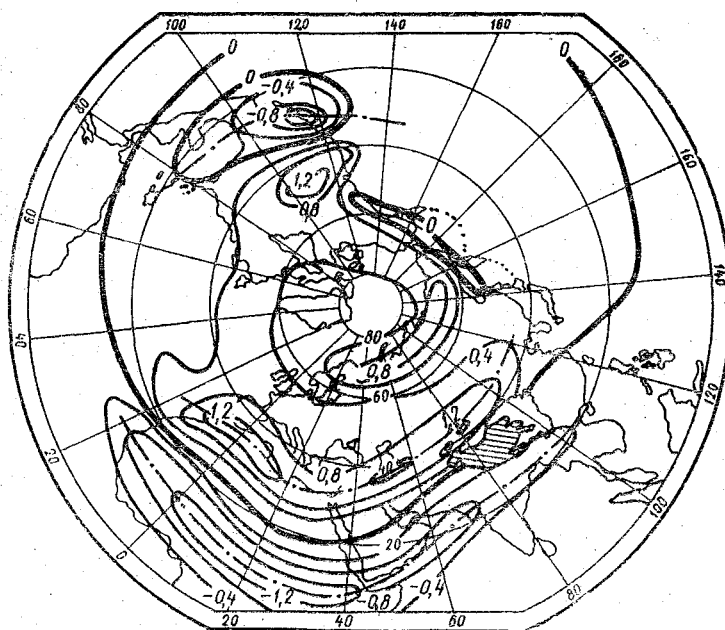


Рис. 20. Меридиональные градиенты средней температуры в нижней стратосфере (100 гПа) северного полушария. Январь

Зона отрицательных меридиональных градиентов расположена в субтропических широтах по южной периферии области тепла. Она имеет наибольшую широтную протяженность и интенсивность в нижней стратосфере, где контрасты температуры между областью тепла в умеренных широтах и областью холода в тропических широтах являются наибольшими. С высотой интенсивность ее ослабевает, вследствие роста температуры в приэкваториальной области холода (табл. 17).

Таблица 17

Наибольшие значения меридиональных градиентов средней температуры в стратосфере (град/1° ф) северного полушария (В. С. Комаров)

Изобарическая поверхность, гПа	70—80°	34—45°
100	0,1	—2,0
50	1,3	—1,0
30	1,3	—0,6
10	1,6	—0,3

Над остальной территорией северного полушария меридиональные градиенты температуры в нижней стратосфере невелики ($\pm 0,4$ град/1° ф).

Поле зональных градиентов в стратосфере, так же как и в тропосфере, характеризуется чередованием интенсивных зон положительных и отрицательных зональных градиентов температуры (см. рис. 20). Наиболее обширными и интенсивными являются три из них: зона положительных зональных градиентов температуры, расположенная над Азией в умеренных и высоких широтах; зона отрицательных градиентов на севере континента Северной Америки и зона положительных градиентов над Гренландией. Зональные градиенты достигают $\pm 0,60$ град/110 км на поверхности 100 гПа. Таким образом, распределение зон повышенных меридиональных и зональных градиентов свидетельствуют об интенсивной возмущенности стратосферы внутри широтных кругов.

Летом в пределах всей стратосферы меридиональные градиенты отрицательны. В нижней стратосфере северного полушария над высокими широтами они равны $-0,2$, $-0,4$ град/1° ф, к югу от 60° с. ш. градиенты быстро возрастают и достигают в зоне между 30 и 50° с. ш. наибольших абсолютных значений $-1,2$ град/1° ф над континентами и $-0,8$ град/1° ф над океанами. Область повышенных отрицательных градиентов температуры, наиболее резко выраженная над континентами, отделяет южные районы полушария, находящиеся в нижней стратосфере под влиянием приэкваториальной области холода, от районов, расположенных в умеренных и высоких широтах, где температура существенно выше. Область отрицательных меридиональных градиентов наиболее интенсивна в самых нижних слоях стратосферы. По мере возрастания высоты значения градиентов уменьшаются. В средней стратосфере выше 30 км, где приэкваториальной области холода уже нет, меридиональные градиенты температуры над летним полушарием невелики. Распределение изотерм близко к широтным кругам, а зональные градиенты температуры почти равны нулю.

2.7. Особенности вертикального распределения температуры в тропосфере над континентами и океанами в различных широтных зонах

Изменение температуры с высотой в тропосфере внутри широтных зон характеризуется большим разнообразием. Оно определяется тесным взаимодействием многих физических процессов, формирующих режим температуры. Так, неравномерное распределение облачности внутри широтных кругов обуславливает различия в поступлении суммарной радиации, неоднородные физические свойства подстилающей поверхности определяют различия в значениях альбедо, а следовательно, и поглощение радиации, имеющей основное климатическое значение. В результате возникают различия в интенсивности турбулентного и конвективного теплообмена деятельной поверхности с вышележащими слоями и в интенсивности притока скрытого тепла. Интенсивность изменений, обусловленных вертикальными движениями, также не одинаковы. Они определяются в основном преобладающими условиями циркуляции.

В тропосфере наибольшие различия вертикального распределения температуры вдоль широтных кругов наблюдаются в ее нижнем слое (уровень моря — 850 гПа). Зимой в этом слое над континентами внетропических широт преобладают отрицательные значения вертикальных градиентов температуры ($\gamma < 0$ либо $\gamma = 0$). Это указывает на большую вероятность инверсионного либо изотермического распределения температуры. Инверсии температуры здесь наблюдаются столь часто и имеют такую интенсивность, что это находит отражение в вертикальном распределении значений средней многолетней температуры.

Над поверхностью океанов в зимнее время, особенно в районах теплых океанических течений (Куро-Сиво в Тихом океане, Норвежское и Северо-Атлантическое в Атлантическом), создаются условия для интенсивного вертикального обмена вследствие прогревания воздушных масс снизу. В результате в этих районах преобладают значения вертикальных градиентов температуры, близкие к влажноадиабатическим ($0,50$ — $0,60^\circ/100$ м), а в более открытых районах океанов $0,70^\circ/100$ м. В этих районах отмечается значительная вероятность конвективных облаков (более 50% в районе Скандинавии и более 80% в районе Японии).

Сверхадиабатические градиенты возможны и в Арктике зимой над открытой водной поверхностью, над полыньями. Это обстоятельство обусловлено не только прогреванием выхолаженных воздушных масс над поверхностью льда снизу, но и притоком холода на высоте.

В тропических широтах над районами Африки, Аравии и югом Северной Америки вертикальные градиенты достаточно велики (более $0,50^\circ/100$ м).

В слое 850—700 гПа зимой над континентами во внетропических широтах преобладают положительные вертикальные градиенты (0,20—0,30 град/100 м), что свидетельствует об устойчивой стратификации в этом слое. Над океанами в рассматриваемом слое вертикальные градиенты, так же как и в слое уровень моря — 850 гПа, равны 0,50—0,60 град/100 м. Это свидетельствует об интенсивном турбулентном обмене в слое уровень моря — 700 гПа. В тропических широтах над районами Африки, Аравии и югом Северной Америки вертикальные градиенты 0,50—0,70 град/100 м. С увеличением высоты слоя над уровнем моря различия в скорости изменения температуры воздуха над отдельными районами внутри широтных зон и между широтными зонами постепенно сглаживаются. Условия стратификации становятся более однородными.

В слое 700—500 гПа вертикальные градиенты температуры почти повсеместно составляют 0,50—0,60 град/100 м.

В слое 500—300 гПа наибольшей вертикальной неустойчивостью характеризуется тропическая зона, где вертикальные градиенты достигают 0,70 град/100 м. Над другими районами полушария вертикальные градиенты температуры колеблются в пределах 0,50—0,60 град/100 м.

Летом пространственное распределение вертикальных градиентов температуры воздуха в тропосфере характеризуется еще большим разнообразием по сравнению с их распределением зимой. Оно обусловлено различиями в физических свойствах деятельной поверхности неравномерным распределением облачности.

В слое уровень моря — 850 гПа в Центральном Арктическом бассейне, в восточном секторе Арктики вертикальное распределение температуры по-прежнему характеризуется большой вероятностью отрицательных значений градиентов (рис. 21). Они формируются в результате затраты горизонтальных притоков тепла на таяние снега и льда и охлаждающего длинноволнового излучения поверхности.

Увеличение температуры либо замедленное понижение ее с высотой наблюдаются и над холодными океаническими течениями умеренных и тропических широт: над Лабрадорским холодным течением, омывающим восточное побережье Северной Америки в умеренных широтах ($\gamma = 0,2$ град/100 м), над Калифорнийским и Канарским течениями, омывающими западные побережья континентов в тропической зоне ($\gamma = 0,10$ и $\gamma = 0,40^\circ/100$ м соответственно). Значения вертикальных градиентов температуры здесь в два-три раза меньше, чем над прогретой поверхностью континентов в этих широтах.

Над континентами и особенно над горными районами вследствие прогревания от деятельной поверхности и интенсивного конвективного и турбулентного теплообмена в нижней и в средней тропосфере вертикальное распределение температуры характеризуется градиентами 0,60—0,70 град/100 м.

В верхней тропосфере (500—300 гПа) значения градиентов над северными полушариями мало зависят от района. Они повсюду составляют 0,60—0,70 град/100 м.

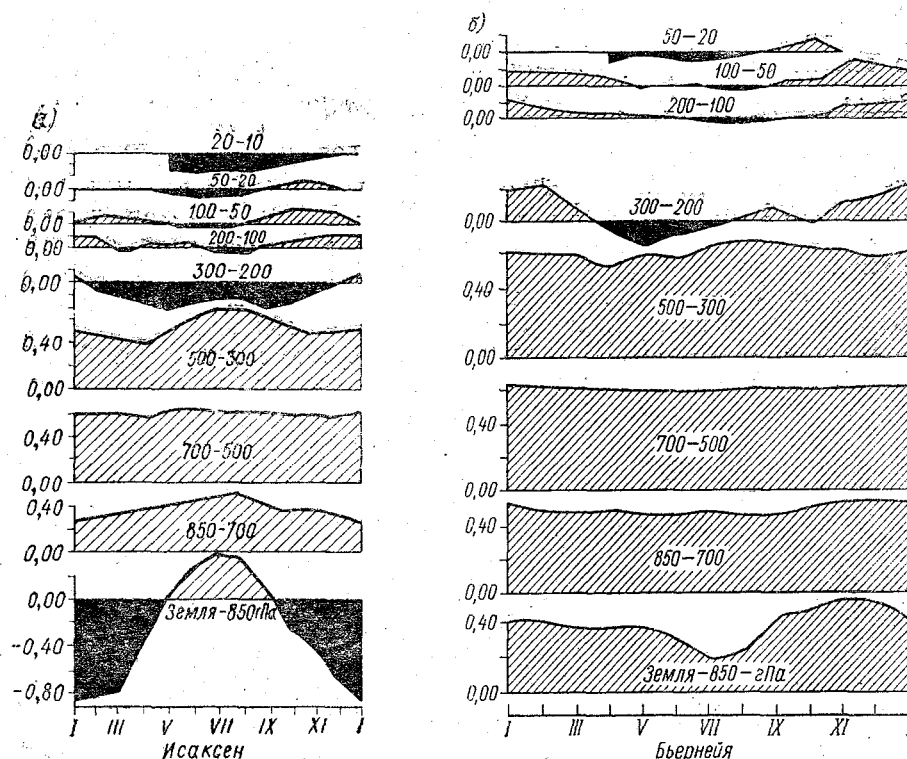


Рис. 21. Годовой ход вертикальных градиентов температуры (град/100 м) в арктической тропосфере и стратосфере для станций Исаксен ($78^{\circ}47'$ с. ш., $103^{\circ}32'$ в. д.), а; Бьернейя ($74^{\circ}31'$ с. ш., $19^{\circ}01'$ в. д.), б

2.8. Особенности вертикального распределения температуры в стратосфере

В нижней стратосфере вертикальное распределение температуры вдоль одних и тех же широтных кругов так же сложно и разнообразно, как и в тропосфере. Оно зависит от времени года и долготы.

В холодное время года над северным полушарием с ноября по февраль при близких радиационных условиях вдоль широтных кругов температура воздуха с высотой может возрастать ($\gamma < 0$), убывать ($\gamma > 0$), оставаться без изменения ($\gamma = 0$). Это можно ви-

доть из рис. 22, на котором представлены вертикальные профили средней многолетней температуры (уровень моря — 10 гПа), полученные по обобщенным радиозондовым данным.

Зимой над районами преобладания приполюсной области холода по многолетним данным наблюдается слабое понижение средней температуры воздуха с высотой. Вертикальные градиенты равны 0,1—0,2 град/100 м. С увеличением высоты область холода усиливается, расширяется по площади, соответственно увеличивается по площади и область убывания температуры с высотой.

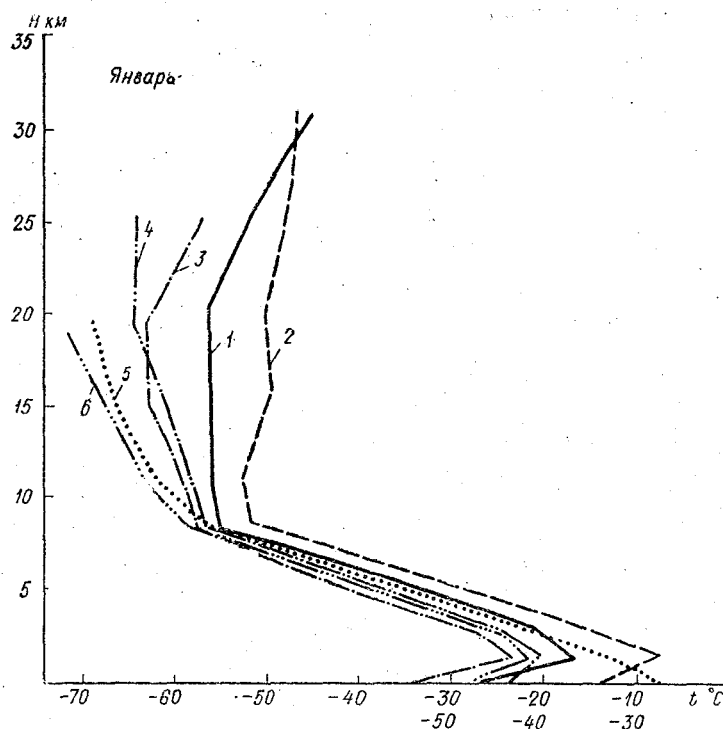


Рис. 22. Вертикальные профили средней температуры в Арктике. Январь: — Бартер (70°07' с. ш., 143°40' з. д.); — Бетел (60°47' с. ш., 161°43' з. д.); — Исаксен (78°47' с. ш., 103°32' з. д.); — Фробишер (63°45' с. ш., 68°34' з. д.); — Норд (81°36' с. ш., 1°40' з. д.); Бьернейя (74°31' с. ш., 19°01' в. д.)

Над Арктическим бассейном понижение температуры наблюдается в слое 200—10 гПа. Наибольшие значения положительных вертикальных градиентов средней температуры (более 0,20 град/100 м) наблюдаются в слое 200—100 гПа над севером Канады. В отличие от этого, над районами преобладания области тепла в умеренных широтах наблюдаются отрицательные градиенты температуры ($\gamma = -0,10$ град/100 м).

Расчет средних вертикальных движений воздуха над северным полушарием в слое 200—100 гПа производился по формуле

$$\omega = -A \frac{\frac{\Delta H}{\Delta y} \cdot \frac{\Delta T}{\Delta x}}{\Gamma - \frac{\Delta T}{\Delta z}},$$

где $A = \frac{5,5 \cdot 10^{-3}}{\sin \varphi} = \frac{0,055}{\sin \varphi}$ — коэффициент, имеющий размерность м/с; $\frac{\Delta H}{\Delta y}$ — горизонтальный градиент средних многолетних значений абсолютного геопотенциала; $\frac{\Delta T}{\Delta x}$ — горизонтальный градиент средней многолетней температуры; $\frac{\Delta T}{\Delta z}$ — средний вертикальный градиент температуры; Γ — сухадиабатический градиент температуры.

Расчеты показали, что над районами, характеризующимися повышением температуры воздуха с высотой в нижней стратосфере, наблюдаются нисходящие вертикальные движения воздуха, скорости которых составляют 0,1—0,3 см/с. Над районами, характеризующимися понижением температуры с высотой, наблюдаются восходящие движения.

Южнее 50° с. ш. вертикальное распределение средней температуры воздуха характеризуется повышением. Оно обусловлено радиационным нагреванием в течение всего года.

В средней и верхней стратосфере над всем зимним полушарием наблюдается устойчивый рост ее ($\gamma = -0,1—0,2$ град/100 м), который с увеличением высоты по данным К. Т. Логвинова усиливается ($\gamma = 0,2—0,3$ град/100 м). Нижняя граница стратосферной инверсии называется изопаузой. В высоких и умеренных широтах она располагается в слое 20—30 км. Высота ее в условиях радиационного выхолаживания определяется в значительной степени циркуляцией в стратосфере. В антициклонах по данным Л. А. Урановой она располагается в среднем на 3 км выше, чем в циклонах.

Летом вертикальное распределение температуры в нижней стратосфере более однородно. Оно характеризуется радиационным повышением температуры. Значения вертикальных градиентов зависят в основном от широты. С убыванием широты значения градиентов возрастают до $\gamma = -0,33$ град/100 м на широте 10°.

Верхняя стратосфера характеризуется ростом температуры в течение всего года. Верхней границей инверсии является стратопауза.

2.9. Изменчивость температуры в тропосфере и стратосфере

Многолетнюю изменчивость температуры в каком-либо месяце следует рассматривать как сумму дисперсий температуры относительно средних многолетних значений. Эти отклонения могут быть обусловлены непериодическими колебаниями температуры, т. е. сменой синоптических процессов, и периодическими, вызванными изменением астрономических факторов и притока солнечной радиации. Эти колебания осуществляются на фоне внутривековых изменений температуры, обусловленных сложным взаимодействием многих процессов.

Математически многолетнюю дисперсию температуры (σ_t^2) можно представить следующим выражением:

$$\sigma_t^2 = \sum_{k=1}^k \frac{m_k}{N} \sigma_k^2 + \sum_{k=1}^k \frac{m_k}{N} (\bar{t}_k - \bar{t})^2,$$

где k — число лет; σ_k^2 — дисперсия температуры в исследуемом месяце k -того года; m_k — число наблюдений за месяц в k -том году; $\bar{t}$ — средняя многолетняя температура за месяц; $\bar{t}_k$ — средняя месячная температура k -того года; N — объем выборки.

Предположим, что число наблюдений за месяц в каждом году одинаково:

$$\frac{m_k}{N} = \text{const} = \frac{1}{k},$$

$$\sigma_t^2 = \frac{1}{k} \sum_{k=1}^k (\sigma_k^2 + \sigma_i^2),$$

где $\sum_{k=1}^k \sigma_k^2$ — сумма дисперсий температуры в рассматриваемые месяцы за отдельные годы; σ_i^2 — дисперсия средней месячной температуры в исследуемом многолетнем периоде.

Как показано в работах Е. С. Селезневой, Л. А. Бирюковой и В. Г. Кастрова, суточные амплитуды температуры как в тропосфере, так и особенно в стратосфере значительно меньше непериодических колебаний, обусловленных сменой синоптических процессов. Влияние годового хода температуры на ее общую изменчивость в пределах одного месяца невелико. Следовательно, $\frac{1}{k} \sum_{k=1}^k \sigma_k^2$ отражает в основном непериодические колебания температуры, обусловленные сменой синоптических процессов внутри каждого месяца. σ_i^2 — характеризует вклад непериодических колебаний средней месячной температуры от года к году в общую изменчивость. Вековые изменения средней температуры вследствие того, что аэрологические ряды сравнительно короткие, на величине общей изменчивости сказываются мало.

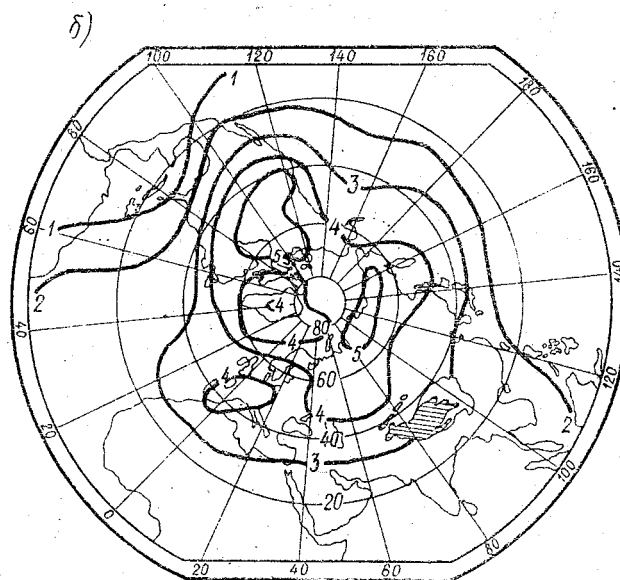
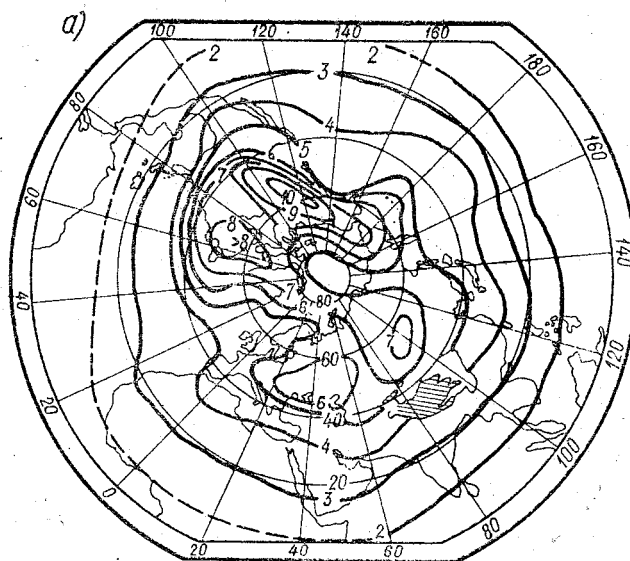


Рис. 23. Непериодическая изменчивость температуры воздуха (σ_t) в нижней тропосфере (850 гПа) над северным полушарием:
а — январь, б — июль

Таким образом, многолетняя изменчивость температуры в тропосфере и стратосфере характеризует непериодические изменения ее, зависящие от интенсивности и разнообразия циркуляционных процессов, от значений горизонтальных контрастов температуры между взаимодействующими воздушными массами, термическими свойствами суши и океанов, колебаний высоты и температуры нижней границы тропопаузы.

В тропосфере северного полушария наибольшая изменчивость температуры наблюдается во внетропической зоне, $40-80^\circ$ с. ш., которая характеризуется наиболее значительными контрастами температуры и интенсивной циклонической деятельностью в течение всего года. Здесь на поверхности 850 гПа преобладают значения σ_t зимой более $4-5^\circ$ и летом $3-4^\circ$. Внутри зоны отчетливо выделяются области повышенных и пониженных значений.

Зимой области повышенных значений смещены на западные побережья континентов. Так, на северо-западе Северной Америки над Кордильерами и Великими долинами изменчивость достигает $8-10^\circ$, (рис. 23, табл. 18).

Летом наиболее значительная изменчивость температуры наблюдается над Канадой и вдоль северного побережья Азии ($\sigma_t = 5,5 + 7,5^\circ$). Эти области соответствуют районам наиболее интенсивной циклонической деятельности на атмосферных фронтах.

Области пониженных значений изменчивости в слое (уровень моря — 700 гПа) в течение всего года располагаются над северными частями Атлантического и Тихого океанов. Значения здесь не превышают $3-4^\circ$. Различие в распределении изменчивости над океанами и континентами наиболее отчетливо выражено в холодное время года. Оно обусловлено различной скоростью трансформации воздушных масс над океанами и континентами и величинами горизонтальных контрастов температуры. Известно, что над океанами трансформация воздуха во всем пятикилометровом слое зимой завершается в течение 3—4 суток. В нижнем 1,5—2-километровом слое, непосредственно взаимодействующим с водной поверхностью, трансформация воздушных масс завершается в еще более короткие сроки. Особенно быстро трансформируется холодный воздух, перемещающийся над теплыми океаническими течениями. Здесь вертикальные градиенты температуры приближаются к влажноадиабатическим ($0,50-0,60^\circ/100$ м, а в более открытых районах океанов $0,70^\circ/100$ м), вертикальный турбулентный поток тепла на северо-западе Атлантического и Тихого океанов в результате действия теплых течений достигает $17-33 \frac{\text{МДж}}{\text{м}^2 \cdot \text{мес}}$.

В результате над этими районами, несмотря на интенсивную циклоническую деятельность, изменчивость температуры меньше чем в континентальных районах, а также по сравнению с изменчивостью в более высоких слоях тропосферы.

Таблица 18

Наибольшие значения среднего квадратического отклонения температуры (град)
в тропосфере северного полушария (И. В. Ханевская)

Месяц	Изобарическая поверхность, гПа			
	850	700	500	300
Январь	10,0	7,7	7,3	5,2
Апрель	7,3	6,5	6,3	5,2
Июль	5,2	5,5	5,1	5,1
Октябрь	7,6	7,5	6,4	5,3

С высотой горизонтальные контрасты температуры между воздушными массами различного происхождения сглаживаются. В результате в верхней тропосфере пространственное распределение более однородно, чем в нижней тропосфере. Разность между экстремальными величинами на поверхности 300 гПа составляет 1,0—2,4°. Это свидетельствует о большей устойчивости температурного режима в верхней тропосфере (500—300 гПа) по сравнению с его устойчивостью в нижней (850—500 гПа). Она обусловлена тем, что значения положительных меридиональных градиентов не превышают 0,3—0,4°/1°φ над большей частью территории, расположенной к северу от 50° над Евразией и от 60° с. ш. над Северной Америкой.

В стратосфере пространственно-временное распределение изменчивости температуры (σ_t) существенно отличается от распределения в тропосфере.

Характерным для зимней стратосферы является замкнутая область повышенных значений изменчивости температуры над высокими широтами. Интенсивность ее быстро убывает к югу, достигая минимальных значений вблизи экватора (рис. 24). Среднее квадратическое отклонение температуры изобарической поверхности 100 гПа над Канадским арктическим архипелагом составляет около 10° и на поверхности 10 гПа свыше 14°. По данным К. Т. Логвинова, основной максимум $\sigma_t = 17^\circ$ по вертикали расположен вблизи полюса в слое 30—35 км. В этом же слое отмечается наибольшая интенсивность приполюсной области холода (—75°).

Формирование максимума изменчивости обусловлено внезапными стратосферными потеплениями, которые наблюдаются зимой в арктической стратосфере. Они сопровождаются повышением температуры на 20—50°С по сравнению с ее средними многолетними значениями. Значения изменчивости, равные 15—17°С, свидетельствуют о большей активности процессов в зимней стратосфере.

По мере удаления от полюса изменчивость температуры убывает. Области пониженных значений ее соответствуют приэкваториальной области холода ($\sigma_t = 3-4^\circ\text{C}$) и области тепла в умеренных широтах, над северной частью Тихого океана. Это свидетельствует о большой устойчивости этих областей и незначительных изменениях температуры в них.

В верхней стратосфере значения σ_t убывают, а затем в слое стратопавзы вновь возрастают.

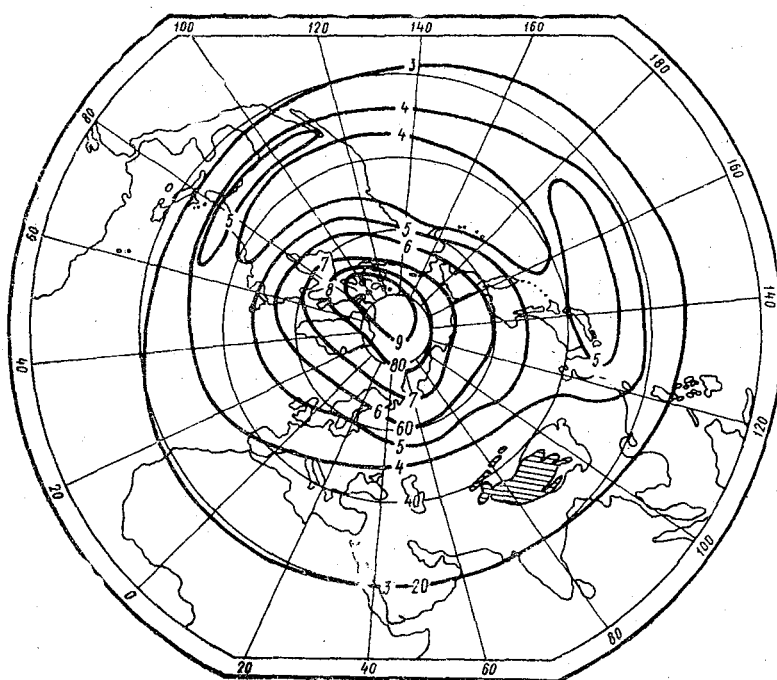


Рис. 24. Непериодическая изменчивость температуры воздуха (σ_t) в нижней стратосфере северного полушария (100 гПа). Январь

Летом изменчивость температуры в стратосфере над всем полушарием невелика. Средние квадратические отклонения температуры повсеместно равны $2-4^\circ\text{C}$. Это свидетельствует о большой устойчивости температуры. Максимум $\sigma_t = 7^\circ\text{C}$ над всем полушарием расположен на высотах 40—42 км. Он связан с колебаниями содержания озона и поглощаемой им солнечной радиации в средней стратосфере.

2.10. Устойчивость температуры в различных слоях тропосферы и стратосферы

Среднеквадратические отклонения температуры являются функцией высоты. С увеличением высоты значения σ_t могут возрастать, убывать или оставаться без изменений.

$$\frac{\partial \sigma_t}{\partial z} = 0, \quad \frac{\partial \sigma_t}{\partial z} < 0, \quad \frac{\partial \sigma_t}{\partial z} > 0.$$

В результате в тропосфере и стратосфере внетропических широт можно выделить слои: нижняя тропосфера (уровень моря—500 гПа), верхняя тропосфера (500—300 гПа), переходный слой тропосфера—стратосфера (300—100 гПа), нижняя стратосфера (100—30 гПа), средняя стратосфера (30—2 гПа) и верхняя стратосфера (2—0,4 гПа).

В нижней тропосфере, уровень моря—500 гПа, вертикальное распределение σ_t наиболее сложно. Оно зависит не только от преобладающих условий циркуляции и их нарушения, т. е. интенсивности горизонтальных притоков тепла, но и от физических свойств деятельной поверхности, т. е. от интенсивности вертикальных притоков тепла. Особенно отчетливо это проявляется во внетропических широтах, где различия в термических свойствах океанов и континентов проступают наиболее отчетливо.

Над океанами в течение всего года значения σ_t с высотой возрастают, достигая максимальных значений на поверхности 500 гПа.

Над континентами, наоборот, наибольшие значения наблюдаются большую часть года у поверхности земли и с высотой их значения убывают. Лишь зимой над выхолаженными континентами и льдами Арктического бассейна в течение всего года в районах преобладания интенсивных приземных инверсий наибольшие значения изменчивости температуры отмечаются вблизи их верхних границ (поверхность 850 гПа).

В нижней тропосфере тропических широт тенденция к возрастанию изменчивости температуры с увеличением высоты наблюдается как над океанами, так и над континентами. Она обусловлена не столько влиянием физических свойств деятельной поверхности, сколько сложностью и разнообразием воздушных течений и изменением их направления с высотой.

В верхней тропосфере 500—300 гПа изменение σ_t с высотой над всем полушарием зависит от времени года.

Зимой в высоких и умеренных широтах изменчивость температуры с высотой убывает до минимума вблизи поверхности 300 гПа (см. табл. 18). Это свидетельствует о наибольшей устойчивости температуры в слое 500—300 гПа, несмотря на сохранение зимой меридиональности атмосферных процессов в верхней тропосфере. Одной из основных причин малых значений (σ_t) яв-

ляется существенное уменьшение к поверхности 300 гПа горизонтальных контрастов температуры между различными по своим физическим свойствам воздушными массами.

Летом изменчивость температуры в слое 500—300 гПа возрастает с высотой. Величина изменения $\Delta\sigma_t$ зависит от широты. Наибольшее увеличение происходит в субтропических широтах. Они, как известно, характеризуются зоной повышенных горизонтальных градиентов температуры воздуха. В то же время здесь отмечается и неустойчивость направления ветра. Так, судя по картам зональных составляющих ветра, построенных И. Г. Гутерманом, нулевая изотаха, разделяющая территории с преобладающими западными и восточными потоками на поверхности 300 гПа, пересекает материки Азии и Северной Америки вблизи 30° с. ш.

Слой 300—100 гПа является переходным между тропосферой и стратосферой высоких и умеренных широт. Распределение σ_t в нем определяется процессами, происходящими как в тропосфере, так и в стратосфере. В связи с этим его подразделяют на два подслоя 300—200 и 200—100 гПа.

В нижнем подслое 300—200 гПа на формировании режима температуры больше сказывается влияние тропосферных процессов. Колебания тропопаузы в результате циклонической деятельности, достигающие в отдельных случаях 3—4 км, обуславливают резкие изменения температуры и рост σ_t с высотой. Вследствие этого вблизи поверхности 200 гПа зимой располагается вторичный максимум изменчивости. Основной максимум изменчивости в это время года располагается вблизи поверхности земли.

Летом вблизи поверхности 200 гПа располагается основной максимум изменчивости температуры, вторичный находится у поверхности земли.

Во втором подслое 200—100 гПа вертикальное распределение изменчивости температуры определяется в основном процессами, происходящими в стратосфере, однако и тропосферные процессы вносят свой вклад в формирование изменчивости температуры. Большую часть года в этом слое наблюдается убывание σ_t с высотой.

Лишь в холодное время года над северным побережьем Аляски, Канадским архипелагом и Гренландией, т. е. над районами наибольшей вероятности появления и интенсивности внезапных стратосферных потеплений, рост σ_t , начавшийся вблизи поверхности 300 гПа ($\sigma_t \approx 4-5^\circ$), прослеживается до высот 35—42 км ($\sigma = 17^\circ$).

Зимний максимум обусловлен периодическими процессами и прежде всего зимними внезапными стратосферными потеплениями. Это указывает на неустойчивость термического режима всей арктической стратосферы.

В стратосфере умеренных широт изменчивость температуры в этих слоях значительно меньше, чем ее изменчивость в высоких. В нижней стратосфере 200—30 гПа она имеет тенденцию к пони-

жению до минимума. В средней стратосфере умеренных широт, кроме районов расположения областей тепла, изменчивость температуры начинает несколько возрастать.

Летом изменчивость температуры в нижней и средней стратосфере незначительна и с высотой убывает ($0,1-0,8^\circ$). Минимум изменчивости над всем полушарием находится вблизи поверхности 50 гПа. Выше отмечается тенденция к некоторому увеличению изменчивости температуры до высот порядка 40 км.

Таким образом, значения температуры наименее устойчивы зимой в нижней тропосфере над континентами умеренных и высоких широт и в стратосфере высоких широт.

2.11. Внутрисезонные изменения температуры в зимней стратосфере и мезосфере

В зимней стратосфере северного полушария в условиях интенсивного радиационного выхолаживания наблюдаются внезапные и резкие изменения температуры и преобладающих условий циркуляции. В отдельных слоях температура повышается на $40-80^\circ$ по сравнению с ее многолетними среднемесячными значениями. В результате в верхней стратосфере зимой температура может достигать положительных значений, превышающих летние. Наиболее значительные изменения происходят в слое 30—45 км, где интенсивность приполюсной области холода наибольшая ($-74, -75^\circ$).

В период потепления резко изменяется температурная стратификация. Понижение температуры с высотой, в стратосфере высоких широт, сменяется повышением или изотермией. Стратопауза может опуститься в течение нескольких дней на 20 км, а температура в этом слое возрасти до положительных значений.

Потеплениям обычно предшествуют усиления скорости ветра в отдельных случаях до 200 м/с. Возможность существования таких больших скоростей была подтверждена расчетом термического ветра по градиентам измеренных температур. Действие потеплений наиболее сильно проявляется в стратосфере высоких широт.

Резкие повышения температуры и усиление скорости ветра являются проявлением крупномасштабных неперiodических процессов в зимней стратосфере и характеризуют ее метеорологическую активность.

Исследованию стратосферных потеплений, отмеченных впервые в 1952 г. Р. Шерхагом, посвящено много работ. Широко известны работы советских и зарубежных ученых: Х. П. Погосяна и А. А. Павловской, С. С. Гайгерова, К. Т. Логвинова, Л. Р. Ракиповой, Т. Х. Геохлания, К. Лабицке, В. Годсона, Ф. Фингера и С. Тьюлеса, И. Хирота, Г. Варнеке, Х. Виллета, Х. Векслера, К. Пальмена, Х. Лэмба, Х. Филпота и многих других.

Потепления в зимней стратосфере северного полушария наблюдаются каждый год в период с декабря по март, а в отдельные годы несколько раз. Количество зарегистрированных потеплений увеличивается по мере улучшения информации о более высоких слоях. Они являются климатологической особенностью термического режима зимней стратосферы и мезосферы.

Локальная вертикальная структура потеплений на основании анализа вертикальных временных разрезов, построенных по данным радиозондовых и ракетных наблюдений, и синоптические условия, соответствующие им, изучены достаточно детально.

Так, потепление 1966 г. в стратосфере выше уровня 10 гПа было хорошо освещено данными ракетного зондирования станций о. Хейса и Форт-Черчилль, расположенных в высоких широтах, а также данными высотных радиозондов. Большой объем информации позволил сначала Ю. П. Кошелькову и Д. А. Тарасенко, а затем Р. С. Квайрозу построить временные разрезы атмосферы до высот 50—80 км для периодов 12 января—16 марта 1966 г. Один из этих разрезов представлен на рис. 25. Как видно из разреза, потепление началось с середины января в нижней мезосфере и затем охватило нижележащие слои стратосферы. Скорость увеличения температуры возросла, когда западный ветер сменился южным. Общее повышение температуры в период с 27 января по 7 февраля 1966 г. на высоте 32 км составило 80°C . Скорость увеличения температуры равнялась $7,0^{\circ}\text{C/сутки}$ и достигала максимумом 14°C/сутки . Потепление характеризовалось ветрами, достигающими 198 м/с на высоте 40 км к 1 февраля 1966 г. Такие скорости ветра связаны с усиливающимися за несколько дней до максимума потепления горизонтальными градиентами температуры и давления.

Скорости вертикальных движений, рассчитанные по данным ст. о. Хейса в слое 20—44 км для 1 февраля, когда отмечалась максимальная скорость ветра и наиболее интенсивные горизонтальные притоки тепла приближались к 60 см/с. Поля вертикальных движений выше 30 км для периода с 28 января по 4 февраля характеризовались восходящими движениями. Это нашло подтверждение при анализе других случаев потеплений.

Синоптические условия в верхней стратосфере, соответствующие данному потеплению, представлены на рис. 26, 27.

К началу потепления 16 января над Арктическим бассейном находилась интенсивная область холода с центром над архипелагом Земли Франца-Иосифа, где температура на поверхности 5 гПа достигала значений -70° . Ей близко соответствовал обширный циклон. Планетарная ложбина от этого циклона через Северную Америку над Тихим океаном проникала глубоко в тропики, вплоть до 10° с. ш. Адвективно-динамические процессы на атлантической периферии этой ложбины привели к формированию обширной области тепла и усилению атлантического антициклона.

Над Тихим океаном располагалась область тепла и соответствующий ей алеутский антициклон. Атлантический антициклон и алеутский антициклон над Охотским морем объединились в период с 2 по 4 февраля, образовав мощную область высокого давления, занимавшую большую часть Северной Азии.

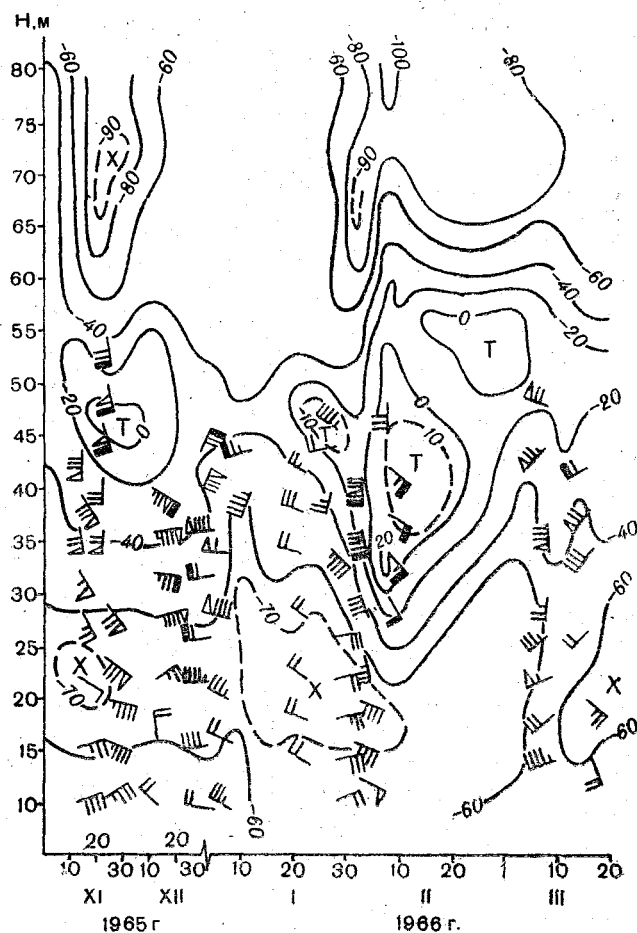


Рис. 25. Вертикальный временной разрез атмосферы по данным станции форт Черчилль (северная Канада). Январь—февраль 1966 г.

Область тепла над Европой и прилегающими районами Арктики развивалась интенсивно. Температура над о. Хейса 4 февраля на поверхности 2 гПа составила 9°C . Приполюсный циклон сместился на Гренландию и Северную Америку. Над Евразией произошла перестройка преобладающих здесь условий циркуляции.

Синоптические исследования показали, что потеплениям предшествует увеличение горизонтальных градиентов температуры и давления. Оно вызвано усилением приполюсной области холода и максимальным углублением близко ей соответствующего стратомезосферного циклона и ложбин низкого давления, проникающих далеко к югу. Одновременно усиливаются и теплые антициклоны в стратосфере над умеренными широтами вследствие горизонтальных притоков тепла по восточной периферии ложбин. Преобладающие условия циркуляции резко нарушаются.

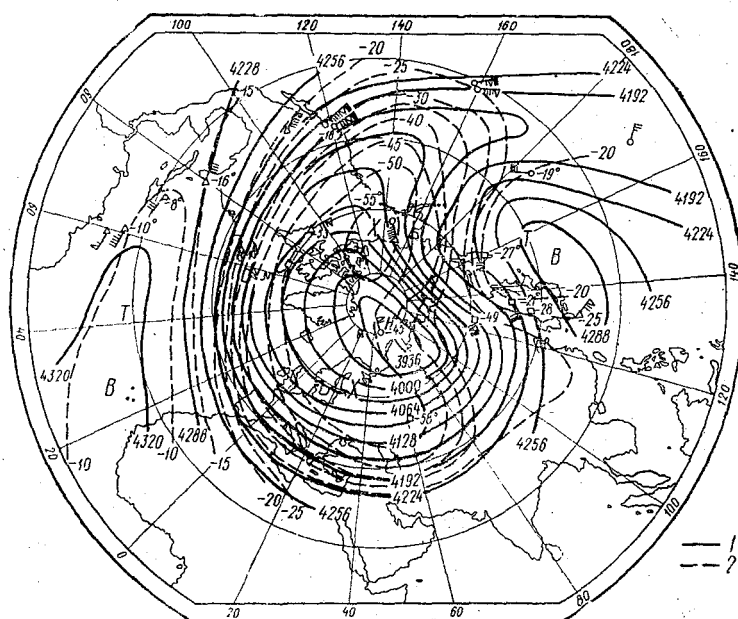


Рис. 26. Синоптические условия в верхней стратосфере, предшествующие потеплению 16 января 1966 г., изобарическая поверхность 2 гПа:

1 — изогипсы, 2 — изотермы

Интенсивный приполюсный стратомезосферный циклон, обуславливающий преобладание западного переноса в высоких и умеренных широтах северного полушария может не только менять свое положение, смещаясь в более низкие широты, он может раздваиваться на самостоятельные центры. В результате над высокими широтами возникает теплая перемычка высокого давления между алеутским антициклоном над северной частью Тихого океана и антициклоном над Северной Атлантикой. Это обуславливает нарушение зональности потоков. Возникает отчетливо выраженная меридиональность процессов и интенсивный межширот-

ный перенос теплых и холодных воздушных масс. Стратосферным потеплениям предшествуют мощные меридиональные преобразования термобарических полей: сначала в тропосфере (500 гПа), а затем в нижней и средней стратосфере (Х. П. Погосян, Е. П. Борисенков). В начальный период меридиональных преобразований наблюдается подобие процессов в тропосфере и верхней стратосфере. Это находит отражение в близком расположении центров приполюсного циклона в тропосфере и верхней стратосфере.

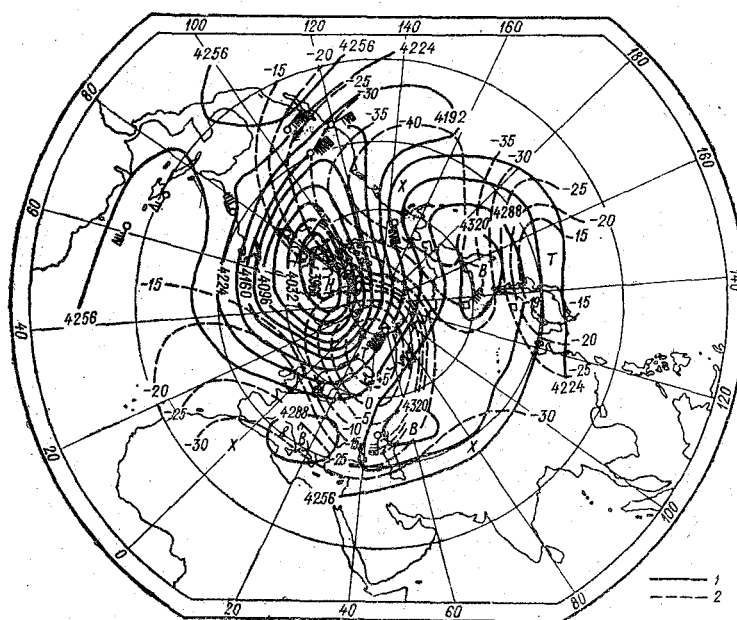


Рис. 27. Синоптические условия в верхней стратосфере, соответствующие потеплению 4 февраля 1966 г., изобарическая поверхность 2 гПа:

1 — изогипсы, 2 — изотермы

Взаимосвязь между процессами в тропосфере и стратосфере в период потепления в стратосфере выражена наиболее хорошо. При ослаблении меридиональности процессов в их перестройке последовательность не выдерживается, т. е. ослабление может происходить и сверху вниз, и снизу вверх. Процесс расщепления полярного вихря за период 1958—1964 гг. исследован В. Мироновичем. Оказалось, что биполярные области низкого давления на поверхности 10 гПа возникают на два дня позже, чем на поверхности 500 гПа.

Увеличение интенсивности меридиональных процессов при сильных потеплениях в северном полушарии наблюдается в слоях

атмосферы от тропосферы до мезосферы, что отражает факт взаимодействия между слоями в атмосфере в эти периоды. Определенным подтверждением влияния тропосферных процессов на стратосферу является отличие в режиме потеплений в двух полушариях Земли. В южном полушарии, где деятельная поверхность более однородна и меридиональность процессов меньше, потепления в стратосфере менее интенсивные и не приводят к преобразованию циркуляционных процессов. Они локализованы и ограничены прибрежными районами Восточной Антарктиды, по продолжительности кратковременны и характеризуются большой стабильностью во времени. В верхней стратосфере они начинают с середины зимы, а средней — весной (С. С. Гайгеров).

Таким образом, энергообмен между деятельной поверхностью и атмосферой, и тропосферные процессы в первую очередь, обуславливают крупные нарушения зональной циркуляции в стратосфере, следствием которых являются внезапные потепления.

Характерной особенностью всех потеплений является увеличение горизонтальных градиентов метеовеличин и отчетливо выраженная локализация крупномасштабной меридиональной циркуляции в стратосфере, а иногда и в мезосфере.

Пространственно-временная структура внезапных потеплений в нижней стратосфере 50—10 гПа северного полушария наиболее детально исследована Л. Р. Ракиповой и И. В. Котляр по индексам, характеризующим изменение температуры (ΔT), преобразование полей температуры (ТП) и циркуляции (ЦП). Ими была произведена количественная оценка интенсивности потеплений, распространения по площади, направления перемещения 17 случаев потеплений, наблюдающихся в период с 1958 по 1970 гг. В зависимости от этого дана классификация потеплений.

Анализ карт ΔT , характеризующих изменение температуры за четверо суток на поверхности 50, 30, 10 гПа, позволил выделить области повышения температуры и сопряженные с ними области понижения температуры и показать, что эти области перемещаются в одном направлении.

Оказалось, что внезапные потепления в стратосфере являются планетарным явлением, и они охватывают обширные площади.

Преобразование горизонтальных полей температуры (ТП) оценивалось по разности значений температур на полюсе и средней зональной температурой на широте 60° поверхностей 50, 30, 10 гПа.

Преобразование условий циркуляции (ЦП) оценивалось по разности квадратов амплитуд зональных волн поля геопотенциала (с волновыми числами $m=2$ и $m=1$).

Расчет индексов ЦП производился по значениям высот поверхностей через долготные интервалы 30° вдоль широтных кругов.

Коэффициенты A_i и B_i i -ой гармоники рассчитывались по формулам

$$\begin{Bmatrix} A_i \\ B_i \end{Bmatrix} = \frac{1}{6} \sum_{k=0}^n H_k \begin{Bmatrix} \sin \\ \cos \end{Bmatrix} \frac{\pi i k}{6}.$$

Тогда

$$\text{ЦП} = n(C_2^2 - C_1^2),$$

где $C_i^2 = A_i^2 + B_i^2$; H_k — высота поверхности; n — нормирующий множитель. Для уровня 10 гПа $n = 3 \cdot 10^{-4}$.

Волновые числа $m = 1$ и $m = 2$ описывают большую часть возмущений циркуляции в зимней арктической стратосфере. В случае смещения полярного вихря относительно полюса в структуре поля геопотенциала преобладают волны с $m = 1$ и индекс ЦП < 0 . При раздвоении полярного вихря или его сильной деформации в структуре поля геопотенциала преобладают волны с $m = 2$ и индекс ЦП > 0 . В случае невозмущенного поля геопотенциала ЦП $= 0$. Основные сведения о потеплениях, наблюдавшихся с 1958 по 1970 гг., представлены в табл. 19.

Из таблицы следует, что все потепления независимо от их интенсивности начинались лишь после того, как произошло возмущение зональной циркуляции. По данным С. С. Гайгерова, Л. Р. Ракиповой, потепления возникают чаще всего в верхних слоях стратосферы и мезосфере умеренных широт и распространяются вниз, но отмечаются случаи распространения потеплений и снизу вверх. Они детально исследованы в работах Х. П. Погосяна и А. А. Павловской.

Потепления возникают в разных районах внетропических широт северного полушария. Приблизительно две трети потеплений независимо от их интенсивности начинаются южнее 60° с. ш. и половина потеплений достигает максимальной интенсивности севернее 60° с. ш. Области максимального повышения температуры имеют тенденцию смещаться в северном направлении.

Данные ракетного зондирования показывают, что в верхней стратосфере в слое 5—0,4 гПа и мезосфере наблюдаются потепления, которые могут не отмечаться на более низких уровнях.

Потепления северного полушария характеризуются большим разнообразием, которое проявляется в районах их возникновения, траекториях перемещения по горизонтали, распространении по вертикали. Это позволяет классифицировать их по определенным признакам. Известно несколько классификаций. В. Годсоном в 1963 г. была предложена классификация потеплений в зависимости от направления их распространения.

1. Ассиметричные потепления над высокими широтами, обусловленные распространением области тепла в Арктику из тихоокеанского сектора через Аляску, Северную Америку.

Таблица 19

Основные характеристики потеплений (Л. Р. Ракипова)

№ п/п	Период потеплений	Начало потеплений на поверхности 10 гПа	Место зарождения потепления	Направление перемещения на поверхности 10 гПа	(+ ΔT) _{max}		(- ΔT) _{max}	
					°C	Направление распространения по вертикали	°C	Направление распространения по вертикали
1	21/I—4/II 1958 г.	16/I	Е	В—3—СЗ	45	↓	-20	—
2	6/II—22/II 1958 г.	30/I	АЗ	В—3	30	↓	-30	—
3	9/I—2/II 1962 г.	8/I	АТЛ	3—СВ	35	↓	-20	↑
4	29/I—28/II 1962 г.	29/I 11/II	А, Е	В—3	15, 30	↑	+35—20	↓
5	17/I—15/II 1963 г.	14/I	АТЛ	В—СЗ—С	60	≈	-20—37	—
6	13/XII—29/XII 1963 г.	17/XII	АТЛ	малопад.	30	—	-30	—
7	27/XII—9/I 1964 г.	25/XII 29/XII	АЗ, А	3—В	30, 25	↑	-30—20	↑
8	25/I—15/II 1964 г.	24/I	Е	Ю—С	35	↓	-20	↓
9	1/I—15/I 1965 г.	15/XII	АЗ	Ю—С	30	—	-25	↓
10	28/I—11/II 1965 г.	27/I	АЗ	Ю—СВ	25	—	-10	—
11	11/III—31/III 1965 г.	5/III	АТЛ	Ю—СВ	30	↓	-20	↑
12	14/I—26/II 1966 г.	14/I	АЗ	В—СЗ	45	—	-15	—
13	24/XII 1967 г. — 3/I 1968 г.	7/XII 12/XII	АЗ	В—3	30	↓	-15	—
14	18/XII 1969 г. — 8/I 1970 г.	16/XII	АТЛ	В—СЗ	60	↑	-25	—
			Е	В—3	50	↓	-30	—

Примечание. А — Америка, Е — Европа, АЗ — Азия, АТЛ — Атлантический океан.

2. Биполярные потепления, связанные с распространением теплого воздуха в Арктический бассейн из двух районов северных частей Тихого и Атлантического океанов. В результате этого приполюсная область холода раздваивается на два самостоятельных центра.

К. Лабицке (1965 г.), по данным 1957—1964 гг., была предложена классификация в зависимости от района возникновения потепления, направления движения по горизонтали и последующей реакции тропосферы. По району возникновения потепления делятся на два типа: американский и европейский. Потепления первого типа смещаются на восток, второго — на запад. Зимние потепления находятся в фазе с 26-месячным циклом в экваториальной стратосфере, т. е. при западных потоках в экваториальной стратосфере наблюдается европейский тип потеплений, при восточных потоках — американский тип.

А. С. Беспрозванная и Б. И. Сазонов делят потепления по характеру их начала на размытые и взрывные (1969 г.).

По современной классификации ВМО внутрисезонные потепления делят по степени интенсивности на основные, которые характеризуются большой интенсивностью, и второстепенные — малоинтенсивные. Основные потепления (крупномасштабные) ведут к разрушению холодного стратосферного циклона и обращению меридиональных градиентов температуры. Второстепенные потепления (локальные), в отличие от них, не приводят к обращению горизонтальных градиентов температуры.

Каждое из них связано с развитием области высокого давления: алеутского либо североатлантического. В последнее время подобный антициклон был обнаружен в Индийском океане, а связанные с ним потепления распространяются на районы Средней Азии и Сибири.

Выявлено, что основные потепления могут переходить в весенние перестройки.

Основной вопрос, который привлекает всеобщее внимание, — это природа и причины данного планетарного явления. Несмотря на то, что после открытия потеплений прошло более 30 лет, природа его до сих пор остается недостаточно ясной.

Стратосфера занимает промежуточное положение между тропосферой и вышележащими слоями — мезосферой и термосферой. Поэтому естественно предположить, что стратосфера находится под влиянием как нижней, так и верхних сфер. Отсюда и различные взгляды на процессы, происходящие в стратосфере, либо стратосферные процессы являются отражением тропосферных, а следовательно, и деятельной поверхности, либо преобладает влияние верхних слоев и солнечной активности.

Наиболее распространенной гипотезой о внезапных потеплениях в зимней стратосфере является гипотеза, что потепления

обусловлены интенсивными горизонтальным и макротурбулентным притоком тепла, который создается планетарными ложбинами стратомезосферного циклона и смещением алеутского либо атлантического антициклонов, либо их синхронным смещением к северу.

Нарушению зональной циркуляции в стратосфере предшествует интенсивная меридиональная циркуляция в тропосфере (за 3—21 день). В результате в тропосфере над Арктикой температура воздуха в 78% случаев повышается на 20° и более. Это находит отражение и в смещении положительных аномалий температуры (OT_{1000}^{500}) к северу.

Наибольшая вероятность потеплений в стратосфере наблюдается в январе—феврале, когда зональные градиенты температуры в тропосфере над выхожденным континентом — океаном достигают максимальных значений.

Зоны повышенных положительных зональных градиентов средней температуры воздуха расположены над окраинными морями западных акваторий Тихого и Атлантического океанов, распространяясь на крайние северо-восточные районы выхожденных континентов. Градиенты температуры в них достигают в нижней тропосфере значений 0,80—1,00 град/110 км.

Усиливающее влияние на потепления, возможно, оказывают притоки энергии, связанные с солнечной активностью. Доказательством является то, что максимум приращения температуры в процессе потепления совпадает с максимумом геомагнитной активности.

Отсутствие ясного физического механизма связей подобного рода, а также передачи возмущений в вертикальном направлении является слабым звеном в гипотезе.

РАЗДЕЛ II

БАРИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И ПРЕОБЛАДАЮЩИЕ УСЛОВИЯ ЦИРКУЛЯЦИИ В ТРОПОСФЕРЕ И СТРАТОСФЕРЕ. ВЛИЯНИЕ ЦИРКУЛЯЦИИ НА ФОРМИРОВАНИЕ КЛИМАТА

Общей циркуляцией атмосферы называют систему крупномасштабных воздушных течений над Землей, которые по своим размерам соизмеримы с большими частями континентов и океанов. Течения непрерывно изменяются во времени и пространстве. Благодаря воздушным течениям осуществляется обмен больших масс воздуха, влаги, тепла и количества движения в горизонтальном и вертикальном направлениях в атмосфере. К ним относятся:

зональные переносы воздуха, в которых возникают длинные волны и крупномасштабные турбулентные вихри, циклоны и антициклоны, пассаты и муссоны. Именно эти виды воздушных течений играют важную роль в формировании погоды и климата Земли и в их изменении.

Воздушные течения различных масштабов обуславливают упорядоченные со средней скоростью и макротурбулентные притоки тепла и влаги, адиабатические изменения температуры и тем самым оказывают влияние на формирование режима температуры и увлажнения в различных районах Земли. В результате нарушается распределение метеовеличин, близкое к широтному, которое возникло бы под влиянием радиационных процессов над однородной деятельной поверхностью. Межширотный обмен воздушных масс, с одной стороны, приводит к выравниванию температур, с другой — сходимости воздушных масс, различных по своим физическим свойствам, способствует формированию зон повышенных горизонтальных контрастов температуры, имеющих большое значение для развития циклонической деятельности. Нарушение преобладающих воздушных течений над каким-либо районом обуславливает отклонение метеовеличин от нормы и формирование их аномалий на уровне моря, в тропосфере и стратосфере.

Устойчивое изменение преобладающих условий циркуляции атмосферы в течение длительного периода времени может вызвать изменение режима температуры и увлажнения, т. е. изменение климата.

Циркуляция атмосферы — один из основных климатообразующих процессов. Поэтому исследованию условий циркуляции атмосферы и их влиянию на формирование климата уделяется большое внимание.

Методы исследования циркуляции атмосферы различны, в основном, их подразделяют на физико-статистические и гидродинамические.

В основе физико-статистических исследований находятся карты среднего многолетнего распределения метеорологических величин, ежедневные карты погоды и барической топографии за длительный период времени. Средние многолетние поля давления на уровне моря, геопотенциала, температуры, облачности, составляющих ветра в тропосфере и стратосфере помогают выявить особенности преобладающих крупномасштабных процессов. Поля дисперсий или среднеквадратических отклонений метеовеличин характеризуют устойчивость преобладающих условий циркуляции.

Большое значение при исследовании имеют вертикальные меридиональные разрезы климатических показателей, преобладающие траектории барических систем, вероятность появления циклонов и антициклонов в различных районах Земли, интенсивность, вертикальная протяженность и т. д.

Глава I

СЕЗОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ГЛОБАЛЬНЫХ БАРИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В ТРОПОСФЕРЕ И СТРАТОСФЕРЕ И ПРЕОБЛАДАЮЩИЕ УСЛОВИЯ ЦИРКУЛЯЦИИ

1.1. Сезонные особенности средних многолетних полей давления и преобладающие условия циркуляции на уровне моря

Наиболее детальное описание барического поля на уровне моря в планетарном масштабе дается в монографиях О. М. Челпановой и Д. И. Стехновского, в работах О. Немайеса, Н. Н. Лема, П. Ван Лона и др.

В последнее десятилетие анализ средних многолетних полей давления дополнен исследованиями изменчивости, интенсивности и метеоположения центров действия атмосферы, выполненными Р. В. Абрамовым, И. В. Максимовым, А. И. Соркиной и др.

Формирование полей рассматривается в работах К. П. Россби, Е. Н. Блиновой, В. А. Бугаева, Х. П. Погосяна, Р. Шерхага, С. П. Хромова, В. В. Шулейкина, Р. Ф. Усманова, М. А. Петросянца и др.

Средние многолетние поля давления, приведенного к уровню моря, для января и июля представлены на рис. 28, 29. Из рисунков следует, что вблизи экватора 5° с. ш. — 5° ю. ш. в течение всего года преобладает область пониженного давления, характеризующаяся слабыми и неустойчивыми по направлению ветрами. По мере удаления от экватора давление повышается.

В субтропических и тропических широтах (15 — 35° ш.), на обе стороны от экватора на средних многолетних полях давления располагаются пояса повышенного давления, характеризующиеся устойчивостью. На ежедневных синоптических картах им соответствует большая вероятность появления антициклонов, ограниченных по размеру, постоянно изменяющихся по интенсивности. К. Россби показал, что антициклоны субтропических широт регенерируют вследствие отклонения антициклонов умеренных широт, перемещающихся с запада на восток, вправо. Пояса повышенного давления являются статистическим результатом преобладания антициклонов.

В зимнем полушарии центральные части антициклонов наблюдаются чаще всего вдоль 32° широты, но над выхолаженными континентами Северной Америки и над Евразией на 45° с. ш. имеется вторичный максимум. В это время года пояс повышенного давления охватывает весь земной шар.

В летнем южном полушарии наибольшее число антициклонов над океанами наблюдается примерно вдоль 35° ю. ш., тогда как в северном полушарии в это время года наибольшая плотность систем обнаруживается на 10° дальше к полюсу. В это время года пояс повышенного давления состоит из отдельных циркуляцион-

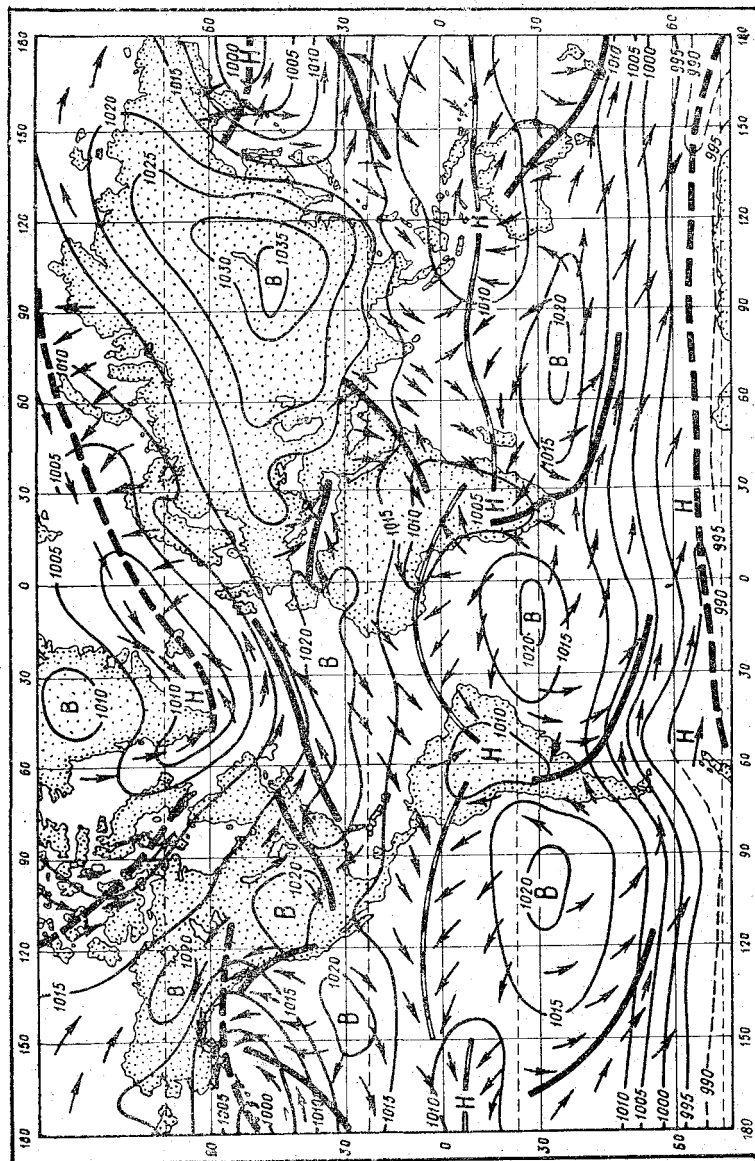


Рис. 28. Распределение среднего многолетнего давления на уровне моря (гПа), положение главных климатологических фронтов и преобладающее направление ветра. Январь.

1—арктический фронт (антарктический); 2—умеренный; 3—тропический фронт; 4—преобладающее направление ветра

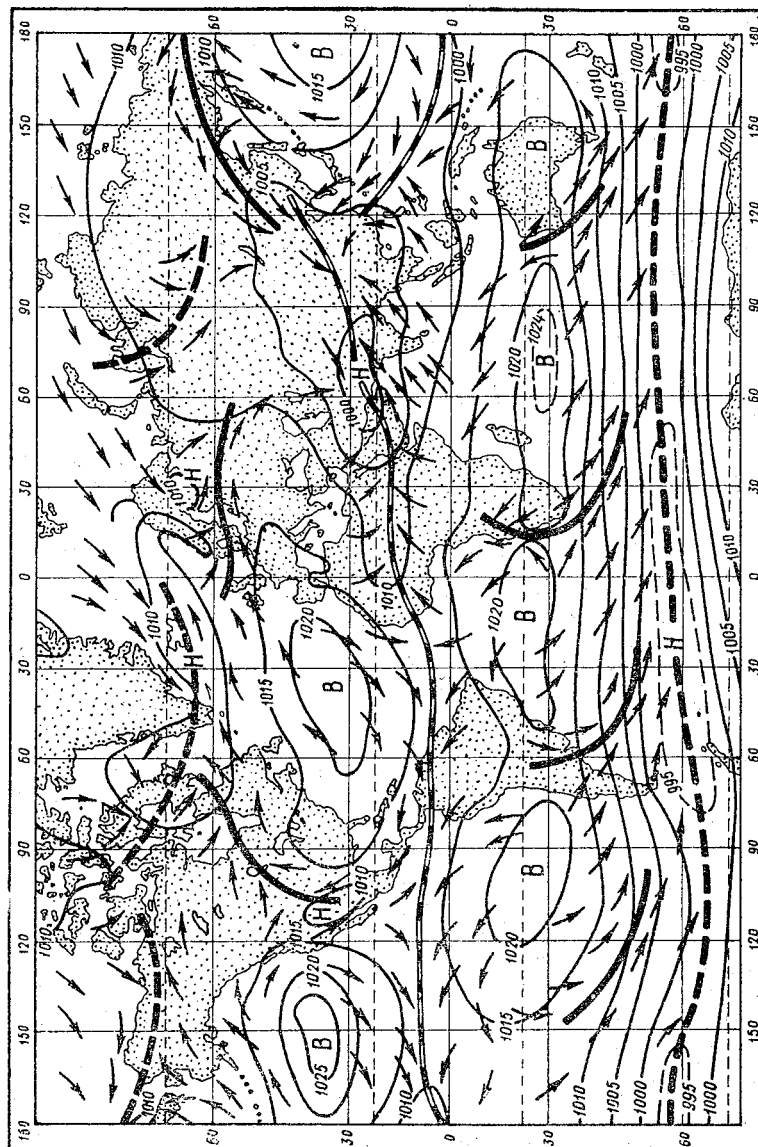


Рис. 29. Распределение среднего многолетнего давления на уровне моря (гПа), положение главных климатологических фронтов и преобладающее направление ветра. Июль.
(Условное обозначение см. на рис. 28)

ных ячеек. Над океанами наблюдаются области повышенного давления, над континентами — пониженного. Так над Атлантическим океаном северного полушария располагается азорский антициклон (западную часть его в Америке называют бермудским антициклоном), над Тихим океаном — гавайский. Над океанами южного полушария: южно-атлантический, южно-индийский, южно-тихоокеанский. Таким образом, сезонные изменения давления над океанами проявляются лишь в виде небольших широтных смещений антициклонов на $3-4^\circ$ широты в субтропические широты и увеличения интенсивности их на $2-3$ гПа. Над континентами и прилежащими к ним океаническими районами отмечается сезонная перестройка средних многолетних полей давления и изменение преобладающих условий атмосферной циркуляции.

Субтропические антициклоны формируют крупномасштабные циркуляционные системы в тропосфере, характеризующиеся большой устойчивостью во времени. Они обуславливают воздухообмен между тропическими и умеренными широтами.

Воздушные течения на перифериях антициклонов, обращенных к экватору, называются пассатами.

В среднем за год зона пассатов располагается между 10 и 28° с. ш. и 6 и 23° ю. ш. В любое время года более $1/3$ поверхности Земли оказывается под их воздействием. Ветры в пассатных зонах обоих полушарий отличаются исключительной устойчивостью по направлению. Это северо-восточные потоки в северном полушарии и юго-восточные в южном. Однако по скорости они могут испытывать изменения во времени, вследствие колебания интенсивности антициклонов. По аэрологической структуре пассаты неоднородны. Они характеризуются наличием инверсий температуры в нижней тропосфере, являющихся задерживающимися слоями. Высота нижней границы инверсий является функцией широты. Пассаты характеризуются наибольшим влагосодержанием в подинверсионных слоях. Они обуславливают приток влаги в низкие широты из районов максимального испарения в субтропических антициклонах. Тем самым оказывают большое влияние на формирование режима температуры, влажности, облачности, осадков.

Сходимость пассатов северного и южного полушарий и восходящие движения воздуха наблюдаются в экваториальной ложбине. Наиболее активные ее участки называются внутритропической зоной конвергенции (ВТЗК). С ВТЗК связано распределение облачности и осадков. Непериодические изменения метеовеличин в экваториальной зоне в значительной степени связаны с изменением ее положения.

Ось экваториальной ложбины испытывает и сезонные смещения. В летнем полушарии она смещается по направлению к тропикам, а вместе с ней перемещаются в этом направлении области облачности и осадков. Наибольшее смещение экваториальной ложбины отмечается над континентами Северной Африки до

18—20° с. ш., Юго-Восточной Азии до 40° с. ш. Сезонное смещение внутритропической зоны конвергенции и соответствующее ей сезонное обращение направления преобладающих воздушных потоков над континентами формируют особенности муссонного типа режима увлажнения и температуры над этими районами. В то же время над океанами, в частности, над Атлантикой и восточной частью Тихого океана, экваториальная ложбина всегда находится вблизи экватора или несколько севернее его.

Во внетропических широтах 35—65° обоих полушарий пространственное распределение многолетнего давления характеризуется наличием нескольких циркуляционных ячеек, расположение и интенсивность которых зависят от времени года.

Зимой над океанами, на средних многолетних полях давления прослеживаются области пониженного давления. Над Северной Атлантикой — исландская депрессия. Интенсивная ложбина низкого давления от нее направлена на моря Баренцево и Карское до меридиана, проходящего через м. Челюскин. Над северной частью Тихого океана располагается алеутская депрессия. В отличие от исландской депрессии, она не имеет ложбины, направленной к северу, так как смещение циклонов в Арктику с Тихого океана блокируется наличием орографии над Чукотским полуостровом и полуостровом Аляска. Обе депрессии являются статистическим результатом интенсивной циклонической деятельности над северными частями океанов. На синоптических картах большую вероятность появления над этими районами имеют атмосферные фронты, характеризующиеся повышенными горизонтальными контрастами температуры в нижней тропосфере. Им соответствуют активные области циклогенеза. Над выхолаженными континентами в это время года создаются условия для формирования антициклонов. Над Евразией отмечается обширный сибирский (азиатский) антициклон. Область влияния его прослеживается и в тропиках. Над континентом Северной Америки располагается северо-американский антициклон. Антициклоны объединяются между собой зоной повышенного давления через восточную часть Арктического бассейна, над морями Чукотским и Бофорта. На синоптических картах над этими районами преобладают арктические антициклоны.

В южном полушарии зона пониженных значений давления охватывает почти все полушарии, за исключением широтной зоны 20—40° и высоких широт. К югу от пояса субтропических антициклонов давление резко понижается, достигая минимальных значений в циркумполярной зоне низкого давления между 60 и 70° ю. ш., где наблюдаются четыре, а весной пять депрессий, расположение которых мало изменяется в течение года. К югу от циркумполярной ложбины давление на уровне моря повышается, но не достигает значений, превышающих 1000 гПа. Несмотря на зональный характер изобар на средних многолетних полях давления в умеренных широтах атмосферные процессы на

синоптических картах сложные. Циркумполярная ложбина является результатом статистического осреднения большого числа циклонов, перемещающихся к востоку.

Над Антарктидой наблюдается область повышенного давления.

Летом пространственное распределение среднего многолетнего давления на уровне моря изменяется по сравнению с зимой. Особенно существенные изменения наблюдаются во внетропических широтах северного полушария (см. рис. 29). Над континентами антициклоны разрушаются. Над океанами области пониженного давления заполняются. Лишь над северной частью Атлантического океана сохраняется слабо выраженная исландская депрессия. Она смещается к северу на целых 8° и ослабевает на 15 гПа. Это ослабление является результатом убывания горизонтальных контрастов температуры в тропосфере и уменьшения интенсивности циклонической деятельности.

Над Баренцевым и Карским морями создаются условия для развития антициклонов. В результате здесь на средних многолетних полях давления располагается область повышенного давления. К востоку от меридиана, проходящего через м. Челюскин, происходит развитие циклонической деятельности на атмосферных фронтах, наблюдающихся вдоль северо-восточных побережий Евразии, и формирование области пониженного давления на средних многолетних полях над этими районами.

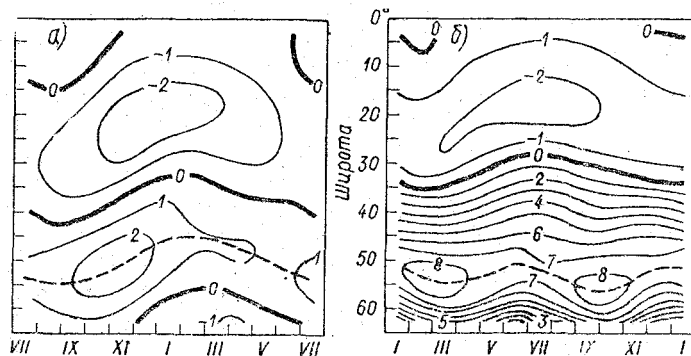


Рис. 30. Годовой ход меридиональных градиентов среднего зонального давления на уровне моря (гПа на 5° ф):
а—северное полушарие, б—южное полушарие

Таким образом, сезонный ход давления особенно отчетливо выражен во внетропических широтах северного полушария. Он находит отражение в перестройке многолетних полей давления, а следовательно, и в изменении преобладающих условий атмосферной циркуляции от зимы к лету.

Представление об интенсивности циркуляции в обоих полушариях дает сравнение меридиональных градиентов средних зональных значений давления. Годовой ход их представлен на рис. 30.

Из рисунка следует, что линия с нулевым градиентом, осевая линия субтропических поясов повышенного давления, в северном полушарии располагается ближе к полюсу по сравнению с южным.

В тропических широтах обоих полушарий градиенты, направленные к экватору, в зимний период близки. В летнем — в северном полушарии они по своим значениям меньше, чем в южном. Во внетропических широтах обоих полушарий меридиональные градиенты давления направлены к полюсам. В зимних полушариях градиенты близки по своим значениям. В летнем южном полушарии в этих же широтах градиенты существенно больше, чем в северном. Так, в северном полушарии максимальные значения составляют $2,5 \text{ гПа}/5^\circ \text{ ф}$, а в южном $8,5 \text{ гПа}/5^\circ \text{ ф}$. Зона максимальных градиентов в северном полушарии от зимы к лету смещается к полюсу примерно на 10° ; в южном полушарии она испытывает полугодовые колебания с наибольшим смещением к полюсу примерно на 5° в переходные сезоны.

Годовой ход градиентов, направленных к полюсу, в южном полушарии также обладает заметной полугодовой составляющей. К югу от 50° ю. ш. их максимумы наблюдаются в переходные сезоны, а между 50 и $35\text{—}40^\circ$ ю. ш. — зимой и летом. В северном полушарии в годовом ходе градиентов давления на всех широтах преобладает годовая волна.

Характеристикой изменчивости давления являются среднеквадратические отклонения зональных значений, рассчитанных по ежедневным значениям для точек, расположенных через каждые 5° по долготе. Меридиональные профили средних квадратических отклонений ежесуточных значений давления на уровне моря и геопотенциала поверхности 500 гПа представлены на рис. 31. Из рисунка следует, что наименьшие значения среднеквадратических отклонений 2 гПа в обоих полушариях наблюдаются в широтной зоне $0\text{—}15^\circ$. Изменчивость возрастает по направлению к полюсам до $55\text{—}60^\circ$, а зимой в северном полушарии до 65° . Наибольшая изменчивость наблюдается в зонах, характеризующихся интенсивной циклонической деятельностью. Летом изменчивость меньше, чем зимой. Зимой выше 40° с. и ю. широты в обоих полушариях значения изменчивости близки, несмотря на максимальные различия в соотношении площадей суши и моря. Летом в северном полушарии она меньше, чем в южном. Это обусловлено нагреванием суши и большим убыванием горизонтальных контрастов температуры в тропосфере, а следовательно, и интенсивности циркуляции, крупномасштабной турбулентности атмосферы, количественной мерой которых до некоторой степени является среднеквадратическое отклонение.

Таким образом, зимой изменчивость циркуляции во внетропических широтах обоих полушарий одинакова, летом же она больше в южном полушарии, чем в северном.

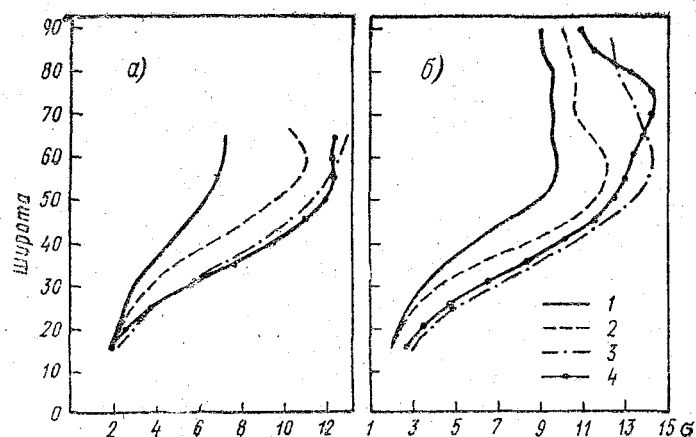


Рис. 31. Меридиональные профили средних квадратических отклонений суточных зональных значений давления на уровне моря (а) и геопотенциала поверхности 500 гПа (б): 1—лето в северном полушарии; 2—в южном; 3—зима в северном полушарии; 4 — в южном

1.2. Сезонные особенности средних многолетних полей геопотенциала и преобладающие условия циркуляции в тропосфере

Основные закономерности пространственно-временного распределения давления в тропосфере и стратосфере на основании анализа карт барической топографии, построенных по обобщенным радиозондовым и ракетным наблюдениям за длительный период времени. Выявлена тесная связь между распределением средней температуры и давления на больших высотах. Эта связь проявляется в хорошем согласовании карт абсолютной и относительной топографии. Теоретическим обоснованием являются уравнения, полученные из основного уравнения статики атмосферы.

$$\frac{\partial p}{\partial x} = \frac{p}{p_0} \frac{\partial p_0}{\partial x} + \frac{g \rho_m (z - z_0)}{T_m} \frac{\partial T_m}{\partial x},$$

$$\frac{\partial p}{\partial y} = \frac{p}{p_0} \frac{\partial p_0}{\partial y} + \frac{g \rho_m (z - z_0)}{T_m} \frac{\partial T_m}{\partial y},$$

где $z - z_0$ — толщина слоя; p_0 — давление на нижней границе слоя z_0 и p — на верхней z ; $\frac{\partial p_0}{\partial x}$ и $\frac{\partial p_0}{\partial y}$ — изменение давления вдоль осей x и y на нижней границе слоя; T_m — средняя температура воздуха слоя $z - z_0$; $\frac{\partial T_m}{\partial x}$ и $\frac{\partial T_m}{\partial y}$ — изменение средней температуры воздуха слоя вдоль осей x и y .

Из этих уравнений следует, что распределение давления в тропосфере связано с распределением давления вблизи земной поверхности и распределением средней температуры всего нижележащего слоя. Вследствие того, что давление с увеличением высоты в теплом воздухе убывает медленнее, чем в холодном, на некоторой высоте области высокого давления достаточно близко соответствуют областям тепла, а области низкого давления — областям холода.

Средние многолетние поля давления, построенные по данным на уровне моря, с увеличением высоты в тропосфере меняются. Перестройка полей давления с высотой в значительной степени определяется распределением средней температуры нижележащего слоя.

Наиболее сложное изменение полей давления с высотой наблюдается в нижней тропосфере (уровень моря — 700 гПа) вне тропических широт. О степени изменения можно судить путем сопоставления средних многолетних полей давления на уровне моря и геопотенциала поверхностей 850 и 700 гПа. Некоторое представление дает и вертикальная протяженность центров действия атмосферы на средних многолетних картах давления (Л. Г. Заставенко). В северном полушарии зимой холодные антициклоны: сибирский и северо-американский, прослеживающиеся по многолетним данным, приведенным к уровню моря над континентами, на поверхности 850 гПа уже не наблюдаются. Это свидетельствует о том, что преобладающее большинство антициклонов зимой над выхолаженными континентами является низким барическим образованием. Исландская депрессия, над Северной Атлантикой, прослеживается лишь до поверхности 850 гПа. Ложбина низкого давления, направленная от нее вдоль европейского арктического побережья, сохраняется над морями Баренцевым и Карским. Алеутская депрессия, над Северной частью Тихого океана, в виде замкнутых изогипс прослеживается до поверхности 700 гПа.

Анализ многолетних полей геопотенциала поверхностей 850, 700 гПа показывает, что горизонтальные потоки тепла и влаги из районов Северной Атлантики легко проникают вглубь Арктики, в то время как с Тихого океана они блокируются орографией и арктическим антициклоном. Это указывает на то, что влияние Атлантического океана в нижней тропосфере на климат Арктики сказывается больше по сравнению с влиянием Тихого океана. В верхней арктической тропосфере вклад океанов в формирование режима температуры над Арктикой выравнивается.

Субтропические области повышенного давления над океанами, азорский и гавайский антициклоны, ограниченные замкнутыми изогипсами, прослеживаются до поверхности 500 гПа (рис. 32).

Главной особенностью пространственного распределения давления в зимней тропосфере (700—300 гПа) северного полушария является наличие приполюсного циклона. От него две отчетливо выраженные ложбины пониженного давления направлены на вос-

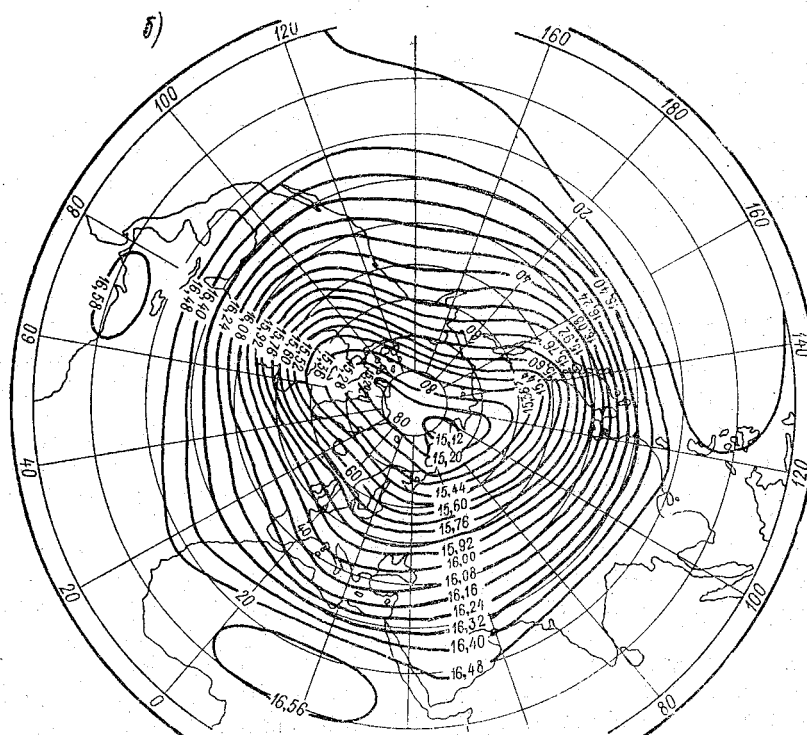
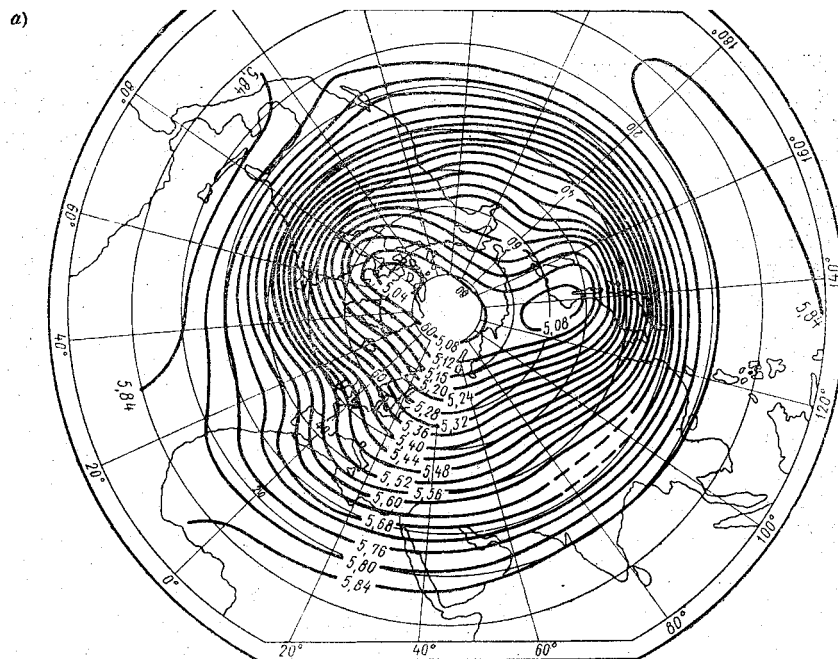


Рис. 32. Средние многолетние поля геопотенциала поверхностей 500 гПа
(а), 100 гПа (б), Январь

Точные побережья континентов Северной Америки (80° з. д. и Евразии 140° в. д.) и западные акватории океанов. В ложбинах до поверхности 500 гПа наблюдаются самостоятельные центры. Ось третьей ложбины проходит над европейской территорией Советского Союза, юго-восточной Европой, Средиземным морем и Северной Африкой. Ложбины разделены тремя гребнями повышенного давления. Один из них располагается над восточной частью Северной Атлантики и над Западной Европой, другой — над Тихим океаном и Аляской, третий — над бассейнами рек Оби и Енисея. Гребни соответствуют областям тепла, ложбины — областям холода на картах относительной топографии OT_{1000}^{300} .

Таким образом, зимой распределение среднего давления в тропосфере внетропических широт характеризуется волновым числом 3, которое отражает волновой характер циркуляции в планетарном масштабе.

Ось субтропических зон повышенного давления в обоих полушариях с увеличением высоты смещается к экватору, вслед за областью тепла. На поверхности 200 гПа она располагается вблизи экватора.

В южном полушарии ось субтропической зоны повышенного давления на поверхности 500 гПа находится на 10° севернее, чем на уровне моря. Максимальные значения геопотенциала поверхности 200 гПа отмечаются вблизи экватора. Область к югу от оси повышенного давления занята обширным циклоническим вихрем без заметных региональных различий. Центральная часть его располагается вблизи Южного полюса. Зональное распределение изогипс умеренных широт является результатом как статистического осреднения быстро меняющихся синоптических ситуаций, так и влияния однородной океанической поверхности.

В июне характерной особенностью барического поля в северном полушарии является наличие околполюсного циклона, который прослеживается в пределах всей тропосферы. Центральная часть его в нижней тропосфере (850—700 гПа) располагается вблизи полюса, в средней и верхней тропосфере (500—300 гПа) смещается на северо-запад Гренландии. Циклон близко соответствует области холода. С циклоном связаны четыре ложбины умеренных широт. Одна из них направлена на Тихий океан, другая — на западную часть Атлантического океана, третья — на Западную Европу, четвертая — на Восточную Сибирь (рис. 33). В это время года среднее барическое поле тропосферы умеренных широт характеризуется волновым числом 4. Амплитуда волн меньше, чем в январе, расположение изогипс ближе к зональному.

В субтропических и тропических широтах располагается полоса повышенных значений геопотенциала, прослеживающаяся в пределах всей тропосферы (850—200 гПа). Ось ее на поверхности 200 гПа наблюдается севернее 20° с. ш. В верхней тропосфере ей соответствуют два высотных антициклона. Один распола-

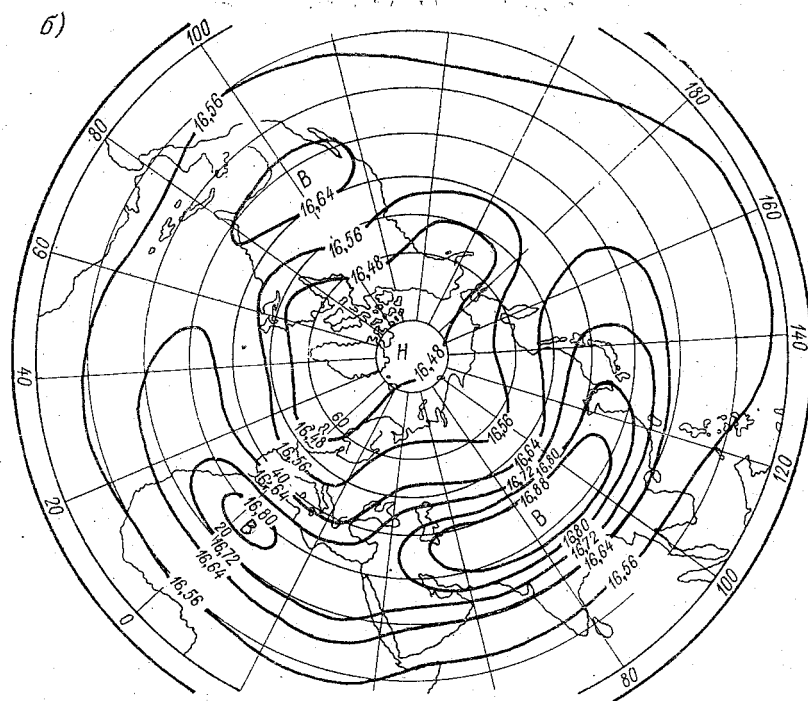
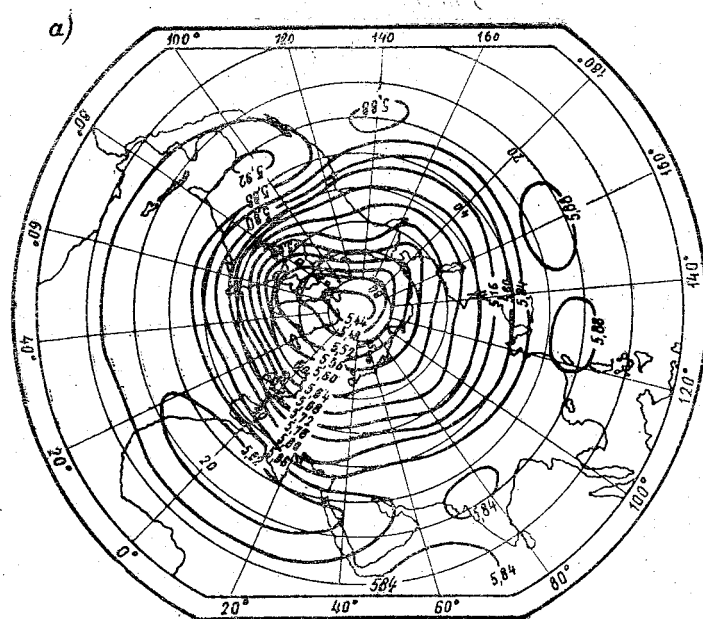


Рис. 33. Средние многолетние поля геопотенциала поверхностей 500 гПа (а), 100 гПа (б). Июль

гаются над Северной Америкой, другой, более обширный и интенсивный, простирается над южной частью Азии. В. А. Джорджио, М. А. Петросянц, Г. Флон объясняют образование высотных антициклонов над горными областями Азии большим прогревом воздуха над ними, чем в свободной атмосфере. Действительно, поле средней температуры поверхности 500 гПа над этим районом характеризуется повышенными значениями (см. рис. 7, б).

В южном полушарии ось повышенных значений геопотенциала поверхности 200 гПа в июле на 10° ближе к экватору, чем в январе, а область, занятая циркумполярным циклоном, соответственно расширяется. Наибольшие значения изогипс в обоих полушариях отличаются лишь на 20 дам, тогда как разность их наименьших значений в районах полюсов составляет 400 дам. Сильная бароклинность в южном полушарии наблюдается до широты около 60° с. ш., где она резко уменьшается, далее к югу средние условия приближаются к баротропным.

Сезонная перестройка барических полей и преобладающих условий циркуляции в тропосфере в значительной степени определяется ее прогреванием. Повышение температуры неравномерно и зависит от широты. В экваториальной зоне оно незначительно.

Над континентами тропических широт годовая амплитуда температуры на уровне моря 20° .

Максимальные повышения температуры наблюдаются в зоне $40-70^\circ$ с. ш., вдоль которой 60—70% площади занято сушей. Годовая амплитуда температуры здесь на уровне моря достигает $40-50^\circ$, наибольшая 65° .

Представление об изменении средней температуры в тропосфере от января к июлю дает анализ годовых амплитуд высот относительной топографии OT_{100}^{500} (табл. 20). Из таблицы следует, что наибольший прогрев нижней тропосферы наблюдается в умеренных широтах вдоль меридианов, проходящих через центральную часть Азии ($120-130^\circ$ в. д.). Здесь увеличение толщины слоя поверхности 500 гПа над поверхностью 1000 гПа колеблется от 60 до 72 дам. Степень сезонной перестройки барических полей в тропосфере неодинакова. Наиболее отчетливо она прослеживается на уровне моря и поверхности 850 гПа.

Непериодическая изменчивость геопотенциала поверхности 500 гПа с удалением от экватора в обоих полушариях возрастает. Летом наибольшая изменчивость наблюдается в широтных зонах $50-60^\circ$ с. ш. и ю. ш., зимой достигает максимума вблизи 60° с. ш. и 75° ю. ш.

Между зимними северным и южным полушариями различия в значениях изменчивости невелики, однако в летнем южном полушарии квадратическое отклонение геопотенциала больше, чем в летнем северном, несмотря на зональность среднего переноса воздуха в тропосфере.

Таблица 20

Изменение высот относительного геопотенциала ОТ $\frac{500}{1000}$
от января к июлю (дам) над северным полушарием

Долгота, град	Северная широта, град				
	0	20	40	60	80
0 В	—1,0	18,0	26,0	22,0	35,0
30	—0,8	20,0	33,0	31,0	35,0
60	—0,8	19,5	43,5	44,5	38,0
90	—0,8	15,0	50,0	56,5	42,0
120	—0,5	12,0	60,0	69,0	44,0
150	—1,5	5,0	42,0	59,0	44,0
180	—1,5	4,3	21,5	38,0	42,0
150 З	0,0	7,0	16,5	34,0	44,0
120	0,0	7,5	28,0	46,0	46,0
90	—1,3	6,0	36,0	53,0	46,0
60	—1,3	4,6	21,0	42,0	43,0
30	—1,0	8,0	14,0	24,0	38,0
Полушарие	—0,9	10,6	32,7	43,2	41,5

Представление о направлении и интенсивности переноса воздушных масс дают меридиональные градиенты средней высоты поверхности 500 гПа. Годовой ход их представлен на рис. 34.

Из рисунка следует, что в течение всего года над большей частью обоих полушарий наблюдаются меридиональные градиенты, направленные к полюсам. Наибольшие градиенты вдоль оси максимальных значений геопотенциала в южном полушарии всегда больше, чем в северном. Это свидетельствует о том, что в тропосфере обоих полушарий преобладает западный перенос и интенсивность его в южном больше, чем в северном.

Градиенты, направленные к экватору, наблюдаются в тропической зоне 0—20° с. и ю. ш. Ширина этой зоны меняется в зависимости от времени года и высоты. В северном полушарии она больше по сравнению с южным. В тропосфере этой зоны преобладают восточные потоки в обоих полушариях.

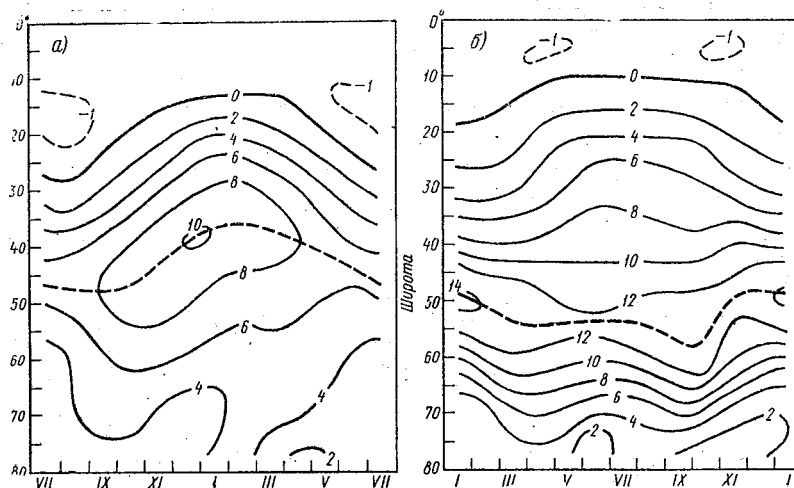


Рис. 34. Годовой ход меридиональных градиентов средних многолетних зональных значений геопотенциала (дам на 5° ф) поверхности 500 гПа: а—северное полушарие, б—южное полушарие

1.3. Сезонные особенности средних многолетних полей геопотенциала и преобладающие условия циркуляции в стратосфере

Барическое поле нижнего слоя нижней стратосферы внетропических широт мало отличается от поля верхней тропосферы в течение всего года. Главной особенностью его является наличие приполюсного циклона и области повышенных значений давления в тропической зоне.

Изменение структуры поля с увеличением высоты зависит от сезона. Наименьшие изменения наблюдаются зимой.

Характерной особенностью пространственного распределения геопотенциала поверхности 100 гПа в высоких широтах является наличие циклона. Циклон близко соответствует приполюсной области холода. От него две четко выраженные ложбины низкого давления направлены на Восточную Сибирь и Северную Америку. Центральная часть циклона смещена относительно полюса к юго-западу и располагается над архипелагом Земля Франца-Иосифа.

Холодный приполюсный циклон и ложбины, направленные от него, прослеживаются в пределах всей стратосферы (200—0,4 гПа). С увеличением высоты асимметрия циклона относительно полюса, интенсивность его и площадь распространения возрастают. Так, начиная с поверхности 10 гПа, циклоническая западная циркуляция охватывает стратосферу всего зимнего полушария.

Соответствие в направлении меридиональных градиентов давления и температуры вызывает увеличение скорости ветра по мере подъема.

В нижней стратосфере тропической зоны в отличие от зоны внетропических широт, с увеличением высоты наблюдается существенная перестройка полей геопотенциала. Она выражается в смещении пояса повышенных значений геопотенциала к умеренным широтам (табл. 21).

Таблица 21

Разности средних многолетних значений геопотенциала (дам)
в центре приполюсного циклона и на оси субтропической области
повышенного давления. Январь
(В. Р. Дубенцов)

Характеристика барического поля	Изобарические поверхности, гПа							
	500	300	200	100	50	30	20	10
Разность значений геопотенциала	80	140	150	155	155	175	210	270
Положение оси субтропического антициклона (град с. ш.)	20	10	10	5—10	10—15	15	20—25	20—25
Положение оси антициклона над Тихим океаном (град с. ш.)	—	—	—	—	25	40—45	45	45

Перестройка полей обусловлена изменением горизонтального распределения температуры в нижней стратосфере по отношению к распределению в верхней тропосфере. На поверхности 200 гПа область тепла и соответствующая ей область повышенных значений давления располагаются вблизи экватора (10° с. ш.). Меридиональные градиенты температуры и давления направлены от экватора к полюсу. На поверхности 100 гПа область тепла смещается на юг умеренных широт. Меридиональный градиент температуры направлен к экватору.

Таким образом, обращение меридионального градиента температуры при сохранении направления барического градиента происходит в слое 200—100 гПа. Термический ветер в этом слое меняет направление и становится восточным. В результате происходит уменьшение горизонтального градиента давления и интенсивности западного переноса воздушных масс. Горизонтальное распределение давления в нижней стратосфере тропической зоны существенно отличается от распределения температуры. Лишь к поверхности 20 гПа восстанавливается соответствие между ними. На этой поверхности наблюдается существенная перестройка поля давления

по отношению к верхней тропосфере этой же зоны. Область повышенного давления смещается в зону $30-50^\circ$ с. ш. и соответствует области тепла. Над Тихим и Атлантическим океанами внутри ее наблюдаются изолированные самостоятельные антициклоны. Антициклон над Тихим океаном называется Алеутским. Центр его находится вблизи 45° ш. По данным С. С. Гайгерова, К. Л. Логвинова он также прослеживается в пределах всей стратосферы. Смещение центральной части холодного циклона с увеличением высоты в европейский сектор Арктики, наличие направленных от него ложбин на Северную Америку и Восточную Сибирь, существование антициклона над Тихим океаном создает неравномерное распределение горизонтальных градиентов температуры и давления в стратосфере умеренных широт, нарушение зональности западной циркуляции.

В стратосфере южного полушария в соответствующий сезон пространственное распределение среднего многолетнего давления и преобладающие условия циркуляции аналогичны. Различия между полушариями заключаются в более зональном распределении изогипс.

Летом наблюдается полная перестройка структуры барического поля в стратосфере внетропических широт по отношению к полю в верхней тропосфере. Она заключается в том, что приполюсный циклон в верхней тропосфере в северном полушарии в мае, а в южном в декабре сменяется циркумполярным антициклоном на поверхности 50 гПа. Антициклон близко соответствует области тепла и прослеживается в пределах всей стратосферы (50—0,4 гПа). С увеличением высоты площадь его распространения возрастает и в средней и верхней стратосфере антициклон охватывает все летнее полушарие и распространяется в тропические широты зимнего южного полушария. Распределение изогипс в антициклоне близко к зональному. Долготные изменения температуры и давления отсутствуют. Следствием этого является зональная восточная циркуляция в пределах всей стратосферы (50—0,4 гПа) над всем летним полушарием (см. рис. 15). Переход от западной циркуляции к восточной в нижней стратосфере зависит от широты. В высоких широтах он происходит в слое 16—18 км, а в умеренных несколько выше — в слое 18—20 км. Внутри широтной зоны переход также не осуществляется одновременно. Он зависит от тропосферных процессов, в основном от вертикальной протяженности циклонов и антициклонов. Уровень перехода И. В. Бугаева назвала велопаузой.

В летнем южном полушарии переход от западной циркуляции к восточной в общих чертах происходит так же, как и в северном. Однако в высоких широтах восточные ветры устанавливаются обычно в слое 18—20 км, т. е. несколько выше, чем на тех же широтах северного полушария.

Таким образом, наибольшие сезонные изменения циркуляции в стратосфере выражены, начиная с поверхности 50 гПа. Большую

часть года в пределах всей стратосферы наблюдается западная циркуляция, в северном полушарии — с октября по апрель и в южном — с февраля по ноябрь. Восточная циркуляция наблюдается только в течение четырех месяцев, с мая по август — в северном, и двух месяцев январь—декабрь — в южном.

Сезонный характер циркуляции в стратосфере северного и южного полушарий имеет многие общие черты. Различия заключаются в интенсивности зимних приполюсных циклонов и летних антициклонов, продолжительности их существования, в особенности весенней перестройки полей геопотенциала, а также в интенсивности меридиональных процессов.

1.4. Средняя зональная циркуляция в тропосфере и стратосфере

Циркуляция атмосферы Земли может быть представлена в виде зональной и меридиональной.

Зональная циркуляция составляет главный элемент общей циркуляции атмосферы. Она теоретически изучена достаточно подробно Э. Н. Лоренцем, С. А. Машковичем и на основе эмпирических данных С. С. Гайгеровым, И. Г. Гутерманом, В. Р. Дубенцовым, Х. П. Погосяном, А. Оортом и др.

Существуют различные оценки зональной и меридиональной циркуляции. В последние годы для их изучения широко используются составляющие вектора ветра. Зональная ($\vec{u}$) и меридиональная ($\vec{v}$) составляющие ветра определяются следующим образом:

$$\vec{u} = \vec{v}_r \sin \varphi,$$

$$\vec{v} = \vec{v}_r \cos \varphi,$$

где $\vec{v}_r$ — вектор результирующего ветра, полученный по данным за длительный период времени; φ — географическая широта. Ось x направлена с запада на восток вдоль широты. Ось y направлена с юга на север вдоль меридиана.

Составляющие вектора могут быть как положительными, так и отрицательными. Положительные значения зональной составляющей ($u > 0$) соответствуют переносу воздушных масс с запада на восток, отрицательные ($u < 0$) — с востока на запад. Положительные значения меридиональной составляющей ($v > 0$) характеризуют потоки, направленные с юга на север, отрицательные ($v < 0$) — в обратном направлении.

При выявлении основных закономерностей общей циркуляции атмосферы широко используются средние зональные ($\bar{u}_z$) и меридиональные ($\bar{v}_z$) составляющие результирующего вектора ветра,

осредненные вдоль широтных кругов. Для этого используются данные в узлах координатной сетки через 10° .

$$\bar{u}_3 = \frac{\sum_i^N \bar{u}_i}{N}, \quad \bar{v}_3 = \frac{\sum_i^N \bar{v}_i}{N},$$

где N — число узлов координатной сетки вдоль широтного круга; $\bar{u}_i$ и $\bar{v}_i$ — средние многолетние значения составляющих в узлах координатной сетки.

Об изменчивости составляющих позволяет судить среднеквадратическое отклонение

$$\sigma_u = \sqrt{\frac{\sum_i^N (\bar{u}_i - \bar{u}_3)^2}{N-1}}, \quad \sigma_v = \sqrt{\frac{\sum_i^N (\bar{v}_i - \bar{v}_3)^2}{N-1}}.$$

Меридиональные движения характеризуются заметно выраженной неоднородностью вдоль широтного круга. Меридиональные составляющие сильно колеблются по знаку и значению в зависимости от долготы. В случае если $\bar{v}_3 > 0$, средняя меридиональная циркуляция имеет место вдоль круга широты.

Значения составляющих вектора ветра и их знак в тропосфере и стратосфере в значительной степени определяются неоднородностью полей температуры и их перестройкой с высотой. Они являются функцией широты, высоты и времени года. Величина зональной составляющей на некотором уровне (z) определяется соотношением

$$u = - \frac{p}{p_0} \frac{1}{2\omega \sin \varphi} \frac{\partial p_0}{\partial y} - \frac{gz}{T_m} \frac{1}{2\omega \sin \varphi} \frac{\partial T_m}{\partial y},$$

обозначив

$$u_0 = - \frac{1}{2\omega \sin \varphi} \frac{\partial p_0}{\partial y}, \quad \Delta u_0 = - \frac{1}{2\omega \sin \varphi} \frac{\partial T_m}{\partial y},$$

можно записать

$$u_z = \frac{p}{p_0} u_0 + \frac{g}{T_m} z \Delta u,$$

где p_0 , $\frac{\partial p_0}{\partial y}$, u_0 — соответственно значения давления, горизонтального меридионального градиента давления, зональной составляющей вектора ветра на нижней изобарической поверхности слоя; p — значение давления на верхней поверхности слоя; z — вертикальная толщина рассматриваемого слоя; Δu — приращение скорости составляющей в слое, вызванное наличием

термической неоднородности по горизонтали в слое. По мере увеличения высоты отношение $\frac{p}{p_0}$ убывает, а z растет, поэтому приращение скорости зональной составляющей ветра с высотой определяется в основном значением горизонтального градиента средней температуры, направленного вдоль меридиана. При сохранении с высотой направления горизонтального градиента температуры зональная составляющая возрастает, достигая максимального значения на уровне, где происходит обращение горизонтального градиента температуры на противоположное.

Пространственное распределение зональных составляющих ветра, осредненных вдоль широтных кругов в тропосфере и нижней стратосфере Земли, представлено на рис. 35.

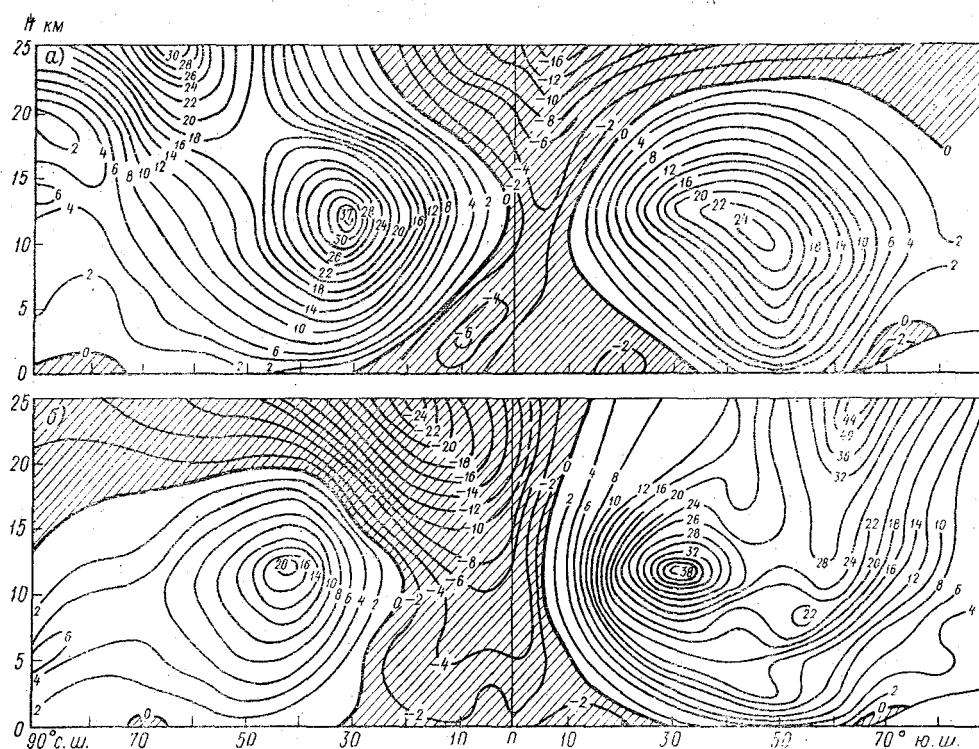


Рис. 35. Средняя зональная циркуляция над обоими полушариями:
а — январь, б — июль. (Заштрихованные области с отрицательными значениями соответствуют восточным составляющим)

Характерной особенностью средней зональной циркуляции в тропосфере и нижней стратосфере Земли (0—30 км) по данным И. Г. Гутермана является расчленение ее на планетарные ветровые пояса, внутри которых преобладают противоположные по на-

правлению потоки: устойчивые западные ветры умеренных и субтропических широт, устойчивые восточные ветры тропических и приэкваториальных широт и слабые неустойчивые восточные ветры высоких широт. Их широтное распределение, интенсивность, изменение с увеличением высоты в значительной степени определяются значением горизонтального градиента средней температуры и его изменением с высотой, т. е. зависят от времени года.

В январе западные потоки на поверхности 850 гПа наблюдаются в широтной зоне 25—60° с. ш. и 35—65° ю. ш. Наибольшие значения составляющих наблюдаются вдоль 30—40° с. ш. и 40—50° ю. ш. С высотой области западных ветров расширяются и скорости их возрастают (см. рис. 35). Значения среднего вертикального градиента во всем слое равно 3 м/(с·км). Вблизи поверхности 200 гПа западные ветры по интенсивности и площади распространения в обоих полушариях достигают максимума (табл. 22).

Таблица 22

Средние зональные значения ($\bar{u}_z$) и изменчивость (σ_u) составляющих результирующего вектора ветра в тропосфере и нижней стратосфере вдоль широтных кругов 30—60° с. ш.
(И. Г. Гутерман)

Широта, град	Параметры, м/с	Изобарическая поверхность, гПа							
		500	300	200	100	300	200	50	30
30	$\bar{u}_z$	Январь				Июль			
	σ_u	17,6	31,5	36,6	1,8	3,2	2,7	—11,7	—15,7
40	$\bar{u}_z$	13,1	20,2	23,9	6,1	8,7	10,8	5,2	5,7
	σ_u	15,1	22,3	25,9	9,4	16,7	20,3	—4,6	—8,9
50	$\bar{u}_z$	13,7	18,7	16,6	8,0	12,5	14,8	7,5	7,7
	σ_u	10,1	14,1	15,2	8,5	12,9	16,0	—2,3	—6,4
60	$\bar{u}_z$	13,2	16,8	13,8	9,2	13,7	13,6	5,7	6,2
	σ_u	6,2	8,4	10,4	3,8	6,7	6,9	—2,5	—5,1
		12,0	15,6	12,5	9,0	13,2	10,6	4,0	4,5

$\bar{u}_z$ — средние зональные значения составляющих;

σ_u — изменчивость составляющих внутри широтного круга.

Они распространяются к экватору вслед за смещением областей тепла и повышенного давления в верхней тропосфере. В северном полушарии интенсивность циркуляции в это время года больше, чем в южном. Наибольшие средние скорости 37 м/с на поверхности 200 гПа прослеживаются вдоль 31° с. ш., в южном полушарии — 24 м/с наблюдаются на широте 43°. Они отражают тропосферные

субтропические струйные течения, которые характеризуются устойчивостью во времени и пространстве внутри сезона.

В нижней стратосфере северного полушария западные потоки сохраняются, однако изменение скорости с высотой зависит от широты. В широтной зоне $20-50^\circ$ с. ш. происходит убывание значений скорости в переходном слое между тропосферой и стратосферой. Оно обусловлено смещением области тепла в нижней стратосфере в субтропические и умеренные широты по сравнению с этой областью в верхней тропосфере, где ось ее проходила вблизи 10° с. ш. (см. рис. 35).

В результате горизонтальный градиент температуры в слое $200-100$ гПа внутри этой широтной зоны испытывает обращение. Такое убывание скорости ветра согласуется с ходом термического ветра в условиях малых меридиональных градиентов температуры.

В стратосфере высоких и северных районов умеренных широт значения западных составляющих возрастают с высотой, так как соответствие в направлении меридиональных градиентов средней температуры и давления сохраняется так же, как и в тропосфере. Вертикальные градиенты скорости с высотой не остаются постоянными. Они резко возрастают в широтной зоне $50-70^\circ$ с. ш., где на поверхности 50 гПа и выше наблюдается стратосферное струйное течение. Струйное течение северного полушария может сильно мигрировать вследствие преобразования полей температуры и давления, развития меридиональности и распространения теплых гребней и зон повышенных горизонтальных градиентов температуры и давления к полюсу.

Выше 30 км по данным К. Т. Логвинова, С. С. Гайгерова западные потоки в зоне $90-92^\circ$ с. ш. прослеживаются в пределах всей зимней стратосферы.

В пограничном слое тропосферы высоких широт ($65-75^\circ$ с. ш.) преобладают восточные потоки. Средние зональные значения составляющих менее 1 м/с. Они являются результатом осреднения восточных ветров на периферии арктических антициклонов и западных — на перифериях циклонов, смещающихся из районов Северной Атлантики (см. рис. 35).

Восточные устойчивые потоки в тропосфере тропических широт обоих полушарий (30° с. ш. — 35° ю. ш.) характеризуют область пассатов, северо-восточных в северном и юго-восточных в южном полушариях. Скорости этих потоков возрастают от уровня моря до высот $1-1,2$ км (870 гПа), достигая значений 6 м/с. Выше значения восточных составляющих убывают. Области повышенных их значений в тропосфере северного полушария располагаются вблизи 10° с. ш., а в южном — 20° ю. ш. В средней и верхней тропосфере над ними располагаются западные потоки. Уровень обращения составляющих ветра является функцией широты и сезона (см. рис. 35).

В экваториальной зоне восточные ветры прослеживаются в пределах всей тропосферы и стратосферы. Однако, как в тропо-

сфере, так и в стратосфере в слое 80—10 гПа восточные ветры могут нарушаться западными. Рассеяние индивидуальных значений составляющих ветра относительно средних многолетних велико $\sigma_u = 9—11$ м/с (табл. 23). Все это свидетельствует о большом разнообразии ветров в этой зоне.

Таблица 23

Средние зональные значения ($\bar{u}_z$) и изменчивость (σ_u) составляющих результирующего вектора ветра в нижней стратосфере, вдоль широтных кругов (0—35° с. ш.)
(И. Г. Гутерман)

Изобарическая поверхность, гПа	Параграфы	Широта, град					
		0	10	15	20	30	35
50	Январь						
	$\bar{u}_z$	-1,9	-0,5	0,5	1,8	5,5	7,4
	σ_u	9,2	8,5	8,4	8,5	8,3	9,1
30							
	$\bar{u}_z$	-4,7	-3,2	-1,9	-0,7	2,0	4,0
	σ_u	9,3	9,6	9,1	8,3	9,0	10,6
50	Июль						
	$\bar{u}_z$	-5,3	-14,1	-17,6	-17,8	-11,7	-7,9
	σ_u	9,7	8,6	7,3	6,3	5,2	6,0
30							
	$\bar{u}_z$	-10,8	-18,5	-21,1	-21,2	-15,7	-12,4
	σ_u	10,8	10,5	9,6	8,5	5,7	5,9

В стратосфере летнего южного полушария (январь), начиная с поверхности 50 гПа, скорость восточных ветров вновь возрастает. Эти ветры охватывают все полушарие, характеризуются устойчивостью, распространяются в северное зимнее полушарие до 30° с. ш. на поверхности 30 гПа (25 км) и выше. Здесь в зоне 0—30° с. ш. проходит северная граница приэкваториальных стратосферных струйных течений восточного направления. Ось их располагается в летнем полушарии вдоль 8—10° ю. ш.

В июле в тропосфере северного полушария наблюдается ослабление интенсивности западной циркуляции и смещение восточных потоков к тропику. Это обусловлено прежде всего радиационными процессами, способствующими повышению температуры от зимы к лету во внетропических широтах, уменьшению горизонтальных меридиональных контрастов температуры в тропосфере и смещению зон повышенных их значений к северу на 10° с. ш.

Западные потоки в северном полушарии наблюдаются в полосе широт $35-60^\circ$, зона максимальных их значений 20 м/с на поверхности 200 гПа смещается к 42° ш. Распространение западных потоков на этой поверхности к югу ограничивается 25° ш. , в то время как в январе они почти достигали экватора (см. рис. 35).

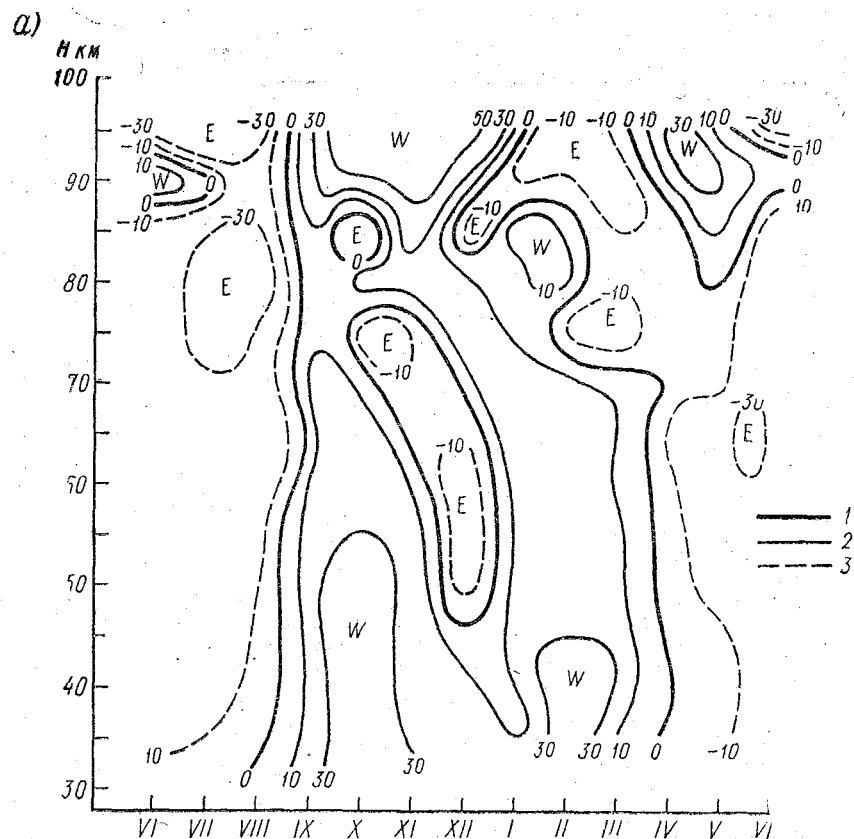
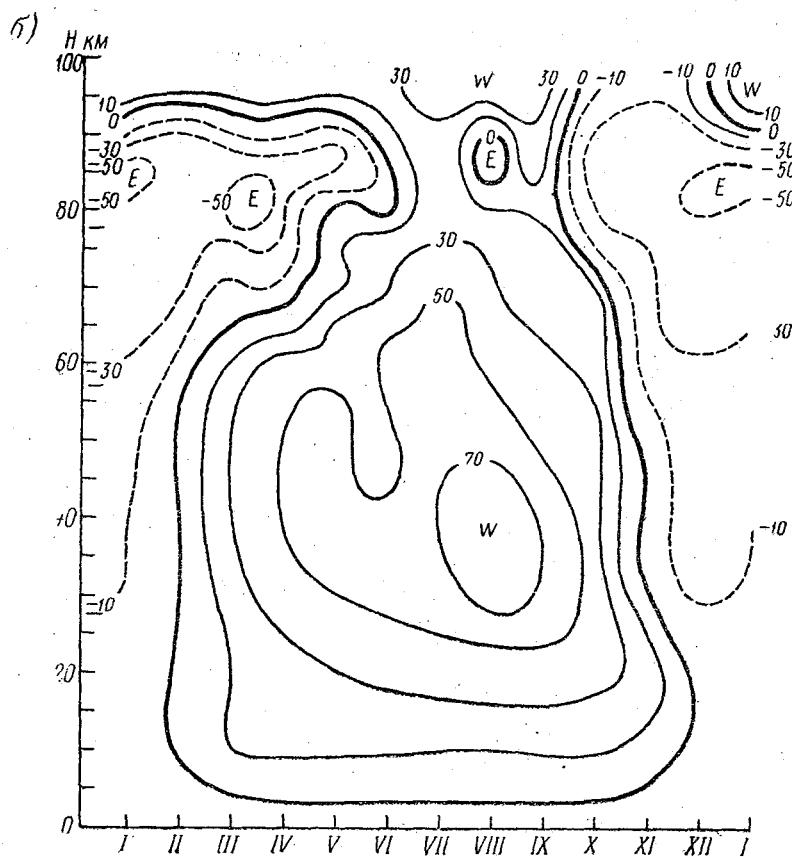


Рис. 36. Средние месячные значения
 а—по данным ст. Барроу ($71^\circ \text{ с. ш.}, 157^\circ \text{ з. д.}$), б—по данным ст. Молодежная (68° ю. ш.).

В нижней стратосфере западные составляющие вектора ветра резко ослабевают, в связи с обращением меридионального градиента температуры вблизи поверхности 200 гПа , и изменяются на восточные вблизи 50 гПа . В результате на поверхности 50 гПа и выше в пределах всей стратосферы ($50-0,4 \text{ гПа}$) наблюдается восточная циркуляция в системе циркумполярного антициклона. Она характеризуется большой устойчивостью и распространяется в стратосферу тропической зоны зимнего южного полушария. Над

остальной частью его наблюдаются западные потоки по периферии антарктического циклона (см. Молодежная 68° ю. ш., 46° в. д.), которые преобладают большую часть года. Продолжительность преобладания западных потоков убывает с увеличением высоты от 10 месяцев в нижней стратосфере до 8,5 месяцев в верхней (40 км). Зимой



зональной составляющей ветра м/с:
46° в. д.); 1 - нулевая изотеха; 2 - западные составляющие; 3 - восточные составляющие

нарушений их не наблюдается, что свидетельствует о большой устойчивости стратосферного приполюсного антарктического циклона.

В зимней арктической стратосфере западная зональная циркуляция является менее устойчивой по сравнению с зональной антарктической циркуляцией. В верхней арктической стратосфере большую вероятность появления имеют восточные составляющие. Нарушение западной циркуляции сопровождается резким повышением температуры и увеличением скорости ветра (рис. 36).

Таким образом, режим зональных составляющих вектора ветра, а следовательно, и устойчивость приполюсных циклонов в арктической и антарктической стратосфере различаются.

1.5. Средняя меридиональная циркуляция в тропосфере и стратосфере

Характерной особенностью средней меридиональной циркуляции в тропосфере и нижней стратосфере Земли является наличие трех замкнутых ячеек циркуляции, различных по интенсивности, вертикальной протяженности и широтному распространению (И. Г. Гутерман).

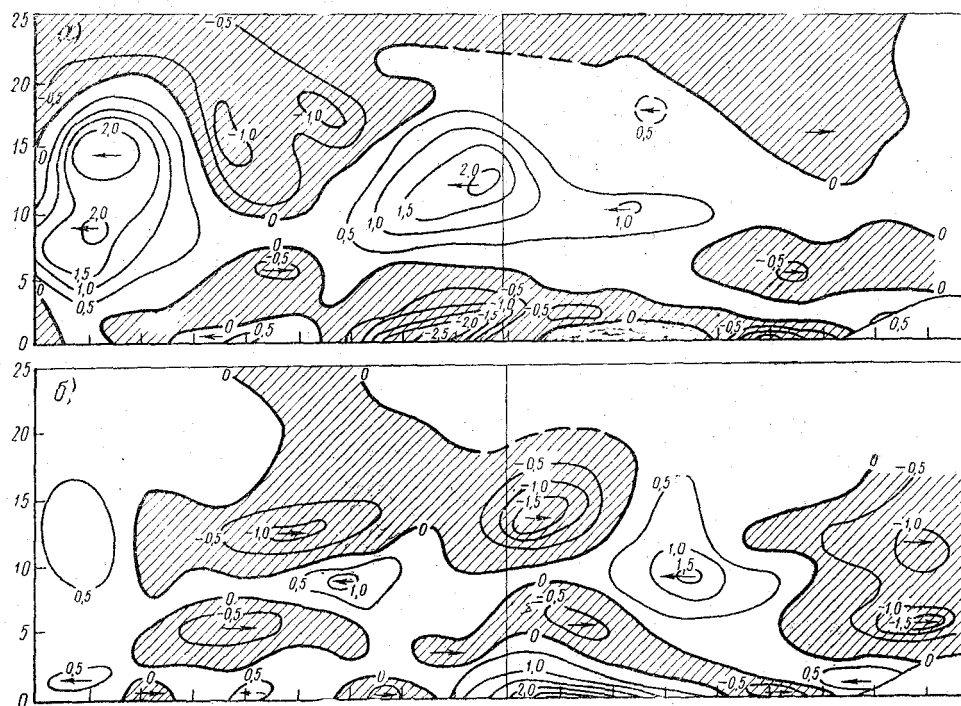


Рис. 37. Средняя меридиональная циркуляция над обоими полушариями: а — январь, б — июль (Заштрихованные области с отрицательными значениями соответствуют северным составляющим)

В январе в нижней тропосфере (уровень моря — 500 гПа) тропических широт северного полушария и экваториальных южного (30° с. ш. — 5° ю. ш.) преобладают северные составляющие ветра (рис. 37). Наибольшие их скорости 2,0—2,5 м/с наблюдаются в слое 1,0—1,5 км вблизи 15° с. ш., где наблюдаются и наибольшие скорости восточных составляющих северо-восточных пас-

сатов. Выше уровня максимума, значения северных составляющих резко убывают и в слое 5—6 км происходит обращение средних меридиональных составляющих. В верхней тропосфере и нижней стратосфере обоих полушарий наблюдаются южные составляющие вектора ветра. Интенсивность сильного южного противотечения возрастает до поверхности 200 гПа. Южные потоки в верхней тропосфере тропических широт северного полушария характеризуют антипассат южного полушария, который прослеживается только на средних многолетних картах.

Таким образом в тропосфере тропических широт формируется замкнутая циркуляционная ячейка Гадлея. В системе ее осуществляется упорядоченный обмен воздушных масс между полушариями.

В нижней тропосфере (уровень моря — 840—870 гПа) умеренных широт наблюдаются слабые южные составляющие, не превышающие 0,5 м/с. Столь малые значения средних меридиональных составляющих здесь обусловлены осреднением близких по абсолютным значениям и противоположных по знаку составляющих на различных долготах вдоль широтных кругов. При этом южные составляющие ($\bar{v} > 0$) равновероятны с северными ($\bar{v} < 0$) и в результате осреднения близки по значениям. По данным Э. Пальмена и И. Ньютона вклад средней упорядоченной циркуляции в межширотный обмен незначителен. Большое значение в процессе обмена вдоль меридиана в умеренных широтах имеют подвижные циклоны и антициклоны, т. е. крупномасштабная турбулентность, а также квазиподвижные стационарные климатические ложбины и гребни. Вблизи поверхности 750 гПа (2,5 км) происходит обращение меридиональных составляющих вектора ветра. Над зоной южных составляющих в верхней тропосфере располагаются северные. В результате в тропосфере умеренных широт также наблюдаются замкнутые циркуляционные ячейки (см. рис. 37).

В нижней тропосфере высоких широт (к северу от 60°) наблюдаются слабые северные составляющие вектора ветра (1,0—1,5 м/с), над ними в верхней тропосфере и нижней стратосфере — слабые южные. Однако, как и в тропосфере умеренных широт значения осредненных меридиональных составляющих плохо отражают локальную циркуляцию. Известно, что в арктической тропосфере зимой наблюдается интенсивная циклоническая деятельность, обусловленная выходом высоких окклюдированных циклонов с Северной Атлантики. Антициклоны наблюдаются преимущественно восточнее меридиана, проходящего через м. Челюскин. В итоге средняя меридиональная составляющая, являющаяся результирующей вдоль широтных кругов, близка к нулю. Имеет значение то, что данные обобщения фактических наблюдений ветра севернее 70° с. ш. являются ориентировочными: чрезвычайно редкая сеть станций, неравномерное распределение ее над Арктиче-

ским бассейном, убывание числа наблюдений с высотой, большая пространственно-временная изменчивость температуры, геопотенциала и ветра в зимней арктической тропосфере и стратосфере снижают точность определения осредненных составляющих вектора ветра.

В июле в северном полушарии средняя циркуляция вдоль меридиана четко не выражена. Скорость меридиональных потоков, осредненных по широтным кругам, почти вдвое меньше, чем соответствующие скорости в январе. В результате статистическая достоверность средней меридиональной циркуляции в высоких и умеренных широтах недостаточна.

В тропических широтах ($10-28^\circ$ с. ш.) в нижней тропосфере наблюдаются северные составляющие северо-восточных пассатов полушария. Наибольшие их значения наблюдаются вблизи 20° с. ш., т. е. на 5° севернее, чем в январе (см. рис. 37).

В экваториальной зоне 300 гПа наблюдаются южные составляющие юго-восточных пассатов южного полушария (1,0—1,4 м/с). Наибольшие их значения наблюдаются в зимнем южном полушарии. Зона конвергенции составляющих северо-восточных и юго-восточных пассатов располагается вблизи 10° с. ш., т. е. пассаты южного полушария проникают в северное.

Над южными составляющими в слое 400—120 гПа наблюдается интенсивный меридиональный поток воздуха с севера (2,5 м/с). Это антипассат северного полушария.

Таким образом, пассаты зимнего полушария далеко проникают в летнее полушарие, антипассаты распространяются из летнего в зимнее. В результате между полушариями в тропосфере и стратосфере происходит интенсивный обмен.

Глава 2

НАРУШЕНИЕ ПРЕОБЛАДАЮЩИХ УСЛОВИЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ

2.1. Нарушение преобладающих условий циркуляции в стратосфере высоких и умеренных широт зимой

Частота и интенсивность перестроек барических полей в стратосфере зависят от времени года.

Наиболее резкие крупномасштабные перестройки их наблюдаются в холодное время года в высоких и умеренных широтах северного полушария.

В это время года барические поля стратосферы отличаются большой сложностью. Центральная часть обширного приполюсного холодного циклона асимметрична относительно полюса и смещена к Евразии. На юге циклон граничит с областями повышенного давления. С увеличением высоты граница переме-

щается к югу. На поверхности 10 гПа (30 км) граница влияния циклона расположена вблизи 30° с. ш., а на поверхности 0,4 гПа смещается к 10° с. ш. В полосе повышенного давления прослеживаются два перманентных антициклона: северо-тихоокеанский (алеутский) и северо-атлантический. Эти барические системы и обуславливают западную циркуляцию с октября по март в пределах всей стратосферы.

По результатам исследований ежедневных полей геопотенциала за длительный период времени, выполненных В. Р. Дубенцовым, Х. П. Погосьяном, А. А. Павловской, Л. А. Рязановой, И. А. Щерба и др., барические системы могут менять свое географическое положение, интенсивность, раздваиваться на два-три самостоятельные центра.

По данным Х. П. Погосьяна раздвоение циклона наблюдается около 30% времени или 50 суток. Однако от одного года к другому вероятность этого явления испытывает изменение. Так, зимой 1963—1964 гг. оно наблюдалось в течение 6% времени (10 суток), а зимой 1966—1967 гг. в течение 66% времени, т. е. 120 суток. Разделение приполюсного циклона сопровождается нарушением западного переноса и полей температуры. В одних районах наблюдается повышение температуры на 15—60°, в других понижение на 15—40° по отношению к средним многолетним значениям (см. табл. 19). Раздвоению приполюсного стратосферного циклона предшествуют интенсивные меридиональные преобразования в тропосфере (Х. П. Погосян, А. А. Павловская, В. Миронович).

В первую половину зимы (октябрь—декабрь) холодный приполюсный циклон симметрично расположен относительно полюса. Во вторую половину зимы (январь—март) развитие стратосферных антициклонов и смещения их с Атлантического и Тихого океанов в высокие широты вызывают сильные колебания в положении приполюсного циклона и его перемещение из околополюсного района к материкам. Циклон смещается к берегам Евразии или Северной Америки в зависимости от того, какой антициклон в стратосфере более активен и интенсивен.

По данным Л. А. Рязановой и И. А. Щерба траектории приполюсного циклона расположены преимущественно в восточном полушарии между 0 и 90° в. д. и находятся севернее 70° с. ш. Только при процессах, связанных с внутрисезонными крупномасштабными перестройками центр может удаляться от полюса значительно дальше.

К. Уилсон и В. Годсон, рассматривая условия циркуляции в нижней стратосфере высоких широт северного полушария по данным за 10 лет на поверхности 100 гПа, выделили два преобладающих типа циркуляции:

1) асимметрическая циркуляция. Она характеризуется теплым гребнем над полуостровом Аляска и Восточной Сибирью и холодным циклоном над Евразией, Карским и Баренцевым морями;

2) биполярная циркуляция — ось ложбины проходит от центральной части Канады до центральной части Сибири. К востоку и западу от нее располагаются теплые гребни повышенного давления.

Алеутский гребень и евразийская ложбина являются квазистационарными, однако над отдельными районами происходит резкая перестройка барических полей, а следовательно, и условий циркуляции. Исходя из этого положения, К. Уилсон и В. Годсон делят арктическую стратосферу на два обширных района.

1. Полуостров Аляска — Восточная Сибирь. Теплый гребень господствует в этом районе в течение всего сезона. Однако интенсивность его может меняться от одного года к другому. Благодаря устойчивости гребня на средних многолетних полях температуры располагается область повышенных значений. По западной периферии этого гребня происходит интенсивный приток тепла из умеренных широт на центральные арктические районы, по восточной периферии — сток холодного воздуха в умеренные широты. Распространение теплого гребня в Арктику способствует появлению квазистационарной интенсивной бароклинной зоны и формированию стратосферных струйных течений.

2. Северная Канада и Северная Атлантика. Район повышенной синоптической активности. Здесь наблюдается либо теплый гребень, либо холодный циклон. Продолжительность существования барических систем, противоположных по знаку, испытывает изменения от одного года к другому.

Это районы повышенной неперiodической изменчивости температуры и геопотенциала.

Л. А. Рязанова, В. Н. Трубников, И. А. Щерба по ежедневным картам барической топографии 30 и 10 гПа за 10 лет выделили характерные особенности барического рельефа в зимней стратосфере высоких и умеренных широт северного полушария.

1. Наличие единого барического центра — приполюсного циклона, симметрично расположенного относительно полюса.

2. Наличие двух барических центров приполюсного циклона и антициклона северо-тихоокеанского или северо-атлантического.

3. Наличие трех барических центров: приполюсного циклона, большая ось которого направлена от Канадского Арктического архипелага к Восточной Азии, и двух антициклонов над Атлантическим и Тихим океанами.

4. Наличие четырех основных барических центров, составляющих так называемую барическую седловину. Приполюсный циклон при этом разделен на два самостоятельных или связанных ложбинной центра, располагающихся над Канадой и Восточной Азией. Эти центры разделены двумя антициклонами, иногда заменяются теплым гребнем, проходящим через полюс.

Таким образом, циркуляция в зимней стратосфере имеет четко выраженную ячеистую пространственную структуру с волновыми числами $m = 0, 1, 2$.

Летнее барическое поле менее сложно; над всем полушарием располагается циркумполярный антициклон. Положение центральной части его относительно полюса стабильно.

2.2. Особенности весенней и осенней перестройки циркуляции в стратосфере высоких широт северного и южного полушарий

Характерной особенностью весенних процессов в стратосфере высоких широт обоих полушарий (50—0,4 гПа) является заполнение зимнего циклона, образование летнего антициклона, изменение направления преобладающих воздушных течений с западных на восточные. В основе их находится сезонное изменение температуры. Радиационное прогревание стратосферы весной начинается в слое стратопавзы, где поглощение солнечной радиации озоном наибольшее, а затем в верхней, средней и нижней стратосфере, т. е. повышение температуры распространяется сверху вниз. Формирование области тепла над полюсом и соответствующего ей летнего антициклона, заполнение остаточных зимних циклонов также первоначально прослеживаются в верхней стратосфере, а затем в средней и нижней (см. табл. 25, 24).

Таблица 24

Дата заполнения зимнего циклона в стратосфере северного полушария. Значения геопотенциала (дам) в его центре и широта местоположения центра, град ф
(Х. П. Погосян, С. С. Гайгеров)

Год	Изобарическая поверхность, гПа								
	30			10			5	2	0,4
	Дата	<i>H</i>	φ	Дата	<i>H</i>	φ	Дата	Дата	Дата
1958	22/VI	2400	48	22/VI	3148	48	—	—	—
1959	5/VI	2400	50	27/V	3124	25	—	—	—
1960	12/VI	2408	44	10/VI	3144	45	—	—	—
1961	25/V	2388	12	25/V	3128	25	—	—	—
1962	15/VI	2408	45	7/VI	3140	38	—	—	—
1963	14/VI	2416	48	12/VI	3148	45	—	—	—
1964	1/VI	2404	50	25/V	3122	35	25/V	20/V	20/V
1965	5/VI	2404	45	29/V	3138	34	19/V	17/V	17/V
1966	27/VI	2432	55	22/VI	3152	35	25/V	22/V	20/V
1967	28/VI	2432	62	13/VI	3128	39	31/V	25/V	17/V

Однако, как следует из табл. 24, 25, даты заполнения зимних циклонов и образования летних антициклонов характеризуются межгодовой изменчивостью.

Таблица 25

Дата появления первого антициклона над северным полушарием
в средней и верхней стратосфере
(С. С. Гайгеров, А. И. Угрюмов)

Год	Изобарическая поверхность, гПа				
	30	10	5	2	0,4
1958	—	10/V	—	—	—
1959	—	20/III	—	—	—
1960	—	17/IV	—	—	—
1961	—	15/III	—	—	—
1962	—	12/IV	—	—	—
1963	—	10/V	—	—	—
1964	25/III	23/III	21/III	21/III	18/III
1965	23/IV	22/IV	19/IV	19/IV	19/IV
1966	16/IV	14/IV	13/IV	12/IV	10/IV
1967	30/IV	29/IV	28/IV	28/IV	26/IV

В одни годы весенняя перестройка полей геопотенциала является ранней и происходит в середине марта, в другие на этой же изобарической поверхности является поздней и происходит в конце апреля, середине мая.

Различия в сроках перестройки зависят от высоты. Наибольшие различия наблюдаются в средней стратосфере в слое 30—10 гПа, где они превышают 40 дней.

Межгодовым колебаниям сроков весенней перестройки полей геопотенциала в средней стратосфере соответствует большая неустойчивость пространственно-временного распределения температуры. В одни годы температура в арктической стратосфере выше по сравнению с температурой в экваториальной стратосфере, в другие — ниже. По данным Л. А. Гавриловой (1957—1964 гг.) среднеквадратические отклонения температуры поверхности 10 гПа достигают 9°, геопотенциала 56 дам (ст. Алерт).

Повышение температуры в марте и устойчивое сохранение повышенных значений в условиях отрицательного радиационного баланса стратосферы, может быть вызвано только горизонтальными притоками тепла (см. уравнение притока тепла). Расчеты произведенные А. И. Угрюмовым, С. С. Гайгеровым, показали, что при значениях меридиональных градиентов средней температуры $\frac{\partial T}{\partial \varphi} = 0,4$ град/100 км и скорости переноса 30—50 м/с адвективные повышения температуры могут превышать понижение температуры, обусловленное радиационным выхолаживанием.

Таким образом, скорость повышения температуры в арктической стратосфере в марте определяется в основном интенсивностью межширотного обмена. Ранние весенние перестройки полей геопотенциала вызваны увеличением межширотного обмена в конце зимы.

По данным Г. Оринга в апреле радиационный баланс в стратосфере положительный (3×10^{-3} кал/см²·мин), однако он еще недостаточен, чтобы формировать устойчивую область тепла и соответствующий ей антициклон. С момента образования антициклона и до первых чисел мая значения геопотенциала в центральной части его убывают. Колебания интенсивности антициклона обусловлены флуктуациями интенсивности межширотного обмена.

В мае, когда суммарный радиационный баланс над полюсом в слое 21—55 км превышает 4×10^{-3} кал/см²·мин, антициклон и соответствующий ему восточный перенос в стратосфере окончательно устанавливаются.

В течение мая и июня происходит усиление теплого полярного антициклона, который достигает максимальной интенсивности в середине июля. В среднем от апреля к июлю температура на 80° с. ш. (о. Хейса) возрастает на высотах 35—45 км на 13—14°, а высота поверхности 2 гПа на 2200 дам.

Над Антарктидой весенняя перестройка всегда начинается в верхней мезосфере, а затем обнаруживается в верхней стратосфере. Установление восточного потока во всей стратомезосфере происходит через один-два месяца после начала весенней перестройки в верхней стратосфере. Сроки перестройки циркуляции во всей толщине стратосферы близко совпадают со сроком наступления последнего стратосферного потепления в конце зимы.

Установление зимнего режима температуры и ветра в стратосфере Антарктики, как и в Арктике, начинается снизу. Осенняя перестройка полей обычно происходит последовательно, начиная с установления западного потока в нижней, средней и верхней стратосфере.

Сроки перестойки колеблются от года к году в пределах 1—1,5 месяца. Перестройка в средней и верхней стратосфере и нижней стратосфере наступает практически одновременно.

Глава 3

КВАЗИДВУХЛЕТНИЕ КОЛЕБАНИЯ В АТМОСФЕРЕ

3.1. Двухлетняя цикличность восточных и западных составляющих ветра в экваториальной стратосфере

Циклический характер в изменении метеорологических элементов и явлений во времени в настоящее время не вызывает сомне-

ний. Исследованию их посвящено большое количество работ (А. И. Воейков, О. А. Дроздов, В. Р. Дубенцов, А. Л. Кац, Х. П. Погосян, Т. В. Покровская, Л. Р. Ракипова, Н. И. Яковлева, Р. Рид, Р. Эбдон и многие др.).

Циклы, прослеживающиеся в атмосфере Земли, многообразны. Короткопериодные колебания накладываются на периоды колебаний большей длительности, усложняют характер развития процессов.

Квазидвухлетняя цикличность ветра в экваториальной стратосфере выражена наиболее четко по сравнению с другими видами цикличности. Отчетливо она прослеживается в слое 50—100 гПа. Квазидвухлетняя цикличность характеризуется тем, что в течение приблизительно одного года зональные составляющие ветра имеют восточное направление — восточная фаза, а в следующем году западное — западная фаза. Такое чередование направления ветра лучше всего выражено в узкой приэкваториальной зоне 8—9° с. и ю. ш. (2000 км).

Смена фаз квазидвухлетнего цикла рассматривается на поверхности 30 гПа, где амплитуда среднемесячных значений западных и восточных составляющих ветра достигает максимальных значений 20 м/с.

Типичная картина вертикального распределения среднемесячных значений зональных составляющих ветра в нижней экваториальной стратосфере представлена на рис. 38. Из рис. 38 следует, что направление воздушных потоков с высотой испытывает большое изменение. Например, в январе 1954 г. западный ветер занимал слой между высотами 16 и 23 км, а выше до высот 28—30 км наблюдался восточный ветер. В августе 1954 г. восточный поток занимал почти всю нижнюю стратосферу (16—28 км), а в январе 1955 г. он сохранился лишь в слое 18—22 км, т. е. примерно в том слое, в котором в январе 1954 г. наблюдался западный ветер. Западный ветер в нижней стратосфере вначале возникает на верхних уровнях и затем постепенно распространяется вниз. Это видно по наклону нулевой изотак, разделяющей составляющие противоположных направлений. Смена направления на поверхности 10—15 гПа начинается примерно на 12—13 месяцев раньше, чем она наступает на уровне 30 гПа. Скорость опускания этих ветров вниз составляет в среднем около 1—2 км в месяц.

Продолжительность периодов с восточной и западной составляющими с высотой не остается постоянной. Средняя продолжительность периода с восточной составляющей с высотой возрастает с 9,8 месяца на поверхности 80 гПа до 15,3 месяца на поверхности 15 и 10 гПа. Продолжительность периода с западной составляющей, наоборот, с высотой уменьшается с 16,5 месяца на поверхности 80 гПа до 11,0 месяца на поверхности 10 гПа. Средняя продолжительность цикла на различных поверхностях колеблется от 24,9 до 26,3 месяца. В слое 23—24 км продолжительность как за-

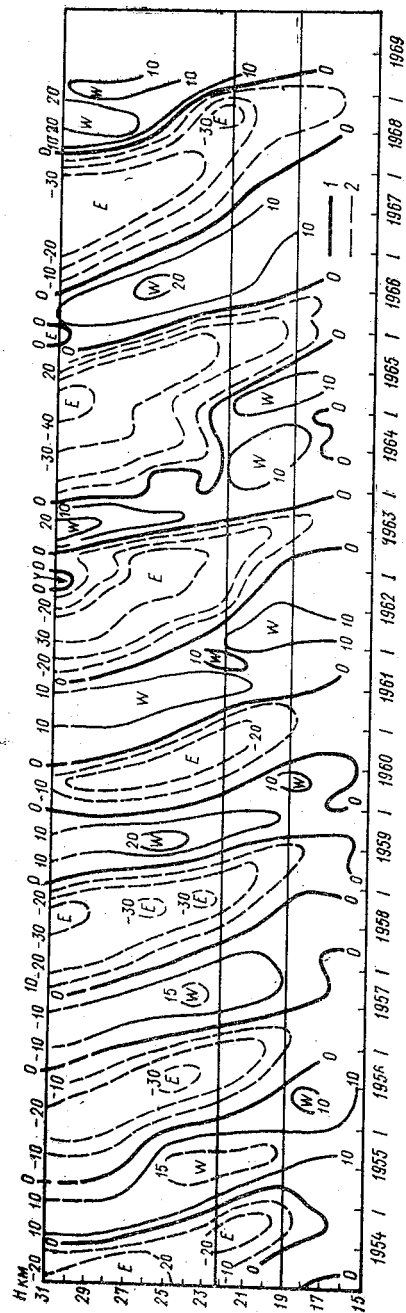


Рис. 38. Временный вертикальный разрез зональных составляющих ветра над островом Кантон (3° ю. ш., 171° з. д.), 1953—1969 гг.:
1 — изотехи западных составляющих; 2 — восточных составляющих

падной, так и восточной составляющих составляет около 13 месяцев. Таким образом, цикл не строго двухлетний и лишь в среднем его продолжительность равна 26 месяцам, в связи с этим неизбежны случаи нарушения чередования календарных характеристик цикла.

Смена фазы ветра начинается в период спада скорости предыдущего направления ветра. Она происходит не одновременно во всей экваториальной зоне. В одних районах экваториальной зоны осуществляется раньше, в других — позднее. Это занимает промежуток времени в два-три месяца. Устойчивость восточной и западной фазы не одинакова. По данным Л. Г. Немировской (1957—1965 г.) в период максимального развития восточной фазы цикла вероятность восточных составляющих ветра в месяцы на поверхности 30 гПа, достигает 99%, а средняя скорость их 25—30 м/с. Вероятность меридиональных направлений в стратосфере экваториальной зоны очень мала.

В отличие от этого, в период максимального развития западной фазы, вероятность западных составляющих существенно зависит от долготы. В отдельные годы она не превышает 42%, а средняя скорость 10—15 м/с. Возможны нарушения западного потока. Вероятность меридиональных составляющих в экваториальной зоне возрастает до 32%.

Таким образом, западная фаза цикла является менее устойчивой и менее продолжительной по сравнению с восточной. Значения температуры в период западной фазы, как правило, несколько выше, чем в периоды восточной. По данным Р. Рида максимальная амплитуда 26-месячного колебания температуры около 2°. Она наблюдается над экватором в слое 23—31 км. От экватора по направлению к северу амплитуда уменьшается и достигает минимума 0,5° вблизи 15° с. ш.

Температурная стратификация в экваториальной зоне также зависит от фазы двухлетнего цикла. В слое западных ветров отмечается ослабление отрицательных вертикальных градиентов температуры.

Из карт глобальных полей средних значений геопотенциала поверхностей 50 и 30 гПа, построенных А. А. Павловской по данным за 1964—1971 гг. раздельно для восточных и западных фаз цикла, в январе видны существенные различия в полях геопотенциала в тропической и особенно в экваториальной зоне. Эти поля различаются не только по интенсивности барических образований, но и по структуре полей.

В период восточной фазы для стратосферы тропической зоны в зимнем северном полушарии характерна полоса повышенного давления. Внутри ее выделяются антициклон над Тихим океаном и менее развитые антициклоны над Африкой и Атлантикой, а для экваториальной зоны — область пониженного давления. Одновременно в летнем южном полушарии планетарный страто-

сферный антициклон распространяется вплоть до экваториальной зоны.

В период западной фазы в экваториальной стратосфере на повышенном фоне давления наблюдаются слабовыраженные антициклоны. Эти изменения в структуре поля происходят в результате роста геопотенциала, который охватывает полностью тропические зоны обоих полушарий. Однако более значительное повышение геопотенциала над экватором, чем повышение геопотенциала на небольшом удалении от него, приводит к появлению слабо выраженной полосы пониженных значений давления в зоне $5-15^\circ$ южного летнего полушария. Это вызывает обращение горизонтального градиента геопотенциала по сравнению с направлением его при восточной фазе и появление западных ветров в экваториальной зоне. На поверхности 30 гПа и выше потоки объединяются с западными ветрами на периферии планетарного зимнего циклона.

В этот период цикла в экваториальной стратосфере, во внетропических широтах зональная циркуляция усилена, а меридиональная ослаблена. В результате создаются благоприятные условия для радиационного охлаждения воздуха в высоких широтах и радиационного нагревания в низких. В условиях малоградиентных полей температуры и геопотенциала в экваториальной зоне небольшое повышение температуры на несколько десятых градуса (до $1-2^\circ$) при переходе от восточной фазы к западной достаточно для изменения структуры поля геопотенциала и обращения горизонтального градиента его.

Восточные ветры в экваториальной стратосфере становятся наиболее устойчивыми в периоды преобладания меридиональной циркуляции во внетропических широтах. При усилившемся межширотном воздухообмене усиливаются процессы антициклогенеза в Арктике и субтропической зоне полушария.

В июле структура полей AT_{30} в северном и южном полушариях в одноименные сезоны и периоды фаз аналогична.

В экваториальной стратосфере интенсивность годового хода среднемесячных значений геопотенциала и температуры испытывает изменение во времени. Так, если восточная фаза с характерными для нее пониженными значениями геопотенциала (температуры) над экватором приходится на зиму, а западная фаза с повышенными значениями геопотенциала (температуры) — на лето, годовые амплитуды метеовеличин достигают наибольших значений. При обратном сочетании сезонов и фаз амплитуды наименьшие.

Таким образом, квазидвухлетняя цикличность составляющих ветра в экваториальной стратосфере наиболее отчетливо выражена в зимнем полушарии, не зависит от сезонных радиационных условий. Она обусловлена цикличностью атмосферных процессов во внетропических широтах Земли, где сосредоточены большие запасы энергии.

3.2. Проявление двухлетней цикличности во внетропических широтах

Квазидвухлетняя цикличность — явление глобальное. Она обнаруживается в полях всех метеовеличин и явлений на уровне моря в тропосфере и стратосфере. Однако четкость ее проявления в пространстве и времени неодинакова. Наиболее отчетливо она проявляется в различии характера преобладающей формы атмосферной циркуляции во внетропических широтах северного и южного полушарий независимо от времени года. Представление о ней дают изменения барических полей. Так, Н. И. Яковлева, применив спектральный анализ к временным рядам среднемесячных значений давления и температуры воздуха на уровне моря по станциям северного полушария за период 1891—1973 гг., определила вклад квазидвухлетней цикличности в общие дисперсии давления, характеризующие их изменчивость. В среднем вклад квазидвухлетней цикличности составляет 4—7%. Более четко проявление цикличности зимой (6—7%) и летом (4—5%).

Близкие значения вкладов цикличности в общую изменчивость среднегодовых данных температуры воздуха на уровне моря получены Т. В. Покровской.

Пространственное распределение вклада квазидвухлетней цикличности зависит от времени года.

Наибольшие вклады в дисперсии среднемесячных значений температуры воздуха зимой и летом наблюдаются над Евразией, югом Северной Америки, п-вом Аляска.

Максимальный вклад в дисперсии среднемесячных значений давлений зимой и летом наблюдается над северо-восточной частью Европы (до 15—17%). В переходные месяцы над северными акваториями Атлантического и Тихого океанов. Колебания давления на уровне моря с периодом 28 месяцев обнаружены методом гармонического анализа в районах преобладания субтропических антициклонов Атлантики и Тихого океана, а также циклонов умеренных широт. Колебания лучше всего выражены в Атлантике, где в области Азорского антициклона амплитуда колебаний достигает 0,4 гПа, а в области исландского циклона 0,6 гПа. Обнаружена скрытая периодичность в колебаниях координат расположения среднемесячных центров субтропических антициклонов. Амплитуда составляет около 1° широты. Колебания давления в областях Азорского антициклона и Исландского циклона находятся почти в противофазе. Это приводит к усилению квазидвухлетних колебаний западной составляющей ветра в тропосфере умеренных широт.

Квазидвухлетняя цикличность находит отражение и в структуре полей аномалий не только давления и температуры на уровне

моря, но и геопотенциала поверхности 500 гПа над северным полушарием. По данным Х. П. Погосяна (1954—1974 гг) в тропосфере и стратосфере внетропических широт наблюдается колебание интенсивности меридиональной циркуляции, происходит усиление горизонтальных притоков тепла и процессов антициклогенеза в высоких широтах. В результате в эти периоды, соответствующие восточной фазе в экваториальной стратосфере, зимой над высокими широтами на уровне моря и в тропосфере (500 гПа) формируется обширная область положительной аномалии, устойчивая во времени. Центральная часть ее на поверхности 500 гПа располагается над Гренландией (4,4 дам) и севером п-ва Аляска (8,6 дам). Область отрицательных значений аномалии AH_{500} (28,2 дам) с центром над северо-западом Европейской территории СССР протянулась широкой полосой от побережья Африки через Европу на север Азии и Тихий океан.

При западной фазе наблюдается обратная тенденция в колебании давления по сравнению с изменением его при восточной. Поле аномалии геопотенциала поверхности 500 гПа характеризуется многочисленными мелкими очагами со значениями от —3 до 6 дам. В высоких широтах наблюдаются отрицательные аномалии.

Проявление квазидвухлетней цикличности для различных уровней имеет свои характерные особенности.

По данным Л. Г. Заставенко характерной особенностью полей средних значений геопотенциала поверхностей 50—30 гПа, полученных по многолетним данным зимой во внетропических широтах северного полушария, является наличие циклона над высокими широтами и северными районами умеренных широт и области высокого давления над Тихим океаном. Двухлетняя цикличность находит отражение в изменении интенсивности этих барических образований, местоположении их центральных частей. Это наиболее хорошо можно проследить по средним глобальным полям геопотенциала поверхности 30 гПа, соответствующим восточной и западной фазам в экваториальной стратосфере. При переходе от одной фазы к другой отмечается тенденция к смене знака разности геопотенциала (рис. 39). Это не может не найти отражения в квазидвухлетней цикличности глобальной атмосферы циркуляции. Она проявляется в усилении и ослаблении меридиональных процессов, изменении интенсивности зональной циркуляции во всех широтных зонах северного и южного полушарий.

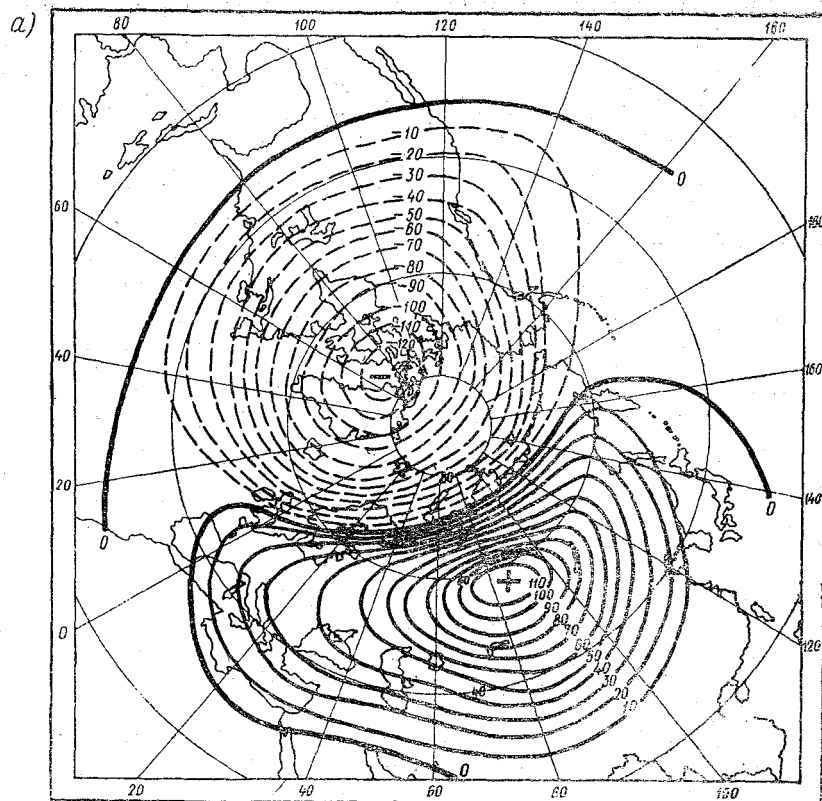


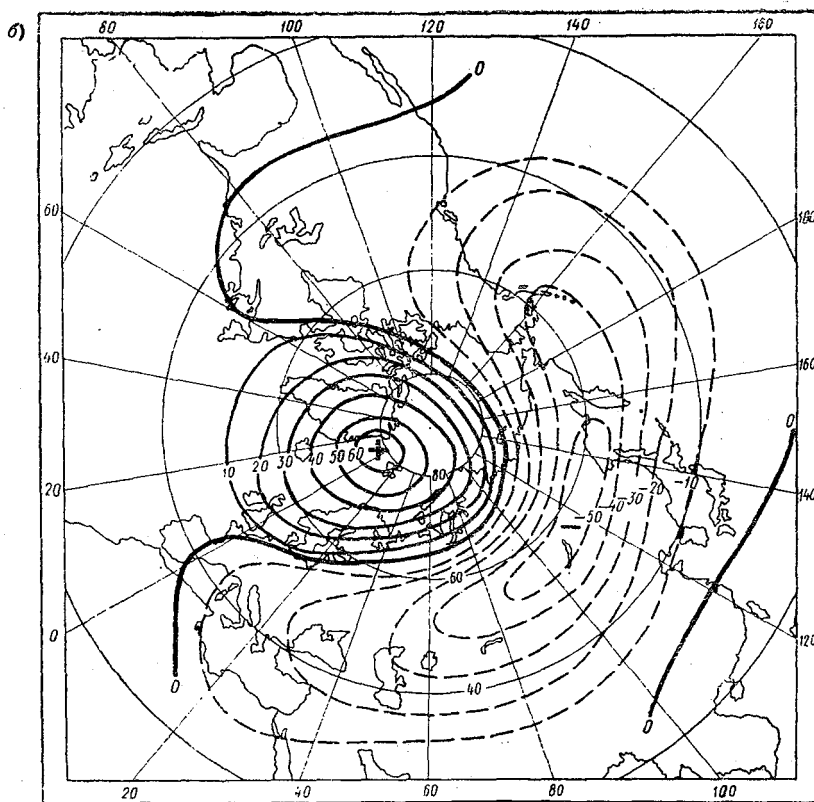
Рис. 39. Изолинии δH_{2-1}
а — март 1965 г. — 1964 г.,

РАЗДЕЛ III.

РЕЖИМ ВЛАЖНОСТИ В ТРОПОСФЕРЕ

Водяной пар относится к непостоянным компонентам состава атмосферного воздуха и в весовом отношении составляет всего несколько процентов. Однако с содержанием его в атмосфере и переходом из газообразного состояния в жидкое и твердое связаны важнейшие процессы формирования погоды и климата.

Содержание водяного пара в атмосфере существенно сказывается на теплом балансе деятельной поверхности и системы земля—атмосфера вследствие поглощения и излучения длинноволновой радиации. Облака, возникающие при конденсации водяного пара в атмосфере, отражают, рассеивают и поглощают солнечную радиацию, определяют противоизлучение атмосферы.



на поверхности 10 гПа:
б—март 1966 г. — 1965 г.

Общее влагосодержание атмосферы является одной из основных составляющих влагооборота, в процессе которого осуществляется постоянный обмен влагой между гидросферой, атмосферой, литосферой и перенос скрытой энергии.

Глава 1

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВЛАЖНОСТИ

1.1. Основные физические процессы, формирующие режим влажности

Содержание водяного пара в атмосфере и его изменение во времени зависят от многих физических процессов и их сложного

9*

взаимодействия в системе океан—атмосфера—суша. Некоторое представление об этом дает уравнение притока влаги

$$\frac{\partial q}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y} \right) - \omega \frac{\partial q}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(k \rho \frac{\partial q}{\partial z} \right) + r,$$

где $\frac{\partial q}{\partial t}$ — изменение влажности во времени в фиксированной точке;

u, v — горизонтальные составляющие вектора ветра; $\frac{\partial q}{\partial x}$

и $\frac{\partial q}{\partial y}$ — изменение влажности вдоль осей x и y ; ω — вертикальная составляющая вектора ветра; ρ — плотность воздуха; k —

коэффициент турбулентной диффузии водяного пара; r — количество влаги, испарившейся или сконденсированной. Согласно уравнению влажной в определенной точке пространства изменяется под влиянием следующих процессов.

1. Перенос водяного пара упорядоченными средними движениями по горизонтали $-\left(u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y} \right)$. Под его влиянием может происходить увеличение удельной влажности $\frac{\partial q}{\partial t} > 0$, если

смещение воздушных масс происходит из области с более высокими значениями q в области с более низкими значениями q (направив ось x вдоль потока, имеем: $u > 0, v = 0, \frac{\partial q}{\partial x} < 0$,

$-u \frac{\partial q}{\partial x} > 0$). В случае, когда в направлении переноса удельная

влажность возрастает $\frac{\partial q}{\partial x} > 0$, под влиянием адвекции влажность

убывает $\frac{\partial q}{\partial t} < 0$.

2. Перенос водяного пара упорядоченными вертикальными потоками вследствие конвекции. В случае убывания удельной влажности с высотой, что наиболее часто наблюдается в атмосфере, при восходящем движении ($\omega > 0$) на фиксированной изобарической поверхности влажность увеличивается со временем $\frac{\partial q}{\partial t} > 0$,

а при нисходящем $\omega < 0$ — уменьшается $\frac{\partial q}{\partial t} < 0$.

3. Турбулентная диффузия в вертикальном и горизонтальном направлении. Диффузия всегда приводит к выравниванию удельной влажности, если не происходит приток или отток водяного пара. Наиболее существенная роль диффузии в вертикальном

направлении. Перенос и перераспределение водяного пара по горизонтали осуществляется в основном адвекцией. Турбулентная диффузия в этом переносе играет заметную роль в тех областях, где резко изменяются физические свойства подстилающей поверхности (например, вблизи побережья континента, орографических препятствий и т. д.).

1.2. Пространственно-временное распределение влажности в тропосфере

Для характеристики режима влажности в атмосфере широко используется удельная влажность, так как при движении она сохраняет постоянной свою величину. Непосредственно радиозондами удельная влажность не измеряется. Она рассчитывается для каждого конкретного подъема по данным влажности (для станций СССР) или по данным точки росы (для зарубежных станций) по формулам

$$q = 622 \frac{E_{\omega}(T)u}{p}, \quad q = 622 \frac{E_{\omega}(T_d)}{p},$$

где E_{ω} — упругость водяного пара, гПа; $T = 273,16 + t$ — температура воздуха в градусах Кельвина; t — температура воздуха в градусах Цельсия; u — относительная влажность в процентах; $T_d = 273,16 + t_d$ — точка росы в градусах Кельвина; t_d — точка росы в градусах Цельсия; p — давление, гПа.

Распределение влажности в тропосфере имеет сложный характер. Оно определяется не только скоростью испарения, интенсивностью горизонтальных притоков влаги и турбулентного теплообмена деятельной поверхности с вышележащими слоями, но и температурой воздуха. Максимальное содержание водяного пара — упругость насыщения E_{ω} — зависит от температуры воздуха.

Средние зональные значения удельной влажности в нижней тропосфере представлены в табл. 26.

Из таблицы следует, что значения $\bar{q}_3$ в течение всего года возрастают к экватору. Максимальные значения влажности в тропосфере экваториальной зоны обусловлены большой скоростью местного испарения с поверхности океанов и суши, покрытой влажными тропическими лесами в условиях повышенного радиационного баланса деятельной поверхности, горизонтальными притоками влаги в пассатах северного и южного полушарий и преобладанием неустойчивой стратификации (см. рис. 28).

В январе характерной особенностью распределения средних многолетних значений удельной влажности в тропосфере внетропических широт северного полушария является наличие области низких значений ее над высокими широтами. Ложбины пониженных значений от нее направлены на наиболее выхолаженные восточные части Евразии и Северной Америки, где влияние гори-

горизонтальных притоков влаги с Атлантического и Тихого океанов ослаблено. Гребни повышенных значений влажности согласуются с областями тепла в нижней тропосфере и располагаются над восточными акваториями океанов и западными побережьями континентов. Расположение изограмм близко к изотермам и характеризуется отчетливо выраженной меридиональностью. Горизонтальные градиенты средних многолетних значений влажности направлены вглубь континентов вдоль широких кругов. Различия в увлажнении западных и восточных побережий континентов обусловлены интенсивностью горизонтальных притоков влаги.

Таблица 26

Средние зональные значения удельной влажности (г/кг)
в нижней тропосфере

Широта, град	1 км				3 км			
	I	IV	VII	X	I	IV	VII	X
70	1,0	1,5	4,7	2,0	0,6	0,8	2,6	1,1
60	1,5	2,3	6,1	2,9	0,9	1,3	3,4	1,6
50	2,3	3,4	7,5	4,1	1,4	1,9	4,8	2,3
40	3,6	5,1	9,5	6,0	2,2	2,8	5,2	3,2
30	5,8	6,9	11,0	7,9	3,2	3,7	5,9	4,2
20	7,5	9,1	12,2	10,0	4,1	4,6	6,4	5,3
10	9,3	11,0	12,9	11,5	4,9	5,4	7,0	6,4

В июле область пониженных значений влажности в тропосфере сохраняется над Арктикой, с увеличением высоты центральная часть ее смещается на Гренландию. Во внетропических широтах различия в скорости испарения и интенсивности турбулентного обмена над океанами и континентами выражены слабее по сравнению с зимой. Над восточными побережьями континентов преобладают горизонтальные притоки влаги с океанов.

В результате различия в увлажнении западных и восточных побережий континентов сглажены. Распределение изограмм в тропосфере внетропических широт более зонально.

В тропических широтах зональное распределение изограмм нарушено распределением океанов и континентов, циркуляционными системами пассатов и муссонов. Сезонный ход удельной влажности наиболее отчетливо выражен над континентами в зоне субэкваториальных муссонов по классификации Б. П. Алисова.

1.3. Особенности вертикального распределения влажности в различных широтных зонах

Характерной особенностью вертикального распределения средней удельной влажности, так же как и средней температуры воздуха, является ее убывание с высотой, независимо от состояния неба (рис. 40). Концентрация водяного пара в слое 400—200 гПа на один-два порядка ниже его концентрации на уровне станции. По данным В. С. Комарова в умеренных широтах в январе (г. Калининград) влажность уменьшается от 2,39 г/кг на уровне станции до 0,15 г/кг в верхней тропосфере.

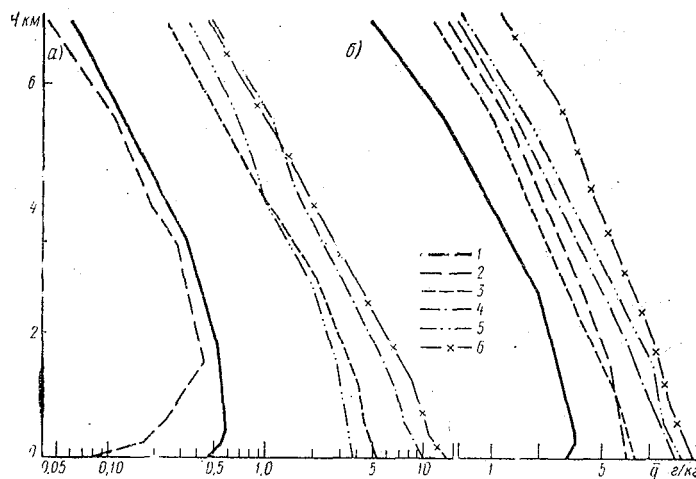


Рис. 40. Вертикальные профили средних многолетних значений удельной влажности (1961—1970 гг.) для января (а) и июля (б):

1—Туле (76° с. ш., 69° в. д.), 2—Якутск—(62° с. ш., 120° в. д.), 3—Корабль погоды „С“ (52° с. ш., 36° з. д.), 4—Корабль погоды „Е“ (35° с. ш., 48° з. д.), 5—Литл-Рока (34° с. ш., 92° з. д.), 6—Аден (13° с. ш., 46° в. д.)

Значение вертикального градиента влажности $\left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial z}\right)$ зависит от широты (φ), долготы (λ), высоты над уровнем моря (H) и времени года ($h_{\odot}$).

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial z} = f(\varphi, \lambda, H, h_{\odot}).$$

Наибольшие значения вертикальных градиентов средней удельной влажности и их пространственная неоднородность наблюдаются в пограничном слое (уровень станции—850 гПа).

В этом слое сконцентрировано 60—70% от его общего содержания в тропосфере. Повышенные значения градиентов $\frac{\partial \bar{q}}{\partial z}$, равные 0,42—0,76 г/кг/100 м зимой и 0,85—0,97 г/кг/100 м летом отмечаются в зоне 15—40° с.ш. над западными и центральными акваториями Атлантического и Тихого океанов, где теплые океанические течения Гольфстрим и Куро-Сиво еще не отошли от восточных побережий континентов. Им соответствуют сверхадиабатические градиенты средней температуры $\left(\frac{\partial \bar{t}}{\partial z}\right)$, равные 1,00—1,12 град/100 м. Столь значительное изменение метеовеличин с увеличением высоты вызвано максимальным, для северного полушария, испарением до 3200 мм/год и прогреванием воздушных масс в условиях повышенных значений радиационного баланса деятельной поверхности. Известный вклад в увеличение значений вертикальных градиентов вносят и горизонтальные притоки воздушных масс с более низким влагосодержанием: зимой с выхолаженного континента, а летом с океанических районов умеренных широт. К северу и к югу от этих широт значения $\frac{\partial \bar{q}}{\partial z}$ и $\frac{\partial \bar{t}}{\partial z}$ существенно меньше.

В пограничном слое умеренных широт вертикальные градиенты метеовеличин испытывают отчетливо выраженные сезонные изменения.

Над континентами значения $\frac{\partial \bar{q}}{\partial z}$ и $\frac{\partial \bar{t}}{\partial z}$ от зимы к лету возрастают и могут менять знак на противоположный. Так, зимой над выхолаженными континентами $\frac{\partial \bar{q}}{\partial z} < 0$, $\frac{\partial \bar{t}}{\partial z} < 0$ либо $\frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \rightarrow 0$, $\frac{\partial \bar{t}}{\partial z} \rightarrow 0$.

Наиболее интенсивные инверсии влажности, соответствующие инверсиям температуры, наблюдаются над Восточной Сибирью. Так, в районе Якутска средняя температура повышается на 15,9°С (от —40,7° на уровне станции до —24,8° на поверхности 850 гПа), а средняя удельная влажность соответственно возрастает на 0,35 г/кг (от 0,08 до 0,43 г/кг). Инверсии температуры обусловлены интенсивным радиационным выхолаживанием в условиях преобладания антициклонального режима, ослабления влияния Атлантики. Низкие температуры воздуха определяют сублимацию водяного пара над устойчивым снежным покровом.

Летом над прогретыми континентами ($R > 0$) отмечается максимум испарения и интенсивности турбулентного теплообмена в годовом ходе. В результате $\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} > 0$,

Над океанами значения $\frac{\partial \bar{q}}{\partial z}$ от зимы к лету убывают.

В пограничном слое высоких широт, севернее 75° с. ш., инверсий средней температуры и влажности наблюдаются в течение всего года. Зимой вертикальная протяженность и интенсивность инверсий больше по сравнению с летом. Над северным побере-

ремьям континентов закономерности годового хода $\frac{\partial \bar{q}}{\partial z}$ близки к закономерностям в умеренных широтах.

Индивидуальные вертикальные профили влажности характеризуются более сложным распределением ее: слои убывания могут чередоваться со слоями возрастания.

1.4. Непериодическая изменчивость влажности

В тропосфере внетропических широт изменения температуры и влажности синхронны, т. е. повышение температуры сопровождается повышением влажности и наоборот. Особенно отчетливо это проявляется в холодное время года. В результате пространственное распределение изменчивости влажности (σ_q) согласуется с распределением изменчивости температуры (σ_t).

По данным В. С. Комарова в январе в тропосфере над континентами умеренных широт четко прослеживаются два максимума изменчивости температуры и удельной влажности: основной — в приземном слое $\sigma_t = 7-8^\circ$, а $\sigma_q = 1,0-1,5$ г/кг, $\frac{\sigma_q}{q} = 70-99\%$, вторичный — в слое 900—700 гПа, $\sigma_t = 5-7^\circ$, $\sigma_q = 0,60-1,30$ г/кг, $\frac{\sigma_q}{q} = 60-80\%$ (рис. 41).

Основной максимум изменчивости температуры и удельной влажности в это время года формируется в результате тесного взаимодействия интенсивности горизонтальных притоков тепла и влаги, и радиационных процессов.

Вторичный максимум изменчивости температуры и влажности обусловлен в основном колебаниями верхней границы облаков. По данным А. М. Баранова наибольшая вероятность появления верхней границы фронтальной и внутримассовой облачности наблюдается в слое 1,1—3,0 км.

Над океанами основной максимум изменчивости этих метеорологических величин не наблюдается вследствие большой скорости трансформации воздушных масс (И. В. Ханевская, Х. Г. Погосян). Максимум в слое 900—700 гПа сохраняется.

От зимы к лету характер изменения σ_t и σ_q , $\frac{\sigma_q}{q}$ с увеличением высоты в тропосфере несколько меняется. В частности, ле-

том (в отличие от зимы) максимум изменчивости температуры и влажности в приземном слое отсутствует не только над океанами, но и над всей акваторией Арктического бассейна. В высоких широтах положительный радиационный баланс подстилающей поверхности и горизонтальные притоки тепла с континентов в основном затрачиваются на таяние снежного и ледяного покрова. В результате значения температуры на уровне моря близки к 0° .

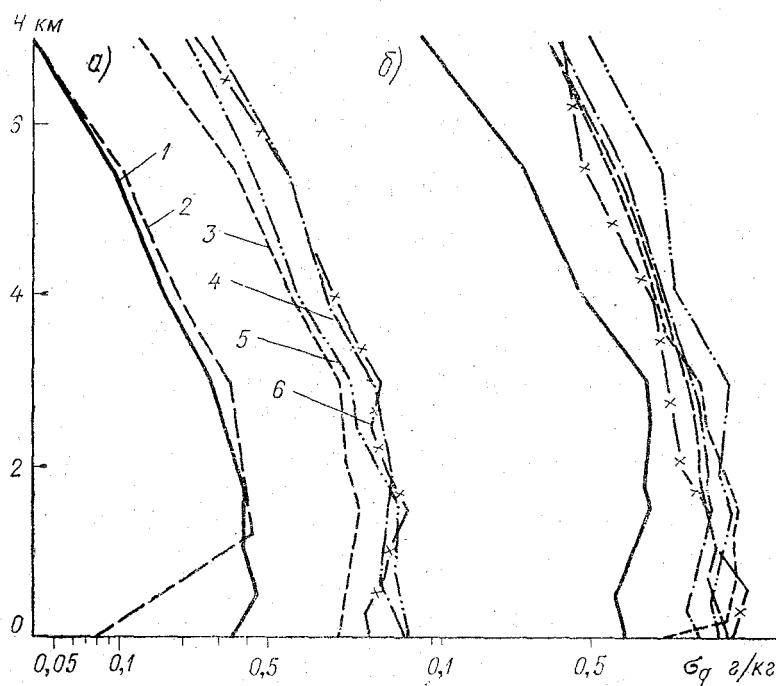


Рис. 41. Вертикальные профили средних квадратических отклонений удельной влажности.
(Условные обозначения см. рис. 40)

Над континентами умеренных широт, в связи с ослаблением интенсивности горизонтальных притоков влаги, основной вклад в формирование приземного максимума изменчивости температуры и влажности вносят радиационные процессы, а именно суточный ход этих метеовеличин. Особенностью вертикального рас-

пределения σ_t , σ_q , $\frac{\sigma_q}{q}$ в это время года является повсеместное

наличие хорошо выраженного (в отличие от зимы) максимума изменчивости температуры и влажности в верхней тропосфере, связанного с колебаниями верхней границы фронтальной облачности типа $Ns-As$ и кучевой облачности Cb .

В тропосфере над континентальными районами субтропических и тропических широт приземный максимум изменчивости температуры и влажности формируется в основном под воздействием радиационных процессов. Он обусловлен суточным ходом температуры, интенсивности местного испарения и турбулентного теплообмена. Однако в районах пустынь повышение температуры в суточном ходе не сопровождается увеличением содержания водяного пара в приземном слое вследствие малой увлажненности почвы. Влажность в приземном слое не реагирует на значительные суточные колебания температуры воздуха. Это имеет место над пустынными районами Северной Африки и Аравийского полуострова. В результате согласования в распределении σ_q и σ_t над этими районами не отмечается.

Второй максимум изменчивости температуры и влажности в слое 900—700 гПа обусловлен колебанием верхней границы облаков нижнего яруса.

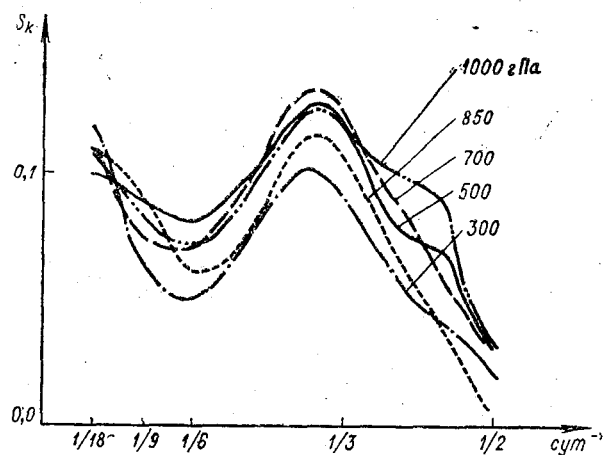


Рис. 42. Нормированная спектральная плотность удельной влажности в тропосфере по данным ст. Абиджан (05°15' с. ш., 03°56' з. д.). Декабрь—февраль 1966—1970 гг.

В нижней тропосфере экваториальных широт наблюдается лишь один максимум. С декабря по февраль он наблюдается вблизи поверхности 850 гПа $\sigma_q = 3,0$ г/кг. Он обусловлен смещением внутритропической зоны конвергенции в этот период времени. Над западной Африкой это трехсуточные колебания ВТЗК. Об этом свидетельствует расчет спектральной плотности (S_k), который позволил оценить вклад различных колебаний удельной влажности в общую дисперсию временного ряда ее (рис. 42).

$$S_k = \frac{2}{\pi} \int_0^{\infty} \rho(\tau) \cos \omega \tau d\tau,$$

где $\rho(\tau)$ — автокорреляционная функция; $\omega = \frac{2\pi}{T_k}$ — частота; T — период колебаний; k — номер гармоники.

Глава 2

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВЛАГОСОДЕРЖАНИЯ АТМОСФЕРЫ ЗЕМЛИ

2.1. Общее влагосодержание атмосферы

Влагосодержание характеризует запас атмосферной влаги, которая может быть осаждена в виде осадков. Общая масса водяного пара в вертикальном столбе атмосферы определяется по материалам ежедневных и многолетних наблюдений аэрологических станций по формуле

$$\Omega_i = \frac{1}{g} \int_{p_0}^p q_i dp,$$

где q — ускорение силы тяжести, см/с²; p_0 и p — давление на уровне станции и верхней границе рассматриваемого слоя атмосферы, гПа; q_i — удельная влажность. При расчетах принимают $g = 980,6$ см/с².

В слое земля — 500 гПа количество водяного пара независимо от времени года составляет 89—94%, а в слое земля — 200 гПа сконцентрирован практически весь водяной пар атмосферы. Он может быть разделен на части, приходящиеся на слои между уровнем станции и изобарической поверхностью 850 гПа и далее между поверхностями 850—700, 700—500, 500—400, 400—300 и 300—200 гПа.

Общее влагосодержание этих малых слоев $\Delta\Omega_i$ и атмосферы в целом Ω определяется по формулам

$$\Delta\Omega_i = 0,00102 q_i \Delta p_i,$$

$$\Omega = \sum_{i=1}^k \Delta\Omega_i,$$

где $\bar{q}_{ik}$ — средняя удельная влажность k -го единичного слоя атмосферы для i — реализации, г/кг; Δp_k — толщина этого слоя, гПа; k — число взятых единичных слоев.

Исследованию условий формирования влагосодержания, основных закономерностей пространственно-временного распределения его и связи с составляющими водного баланса деятельной поверхности посвящены работы О. А. Дроздова, А. С. Григорьевой, Л. П. Кузнецовой, Н. П. Черновой, И. Баннона и Л. Р. Стиля, Х. Пейшато и др.

В настоящее время карты интегрального влагосодержания атмосферы построены по обобщенным радиозондовым наблюдениям для СССР (В. С. Комаровым, Л. П. Кузнецовой), Южной Америки (Н. П. Черновой), северного полушария и Земли (О. А. Дроздовым, А. С. Григорьевой), по измерениям теплового радиоизлучения на спутнике «Космос-243» для южного полушария — А. М. Обуховым и М. С. Татарской.

2.2. Основные крупномасштабные закономерности пространственного распределения среднегодового влагосодержания атмосферы

Основной особенностью поля среднего влагосодержания (Ω), по данным О. А. Дроздова, А. С. Григорьевой, является его существенная пространственная неоднородность.

Области наибольшего среднего годового влагосодержания атмосферы (45—50 мм) наблюдаются в экваториальной и субэкваториальной зонах (по классификации Б. П. Алисова) над континентами в бассейнах р. Амазонки, Конго, над островами Индонезии. Формирование их обусловлено совокупностью физических процессов: интенсивным испарением в зонах повышенных значений радиационного баланса деятельной поверхности ($335 - 119 \frac{\text{МДж}}{\text{м}^2 \cdot \text{год}}$ над континентами, над океанами $419 - 503 \frac{\text{МДж}}{\text{м}^2 \cdot \text{год}}$)

и пассатным притоком водяного пара из океанических районов, где за год может испаряться до 3200 мм. Основной приток влаги с северо-восточными и юго-восточными пассатами осуществляется в нижних слоях, которые всегда близки к насыщению. В этих зонах отчетливо проявляется влияние орографии: влияние скалистых Анд в Южной Америке, Гималаев на севере Индии. Океаническая влага задерживается и оседает на наветренных склонах горных хребтов, за которыми наблюдается быстрое понижение влагосодержания. Небольшого подъема воздушного потока, вызванного орографическим воздействием, достаточно для увеличения осадконакопления. Здесь выпадает предельное количество осадков.

Характерной особенностью пространственного распределения влагосодержания в экваториальной и субэкваториальных зонах являются близкие значения его над океанами и континентами.

Наиболее заметные различия в пространственном распределении проявляются в тропических и субтропических зонах, между

западными и восточными побережьями континентов и акваториями океанов, прилежащими к ним. На западных побережьях континентов обоих полушарий располагаются обширные влажные пустыни и полупустыни: Сахара, Калахари, Намиб, Атакама, пустыни Австралии. Прибрежные пустыни характеризуются низкими для тропических широт температурами на уровне моря $18-20^{\circ}$, высокой относительной влажностью $80-90\%$ и количеством осадков менее 100 мм в год. Влагосодержание атмосферы над пустынями в течение всего года существенно ниже средних зональных значений для этих широт, т. е. не более $16-17$ мм; для Австралии — $19-20$ мм.

Над восточными побережьями континентов и прилежащими акваториями общее влагосодержание равно 30 мм. Оно обусловлено в значительной степени пассатным притоком водяного пара.

В умеренной и субарктической зонах северного полушария повышенные значения отмечаются над восточными акваториями Северной Атлантики и Тихого океанов (над теплыми течениями Гольфстрим и Куро-Сиво) и омываемыми ими западными побережьями континентов ($10-15$ мм). Пониженное влагосодержание наблюдается над высокогорной Гренландией (менее 2 мм), а также в Восточной Сибири — над Оймяконским надгорьем (менее 3 мм), в районах с наиболее низкими значениями температуры.

Главной особенностью поля общего влагосодержания в высоких широтах является также нарушенная зональность. Повышенные значения наблюдаются над морями Норвежским $13,1$ мм (65° с. ш.), Гренландским $6,1$ мм (80° с. ш.), Баренцевым $7,5$ мм. Они обусловлены взаимодействием физических процессов: интенсивными горизонтальными притоками влаги, вызванными циклонической деятельностью, развивающейся на фронтах умеренных и высоких широт, и местным испарением. Здесь наблюдаются наибольшие градиенты переноса водяного пара в тропосфере за год. Интенсивность переноса достигает $112,5$ кг/(м·с) (65° с. ш.). Значительный вклад в формирование влагосодержания вносит и местное испарение над течением Гольфстрим ($600-100$ мм/год) в условиях интенсивного турбулентного теплообмена поверхности океана с атмосферой $126-167 \frac{\text{МДж}}{\text{м}^2 \cdot \text{год}}$.

В Южном полушарии пространственное распределение влагосодержания в умеренных и субантарктических широтах характеризуется большей зональностью. Значения влагосодержания убывают с севера на юг от 16 до $1,5$ мм. Самое низкое влагосодержание атмосферы Земли наблюдается над Антарктидой. В среднем за год для всей Антарктиды влагосодержание в слое атмосферы $0-7$ км равно $1,5$ мм. Распределение влагосодержания обусловлено горизонтальными притоками влаги, орографией, конфигурацией континента. Интенсивная циклоническая деятельность: вблизи побережья обуславливает приток воздушных масс океаниче-

ского происхождения: на побережье. Однако проникновение ее в глубину ледяного континента высотой более 2000 м затруднено. Поступающая в глубь материка влага при низких температурах быстро сублимируется.

В табл. 27 представлено распределение влагосодержания над континентами и океанами.

Таблица 27

Общее влагосодержание атмосферы (Ω) над континентами и океанами Земли
и адвективные потоки влаги (a)
(О. А. Дроздов)

Континенты	Площадь без островов, млн. км ²	Ω км ³	a км ³
Континенты			
Европа	9,80	144	10100
Азия	40,8	864	20100
Евразия	50,6	1008	22000
Африка	29,5	848	24600
Северная Америка	20,1	329	12300
Южная Америка	17,7	522	20700
Австралия	7,60	183	12800
Антарктида	14,0	21	860
Острова	—	200	—
Всего		3100	
Океаны			
Северный Ледовитый	14,7	97,0	4150
Атлантический	91,7	2400	58100
Индийский	76,2	2100	58700
Тихий	178,7	5200	96750
Всего	—	9800	—
Общее влагосодержание Земли		12900	

Из табл. 27 следует, что основная часть влагосодержания атмосферы Земли (2/3) наблюдается над океанами.

2.3. Сезонные изменения общего влагосодержания атмосферы

Периодические изменения общего влагосодержания прослеживаются во всех климатических зонах обоих полушарий, однако наиболее отчетливо они выражены над континентами и сглажены над океанами.

В тропической зоне 30° ю. ш. — 30—35° с. ш. наибольшие повышения влагосодержания от зимы к лету наблюдаются над континентами в зонах экваториальных муссонов. Они обусловлены смещением внутритропической зоны конвергенции в летнем полушарии к тропикам и притокам от экватора воздушных масс, близких к насыщению.

Во внетропических широтах наибольшее изменение влагосодержания также наблюдается над континентами. В январе над выхолаженными континентами Евразии и Северной Америки Ω резко убывает от западных побережий к востоку. Изолинии влагосодержания, так же как и изотермы, близки к меридианам. Наименьшие значения 3 мм наблюдаются над Сибирью и Канадой (рис. 43, 44). Они являются результатом не только низких температур, но и наличия нисходящих движений в нижней тропосфере в районах преобладания антициклонов, ослабления горизонтальных притоков влаги. Пониженные значения (3—4 мм) сохраняются и над восточными побережьями континентов и прилежащими акваториями океанов, которые находятся под влиянием притока холодных воздушных масс с низким влагосодержанием.

Над восточными акваториями океанов, в зонах теплых течений, влагосодержание повышено (8—12 мм).

В июле характер пространственного распределения влагосодержания существенно иной. Влагосодержание сильно возрастает над континентами (см. табл. 27). Это обусловлено увеличением испарения над сушей, развитием восходящих движений и кучевой облачности. При этом, по мнению О. А. Дроздова, создается «вентильный эффект», потоки, богатые влагой, поднимаются, оставляют часть своей влаги в облаках и опускаются обедненными влагой. Ночью же в результате испарения (таяния) кучевой облачности влага остается в высоких слоях атмосферы.

Известный вклад в формирование влагосодержания над сушей вносят горизонтальные притоки влаги с океана. Однако зональности в распределении общей массы водяного пара в атмосфере не наблюдается и в это время года.

Таким образом, сезонные изменения общего влагосодержания тропосферы над континентами внетропических широт определяются особенностями горизонтальных притоков тепла и влаги с океана, орографией, удалением местности от западных побережий к востоку и вкладом местного испарения.

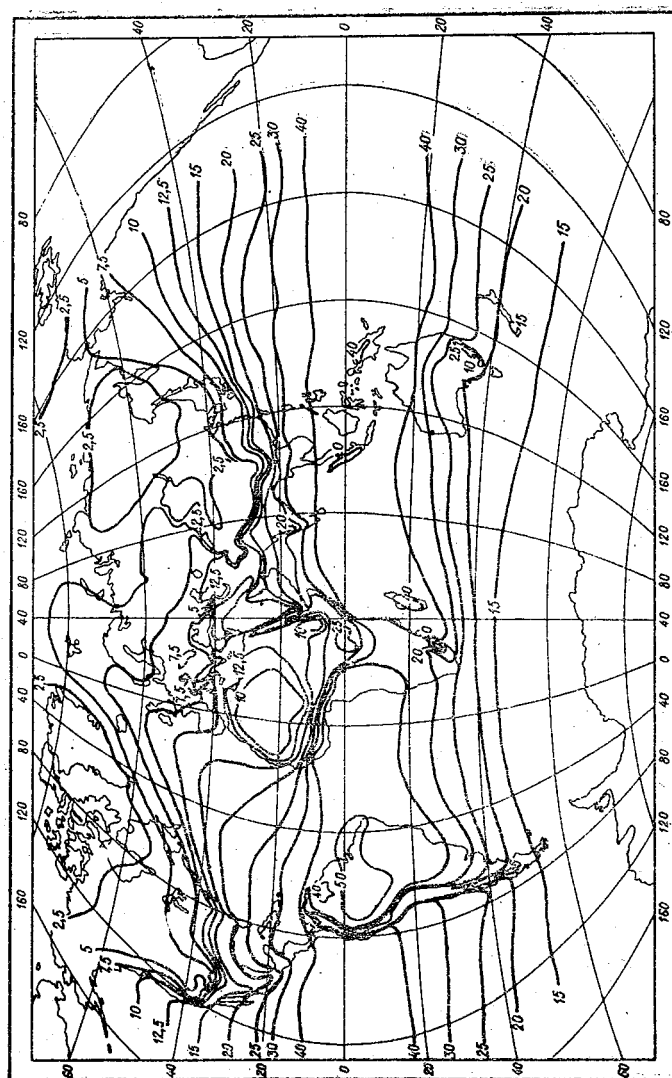


Рис. 43. Влагосодержание атмосферы обоих полушарий (мм) в слое 0—9 км. Январь.

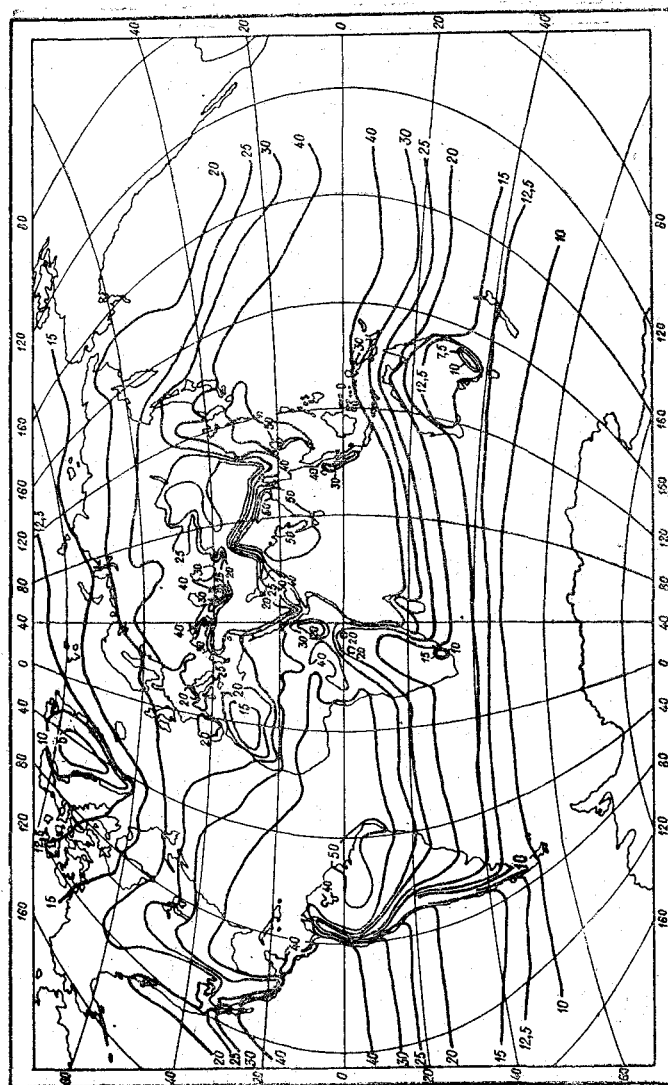


Рис. 44. Влагосодержание атмосферы обоих полушарий (мм) в слое 0—9 км. Июль

Глава 3

ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ПОТОКИ ВЛАГИ В АТМОСФЕРЕ ЗЕМЛИ

Горизонтальный перенос влаги в атмосфере имеет большое значение в формировании режима влагосодержания атмосферы, облачности, осадкообразования и водяного баланса суши. В то же время сам перенос является результатом взаимодействия многих физических процессов: радиационных, атмосферной циркуляции, физических свойств деятельной поверхности, удаленности от океана и т. д.

Основой для изучения переноса влаги в атмосфере служат данные аэрологических наблюдений за влажностью, скоростью и направлением ветра на различных высотах.

Исследованию переноса влаги посвящены работы О. А. Дроздова и А. С. Григорьевой, Л. Н. Кузнецовой, И. П. Черновой, Л. К. Смекаловой и др.

3.1. Параметры горизонтального переноса влаги

Горизонтальный перенос может быть представлен интенсивностью переноса и результирующими потоками влаги. Они позволяют оценить общий объем, переносимый в атмосфере над океанами и континентами, интенсивность зонального и меридионального влагообмена в атмосфере, выделить районы преобладания атмосферного притока и оттока влаги и рассчитать баланс ее горизонтального переноса, который с учетом изменения влагосодержания атмосферы соответствует разности между атмосферными осадками и испарением. Интенсивностью горизонтального переноса влаги называется количество водяного пара, переносимого через единичное сечение за единицу времени $\text{кг}/(\text{м} \cdot \text{с})$ и суммарно в слое. Интенсивность, рассчитанная для слоев 0—7 и 0—9 км практически характеризует адвективный перенос всей влаги в атмосфере. Она зависит от влагосодержания и скорости движения воздушных масс, которые определяются многими факторами и прежде всего распределением океанов и континентов и радиационного баланса деятельной поверхности.

Результирующие потоки влаги — это геометрическая сумма горизонтальных потоков влаги различных направлений. Они характеризуют преобладающий перенос влаги в атмосфере, присущий определенным районам и интервалам времени. Для более полной оценки движения влаги в атмосфере исследуется интенсивность переноса ее вдоль широтных кругов и меридианов. В этих целях используются модули зональных и меридиональных составляющих результирующих потоков. Их можно оценить по формулам

$$F_{x_i} = a_i V_{r_i} \sin \varphi, \quad F_{y_i} = a_i v_{r_i} \cos \varphi,$$

где F_{x_i} и F_{y_i} — индивидуальный зональный и меридиональный потоки влаги над пунктом зондирования атмосферы. Поток влаги F_{x_i} вдоль широтного круга может быть как положительным $F_{x_i} > 0$, так и отрицательным $F_{x_i} < 0$. В случае, если перенос влаги происходит с запада на восток $u > 0$, то $F_{x_i} > 0$; в случае обратного переноса $u < 0$ $F_{x_i} < 0$; $a_i v_{r_i}$, φ — влажность воздуха, скорость и направление ветра в срок наблюдений; $u = v_{r_i} \sin \varphi$ и $v = v_{r_i} \cos \varphi$ — зональная и меридиональная составляющие вектора ветра.

Зональный поток влаги вдоль широтного круга за используемый период времени

$$\bar{F}_x = \frac{\sum_{i=1}^N F_{x_i}}{N}.$$

Меридиональный поток влаги также может быть как положительным, так и отрицательным. Знак его определяется знаком составляющей ветра.

$$\bar{F}_y = \frac{\sum_{i=1}^N F_{y_i}}{N}.$$

В случае, если перенос влаги происходит с юга на север $v > 0$, по $\bar{F}_y > 0$, и если $v < 0$, то $\bar{F}_y < 0$. Общий перенос влаги (без учета направления)

$$|\bar{F}| = \sqrt{|\bar{F}_x|^2 + |\bar{F}_y|^2}.$$

3.2. Результирующие потоки водяного пара

Преобладание в тропосфере внетропических широт западно-восточного переноса и наибольшее общее влагосодержание над океанами обуславливает перенос влаги с океанов на континенты. Количественно он определен О. А. Дроздовым и А. С. Григорьевой для столба атмосферы поверхность земли — 9 км (300 гПа) по ежедневным данным за период с 1957—1965 гг.

Пространственно-временное распределение векторов результирующих потоков влаги и интенсивность их зональных и меридиональных составляющих потоков согласуется с процессами общей циркуляции атмосферы, определяющими характерные особенности полей переноса влаги в атмосфере Земли за определенный интервал времени.

Наибольшая среднегодовая интенсивность западных потоков влаги наблюдается над океанами 200—240 кг/(м·с). В результате влиянию океанов наиболее подвержены западные побережья Северной Америки и Евразии. По мере продвижения влаги с западными потоками вглубь континентов интенсивность потоков влаги убывает. Над Евразией зона наибольшей интенсивности и глубокого проникновения влаги к востоку наблюдается вдоль широтного круга 55—60° с. ш. до бассейна р. Енисея (Л. П. Кузнецова).

На северо-востоке Азии большую часть года преобладают потоки тихоокеанской влаги (по северным перифериям тихоокеанских циклонов). Зональная составляющая результирующего вектора ветра отрицательная до 140° в. д. (до Якутии). Она характеризует восточное направление потока. И. Г. Гутерманом было установлено, что турбулентные потоки влаги с Тихого океана над этим регионом соизмеримы со средним упорядоченным потоком и направлены также с океана. Граница преобладания атлантической и тихоокеанской влаги в настоящее время определена и по изотопному составу атмосферных осадков (О. А. Дроздов).

Увлажнение Северной Америки определяется переносом влаги с Тихого океана с западными потоками воздуха. Интенсивность их меньше, чем над Евразией. Над Центральной Америкой потоки влаги составляют 40—80 кг/(м·с). Препятствием по пути переноса влаги являются Кордильеры, расположенные вдоль западного побережья Северной Америки. На подветренной стороне горного хребта поток влаги уменьшается в четыре раза по сравнению с наветренной.

Потоки влаги над Южной Америкой исследованы Н. И. Черновой. Она показала, что наибольшими значениями интенсивности характеризуются потоки влаги, формирующиеся над океаном в южноатлантических субтропических антициклонах. Годовой максимум расположен над Атлантическим побережьем Америки вблизи экватора (312 кг/(м·с) Белен). Несколько меньших значений (278 кг/(м·с) Кюросао) достигают потоки влаги, зарождающиеся над теплыми водами Северной Атлантики и приобретающие у северного побережья Южной Америки восточное направление.

Потоки влаги со стороны Тихого океана существенно меньше атлантических. Они достигают наибольших значений (126 кг/(м·с). Пуэрто-Монт) в умеренных широтах, в зоне устойчивых западных воздушных течений. Для значительной части Тихоокеанского побережья вообще характерны небольшие величины результирующих потоков влаги: в экваториальных широтах, где господствуют потоки влаги атлантического происхождения, они значительно ослаблены после прохождения через Анды. В тропических широтах ослабление результирующих потоков связано с одинаковой вероятностью потоков западного и восточного направлений.

Восточные зональные составляющие результирующих потоков влаги преобладают в тропической и приэкваториальной зонах,

в областях пассатной циркуляции. Распределение интенсивности потоков влаги внутри характеризуется большой пространственной неоднородностью. Максимальные значения результирующего потока до $400 \text{ кг}/(\text{м} \cdot \text{с})$ наблюдаются в восточной части Тихого океана.

В отличие от этого незначительное количество водяного пара проносится над пустынями тропических и субтропических широт: от $70\text{--}80$ (пустыня Атакама) до $100\text{--}160 \text{ кг}/(\text{м} \cdot \text{с})$ (пустыни Сахара, Центральной Австралии). По данным О. А. Дроздова при благоприятных условиях циркуляции над этими районами могли бы выпадать значительные осадки.

Средний перенос влаги над высокими широтами северного полушария характеризуется меридиональностью и наибольшей интенсивностью над морями Северной Атлантики, где средний перенос изменяется от $112,5$ (65° с. ш.) до $29,1 \text{ кг}/(\text{м} \cdot \text{с})$ у побережья Гренландии, Центральный Арктический бассейн характеризуется небольшой пространственной изменчивостью интенсивности переноса от $41,7$ (Новосибирские острова) до $26,2 \text{ кг}/(\text{м} \cdot \text{с})$ за год (у северных берегов Гренландии).

Средний перенос влаги над Антарктидой и прилегающей к ней акваторией океана характеризуется четко выраженной зональностью и повышенными градиентами, направленными от берегов в центральные районы континента—соответственно от $60\text{--}40$ до $1 \text{ кг}/(\text{м} \cdot \text{с})$. В высокогорной части Антарктиды адвекция водяного пара не превышает $2,1 \text{ кг}/(\text{м} \cdot \text{с})$, а в центре она составляет $1 \text{ кг}/(\text{м} \cdot \text{с})$.

Особенности влагооборота в горных районах внетропических широт рассмотрены О. А. Дроздовым, А. С. Григорьевой. Они показали, что над горными массивами всех континентов интенсивность переноса резко убывает, так как воздушные потоки, несущие влагу, в значительной мере обтекают массивы по горизонтали. На наветренной стороне гор скорость ослабевает из-за задержки воздушных масс перед горами. С поднятием местности убывает и общее влагосодержание из-за уменьшения слоя атмосферы, содержащего влагу, и убывания температуры воздуха. В результате среднегодовая интенсивность влагопереноса над высокогорными районами СССР составляет $20\text{--}30 \text{ кг}/(\text{м} \cdot \text{с})$.

3.3. Сезонные изменения влагопереноса

В тропосфере внетропических широт обоих полушарий внутригодовые изменения направления и интенсивности влагопереноса в значительной степени определяются изменением радиационного баланса деятельной поверхности и условий атмосферной циркуляции.

В январе интенсивность влагопереноса с океанов на континенты характеризуется большой пространственной изменчивостью. По данным Л. П. Кузнецовой над Евразией наиболее интенсивное

и глубокое проникновение влаги с Атлантического океана к востоку наблюдается вдоль широтного круга $55-60^\circ$ с.ш. до р. Ангары. При этом значение влагопереноса убывает на порядок от $250-300$ кг/(м·с) над восточной частью Якутии. Над этими районами располагается абсолютный минимум интенсивности влагопереноса, который хорошо согласуется с пониженными значениями общего влагосодержания атмосферы в слое $0-9$ км, малыми суммами осадков, положением области холода в нижней тропосфере.

Формирование режима увлажнения над северо-восточными районами Азии обуславливается распространением влаги с Тихого океана с восточными потоками, соответствующими северным перифериям циклонов. Наибольшая интенсивность потоков $20-30$ кг/(м·с) и глубина проникновения их вглубь континента отмечается также вдоль широтного круга $55-60^\circ$ с.ш. Нулевая изолиния значений зональных составляющих потоков проходит вдоль $140-145^\circ$ в.д.

В отличие от этого над побережьем юго-восточной Азии преобладает приток холодных континентальных воздушных масс с низким влагосодержанием. Интенсивность потока влаги в среднем всего $20-40$ кг/(м·с). Однако возможны резкие нарушения преобладающих условий циркуляции атмосферы, а следовательно, и интенсивности потоков влаги.

Над Северной Америкой также преобладают западные потоки влаги. Однако интенсивность их меньше по сравнению с потоками над Европой. Так, на севере Канады они меньше 20 кг/(м·с), над центральными районами Северной Америки $40-80$ кг/(м·с). Лишь на юго-востоке континента вынос влаги с Мексиканского залива по западным перифериям субтропических антициклонов достигает 200 кг/(м·с).

В тропических широтах преобладает восточный перенос влаги. Интенсивность переноса характеризуется пространственной изменчивостью. Максимальные значения потоков до $240-320$ кг/(м·с) наблюдаются над западными акваториями океанов и восточными побережьями континентов.

Особенностью распределения меридиональных потоков влаги в это время года является преобладание северных потоков над тропическими широтами и южных потоков — над умеренными. В межширотном обмене тропические широты являются источником влаги для умеренных и высоких широт.

В июле над отдельными обширными территориями континентов и акваториями океанов направление и интенсивность результирующих потоков претерпевают существенные изменения. В это время года вклад испарения с поверхности континента в увлажнение атмосферы соизмерим с притоком влаги с океана. Пространственная изменчивость влагопереноса над ними уменьшается.

Характерной особенностью распространения атлантической влаги над Евразией является ее дивергенция над Европой. Мень-

шая часть потока направлена на северо-восток, большая на пустыню Сахара, Аравийский полуостров, Среднюю и Малую Азию, где преобладает термическая депрессия. На восток Евразии атлантическая влага проникает меньше, чем в январе. Распространение ее к востоку нарушается интенсивным вторжением влаги с юга в районе долины р. Лена до полярного круга.

Над Северной Америкой в июле площадь северо-западных потоков влаги с Тихого океана также сокращается. Южнее 30° с. ш. наблюдается вынос влаги на континент с Мексиканского залива.

Однако наиболее существенные изменения от января к июлю наблюдаются на юго-востоке Азии. Здесь направления результирующего вектора ветра меняется на обратное, интенсивность потоков влаги с Тихого океана возрастает до $200-300 \text{ кг}/(\text{м} \cdot \text{с})$.

В тропических широтах интенсивные восточные потоки влаги сохраняются. Однако по сравнению с январем их зона расширяется и прослеживается в зоне 20° ю. ш. — 25° с. ш. Лишь над севером Индийского океана, Индией и Индокитаем перенос влаги с востока нарушается потоками с юго-запада. Над Бенгальским заливом интенсивность их достигает $400 \text{ кг}/(\text{м} \cdot \text{с})$.

Над Африкой наблюдается конвергенция потоков влаги. Над северной частью ее преобладают потоки с северо-запада и севера, над центральной частью интенсивные потоки влаги с юга и юго-запада.

Л. П. Кузнецова показала, что основные различия в изменении интенсивности влагопереноса в течение года следует характеризовать амплитудой. Наибольшая годовая амплитуда значений интенсивности влагопереноса и островершинная форма годового хода характерны для наиболее континентальных, наиболее засушливых территорий. Исключение составляет Приморье и побережье юго-восточной Азии.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	3
РАЗДЕЛ I. ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ СВОБОДНОЙ АТМОСФЕРЫ	7
Глава 1. Основные закономерности пространственно-временного распределения средней зональной температуры в тропосфере и стратосфере северного и южного полушарий	9
1.1. Характерные особенности пространственного распределения средней зональной температуры в тропосфере	10
1.2. Различия в распределении средней зональной температуры между полушариями	12
1.3. Зоны повышенных меридиональных градиентов средней зональной температуры в тропосфере и их сезонные изменения	16
1.4. Характерные особенности пространственного распределения средней зональной температуры в стратосфере	20
1.5. Изменение средней зональной температуры во времени. Годовой ход температуры в тропосфере	23
1.6. Годовой ход средней зональной температуры в стратосфере	26
1.7. Особенности вертикального распределения температуры в тропосфере тропических и внетропических широт	29
1.8. Особенности вертикального распределения температуры в стратосфере	33
Глава 2. Основные закономерности пространственно-временного распределения температуры воздуха в тропосфере и стратосфере Земли	34
2.1. Пространственно-временное распределение средней температуры воздуха в тропосфере	34
2.2. Влияние континентов и океанов на распределение температуры воздуха в тропосфере	41
2.3. Пространственно-временное распределение средней температуры воздуха в стратосфере	48
2.4. Различия в сезонной перестройке полей температуры в тропосфере и стратосфере	57
2.5. Сезонные изменения географического положения и структуры зон повышенных градиентов средней температуры в тропосфере над континентами и океанами	60
2.6. Сезонные изменения географического положения, вертикальной протяженности и интенсивности зон повышенных градиентов средней температуры в стратосфере	65
2.7. Особенности вертикального распределения температуры в тропосфере над континентами и океанами в различных широтных зонах	68
	153

	Стр.
2.8. Особенности вертикального распределения температуры в стратосфере	70
2.9. Изменчивость температуры в тропосфере и стратосфере	73
2.10. Устойчивость температуры в различных слоях тропосферы и стратосферы	78
2.11. Внутрисезонные изменения температуры в зимней стратосфере и мезосфере	80
РАЗДЕЛ II. БАРИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И ПРЕОБЛАДАЮЩИЕ УСЛОВИЯ ЦИРКУЛЯЦИИ В ТРОПОСФЕРЕ И СТРАТОСФЕРЕ. ВЛИЯНИЕ ЦИРКУЛЯЦИИ НА ФОРМИРОВАНИЕ КЛИМАТА	89
Глава 1. Сезонные изменения глобальных барических полей в тропосфере и стратосфере и преобладающие условия циркуляции	91
1.1. Сезонные особенности средних многолетних полей давления и преобладающие условия циркуляции на уровне моря	91
1.2. Сезонные особенности средних многолетних полей геопотенциала и преобладающие условия циркуляции в тропосфере	98
1.3. Сезонные особенности средних многолетних полей геопотенциала и преобладающие условия циркуляции в стратосфере	105
1.4. Средняя зональная циркуляция в тропосфере и стратосфере	108
1.5. Средняя меридиональная циркуляция в тропосфере и стратосфере	116
Глава 2. Нарушение преобладающих условий циркуляции атмосферы	118
2.1. Нарушение преобладающих условий циркуляции в стратосфере высоких и умеренных широт зимой	118
2.2. Особенности весенней и осенней перестройки циркуляции в стратосфере высоких широт северного и южного полушарий	121
Глава 3. Квазидвухлетние колебания в атмосфере	123
3.1. Двухлетняя цикличность восточных и западных составляющих ветра в экваториальной стратосфере	123
3.2. Проявление цикличности во внетропических широтах	128
РАЗДЕЛ III. РЕЖИМ ВЛАЖНОСТИ В ТРОПОСФЕРЕ	130
Глава 1. Основные закономерности пространственно-временного распределения влажности	131
1.1. Основные физические процессы, формирующие режим влажности	131
1.2. Пространственно-временное распределение влажности в тропосфере	133
1.3. Особенности вертикального распределения влажности в различных широтных зонах	135
1.4. Непериодическая изменчивость влажности	137

	Стр.
Глава 2. Основные закономерности пространственно-временного распределения влагосодержания атмосферы Земли	140
2.1. Общее влагосодержание атмосферы	140
2.2. Основные крупномасштабные закономерности пространственного распределения среднегодового влагосодержания атмосферы	141
2.3. Сезонные изменения общего влагосодержания атмосферы	144
Глава 3. Горизонтальные потоки влаги в атмосфере Земли	147
3.1. Параметры горизонтального переноса влаги	147
3.2. Результирующие потоки водяного пара	148
3.3. Сезонные изменения влагопереноса	150

Лариса Алексеевна Гаврилова

АЭРОКЛИМАТОЛОГИЯ

КЛИМАТ СВОБОДНОЙ АТМОСФЕРЫ

Учебное пособие

Редактор *И. Н. Базилевская*

Корректор *Л. В. Ломакина*

Обложка художника *Н. И. Кулагина*

М-32968. Сдано в набор 21.10.81. Подп. к печ. 12.04.82. Формат бум. 60×90¹/₁₆.
Бумага тип. № 2. Усл. печ. л. 9,75; уч.-изд. л. 10. Тираж 900 экз. Зак. 311.
Темплан 1982 г., поз. 1491. Цена 60 коп.

ЛПИ, 195251, Ленинград, Политехническая ул., 25.
Типография ВСК ВМФ

