

551.5
П 99

И. Г. ПЧЕЛКО

АВИАЦИОННАЯ МЕТЕОРОЛОГИЯ

182989

БИБЛИОТЕКА
ЛЕНИНГРАДСКОГО
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО
ИНСТИТУТА



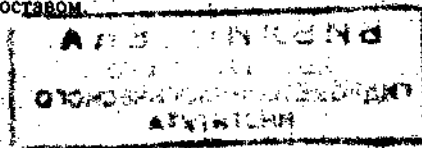
ГИММ

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛЕНИНГРАД - 1963

АННОТАЦИЯ

В книге в сжатой и доступной форме излагаются основные метеорологические элементы и явления в их связи с влиянием на работу авиации. Наиболее подробно рассматриваются облака, особенно низкая облачность, видимость и явления, ее ухудшающие (туманы, метели, пыльные бури), струйные течения, грозы, болтанка и обледенение самолетов. Особое внимание обращается на выяснение условий возникновения опасных для авиации явлений погоды с учетом совместного анализа приземных и высотных карт погоды. При этом рассматривается вопрос о роли струйных течений в образовании гроз и болтанки самолетов в верхних слоях тропосферы. Излагаются также порядок и формы оперативного метеорологического обеспечения полетов как поршневых, так и реактивных самолетов.

Книга предназначена главным образом для летчиков ГВФ; она может быть использована также авиационными метеорологами при проведении занятий с летным составом.



ПРЕДИСЛОВИЕ

Успех работы авиации в большой степени зависит от состояния погоды. Правда, в настоящее время эта зависимость не является столь решающей, какой она была в первые годы развития авиации, когда любой туман, низкая облачность или обледенение считались абсолютным препятствием для полетов. Современные методы радионавигации позволяют достаточно уверенно пилотировать самолет в сложных метеорологических условиях, при отсутствии видимости у поверхности земли. Большинство современных самолетов оборудовано хорошими противобледенительными устройствами. Много сделано за последние годы в области разработки и усовершенствования методов пилотирования самолетов в условиях интенсивного обледенения, гроз, болтанки и др. Все это наряду с повышением летного мастерства пилотов в настоящее время существенно снижает зависимость авиации от погоды.

Однако из этого не следует, что значение метеорологии для авиации сейчас сколько-нибудь умалается. В атмосфере над различными районами земного шара нередко создаются такие условия погоды, при которых любой воздушный корабль, какой бы мощностью он не обладал и каково бы ни было его техническое оснащение, может оказаться во власти грозной воздушной стихии, и тогда полет становится уже невозможным. Поэтому и теперь всегда нужно знать, где и по каким причинам могут возникать опасные для полетов метеорологические явления, чтобы избежать встречи с ними или уменьшить их вредное влияние на полет. Кроме того, необходимо иметь в виду, что наряду с обеспечением безопасности полетов нужно также стремиться к достижению их максимальной экономичности и

эффективности. Это возможно лишь при достаточном знакомстве с метеорологическими условиями в интересующем нас районе и умении их использовать. Одна и та же метеорологическая обстановка может быть использована по-разному в зависимости от направления маршрута полета, высоты и времени проведения полета.

Как наиболее правильно использовать метеорологические условия в каждом конкретном случае, чтобы были обеспечены безопасность, экономичность и эффективность полета, зависит и от самого летчика, от его умения ориентироваться в метеорологической обстановке.

Готовясь к полету, летчик должен вместе с метеорологом, а иногда и самостоятельно самым тщательным образом изучить состояние погоды в интересующем его районе, чтобы никакие опасные явления не были для него неожиданностью. При встрече с такими явлениями в полете он должен принять правильное решение, чтобы избежать возможных неприятных последствий. Короче говоря, несмотря на значительное техническое оснащение авиации, летчику по-прежнему предъявляются самые высокие требования в отношении его метеорологической подготовки.

Летчику необходимо, во-первых, знать, в чем конкретно проявляется влияние отдельных метеорологических элементов и явлений погоды на работу авиации, во-вторых, хорошо разбираться в физической сущности атмосферных процессов, создающих различные условия погоды и их изменения во времени и в пространстве, в-третьих, быть хорошо знакомым с существующими методами оперативного метеорологического обеспечения полетов.

Цель настоящей книги — дать летчикам Гражданского воздушного флота пособие по изучению поставленных вопросов.

Современная метеорология охватывает очень большой круг вопросов, относящихся к изучению атмосферы и происходящих в ней физических явлений и процессов в их взаимодействии с поверхностью суши и моря. Обширность этого круга вопросов, а также различие в применяемых методах их решения позволили выделить в метеорологии ряд самостоятельных дисциплин, основными из которых являются:

а) синоптическая метеорология — учение об ат-

мосферных процессах крупного масштаба и о предсказании погоды на основе их исследования;

б) динамическая метеорология — научная дисциплина, изучающая атмосферные движения и связанные с ними преобразования тепла и влаги в атмосфере с помощью применения математических методов. Основной задачей этой дисциплины является разработка методов предвычисления погоды;

в) аэрология — наука, изучающая состав и строение атмосферы, температурный режим и воздушные течения до больших высот, а также разрабатывающая методы исследования высоких слоев атмосферы;

г) климатология — учение о многолетних режимах погоды, характерных для определенных географических районов;

д) авиационная метеорология — специализированная отрасль метеорологии, изучающая метеорологические элементы и атмосферные процессы с точки зрения их влияния на деятельность авиации, а также разрабатывающая методы и формы метеорологического обеспечения полетов.

Совершенно очевидно, что названные дисциплины имеют много общего между собой, поскольку они изучают один и тот же объект — атмосферу. Более того, в каждой из дисциплин широко применяются результаты, полученные в других дисциплинах. Например, в синоптической метеорологии широко применяются результаты динамической метеорологии, аэрологии, климатологии, и наоборот. Точно так же в содержание авиационной метеорологии входят, естественно, многие вопросы, специально изучающиеся в перечисленных выше метеорологических дисциплинах.

Различный характер развития процессов на разных высотах в атмосфере заставил исследователей заниматься изучением процессов, происходящих в самых нижних слоях атмосферы; в результате выделяется особый раздел метеорологии, получивший название физика приземного слоя атмосферы. Аналогично этому в связи с возросшим в последнее время вниманием к изучению строения высоких слоев атмосферы (порядка нескольких сотен километров), сейчас выделяется такая дисциплина, как физика верхних слоев атмосферы.

В предлагаемой книге главное внимание уделяется синоптической метеорологии, т. е. рассмотрению физических процессов, создающих различные условия погоды, интересующие авиацию,

во всей толще тропосферы и в нижних слоях стратосферы. При этом имеется в виду необходимость удовлетворения запросов, связанных с метеорологическим обеспечением полетов как поршневых самолетов, так и современных реактивных самолетов, осуществляющих полеты на больших высотах.

В связи с этим важное место в книге отводится облакам, особенно низкой облачности, влажности и ухудшающим ее явлениям, струйным течениям, грозам, болтанке и обледенению самолетов на различных высотах в тропосфере. Вопросы, относящиеся к инструментальной метеорологии, а также к работе метеорологических станций в целом, в настоящей книге, за редким исключением, не рассматриваются. Предполагается, что необходимые знания по этим вопросам у летчиков имеются или они могут быть получены на любой авиаметеорологической станции. Точно так же здесь не рассматриваются вопросы климатологии.

При работе над книгой использованы новейшие работы по авиационной метеорологии, выполненные в СССР и за рубежом, а также многолетний опыт оперативной и научной работы автора в данном направлении.

Книга может быть использована и авиационными метеорологами-синоптиками при проведении занятий с летчиками.

ВВЕДЕНИЕ

§ 1. АТМОСФЕРА, ЕЕ СОСТАВ И СТРОЕНИЕ

Воздушная оболочка земли называется атмосферой. Это название происходит от греческих слов «атмос», что означает пар, воздух, дыхание, и «сфера» — шар, оболочка.

Земля представляет собой как бы дно громадного воздушного океана, и все живущее и растущее на ней обязано своим существованием атмосфере. Она доставляет необходимый для дыхания кислород, предохраняет нас от смертоносных космических лучей и от ультрафиолетового солнечного излучения, а также защищает земную поверхность от сильного нагревания днем и сильного охлаждения ночью.

При отсутствии атмосферы температура поверхности земного шара днем достигала бы 100° и более, а ночью резко понижалась бы до 100° мороза. Всюду царила бы полная тишина, так как звук не может распространяться в пустоте, день и ночь сменялись бы мгновенно, а небо было бы абсолютно черным. Свойство частиц атмосферного воздуха и находящихся в нем различных посторонних примесей разбивать солнечный свет на множество мелких лучей и рассеивать его во все стороны придают небу голубой цвет, различную окраску зорь и т. д.

Атмосфера прозрачна, но она постоянно напоминает нам о себе: дождь и снег, гроза и метель, ураган и затишье, жара и мороз — все это проявление атмосферных процессов, совершающихся под влиянием солнечной энергии и при взаимодействии атмосферы с самой поверхностью земли.

Состав атмосферы

В состав сухого атмосферного воздуха входят следующие газы: азот (78,09% по объему), кислород (20,95%), аргон (0,93%), углекислота (0,03%). Далее идут газы, количества которых ничтожны: неон (0,0018%), гелий (0,0004%), озон (0,000003%) и следы криптона и ксенона. В атмосфере всегда

содержится также водяной пар. Он попадает в воздух при испарении с поверхности океанов, морей, а также суши, в особенности с растительного покрова. Количество водяного пара в атмосфере меняется в широких пределах, в зависимости от температуры воздуха: оно близко к нулю при очень низких температурах над сушей и доходит до 4% (по объему) при высоких температурах, особенно над морем.

Кроме указанных газообразных составных частей, в атмосфере находится много посторонних примесей, как-то: дымы и газы промышленных предприятий, дымы лесных пожаров, огромное количество пыли различного происхождения, в том числе продукты радиоактивного распада, семена и пыльца растений — споры, мельчайшие частицы морской соли и др.

Анализы проб воздуха, взятых при подъеме стратостата «СССР-1» в 1933 г., впервые показали, что состав атмосферы на высоте 20 км ничем не отличается от ее состава у поверхности земли. Последними исследованиями установлено, что атмосфера равномерно перемешана до значительно больших высот и что ее состав существенно не меняется до ее верхних пределов.

Несколько по-иному ведет себя лишь озон, представляющий собой бесцветный газ с характерным запахом. У поверхности земли озон содержится в весьма незначительных количествах и образуется здесь главным образом благодаря дроблению молекул кислорода под воздействием грозových разрядов (молний). Но на высотах 25—40 км его концентрация существенно увеличивается. Под действием ультрафиолетовых лучей Солнца молекулы кислорода разъединяются на составляющие их атомы. Последние, соединяясь с сохранившимися двухатомными молекулами кислорода, образуют трехатомный кислород, который и называется озоном. Наибольшая плотность озона приходится на высоты 25—30 км от поверхности земли. Но все же его количество очень мало, и, будучи приведено к нормальному давлению (760 мм) при температуре 0°, это количество было бы равноценно пленке толщиной всего лишь 0,3 см. Несмотря на это, значение озона огромно. Если бы он внезапно исчез из атмосферы, то все живое на Земле (в том числе и растения) было бы сожжено ультрафиолетовыми лучами. Очень важно и то обстоятельство, что озон, сильно поглощая ультрафиолетовую радиацию Солнца, а также тепловое излучение (длинноволновая радиация), идущее от Земли, приводит к нагреванию стратосферы на высотах 30—55 км. Особенно значительным бывает это нагревание над полярными областями в летнее время года, когда над этими областями образуется наибольшее количество озона. Это существенно сказывается на распределении давления, температуры и ветра на указанных выше высотах.

Слои атмосферы

Атмосфера в вертикальном направлении разделяется на несколько основных слоев, называемых сферами. Каждый из этих слоев отличается своеобразным изменением температуры по вертикали, а также характерными особенностями других физических свойств: состава, строения, электрических характеристик. В табл. 1 приводятся наименования основных и переходных слоев, соответствующие классификации, принятой в 1951 г. Международным геодезическим и геофизическим союзом.

Таблица 1
Терминология атмосферных слоев

Слой (сфера)	Средняя высота верхней и нижней границ, км	Переходный слой
Тропосфера	0—11	Тропопауза
Стратосфера	11—35	Стратопауза
Мезосфера	35—80	Мезопауза
Термосфера	80—800	Термопауза
Экзосфера	Выше 800	

На рис. 1 в соответствии с принятой классификацией схематически представлен вертикальный разрез атмосферы и даны кривые изменения температуры и давления с высотой.

Рассмотрим особенности названных слоев, имея в виду, что основным признаком каждого из них является соответствующая температурная характеристика.

Тропосфера — это нижняя часть атмосферы, простирающаяся до высот 7—10 км над северными широтами и до 16—18 км над экваториальными районами. В этом сравнительно небольшом слое сосредоточено около $\frac{3}{4}$ массы всей атмосферы, поэтому воздух здесь является наиболее плотным.

Непосредственное влияние солнечного излучения на тропосферный воздух весьма мало. В основном это влияние сводится к нагреванию земной поверхности, от которой в последующем тепло передается к атмосфере. Естественно, что наибольшее количество этого тепла будут воспринимать нижние слои тропосферы, наименьшее — верхние ее слои. В связи с этим характерной особенностью тропосферы является понижение температуры с высотой, которое составляет в среднем $6,5^\circ$ на каждый километр.

В тропосфере, в отличие от выше лежащих слоев, находится почти весь водяной пар, при конденсации которого образуются облака и осадки. Тропосфера является и самой запыленной

частью атмосферы. Она более доступна для исследования и поэтому изучена в настоящее время лучше других слоев атмосферы. Все явления погоды развиваются главным образом

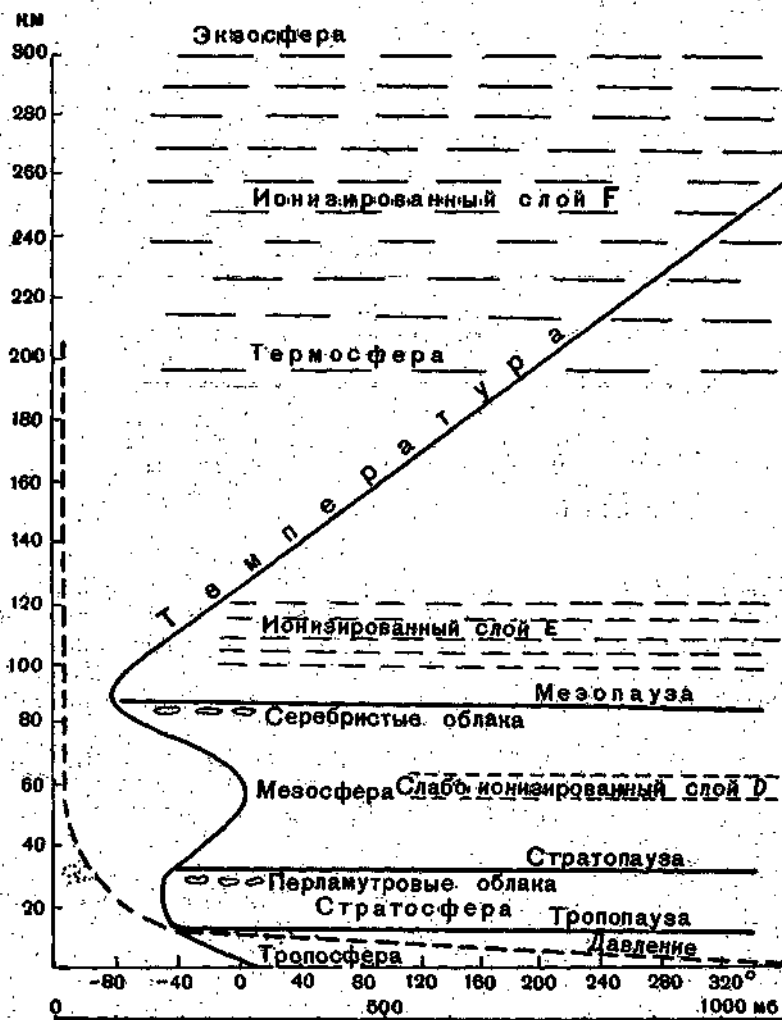


Рис. 1. Схема строения атмосферы до высоты 300 км.

в тропосфере. Детальное ее изучение позволяет выделить в ней еще два слоя, а именно:

а) приземный — самый нижний слой высотой около 100 м над поверхностью земли; в нем наиболее сильно сказыв-

вается непосредственное тепловое влияние земной поверхности (нагревание или охлаждение);

б) пограничный слой, или слой трения (100—1500 м), характеризующийся механическим перемешиванием воздуха, возникающим вследствие трения о шероховатую поверхность земли, что оказывает заметное влияние на ветер; в этом слое обычно происходит образование низких облаков, особенно в холодное время года.

Слой тропосферы выше 1500 м часто называют свободной атмосферой. Непосредственное влияние шероховатости (трения) земной поверхности здесь почти исключается.

Стратосфера — слой атмосферы, лежащий над тропосферой и простирающийся до высоты приблизительно 35 км. Как видно на рис. 1, температура стратосферы в высоких широтах в среднем почти не изменяется с высотой, или, как говорят, здесь имеет место изотермия.

Вертикальное перемешивание воздуха в стратосфере почти отсутствует или значительно ослабевает по сравнению с тропосферой. Вследствие большой сухости воздуха облака в стратосфере, как правило, не образуются. Только в редких случаях облака из тропосферы пробиваются в нижнюю часть стратосферы и, кроме этого, иногда на высотах 25—30 км появляются блестящие облака, получившие название «перламутровые». Предполагается, что они состоят из мельчайших переохлажденных капель воды. Все это говорит о том, что условия для полетов в стратосфере современных скоростных самолетов являются значительно более благоприятными, чем в тропосфере.

Переходный слой между тропосферой и стратосферой толщиной обычно в несколько сот метров называется тропопаузой.

Мезосфера охватывает слой приблизительно от 35 до 80 км. Начало этого слоя характеризуется резким повышением температуры с высотой, которое продолжается до уровня 50—55 км. Далее, в слое до 80 км, температура снова резко понижается. Повышение температуры в слое 30—55 км связано, как уже говорилось выше, с существованием на этих высотах озона, который поглощает ультрафиолетовую солнечную радиацию, а также тепловое излучение, идущее от Земли. Это и является источником значительного нагревания атмосферы на указанных высотах. Если в верхних слоях тропосферы и в нижней стратосфере температура близка к -50° , -60° , то на высоте 40—50 км она повышается в среднем до 0° , а иногда до $+40^{\circ}$, $+50^{\circ}$. Выше 50 км температура снова понижается, достигая у верхней границы мезосферы -70° , -80° .

Слой 50—80 км отличается повышенной турбулентностью и вблизи верхней границы этого слоя, т. е. на высоте около 80 км, иногда наблюдаются тонкие светящиеся облака,

называемые серебристыми облаками. Они появляются обычно в северной части горизонта летними ночами и движутся в общем с востока на запад со скоростью 40—80 км/час.

Переходный слой между стратосферой и мезосферой называется **стратопазой**.

Термосфера — слой атмосферы выше 80 км, характеризующийся непрерывным повышением температуры; предполагается, что на высотах около 200 км температура достигает 200—250°.

Переходный слой между мезосферой и термосферой называется **мезопазой**.

Слои атмосферы выше 80 км содержат значительное количество заряженных электричеством мельчайших частиц, молекул или атомов, атмосферных газов, называемых ионами. Поэтому указанные слои называют также **ионосферой**. Следовательно, термосфера, по существу, совпадает с ионосферой. Однако последний термин применяется лишь в тех случаях, когда речь идет об электрических свойствах атмосферы.

Эти слои атмосферы отличаются большой электропроводностью; которая, например, на высоте 100 км увеличивается в несколько миллиардов раз по сравнению с электропроводностью воздуха у поверхности земли.

Ионизация верхних слоев атмосферы происходит благодаря воздействию на атмосферу ультрафиолетовой части солнечных лучей, а также мельчайших заряженных твердых частиц — корпускул, выбрасываемых Солнцем.

Ионизация сильно влияет на распространение радиоволн, испытывающих в ионосфере преломление, отражение или поглощение. Эти явления в настоящее время подробно исследованы, что дает возможность использовать радиоволны для непосредственного изучения ионосферы. Выяснилось, что отдельные слои атмосферы на больших высотах имеют различную степень ионизации. Лучшее всего выражены два таких слоя: слой *E*, лежащий на высотах между 80 и 120 км, с максимумом ионизации на высоте около 100 км, и слой *F* — на высоте около 200 км. Кроме этого, существует еще один слой слабой ионизации — *D*, располагающийся в стратосфере на высоте 50—65 км.

Состояние ионосферы не остается постоянным, а непрерывно изменяется в течение года и суток, а также в зависимости от изменений солнечной активности. В связи с этим изменяются и условия радиоприема. Так, например, днем под воздействием солнечной радиации увеличивается степень ионизации нижних слоев ионосферы и радиопередачи бывают более устойчивы на коротких волнах (10—50 м). Ночью вследствие ослабления ионизации используются более длинные радиоволны. Особенно сильные нарушения проходимости коротких радиоволн наблюдаются в периоды так называемых магнитных бурь, которые чаще всего возникают в высоких широтах.

Экзосферой называется внешний слой атмосферы, располагающийся выше 800—1000 км. Здесь в условиях очень сильного разряжения атмосферы частицы газов имеют очень большие скорости (больше 11 км/сек). Вследствие этого такие частицы, преодолевая силу тяжести, могут улетать в межпланетное пространство.

До каких же высот простирается земная атмосфера? На этот вопрос можно ответить, прежде всего, исходя из теоретических соображений. Они основаны на гипотезе о том, что на верхней границе атмосферы центробежная сила вращения Земли должна уравниваться силой земного притяжения. Расчеты показывают, что такая теоретическая граница земной атмосферы лежит над полюсом на высоте 28 000 км, а над экватором — на высоте 42 000 км. Но эти данные имеют пока только теоретический интерес: предполагается, что на этих высотах могут наблюдаться лишь единичные частицы газа, разделенные тысячами километров.

Практически же нам необходимо знать высоту тех слоев атмосферы, которые имеют еще измеримую плотность и где происходят те физические явления, которые мы имеем возможность наблюдать. К числу таких явлений, совершающихся на наибольших высотах, относятся полярные сияния. Это оптическое явление тесно связано с ионосферными магнитными бурями и представляет собой свечение газов разреженной атмосферы под влиянием бомбардировки их электрически заряженными частицами, испускаемыми Солнцем. Установлено, что верхняя граница полярных сияний может находиться на высоте 1000—1200 км, что до последнего времени и считалось верхней границей атмосферы.

Запуск первого советского искусственного спутника Земли 4 октября 1957 г. и последовавшие за этим запуски спутников как в СССР, так и в США вместе с запусками космических ракет открыли перед учеными широчайшие возможности для дальнейшего глубокого и разностороннего изучения атмосферы. Полученные научные результаты уже сейчас позволили по-новому осветить многие вопросы физики верхних слоев атмосферы. Отметим некоторые из этих результатов.

Среднее значение плотности атмосферы на высотах перигея советских спутников (225—228 км), вычисленное по их торможению, оказалось равным трем десятиллионным грамма в одном кубическом метре воздуха. Это значение примерно в 5—10 раз превосходит величины, которые ранее принимались на основании обработки данных ракетных наблюдений. Вообще же выяснено, что плотность атмосферы на одной и той же высоте непостоянна. Она особенно резко изменяется в дни, когда на Земле происходят магнитные бури, вызванные вспышками на Солнце. Оказалось также, что ее величина зависит от времени

суток. Над освещенной стороной Земли плотность значительно больше, чем на той же высоте над неосвещенной зоной. В экваториальной области плотность атмосферы оказалась меньше, чем на соответствующих высотах в умеренных широтах.

По данным о торможении спутников Земли в настоящее время принято считать, что верхняя граница атмосферы — геокорона — простирается до 20 тыс. км. Предполагается, что плотность атмосферы на этих высотах равна плотности межпланетного пространства.

Исследование ионосферы путем «просвечивания» ее сверху радиоволнами, излучаемыми передатчиками спутников, позволило выяснить, что области с высокой концентрацией ионов простираются значительно выше, чем это предполагалось ранее.

С помощью искусственных спутников Земли открыты радиационные пояса Земли. Они представляют собой зоны высокой концентрации заряженных частиц, пойманных в ловушку, созданную магнитным полем Земли. Это — зоны высокой интенсивности радиации.

Установлено, что внешняя зона радиации простирается в плоскости экватора от 14 тыс. до 50—55 тыс. км от поверхности земли. В интервале широт 55—70° внешняя зона приближается до 270—300 км. Граница и максимум интенсивности радиации в этой зоне меняются во времени.

Внутренняя зона радиации располагается на расстоянии от 600 до 5000 км от поверхности земли. В отличие от внешней зоны, внутренняя зона более устойчива во времени и излучение в ней более жесткое, т. е. более опасное для продолжительных полетов космических кораблей.

Одной из важных задач исследований в настоящее время является решение вопроса о влиянии радиационных поясов на температуру слоев верхней атмосферы, расположенных ниже 1000 км. В связи с этим считается, что основным источником энергии земной короны является энергия солнечных корпускулярных потоков. Земная корона представляет собой как бы резервуар энергии корпускулярных потоков, из которого черпает часть своей энергии и верхняя тропосфера.

Международная стандартная атмосфера (МСА)

Состояние атмосферы очень изменчиво; и это обстоятельство создает серьезное затруднение при аэродинамических расчетах летных качеств самолетов, поскольку они очень зависят от плотности и температуры воздуха. Чтобы устранить эти затруднения, введено понятие стандартной атмосферы, представляющей собой некоторую условную атмосферу. Она характеризуется осредненными значениями параметров воздуха для различных высот,

близко совпадающими со средними значениями этих параметров в средних широтах в летнее время. Для международной стандартной атмосферы приняты следующие условия:

- 1) атмосфера на всех высотах состоит только из сухого воздуха того же состава, какой она имеет у земной поверхности;
- 2) за нулевую высоту («Землю») принят средний уровень моря, на котором давление воздуха равно 760 мм ртутного столба (1013,2 мб) при температуре $+15^{\circ}\text{C}$; при этих условиях массовая плотность воздуха равна $0,125 \text{ кг сек}^2/\text{м}^4$;
- 3) граница тропосферы считается лежащей на высоте 11 000 м; вертикальный градиент температуры в тропосфере постоянен и равен $0,65^{\circ}$ на 100 м;
- 4) в стратосфере, т. е. выше 11 км, температура постоянна и равна $-56,5^{\circ}\text{C}$.

§ 2. ЗНАЧЕНИЕ ОТДЕЛЬНЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ И ЯВЛЕНИЙ ДЛЯ РАБОТЫ АВИАЦИИ

Состояние атмосферы и процессы, происходящие в ней, характеризуются рядом метеорологических элементов, которые непосредственно наблюдаются на метеорологических станциях. К ним относятся: атмосферное давление, температура и влажность воздуха, видимость, ветер (направление и скорость), облачность (количество, высота и форма облаков) и осадки (вид, интенсивность и продолжительность); сюда можно причислить также плотность воздуха, которая, однако, не измеряется, а вычисляется. Указанные элементы обычно характеризуются количественной оценкой.

К метеорологическим явлениям относятся: гроза, шквал, смерч, метель, пыльная буря, туман, гололед, изморозь. Такие явления, как турбулентность, вызывающая болтанку самолетов, а также обледенение самолетов будем условно тоже считать явлениями погоды. Для всех этих явлений, как правило, имеется только качественная оценка.

Данные об элементах, полученные по приборным или визуальным наблюдениям у поверхности земли, принято называть метеорологическими, а полученные с помощью приборов, запущенных разными способами (радиозонды, шары-пилоты, самолеты, ракеты и др.) на различные высоты, — аэрологическими данными.

Физическое состояние атмосферы в данном районе и в данный момент, характеризующееся совокупностью значений метеорологических элементов и явлений, называется погодой.

Погодой интересуются самые разнообразные отрасли народного хозяйства, как-то: сельское хозяйство, морской, железнодорожный и автомобильный транспорт, рыбная промышленность, строительство и многие другие. Особое значение имеет погода

для авиации, что мы увидим из нижеприведенного описания влияния на ее работу отдельных метеорологических элементов и явлений. Техническая сторона этого вопроса подробно рассматривается в специальных пособиях по аэродинамике и аэронавигации. Здесь этот вопрос излагается в более сжатом и общем виде.

Давление, температура и плотность воздуха. Это основные, тесно связанные между собой физические параметры, характеризующие атмосферу как среду, в которой происходит полет. Значение этих элементов для авиации состоит прежде всего в том, что соответствующие данные, взятые по шкале так называемой стандартной атмосферы, используются для расчета летно-технических и аэродинамических характеристик летательных аппаратов, а также для тарировки некоторых пилотажных и навигационных приборов (барометрический высотомер, указатель скорости, указатель чисел M и др.). В связи с этим нужно иметь в виду, что влияние атмосферного давления, плотности воздуха и температуры на работу авиации проявляется в нижеследующем.

1. Закономерное уменьшение атмосферного давления с высотой широко используется при определении высоты полета самолета над уровнем земной поверхности. Барометрический высотомер, однако, измеряет не высоту, а лишь давление, значение которого в свою очередь зависит от превышения местности над уровнем моря и от температуры воздуха. Шкала прибора градуируется при этом по условным значениям давления и температуры воздуха, а именно по давлению на среднем уровне моря 760 мм рт. ст. и при температуре $+15^\circ$, а также с учетом изменения температуры с высотой в $6,5^\circ$ на 1 км. В реальных условиях полета атмосферное давление и температура воздуха могут существенно отличаться от наземных условных значений, вследствие чего возникают погрешности в показаниях высотомера. Чтобы знать истинную высоту полета над местностью, нужно всегда знать фактическое распределение давления и температуры воздуха по маршруту и вносить соответствующие поправки в показания высотомера.

2. Плотность воздуха определяет величину полной аэродинамической силы, действующей на крыло самолета, находящегося в воздухе: увеличение плотности воздуха приводит к увеличению аэродинамической силы и, наоборот, эта сила уменьшается с уменьшением плотности воздуха.

Плотность, определяющая собой вес воздуха, проходящего через ТРД в 1 сек., входит как одна из составных частей при расчете величины так называемой располагаемой тяги ТРД, т. е. той тяги, которая необходима в случае полета на максимальной скорости. При полете самолета на определенной барометрической высоте плотность воздуха, а следовательно, и рас-

полагаемая тяга двигателя могут изменяться только вследствие изменения температуры. В связи с этим понижение температуры на высоте полета, указывающее на увеличение плотности воздуха на этой высоте, вызывает прирост тяги; повышение температуры приводит к уменьшению тяги двигателя.

Уменьшение плотности воздуха с высотой и связанное с этим уменьшение располагаемой силы тяги двигателя приводит к уменьшению вертикальной скорости самолета и, следовательно, к увеличению времени, потребного для набора высоты. В тропосфере вертикальная скорость самолета изменяется медленнее, чем в стратосфере, поскольку в тропосфере температура с высотой понижается, а в стратосфере она остается постоянной и даже несколько повышается. В связи с этим наибольшее изменение вертикальной скорости наблюдается при переходе из тропосферы в стратосферу.

3. Длина разбега самолета при взлете и длина его пробега при посадке зависят от плотности воздуха, а следовательно, от атмосферного давления и температуры воздуха у поверхности земли. В тех случаях, когда атмосферное давление или температура воздуха вызывает рост плотности, скорость отрыва и длина разбега уменьшаются. Соответственно этому уменьшается посадочная скорость и длина пробега самолета. В случае уменьшения плотности, что обычно бывает при понижении давления и повышении температуры, скорость отрыва и длина разбега (пробега) увеличивается. Этим объясняется тот факт, что в зимнее время, когда наблюдаются очень низкие температуры воздуха и высокое давление, скорость отрыва существенно меньше, чем летом.

4. Высокие температуры воздуха вызывают усушку древесины, ее коробление и растрескивание, а также уменьшают упругость резиновых частей. Очень низкие температуры затрудняют запуск силовых установок, ухудшают механические свойства древесины, а также резины (она становится хрупкой).

Резкие колебания температуры, например понижение ее при подъеме самолета на большую высоту или повышение при спуске, могут привести к остановке некоторых авиационных приборов, отдельные детали которых построены из различных металлов, имеющих неодинаковый коэффициент расширения или сжатия.

Ветер. Влияние ветра сказывается в изменении скорости и направления перемещения самолета во время полета по отношению к земной поверхности. При попутном ветре путевая скорость увеличивается и требуется меньшее время на пролет по заданному маршруту. В связи с этим уменьшается километровой расход топлива, что позволяет взять на самолет дополнительный полезный груз за счет уменьшения запаса топлива. При встречном ветре все происходит наоборот. Таким образом,

выбор высоты и профиля полета, расчет запаса топлива, расчет времени прибытия самолета в пункт назначения должны основываться на тщательном изучении режима ветра по маршрутам полета.

Ветер существенно влияет на взлет и посадку самолета, которые должны всегда производиться против ветра, чтобы уменьшить длину разбега и пробега самолета. Если эти операции совершаются при боковом ветре, то летчик может оказаться в весьма затруднительном положении. Оно вызывается, во-первых, тем, что вследствие неравномерного обдувания плоскостей при боковом ветре возникает кренящий момент; во-вторых, такой ветер создает силу, стремящуюся развернуть самолет против ветра. Поэтому все типы самолетов имеют ограничения по скорости бокового ветра для взлета и посадки.

Для безопасности полета в нижних слоях атмосферы необходимо учитывать структуру ветра. В частности, порывистый ветер, особенно если он дует «в лоб» или «в спину», снижает устойчивость полета самолета. В самом деле, при встречном порыве ветра происходит некоторое увеличение подъемной силы самолета, благодаря чему у последнего возникает тенденция к кабрированию; попутный же порывистый ветер приводит к уменьшению скорости самолета относительно воздуха и, следовательно, к уменьшению его подъемной силы, что ведет к снижению самолета. В результате самолет может испытывать резкие броски вверх и вниз, достигающие нескольких метров. Такие броски особенно опасны при взлете, при посадке или вообще когда самолет находится на небольшой высоте от поверхности земли. В этом случае может произойти неожиданный удар о землю, а следовательно, и тяжелое летное происшествие. Это тем более необходимо иметь в виду, что порывистость ветра в приземном слое бывает наибольшей.

Вообще очень сильный ветер у поверхности земли может принести большой ущерб авиации. Он разрушает подсобные аэродромные сооружения, опрокидывает незакрепленные самолеты и т. д. Переносимые при этом крупные частицы пыли попадают во всасывающую систему поршневых двигателей и усиливают износ всей системы. Если же очень крупная пыль (камешки) попадет во всасывающую систему ТРД и ТВД, то это может повести к аварии компрессора или турбины.

Огромное значение имеет ветер для возникновения зон интенсивной турбулентности атмосферы, вызывающей опасную болтанку самолетов на больших высотах.

Облака, туманы и осадки. Эти явления относятся к числу важнейших метеорологических элементов, определяющих общее состояние погоды. Закрито ли небо облаками, идет ли дождь или стоит ясная погода — это очень важно для многих отраслей народного хозяйства, в особенности для авиации. Облака,

туманы и осадки в большинстве случаев создают неблагоприятные условия для полетов по нижеследующим причинам.

Низкие облака, часто сочетающиеся с туманом или дымкой у поверхности земли, сильно ухудшают видимость, что чрезвычайно затрудняет взлет и посадку самолетов. Чтобы сохранить прямолинейность разбега и пробега самолета и соблюсти меры безопасности, летчик должен иметь визуальную ориентировку. Для этого необходимы определенные минимумы высоты облаков и горизонтальной видимости. Эти минимумы устанавливаются для каждого аэродрома при полетах днем и ночью в зависимости от условий подхода к аэродрому, его радиосветотехнической оснащенности, а также от степени подготовки экипажа и типа самолета.

Во время самого полета под низкими облаками возникают большие трудности в визуальной ориентировке вследствие быстрых угловых перемещений земных объектов.

Полет в облаках, не представляющий в настоящее время никаких технических затруднений, все же утомляет летчика, так как требует большой сосредоточенности его внимания на показаниях многочисленных приборов, обеспечивающих безопасность полетов. При температуре ниже 0° полеты в облаках нередко сопровождаются интенсивным обледенением летательных аппаратов. В облаках некоторых форм, в особенности в мощных кучевых и кучево-дождевых облаках, встречаются значительные вертикальные движения воздуха, вызывающие опасную болтанку самолетов.

В последнее время в связи с развитием высотно-скоростной авиации большое значение приобрели облака верхнего яруса — перистые, перисто-слоистые и перисто-кучевые. Если ранее эти облака считались совершенно безобидными, то сейчас стало хорошо известно, что полеты в них нередко сопровождаются болтанкой, обледенением, градобитием, а также электризацией самолетов.

Наряду с этим наличие облаков может обеспечить во многих случаях более благоприятные условия для проведения полета. Облака до известной степени делают видимой структуру воздушной массы, они дают представление о характере изменения температуры с высотой, а также о характере и интенсивности вертикальных движений в свободной атмосфере. По движению же облаков можно судить о направлении ветра на различных высотах. По виду верхней границы облаков можно сказать, будет ли при пробивании этих облаков обледенение и какова возможная его интенсивность или обледенение маловероятно. То же самое можно сказать и в отношении болтанки как в облаках, так и под облаками.

В облаках некоторых форм полет происходит совершенно спокойно, без заметного обледенения, поэтому никакой опасности

они не представляют. Одни виды облаков отличаются очень большой вертикальной мощностью, но, занимая сравнительно небольшие пространства по горизонтали, допускают свободный обход их со стороны и тем самым существенно не мешают полету. Другие облака, наоборот, имеют большую горизонтальную протяженность, но отличаются небольшой вертикальной мощностью. Если пробить такие облака, что не представляет никаких трудностей, то полет над ними обычно происходит в исключительно благоприятных условиях, тогда как полет в самих облаках может быть опасным.

Осадки значительно ухудшают видимость, способствуют образованию низких разорванно-дождевых облаков, а в холодную половину года нередко вызывают обледенение. Продолжительные и интенсивные осадки сильно ухудшают состояние аэродромов и делают некоторые из них не пригодными для эксплуатации.

Болтанка самолетов. При некоторых условиях погоды самолет во время полета испытывает неупорядоченные колебания в вертикальной плоскости или из стороны в сторону, сопровождаемые глухими ударами наподобие ударов молота. Создается при этом ощущение, испытываемое, например, при быстрой езде на автомобиле через встречающиеся на дороге глубокие выемки или при езде на телеге по булыжной мостовой. Описанное явление получило название **болтанки самолетов**.

Болтанка — весьма неприятное явление и даже опасное, особенно в тех случаях, когда она проявляется в виде значительных бросков самолета вверх или вниз. Интенсивная болтанка вредно отражается на организме человека, вызывая болезненные ощущения у пассажиров и экипажа. Она чрезвычайно затрудняет управление самолетом, держит летчика в большом напряжении и поэтому быстро его утомляет.

При сильной болтанке возникают значительные отклонения в показаниях указателя скорости, а также неустойчиво работают вариометр и высотомер. Ко всему этому при болтанке всегда возникают дополнительные нагрузки на отдельные части самолета, называемые **эксплуатационными перегрузками**. Иногда эти перегрузки бывают настолько значительными, что могут привести к разрушению самолета в воздухе. В частности, в некоторых случаях частота колебаний самолета при болтанке может совпадать с собственной частотой изгибных колебаний крыла и вызывать резонансные колебания крыла, недопустимые по условиям его прочности.

Грозы. При полетах в зоне грозовой деятельности непосредственную опасность могут представить молния, град, турбулентность и обледенение. Попадание молнии в летящий самолет — явление сравнительно редкое, но оно может быть весьма опасным.

Нужно иметь в виду, что присутствие самого самолета в грозовом облаке способствует выравниванию потенциала, особенно если не убрана антенна и за самолетом тянется конус выхлопных газов, являющийся хорошим проводником.

Если произойдет удар молнии в самолет, то внутри его возникает высокий потенциал, угрожающий жизни экипажа; при полете в грозовом облаке вспышка молнии может сильно ослепить экипаж.

Молния, проходя внутрь самолета в местах разрыва или плохого контакта проводящих поверхностей, может вызвать пожар. Она может сжечь все антенны, прожечь в самолете небольшие дыры, пробить консоль крыла, а также вызвать магнитные отклонения в показаниях компаса.

Если при ударе молнии в самолет разряд пройдет через все его металлические части, то это может вызвать ослабление механической прочности и даже разрушение в местах с клепкой, так как здесь разряд встречает большое сопротивление.

В непосредственной близости от пути разряда воздух быстро нагревается и расширяется; образующаяся при этом воздушная волна может разрушить обшивку самолета деревянной конструкции и сорвать наружные установки и приборы.

При высокой частоте электрических зарядов создаются такие сильные помехи, что работа радиосредств становится невозможной.

Значительные повреждения самолету может причинить сильный град, от ударов которого образуются выбоины, особенно на передних кромках крыльев. Были случаи, когда крупный град разбивал стекла пилотской кабины, пробивал в нескольких местах стабилизатор и обшивку носовой части, выводил из строя указатель скорости и др.

Рисунок 2, взятый из технической записки Всемирной метеорологической организации, дает представление о том, какие значительные повреждения самолету может принести сильный град. В данном случае самолет ВВС США подвергся ударам града диаметром 6—8 см всего в течение 30 сек. на высоте 5400 м.

Самолеты могут подвергаться ударам града на высотах более 8 км. Иногда, пролетая даже в перистых облаках безобидного вида, самолеты попадают под удары крупных градин.

Большую опасность при полете в грозу представляет значительная турбулентность атмосферы, вызывающая сильную болтанку и значительные броски самолета. Экспериментальными полетами на самолетах-истребителях установлено, что в грозовых облаках в течение нескольких секунд перегрузки изменяются от 1,5 до 2,0 g.

Для характеристики условий полета в грозу мы приводим здесь выдержку из книги Героя Советского Союза И. Спирина



Рис. 2. Повреждение самогеля градом.

«Записки военного летчика», где он описывает встречу с грозой в одном из полетов на участке Смоленск — Москва:

«Подходим вплотную к туче. Огибать ее далеко. Я решил, что грозовой фронт не глубок и мы сумеем проткнуть его, не ломая пути. Самолет смело погружается в черную бездну. Сильный бросок. Сразу наступили сумерки. Самолет бросает из стороны в сторону. Дождь как из ведра. Яркие ослепительные вспышки молнии. Грозное и величественное зрелище! Гром не слышен, зато ощутителен, при каждом ударе нас встряхивает. Броски так сильны, что, кажется, вот-вот отлетит крыло. Крепко держимся за рулевое управление. Напрягаем все силы, чтобы удержать самолет ровно, не дать грозе опрокинуть, перевернуть машину. А дождь неимоверный. Крупный град с шумом хлещет по крыльям. Кругом все темнее и темнее. «Выберемся ли мы из этой бурлящей громады» — мелькнуло в голове. Внезапно ослепительный блеск. Молния вспыхнула совсем рядом. Впечатление, что вот-вот загорится и наша машина. Пауза и вслед за ней бросок вниз, боком на крыло. Казалось все кончено. Я различил в проливном дожде под самым крылом самолета макушки деревьев. Мы едва сумели выровнять самолет и привести его в нормальное положение».

При полете в кучево-дождевых облаках не меньшую опасность представляет обледенение, которое может быть очень интенсивным, хотя и кратковременным.

Наконец, прохождение гроз и связанных с ними шквалов и смерчей создает опасность для аэродромных сооружений и для самолетов, стоящих на земле. Вот почему с самых первых дней развития авиации грозы считаются одним из наиболее опасных метеорологических явлений, в связи с чем летчикам рекомендуется избегать полетов в грозу и категорически запрещается входить в грозовые облака.

Обледенение самолетов. Под обледенением обычно понимается такое явление, когда самолет во время полета покрывается слоем льда. Перечислим основные вредные последствия обледенения применительно как к поршневым самолетам и вертолетам, так и к современным скоростным транспортным самолетам.

Образование ледяного налета на передних кромках крыла, горизонтальном и вертикальном хвостовом оперении и воздушных винтах значительно изменяет профиль, вследствие чего искажается спектр обтекания и увеличивается сопротивление. Подъемная же сила крыла и сила тяги винтомоторной группы уменьшаются.

Отложение льда на выступающих частях самолета увеличивает полетный вес. Для тяжелого двухмоторного самолета увеличение веса в зависимости от интенсивности обледенения иногда составляет 150—200 кг, что приводит наряду с общим

ухудшением аэродинамики к снижению скороподъемности и потолка самолета.

Обледенение вызывает нарушение работы отдельных частей самолета: крыла, хвостового оперения, винтов, карбюратора, выступающих воздухозаборников, приемника воздушного давления, указателя скорости и т. д. Часто в полете прекращается связь вследствие обледенения наружных антенн.

Ледяные наросты могут значительно изменить форму отдельных частей самолета. Вследствие появления срыва потока,

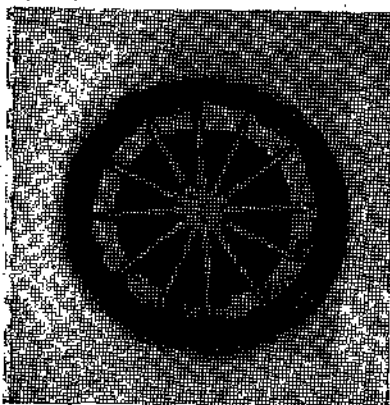


Рис. 3. Обледенение защитной решетки.

особенно на больших углах атаки крыла, часто возникает сильная вибрация винтомоторной группы и обледеневших консолей крыла оперения. При сильном обледенении эти вибрации могут привести к поломке и разрушению отдельных частей самолета, в том числе и моторной рамы.

Обледенение воздухозаборников и карбюратора снижает мощность мотора. При полете в условиях интенсивного обледенения мощность мотора настолько падает, что полет по горизонтали становится невозможным и самолет идет со снижением.

Иногда подвергаются обледенению части механизма выпуска

шасси, находящиеся в воздушном потоке, вследствие чего при посадке шасси может не выпуститься.

При полете в зоне обледенения почти всегда осаждается лед на окнах пилотской кабины, а это ведет к сильному ухудшению видимости, что особенно опасно при посадке.

У реактивных двигателей обледенению более всего подвержены их входные устройства. При обледенении входных каналов и деталей турбинных двигателей изменяются характеристики силовых установок.

Отложение льда на защитной решетке (рис. 3), внутренней поверхности воздухозаборника, стойке и коке переднего корпуса компрессора, на лопатках направляющего аппарата первой ступени осевого компрессора и других деталях входного устройства дросселирует двигатель и уменьшает гидравлический коэффициент полезного действия, что приводит к уменьшению расхода воздуха через двигатель. Уменьшение же расхода воздуха способствует перегреву напряженных деталей двигателя и усиливает его склонность к помпажу (срывное явление) и самовыключению. При обледенении двигателей с осевыми компрессора-

ми возникает опасность повреждения лопаток компрессора отрывающимися кусками льда.

При горизонтальном полете вертолета в условиях обледенения лед отлагается на лопастях несущего и хвостового винтов, хвостовой балке, стабилизаторе, шасси, на лобовой части кабины и др. Наибольшую опасность представляет обледенение винтов, так как даже незначительное количество льда увеличивает нагрузку на лопасти, что ведет к возрастанию центробежной реакции на центр ротора. В результате нарушается равновесие ротора и создается сильная вибрация.



Рис. 4. Отложение плотного полупрозрачного льда на передней кромке крыла и на головках заклепок.

На рис. 4 и 5 приводятся фотографии отложений льда на различных деталях самолета ИЛ-12.

Чувствительность к обледенению у различных типов самолетов бывает различной. Сильно сказывается обледенение на самолетах старых конструкций, имеющих много разных подпорок, тонкие профили которых особенно подвержены значительному обледенению.

Современные самолеты менее уязвимы в отношении обледенения по сравнению с прежними типами самолетов. Но к современной авиации предъявляются и гораздо более высокие требования в отношении полетов в любых условиях погоды, на самых различных высотах и на весьма далекие расстояния. Все это значительно повышает вероятность встречи с зонами обледене-

ния, и при длительном полете в таких зонах обледенение может достигнуть опасных размеров.

Нужно также иметь в виду следующее обстоятельство. Метеорологическое обеспечение полетов поршневых самолетов показало, что обледенение наступает главным образом при температуре воздуха от 0 до -10° и в редких случаях при более низкой температуре. Считалось, что при температуре ниже -25°

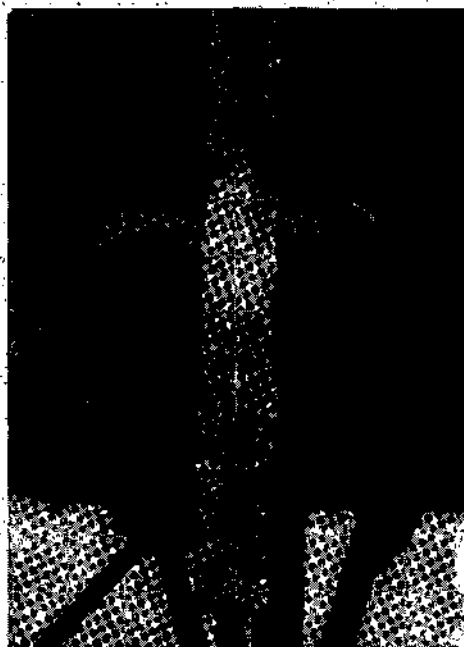


Рис. 5. Сильное обледенение стойки приемника воздушного давления (ПВД).

обледенение почти исключено. Сейчас же мы знаем, что скоростные самолеты хотя и очень редко, но могут при определенных условиях погоды подвергаться обледенению и при весьма низких температурах — даже до -40° .

§ 3. МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ПОГОДЫ И ЕЕ ПРЕДСКАЗАНИЯ. ОРГАНИЗАЦИЯ СЛУЖБЫ ПОГОДЫ

Синоптический метод

Учение о погоде, ее изменениях во времени и в пространстве и о причинах этих изменений является весьма важной составной частью авиационной метеорологии, хотя эти вопросы рассматри-

ваются здесь в более сокращенном виде, чем в специальных курсах синоптической метеорологии. Изучение атмосферных процессов, вызывающих различные состояния погоды и их изменения, а также составление прогнозов погоды осуществляется с помощью так называемого синоптического метода.

Сущность этого метода заключается в следующем. На обычную географическую карту наносятся цифрами и условными значками значения метеорологических элементов, полученные при одновременных наблюдениях на сети станций. Такая карта дает возможность обозреть состояние погоды в некоторый момент сразу на большой территории.

По таким картам, составленным по наблюдениям в различные сроки, можно выяснить, какие изменения произошли в состоянии погоды от одного момента к другому. Зная общие закономерности развития атмосферных процессов и как они отражаются на состоянии погоды, можно сказать, какой будет погода в ближайшее время в интересующем нас пункте, районе или по трассе полета.

Составленные карты погоды называются синоптическими; название это происходит от греческого слова «синоптикос», что означает «одновременно обозримый». Синоптические карты составляются по наблюдениям у поверхности земли и по аэрологическим наблюдениям, относящимся к различным высотам. Первые из них называются приземными картами, или просто картами погоды, вторые — высотными, или аэрологическими, картами.

Синоптический метод возник около середины XIX века. Однако на протяжении многих лет его развитие шло очень медленно. Сеть метеорологических станций долгое время была очень редкой, аэрологические наблюдения почти отсутствовали и все наши знания об атмосферных процессах черпались исключительно из анализа недостаточно полноценных приземных карт погоды. Значительные успехи в развитии синоптической метеорологии наметились с начала тридцатых годов XX века, когда были разработаны более совершенные методы анализа синоптических карт, позволившие глубже познать физическую сущность атмосферных процессов. В частности, к этому времени было разработано учение о воздушных массах и о тропосферных фронтах, что дало возможность более правильно предсказывать облачность, осадки, туманы и другие явления погоды. Большим стимулом для развития синоптической метеорологии и всей службы погоды в целом явились требования к метеорологии со стороны бурно развивающейся авиации. Для удовлетворения этих требований стала создаваться обширная аэрологическая сеть, благодаря которой в дополнение к приземным картам погоды синоптики стали составлять и анализировать высотные карты.

Исследование состояния атмосферы на различных высотах производится методами шаропилотных, радиопилотных и радиотеодолитных наблюдений. Для измерения давления, температуры и влажности на различных высотах применяют преимущественно радиозонд, поднимаемый на шаре, наполненном водородом, а также метеорограф, поднимаемый на самолете. Наблюдения за передвижением радиозонда, осуществляемые с помощью радиопеленгации, дают возможность определять скорость и направление ветра на различных высотах за облаками (радиовеер).

Для исследования стратосферы и более высоких слоев атмосферы применяются также метеорологические ракеты, снабженные специальной аппаратурой.

Данные, получаемые с помощью перечисленных методов, широко используются в настоящее время для прогноза метеорологических условий полета не только во всей толще тропосферы, но и в стратосфере. Синоптический метод является до настоящего времени наиболее распространенным методом, используемым в оперативной работе органов службы погоды и в общем удовлетворительно обеспечивающим запросы народного хозяйства. Наряду с этим во многих странах ведутся обширные исследования по разработке численных методов прогнозов погоды с использованием современных электронных вычислительных машин. Уже сейчас многие предвычисленные карты погоды используются синоптиками при составлении прогнозов.

Большие возможности для развития и усовершенствования различных методов прогнозов погоды открываются в связи с запуском метеорологических спутников. Такие спутники могут служить очень ценным наблюдательным средством в дополнение к обычным наблюдениям, в особенности в тех районах, где таких наблюдений недостаточно. Существенным является то, что с появлением спутников представилась возможность наблюдать за атмосферными явлениями не только снизу, но и сверху.

В этом отношении имеют большую ценность прежде всего данные об облачности, полученные путем фотографирования со спутника, вращающегося по орбите на высоте нескольких сот километров. Площадь земной поверхности, доступная при этом для фотографирования в любой момент времени, может составлять тысячи или даже миллионы квадратных километров в зависимости от типа фотокамеры. Соединяя же все фотографии, взятые в определенной последовательности, мы можем создать картину громадного пространства земной поверхности, отдельные части которой покрыты облачными системами. По ним же можно определить типы воздушных масс, положение и размеры циклонов, фронтов, струйных течений и других объектов, позволяющих в целом выявить состояние погоды в любом месте земного шара. Уже имеются случаи практического использования

таких наблюдений над облачностью в синоптическом анализе и при составлении прогнозов погоды, в частности, по районам Антарктиды, Индийского и Тихого океанов, центральной и южной части Атлантики. Неоценимую пользу могут принести эти данные непосредственно для метеорологического обеспечения перелетов на большие расстояния. Анализ данных об облачности, полученных для огромных пространств, вызывает сейчас у ученых и некоторые новые идеи о природе самих атмосферных процессов.

Помимо сведений об облачности, фотографирование со спутников может представить нам данные о географическом распределении снежного покрова на материках, а также льдов на морях и океанах.

Большое значение могут иметь также наблюдения со спутников за солнечной радиацией, поступающей на Землю, и радиацией, излучаемой земной поверхностью. Разница между входящей и уходящей радиацией является одним из важных факторов, который нужно учитывать при изучении крупномасштабных процессов, совершающихся в атмосфере во взаимодействии с земной поверхностью. Это в свою очередь необходимо для разработки методов долгосрочных прогнозов погоды.

Исследовательская работа в области службы погоды, как и по другим метеорологическим вопросам, в том числе и по авиационной метеорологии, проводится в СССР главным образом в научно-исследовательских институтах Главного управления гидрометеорологической службы, а именно: в Центральном институте прогнозов (ЦИП), в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова (ГГО), в Центральной аэрологической обсерватории (ЦАО), в научно-исследовательских институтах аэроклиматологии (НИИАК) и гидрометеорологического приборостроения (НИИГМП). Кроме того, эта работа ведется в зональных научно-исследовательских гидрометеорологических институтах (Киев, Тбилиси, Ташкент, Алма-Ата, Владивосток).

В области авиационной метеорологии указанные институты Гидрометеослужбы проводят комплексные исследования совместно с Государственным научно-исследовательским институтом Гражданского воздушного флота (ГНИИ ГВФ), со Среднеазиатским государственным университетом и др. Отличительной особенностью этих исследований явилось в последние годы широкое применение экспериментальных полетов на специально оборудованных самолетах, а также полетов научных работников метеорологов и практиков синоптиков на рейсовых самолетах.

Наблюдая за погодой с высоты полета и сопоставляя свои наблюдения с действительным развитием атмосферных процессов, метеорологи смогли более глубоко познать физическую сущность метеорологических явлений, интересующих авиацию, и тем

самым составить более конкретные указания к прогнозу этих явлений. Это оказалось особенно необходимым и полезным при изучении метеорологических условий погоды на больших высотах.

Исключительно большое значение для исследований в области авиационной метеорологии имеют сведения о погоде, записываемые летчиками на возвращаемых ими бланках бюллетеней погоды. Материал, получаемый от летчиков, охватывает самые различные типы синоптических процессов, поскольку в каждом полете в течение короткого времени покрываются огромные дистанции с разнообразными условиями погоды. Поэтому, несмотря на известные недостатки этого материала, связанные с некоторой субъективностью визуальной оценки тех или других явлений погоды, его значимость ставится в один ряд с данными экспериментальных полетов.

Синоптическая сеть станций. Сроки наблюдений

Исходным материалом для составления синоптических карт являются данные наблюдений метеорологических и аэрологических станций. Количество метеорологических станций на всем земном шаре составляет сотни тысяч. Те из них, которые привлечены для регулярного обеспечения органов службы погоды, называются синоптическими станциями. Эти станции должны иметь наиболее квалифицированных наблюдателей, обладать хорошим приборным оборудованием и хорошими средствами связи для передачи результатов своих наблюдений.

Очень большое значение при этом имеет точность данных о высоте расположения станции над уровнем моря, так как для сравнимости наблюдений на карты погоды наносятся значения атмосферного давления, приведенные к уровню моря. При организации таких станций учитывается необходимость равномерного их распределения по площади, а также освещения сведениями о погоде труднодоступных районов (горные районы, пустыни, острова и др.).

Различают станции международного и местного значения. Наблюдения станций международного значения передаются для общего пользования и попадают на синоптические карты не только в данной стране, но и в других странах. Каждая такая станция имеет определенный номер, который присваивается ей в порядке международного соглашения. Станции местного значения в большинстве своем привлекаются к обслуживанию авиационных линий своей страны.

До января 1947 г. наблюдения на станциях производились в определенный момент по местному (среднему солнечному) времени. Поэтому все станции находились в одинаковых условиях суточного хода. С 1947 г. во всех странах введены наблю-

дения в единый физический момент. Для метеорологических наблюдений установлено 12 сроков в сутки, т. е. через каждые 2 часа, а именно: в 1, 3, 5, 7, 9, 11, 13, 15, 17, 19, 21 и 23 часа московского декретного времени. Основными синоптическими сроками, по наблюдениям в которые составляются подробные синоптические карты, охватывающие достаточно большую территорию, считаются сроки 3, 9, 15 и 21 час. Сроки 1, 7, 13 и 19 час. являются дополнительными. По наблюдениям в эти сроки составляются карты, освещающие гораздо меньшую территорию. Они используются главным образом для уточнения авиационных прогнозов погоды и получили название кольцевых карт, поскольку они включают наиболее подробные сведения с территории некоторого кольца, окружающего данный аэродром.

Основными сроками для аэрологических наблюдений установлены 3 и 15 час., дополнительными — 9 и 21 час.

Составление карт погоды

Каждая метеорологическая и аэрологическая станция, включенная в синоптическую сеть, обязана передавать результаты своих наблюдений в ближайшие бюро погоды; оттуда эти наблюдения в виде сводки передаются в Центральный институт прогнозов по телеграфу или радио. Эти сведения передаются немедленно после производства и обработки наблюдений в виде закодированных телеграмм.

Действующий в настоящее время международный метеорологический код (для сухопутных станций) имеет следующую схему:

$$\begin{array}{ccccccc}
 {}^0 & {}^1 & {}^2 & {}^3 & {}^4 & {}^5 & \\
 YYGG & IIiii & Nddf_mf_m & VVwwW & PPPTT & NC_LhC_MC_H & \\
 & & {}^6 & {}^7 & {}^8 & & \\
 & & T_dT_{dapp} & TRRT_eT_e & 8N_sCh_s h_s & &
 \end{array}$$

Как видно из схемы, код состоит из пятизначных групп, кроме нулевой группы, куда входит четыре знака. Ниже следуют обозначения знаков каждой группы:

Группа 0	YY — число месяца; GG — часы наблюдений (по московскому времени);
Группа 1	II — номер большого района, в котором находится станция; iii — номер станции;
Группа 2	N — общее количество облаков по специальной шкале; dd — направление ветра (откуда дует) в десятках градусов; f _m f _m — скорость ветра в метрах в секунду;
Группа 3	VV — горизонтальная видимость в километрах по специальной шкале; ww — погода во время наблюдения по специальной шкале; W — погода между сроками наблюдений;

Глава I

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ И ЯВЛЕНИЯ ПОГОДЫ

В настоящей главе даются основные характеристики метеорологических элементов и явлений погоды, а также говорится о том значении, какое они имеют при оценке развития атмосферных процессов применительно к метеорологическому обеспечению авиации.

§ 1. ТЕМПЕРАТУРА ВОЗДУХА

Нагревание и охлаждение воздуха

Основным источником тепла на Земле является лучистая энергия Солнца, называемая солнечной радиацией. Прежде чем достичь земной поверхности, лучистая энергия Солнца проходит длинный путь в земной атмосфере. При этом некоторая ее часть поглощается атмосферой и превращается в тепловую энергию; значительная доля ее рассеивается в атмосфере молекулами газов, а также взвешенными мельчайшими частицами и воспринимается нами как тот свет, который мы имеем в местах, куда не попадают прямые солнечные лучи; часть же лучистой энергии отражается в атмосфере от облаков. Все эти виды радиации получили в метеорологии название коротковолновой радиации. Для нее земная атмосфера является почти совсем прозрачной, т. е. большую часть коротковолновых лучей Солнца атмосфера пропускает до земной поверхности, и, следовательно, сам воздух нагревается прямыми солнечными лучами очень слабо.

Солнечные лучи, достигнув земной поверхности, нагревают ее. Земля в свою очередь испускает не видимые глазом длинноволновые тепловые лучи (инфракрасные). Это так называемое земное излучение, направленное вверх, оно почти полностью улавливается атмосферой и поэтому идет на ее нагревание. Следовательно, нагревание воздуха происходит не прямо от

солнечных лучей, а через посредство земной поверхности. Нагретый таким образом воздух также излучает тепло по всем направлениям, в том числе и к самой поверхности земли. Это обстоятельство несколько уменьшает потерю тепла земной поверхностью, которая происходит непрерывно днем и ночью, летом и зимой. Но в летнее время днем солнце стоит высоко над горизонтом и приток тепла к земной поверхности во много раз превосходит его потерю, поэтому поверхность земли нагревается. Ночью же приток лучистой энергии от солнца совсем отсутствует, а днем в зимнее время он очень незначителен, тогда как потеря тепла путем излучения идет непрерывно. Поэтому ночью, а зимой и днем, поверхность земли может сильно выхолаживаться. Это так называемое радиационное охлаждение.

Количество тепла, приносимое солнечными лучами, для различных мест земного шара бывает весьма различным. В основном оно зависит от высоты солнца над горизонтом и продолжительности дня. Высота же солнца в разное время года и для различных широт может меняться от 0 до 90°, а продолжительность дня — от полного его отсутствия до 24 час. и больше. Например, на полюсе непрерывный день продолжается полгода, зато остальные полгода там царит непрерывная ночь. Степень нагревания земной поверхности различна в зависимости от характера самой поверхности (неровная, гладкая), ее окраски (чернозем, песок, зеленая трава, снежный покров) и ее свойств (сухая или влажная, рыхлая или плотная); следовательно, неодинаково нагревается и воздух над различными участками земной поверхности. По-разному происходит нагревание воздуха над морем и над сушей.

Заметим также, что задерживает и поглощает тепловое излучение не сам воздух, а находящийся в нем водяной пар и углекислота. Поэтому облака задерживают излучение с поверхности земли и, следовательно, предохраняют ее от сильного охлаждения. Вот почему в ясную ночь обычно бывает холоднее, чем в пасмурную. Всем этим и объясняется большое разнообразие в тепловом состоянии атмосферы в одно и то же время над различными районами или в одном и том же районе, но в разное время года.

Единицы измерения температуры

Температура воздуха измеряется на метеорологических станциях термометрами, установленными на высоте 2 м. от поверхности почвы, защищенными от непосредственного воздействия солнечных лучей и хорошо вентилируемыми.

Для количественной оценки температуры в СССР и в большинстве других стран мира используется международная столбградусная шкала (шкала Цельсия — °C). Нижняя основная (ре-

нирная) точка этой шкалы (0°) соответствует точке плавления льда; верхняя (100°) — соответствует точке кипения воды при нормальном давлении (760 мм рт. ст.).

В Англии и США до сего времени пользуются шкалой Фаренгейта ($^{\circ}\text{F}$); по которой точке плавления льда соответствует 32°F , а точке кипения воды 212°F . Таким образом, вся шкала делится на 180 равных частей, каждая из которых составляет 1°F . Переход от одной шкалы к другой делается по формулам:

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{5}{9}(t^{\circ}\text{F} - 32);$$

$$t^{\circ}\text{F} = \frac{9}{5}t^{\circ}\text{C} + 32.$$

В теоретической метеорологии используется абсолютная температурная шкала ($^{\circ}\text{K}$). Точка плавления льда (0°C) соответствует по этой шкале 273°K ; соответственно точка кипения воды (100°C) составляет 373°K . Температура по этой шкале обозначается латинской буквой T .

Суточный и годовой ход температуры

Наблюдения показывают, что температура воздуха в одном и том же пункте может испытывать значительные изменения как в течение суток, так и в течение года.

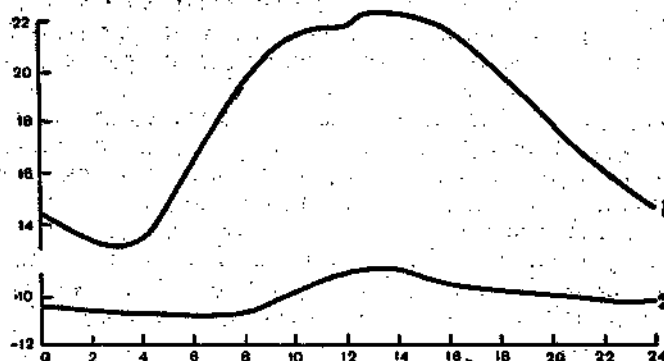


Рис. 7. Суточный ход температуры воздуха в Москве в июле (1) и январе (2).

На рис. 7 для примера представлены две кривые, характеризующие типичные изменения температуры воздуха в течение суток летом и зимой в Москве. Минимальная температура бывает около восхода солнца: в июле около 3 час., в январе около 7 час. по местному (среднему солнечному) времени. Затем, по мере подъема солнца над горизонтом, температура воздуха

повышается и достигает максимума около 2—3 час. пополудни и летом и зимой. После этого, по мере приближения солнца к горизонту, температура понижается.

Величина суточного колебания температуры меняется в зависимости от широты места, от характера подстилающей поверхности, а также от высоты над уровнем моря. Наибольшие суточные изменения температуры бывают в низких широтах, наименьшие — в высоких. Зимой в полярных областях регулярный суточный ход температуры вообще отсутствует. Над песчаной и каменистой почвой, сильно нагревающейся в дневные часы, суточные колебания температуры воздуха значительно больше, чем над почвой, покрытой растительностью. Совершенно не-

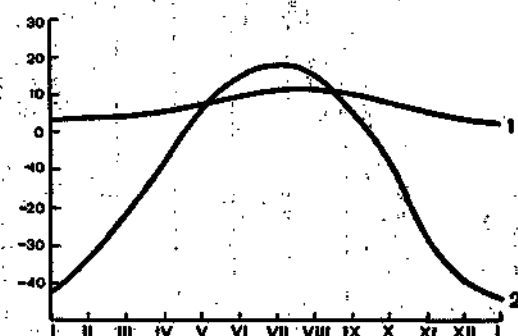


Рис. 8. Годовой ход температуры воздуха в Торсхавне (1) и в Якутске (2).

значительные колебания температуры в течение суток наблюдаются над морями и океанами. В дни с ясной погодой суточная амплитуда температуры больше, чем в облачную погоду. Чем суше воздух при заходе солнца, тем сильнее понижение температуры ночью.

В годовом ходе температуры воздуха наблюдаются резкие различия между пунктами, расположенными в глубине континента, с одной стороны, и вблизи морей и океанов — с другой. На рис. 8 приведен годовой ход температуры в Якутске и Торсхавне (Фарерские острова), расположенных почти на одной и той же широте ($\sim 60^\circ$). Мы видим, что в Якутске самый холодный месяц (январь) имеет среднюю температуру -43° , а самый теплый (июль) $+19^\circ$. В Торсхавне самый холодный месяц (март) имеет среднюю температуру $+3^\circ$, а самый теплый (июнь) $+11^\circ$. Таким образом, годовая амплитуда в Якутске 62° , а в Торсхавне только 8° .

Суточные и годовые изменения температуры называются периодическими изменениями. Наряду с этим существуют непериодические изменения. Они выражаются в том, что

температура нередко значительно повышается или понижается в течение очень небольшого промежутка времени, независимо от времени суток. Такие изменения наиболее часто наблюдаются в умеренных широтах, где они вызываются постоянной сменой воздушных масс различного происхождения, возникновени-

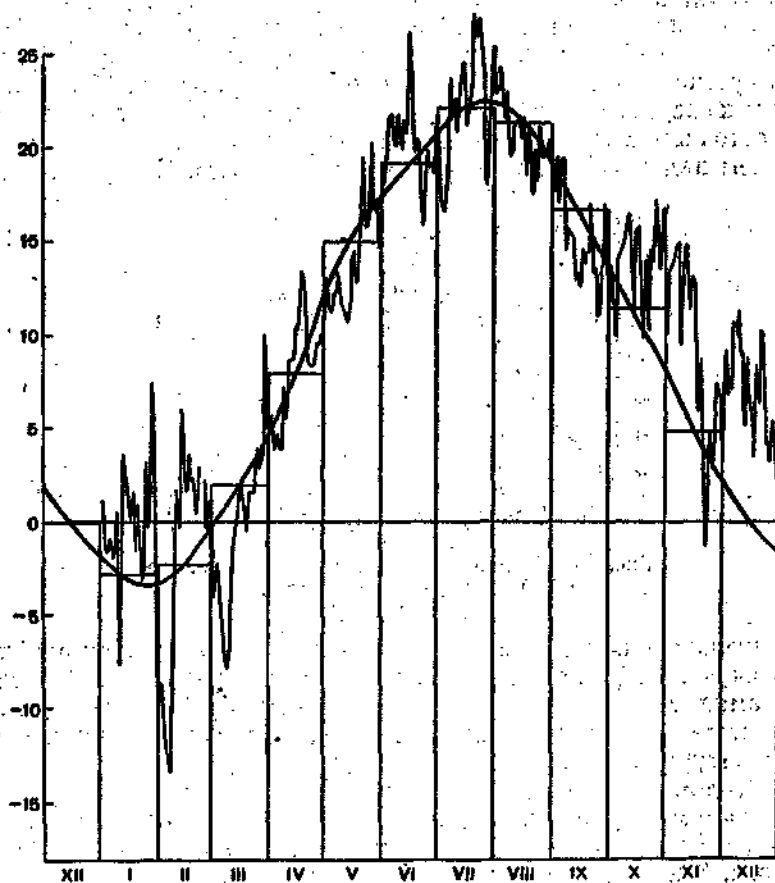


Рис. 9. Годовой ход температуры воздуха в Одессе по многолетним данным и ход среднесуточной температуры в течение 1960 г.

ем и прохождением циклонов и антициклонов. В тропических широтах подобные изменения встречаются редко.

Аналогичные нарушения бывают и в годовом ходе температуры. Например, в одном году наиболее холодным месяцем оказывается январь, в другом — он может оказаться из всех зимних месяцев наиболее теплым и т. д.

Наглядное представление о неперiodических изменениях температуры можно получить из анализа рис. 9, на котором показан годовой ход температуры воздуха в Одессе по многолетним данным (жирная линия) и ход среднесуточной температуры в течение 1960 г. (тонкая линия). Этот рисунок показывает, что хотя общий ход температуры воздуха в Одессе в 1960 г. хорошо согласуется со средним годовым ходом, но в отдельные месяцы и дни 1960 г. температура воздуха здесь значительно отклонялась от «нормальной» как в сторону повышения, так и в сторону понижения. При этом последние три месяца (октябрь), ноябрь, декабрь) в Одессе были аномально теплыми.

Причины таких крупных неперiodических изменений температуры, а вместе с нею и других элементов и явлений погоды очень сложны и требуют глубокого изучения.

Изменение температуры с высотой

На рис. 1 был показан ход температуры с высотой в атмосфере. Для нижнего слоя атмосферы — тропосферы — характерно понижение температуры с высотой, составляющее в среднем $0,65^\circ$ на 100 м. Это изменение температуры с высотой на единицу расстояния по вертикали (100 м) называется вертикальным градиентом температуры. Зная температуру у земной поверхности, можно по данному градиенту сказать, какая приблизительно должна быть температура на любой высоте в тропосфере. Например, при температуре у поверхности земли $+20^\circ$ на высоте 5 км (5000 м) температура будет равна: $20^\circ - (0,65 \times 50) = -12,5^\circ$. Ошибка при этом в большинстве случаев практически бывает небольшой.

Однако во многих случаях фактический градиент температуры может существенно отклоняться в ту и другую сторону от среднего градиента, особенно в самом нижнем слое тропосферы, до высоты 2—3 км. Так, над континентом летом в дневные часы в самом нижнем километровом слое вертикальный градиент температуры почти всегда больше $0,65^\circ$, а иногда превышает 1° на 100 м. Наоборот, зимой этот градиент очень часто бывает меньше $0,65^\circ$ на 100 м и нередко принимает отрицательные значения. Последнее означает, что температура в некотором слое не понижается с высотой, а повышается. Это явление называется инверсией температуры (или просто инверсией), а слои атмосферы, в которых происходит повышение температуры с высотой, называются слоями инверсии.

Слои инверсии представляют для летчиков очень большой интерес, так как с ними связано возникновение ряда явлений, имеющих важное значение для полетов. Например, полет под инверсией часто протекает в облаках с очень плохой видимостью, с болтанкой и обледенением, тогда как над слоем ин-

версии полет обычно совершается в исключительно благоприятных условиях.

Нередко ход температуры с высотой выражается в ее неизменности в некотором слое атмосферы. В этом случае мы говорим об изотермии, а тот слой, в котором температура с высотой не меняется, называется изотермическим слоем. Слои инверсии и изотермии часто называют задерживающими слоями, так как они задерживают развитие конвекции, охватившей ниже лежащие слои.

Тропопауза

Как уже говорилось в § 1, переходный слой между тропосферой и стратосферой называется тропопаузой. При обработке данных зондирования атмосферы тропопауза обнаруживается по излому кривой изменения температуры с высотой. Эти изменения бывают самого различного характера; поэтому в одних случаях можно легко определить, на каких высотах лежит нижняя и верхняя границы тропопаузы, а в других случаях это сделать затруднительно.

В настоящее время для определения нижней границы тропопаузы приняты следующие критерии:

1) понижение температуры с высотой сменяется изотермией или слоем, в котором вертикальный градиент температуры равен или меньше $0,2^\circ$ на 100 м;

2) понижение температуры с высотой сменяется изотермией, переходящей в инверсию;

3) понижение температуры с высотой сменяется инверсией.

Толщина тропопаузы бывает самой различной. Иногда наблюдается непосредственный переход от тропосферы к стратосфере, и тогда тропопауза представляет собой как бы поверхность разрыва между воздушными массами тропосферы и стратосферы. Но нередко тропопауза является переходным слоем толщиной от нескольких сот метров до нескольких километров со сложной термической структурой. В зависимости от вида кривой изменения температуры с высотой выделяется несколько типов тропопаузы. Наиболее характерные из них показаны на рис. 10.

I тип (рис. 10 б) — при переходе из тропосферы в стратосферу не наблюдается промежуточный слой: падение температуры, характерное для тропосферы, сменяется на изотермию.

II тип (рис. 10 а) — значительное падение температуры в тропосфере сменяется уменьшением температурного градиента и переходом в хорошо выраженную инверсию. В данном случае слой атмосферы от 11 до 12,5 км, в котором кривая характеризуется резким изменением температурного градиента (от $0,8$ до $0,2^\circ$ на 100 м), можно принять за слой тропопаузы.

III тип (рис. 10 в) — тропопауза имеет большую вертикальную мощность (иногда несколько километров) с весьма неравномерным изменением температуры с высотой.

Иногда наблюдаются еще более сложные типы тропопаузы, когда можно говорить не об одной, а о двух или трех тропопаузах. Например, в рассмотренном нами третьем типе (рис. 10 в) можно выделить три тропопаузы на уровнях 1, 2, 3. Однако во всех случаях с практической точки зрения наибольшее значение имеет высота нижней границы слоя тропопаузы. Поэтому в дальнейшем, когда речь пойдет о тропопаузе, то под этим будет подразумеваться, прежде всего, высота нижней границы переходного слоя.

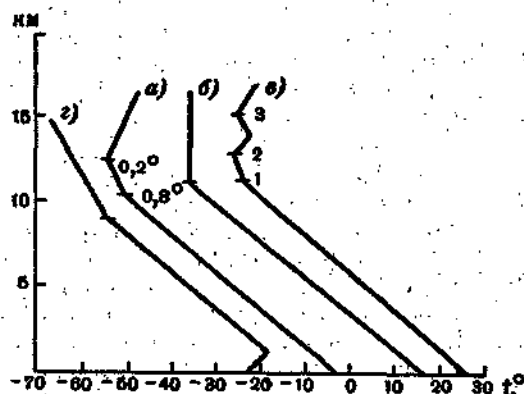


Рис. 10. Типы тропопаузы.

По ходу кривой изменения температуры с высотой тропопауза ничем не отличается от слоев инверсии и изотермии, возникающих в нижней половине тропосферы. Поэтому и по условиям погоды все эти слои во многом схожи между собой. Тропопауза так же, как инверсия и изотермия, является задерживающим слоем и поэтому она в большинстве случаев довольно четко определяет собой положение верхней границы облаков. По этой же причине, вследствие скопления водяных паров, под тропопаузой часто образуется густая дымка, отчего горизонтальная видимость под тропопаузой обычно хуже, чем над ней. Рассеяние голубой части солнечного спектра водяными парами придает слою дымки под тропопаузой яркий бело-голубой цвет, тогда как небо над тропопаузой имеет темно-синий цвет. В связи с этим при визуальных наблюдениях с самолета на соответствующих высотах хорошо обнаруживается граница между воздухом тропосферы и стратосферы, что и может быть принято за нижнюю поверхность тропопаузы.

Ветер под тропопаузой, как правило, имеет большие скорости, чем над ней. Иногда различия в направлении и скорости ветра вблизи тропопаузы бывают настолько значительными, что возникает турбулентность, вызывающая болтанку самолета. Все это говорит о том, насколько летчикам важно знать положение тропопаузы, чтобы судить об условиях полета на больших высотах.

От чего же зависит высота тропопаузы? Прежде всего она зависит от температуры тропосферного воздуха: чем холоднее этот воздух, тем ниже тропопауза, и, наоборот, с повышением температуры воздуха в тропосфере высота тропопаузы увеличивается. Так как распределение температуры воздуха на земном шаре характеризуется ее повышением от полярных областей к экватору, то высота тропопаузы зависит и от широты места. Над полярными областями тропопауза находится в среднем на высоте 8 км, в умеренных широтах — на высоте 10 км, в тропиках — на высоте около 17 км. Необходимо при этом отметить следующее. Как показывают данные зондирования атмосферы в последние годы, особенно в период Международного геофизического года, в Арктике и Антарктике зимой тропопауза на обычных ее высотах часто не обнаруживается. Иначе говоря, равномерное понижение температуры с высотой охватывает не только нижний слой атмосферы (до 8—10 км), но распространяется до больших высот, т. е. тропопауза как бы исчезает.

Это явление объясняется тем, что в условиях очень длительной ночи в полярных областях и отсутствия в связи с этим ультрафиолетовой радиации количество озона в стратосфере резко уменьшается. Это в свою очередь способствует значительному понижению температуры в стратосфере, вследствие чего тропопауза как бы «уходит» в более верхние слои. Этот тип тропопаузы изображен на рис. 10 г. Мы видим здесь, что до максимальной высоты подъема температура непрерывно понижается. Лишь некоторый излом кривой на высоте около 9 км свидетельствует о том, что выше этого уровня температура стала понижаться с высотой несколько медленнее, чем в ниже лежащих слоях. Уровень этого излома кривой можно в какой-то мере принять за уровень тропопаузы.

В умеренных широтах высота тропопаузы может испытывать ото дня ко дню значительные колебания. Эти колебания вызываются частой сменой холодных и теплых воздушных масс в этих широтах. Область наибольших высот тропопаузы находится всегда в теплой воздушной массе, область наименьших высот — в холодном воздухе.

В связи с изменениями высоты тропопаузы мы всегда наблюдаем и изменения температуры на уровне тропопаузы, а именно: с повышением тропопаузы температура на ее нижней границе понижается, а с уменьшением высоты тропопаузы тем-

пература ее повышается. Наглядно это можно видеть на рис. 11, где показано положение тропопаузы между Львовом и Саратовом по наблюдениям в 15 час. 14 декабря 1961 г. В самом низком положении тропопауза находилась над Киевом на высоте 7,2 км, далее к востоку тропопауза повышалась, и над Саратовом ее высота составила 10,9 км. Там же проставлены значения температуры на уровнях тропопаузы над различными пунктами и проведены изотермы. Они показывают, что если над Киевом температура на тропопаузе была равна -46° , то над

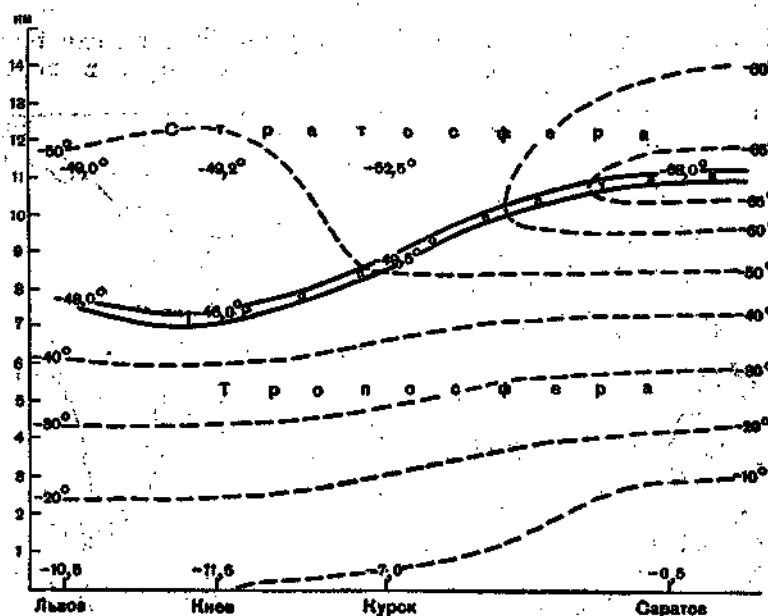


Рис. 11. Положение тропопаузы между Львовом и Саратовом в 15 час. 14 декабря 1961 г.

Саратовом она оказалась равной -68° . В то же время у поверхности земли в районе Киева температура была $-11,5^\circ$, а в районе Саратова — только около 0° .

Нужно обратить внимание на следующее важное обстоятельство. Неодинаковое положение высоты тропопаузы над различными пунктами по воздушной трассе может привести к значительным изменениям температуры на больших высотах, которые заметит летчик при полете на определенном эшелоне. Эти изменения будут особенно заметны при пересечении зоны тропопаузы.

В рассматриваемом случае, если бы полет совершался на участке Киев — Саратов на высоте, например, 10 км, то по мере

приближения к Саратову было бы заметно понижение температуры. Оно было бы наиболее значительным на участке: несколько восточнее Курска, где самолет пересекал бы зону тропопаузы, т. е. переходил бы из стратосферного воздуха в тропосферный. При обратном полете приблизительно на том же уровне экипаж зафиксирует повышение температуры, особенно в зоне перехода из холодного тропосферного воздуха в более теплый стратосферный воздух.

Карты тропопаузы

Учитывая большое значение тропопаузы при оценке метеорологических условий полета на больших высотах, в послед-

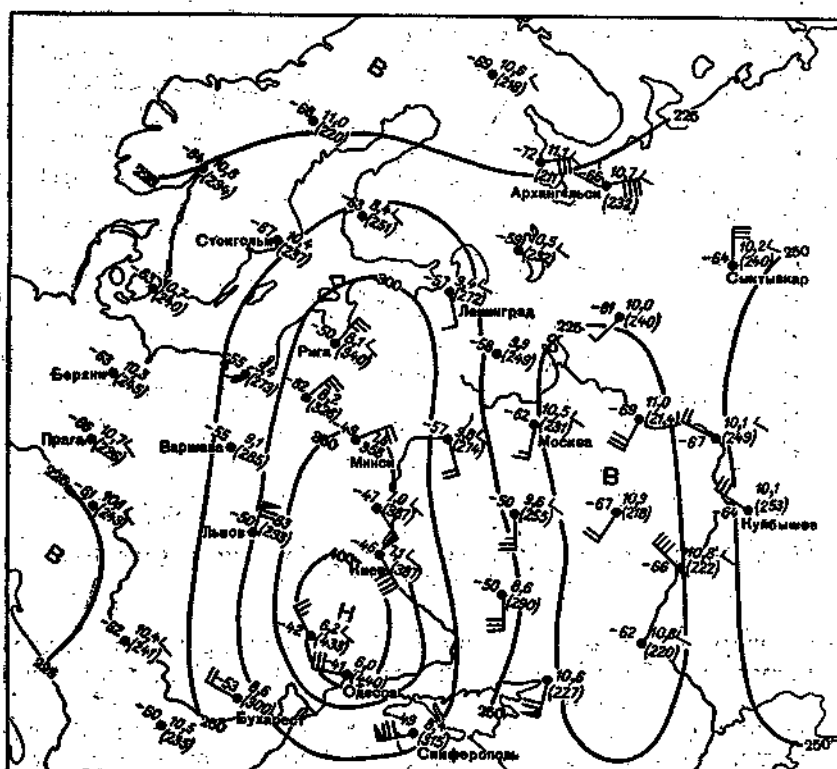


Рис. 12. Карта тропопаузы, 15 час. 14 декабря 1961 г.

ние годы в органах службы погоды, обслуживающих высотно-скоростную авиацию, стали составлять карты тропопаузы. На этих картах справа от кружка станции наносятся данные о высоте тропопаузы, слева — температура. Кроме этого, наносят

направление и скорость максимального ветра, а также высоту, на которой он наблюдается.

В практике службы погоды СССР высота тропопаузы выражается как значением давления на уровне тропопаузы, так и в километрах. Чем значение давления выше, тем высота тропопаузы, выраженная в километрах, меньше.

На карте проводят изолинии равных значений давления через 50 мб до значения 250 мб и далее через 25 мб. Таким образом, в области наибольших величин давления высота тропопаузы минимальная (центр области обозначается *H*). В области малых значений давления высота тропопаузы максимальная (центр области обозначается *B*). Пример карты тропопаузы дан на рис. 12.

§ 2. АТМОСФЕРНОЕ ДАВЛЕНИЕ И ПЛОТНОСТЬ ВОЗДУХА

Единицы измерения

Вес находящегося над нами воздушного столба, простирающегося до пределов атмосферы, создает атмосферное давление. На уровне моря в среднем оно равно давлению ртутного столба высотой 76 см. Так как плотность ртути при 0° составляет 13,596 г/см³, то атмосферное давление численно равно силе, с которой масса $76 \times 13,596 = 1033,3$ г давит на поверхность 1 см².

В абсолютной системе мер атмосферное давление равно силе $1033,3 \times 980,6 = 1\,013\,250$ дин на 1 см² (980,6 см/сек² — ускорение силы тяжести на уровне моря под широтой 45°).

Давление 1 000 000 дин на 1 см² принято называть «баром»; оно соответствует давлению ртутного столба высотой 750,1 мм. Одна тысячная часть бара, т. е. давление 1000 дин на 1 см², называется «миллибаром» (сокращенно мб). Следовательно, 1 мб соответствует 0,75 мм рт. ст., а 1 мм — 1,33 мб.

Выражение давления в миллибарах явилось весьма целесообразным при выполнении теоретических исследований; оно широко вошло и в практику всех метеорологических служб.

На метеорологических станциях давление измеряется при помощи ртутных барометров и анероидов.

Плотность воздуха (отношение массы воздуха к объему, который он занимает) обычно выражается в граммах на 1 м³. При температуре воздуха 0° и давлении 1000 мб она составляет 1276 г/м³.

Изменения давления и плотности воздуха

Плотность воздуха растет с увеличением давления и при понижении температуры. Наибольшие ее изменения происходят в связи с изменениями давления. Самые нижние слои воздуха,

находящиеся под давлением всей толщи атмосферы, имеют наибольшую плотность. В связи с уменьшением плотности воздуха с высотой становится очевидным, что падение давления с высотой в нижних слоях атмосферы идет быстрее, чем в верхних.

Точно так же можно сказать, что в холодном воздухе давление с высотой уменьшается быстрее, чем в теплом. Следовательно, при одинаковом давлении внизу давление на некоторой высоте в теплом воздухе окажется выше, чем в холодном.

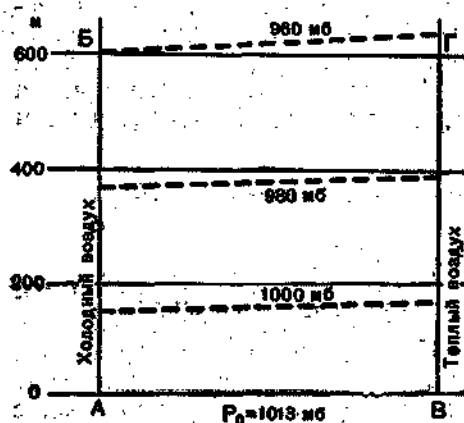


Рис. 13. Положение изобарических поверхностей в теплом и холодном воздухе.

Наглядно это показано на рис. 13. Проведенные здесь пунктирные линии представляют собой в вертикальном разрезе поверхности равного давления, так называемые изобарические поверхности. Над теплым воздухом они лежат выше, чем над холодным. Например, в данном примере давление 960 мб располагается в холодном воздухе на высоте 600 м, тогда как в теплом воздухе это давление находится на высоте около 650 м. Другими словами, изобарические поверхности образуют выпуклости над теплыми областями и прогибаются над холодными.

То расстояние по высоте (выраженное в метрах), на протяжении которого давление уменьшается при подъеме или растет при опускании на 1 мб, называется барической ступенью.

Значения барической ступени в зависимости от давления и температуры приведены в табл. 2. В среднем у поверхности земли барическая ступень составляет около 8 м/мб, на высоте 5 км — около 15 м/мб, а на высоте 18 км — около 70 м/мб.

Таблица 2

Барическая ступень (в м/мб)

Давление, мб	Температура				
	-40	-20	0	20	40
1000	6,7	7,4	8,0	8,6	9,3
500	13,4	14,7	16,0	17,3	18,6
100	67,2	73,6	80,0	86,4	92,8

Если бы воздух на всех высотах имел одинаковую плотность, то на некоторой вполне определенной высоте давление достигло бы нулевого значения: здесь была бы верхняя граница атмосферы. Эта высота, так называемая высота однородной атмосферы, составляла бы около 8000 м (7991 м).

Так как давление с высотой уменьшается, то метеорологические станции, расположенные на различных высотах над уровнем моря, всегда будут отмечать различные значения давления, хотя общее состояние погоды на этих станциях может быть совершенно одинаковым. Чтобы исключить влияние высоты и сделать данные о значениях давления на различных станциях сравнимыми между собой, показания барометров приводят к одному уровню — уровню моря. Для этого нужно знать: а) высоту станции над уровнем моря, б) значение давления на уровне станции и в) среднюю температуру воздуха между уровнями станций и моря.

Данные тех станций, которые расположены на высотах более 500 м, приводятся к уровню ближайшей тысячи метров. Приведение давления производится самими наблюдателями метеорологических станций с помощью заранее вычисленных таблиц, и в телеграмму включается уже приведенная величина.

Атмосферное давление непрерывно колеблется: то увеличивается, то уменьшается. Однако эти колебания сравнительно невелики; минимальное давление, зарегистрированное на земном шаре, составляет 885 мб (приведенное к уровню моря), максимальное — около 1060 мб.

Несмотря на то что изменения давления в общем невелики, они имеют очень большое значение для анализа текущего состояния погоды и для прогноза погоды на ближайшее время. Чтобы учесть эти изменения, пользуются барической тенденцией, под которой понимается изменение давления за последние три часа перед наблюдением. Если давление за это время понизилось, то мы имеем отрицательную барическую тенденцию; на карте перед цифрами, означающими величину барической тенденции, ставится в этих случаях знак минус. Соответственно при повышении давления мы говорим о положительной барической тенденции и на карте перед ее величиной ставим знак плюс. Барическая тенденция обычно отсчитывается по самописцу давления — барографу. Соединяя на карте места с одинаковыми изменениями давления, мы получим линии, называемые изаллобарам или в данном случае изотенденциями.

Барическое поле у поверхности земли

Для наглядного представления о распределении атмосферного давления в горизонтальном направлении над какой-либо территорией на карте проводятся изобары. Это линии, соеди-

няющие места с одинаковыми значениями давления. Обычно они проводятся через каждые 5 мб. Например, одной изобарой соединяют точки с давлением 1010 мб, другой — с давлением 1005 мб, третьей — 1000 мб и т. д. Иногда в зависимости от масштаба карты или при необходимости более детального изучения распределения давления по горизонтали изобары проводят через 2,5; 2,0 и даже через 1 мб.

Изобары проводят достаточно плавно, опираясь на наиболее надежные показания станций и с соблюдением правил линейной интерполяции. На концах изобар указывается величина давления, для которой проведена каждая изобара.

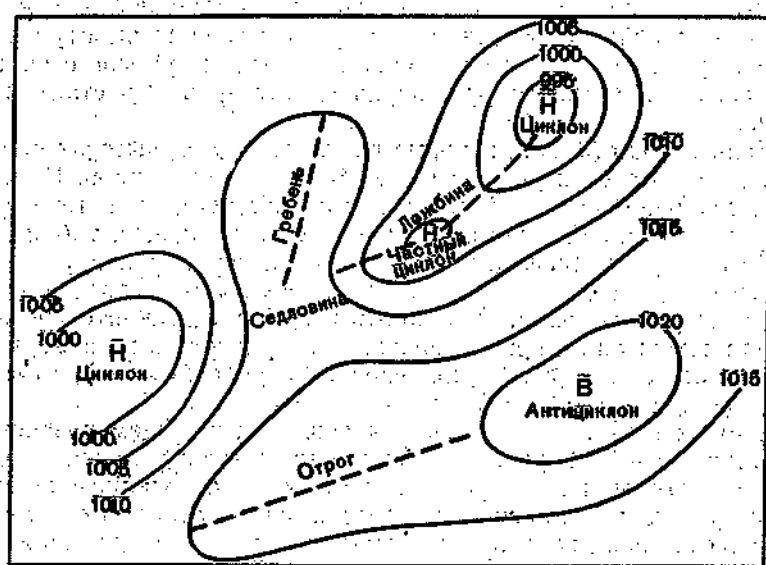


Рис. 14. Виды барических систем.

Таким образом, вдоль одной какой-либо изобары давление одинаково; оно меняется по горизонтальному направлению только при переходе от одной изобары к другой. Распределение давления, выраженное с помощью изобар, принято называть барическим рельефом. Система изобар на синоптической карте наглядно изображает барическое поле у поверхности земли (точнее на уровне моря).

В зависимости от того, как распределяется давление у поверхности земли, изобары на карте имеют самую различную форму и обрисовывают различные виды барических систем (рис. 14). Основными из них являются области пониженного давления (депрессии), области повышенного давления и барические седловины.

К областям пониженного давления относятся:

1) **циклон** — область замкнутых изобар, внутри которой давление уменьшается от периферии к центру; в центре области ставится буква *Н* (низкое давление);

2) **ложбина** — вытянутая часть циклона с хорошо выраженной осью, вблизи которой изобары имеют наибольшую кривизну. Нередко внутри ложбины наблюдается самостоятельный центр пониженного давления, который в этих случаях называется вторичным или частным циклоном.

К областям повышенного давления относятся:

1) **антициклон** — область замкнутых изобар, внутри которой давление уменьшается от центра к периферии; в центре области ставится буква *В* (высокое давление);

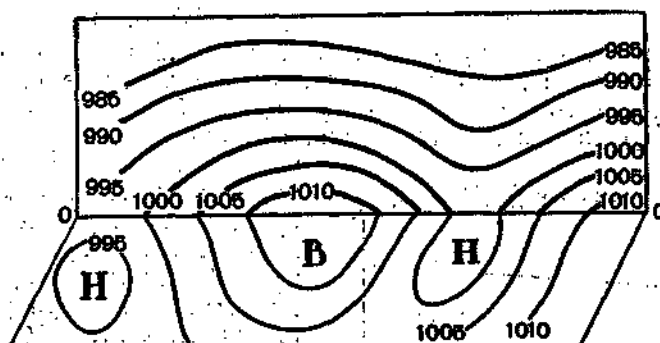


Рис. 15. Наклон изобарических поверхностей и их пересечение с поверхностью земли.

2) **гребень, или отрог**, — вытянутая часть антициклона с хорошо выраженной осью, вдоль которой изобары также имеют наибольшую кривизну. Внутри отрогов также нередко образуются самостоятельные центры повышенного давления.

Как ложбины располагаются между двумя областями повышенного давления, так и гребни всегда располагаются между двумя областями пониженного давления.

Седловиной называется промежуточная область с незамкнутыми изобарами между крест-накрест расположенными двумя циклонами и двумя антициклонами.

Очевидно, если бы над некоторым участком земной поверхности давление по горизонтали не менялось, то ни одной изобары на карте провести было бы нельзя. Но в таком случае на любой высоте от поверхности земли давление тоже было бы неизменным по горизонтали, а это значит, что изобарические поверхности были бы параллельны земной поверхности, т. е. не пересекались бы с ней.

На самом деле изобарические поверхности всегда наклонены под некоторым углом к поверхности земли и многие из них пересекаются с ней. Таким образом, изобары являются не чем иным, как линиями пересечения изобарических поверхностей с поверхностью земли. Наглядно это показано на рис. 15. Здесь ниже линии *ОО* изображен участок барического поля на приземной карте, а выше указанной линии — положение изобарических поверхностей в вертикальной плоскости. Мы видим, что в циклоне изобарические поверхности имеют форму воронки, прогнутой вниз; в антициклоне изобарические поверхности обращены выпуклостью вверх.

Использование данных о давлении и температуре при оценке высоты полета

Тесная связь между давлением и высотой широко используется в авиации для определения высоты полета с помощью барометрического высотомера-альтиметра. Это обыкновенный aneroid, служащий для измерения атмосферного давления, но

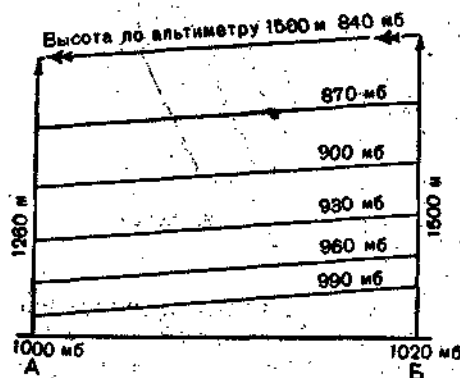


Рис. 16. Схема, иллюстрирующая введение поправки в показание альтиметра при изменении давления по горизонтали.

только его шкала показывает не давление в миллибарах, а высоту в метрах и километрах. Градуировка шкалы альтиметра производится по международной стандартной атмосфере, т. е. считая, что давление на среднем уровне моря при температуре воздуха $+15^{\circ}$ равно 760 мм рт. ст. (1013,3 мб), а вертикальный градиент температуры составляет $6,5^{\circ}$ на 1 км до высоты 11 км.

Так как реальное состояние атмосферы всегда отличается от стандартных условий, то для получения

истинной высоты полета в показания альтиметра необходимо вносить инструментальные и методические поправки.

Первые из них связаны с неточностью изготовления прибора, а также с влиянием температуры на механизм высотомера. Они определяются по графику или таблице, приложенной к каждому прибору. Наиболее важными являются методические поправки, вызываемые изменениями атмосферного давления и температуры воздуха во времени и в пространстве.

Предположим, что полет совершается на эшелоне 1500 м из пункта Б, где давление у поверхности земли 1020 мб, а пункт

А с более низким давлением — 1000 мб (рис. 16). В данном случае полет будет происходить на уровне поверхности 840 мб, а так как изобарические поверхности наклонены от Б к А, то над пунктом А самолет будет находиться на значительно меньшей высоте, чем над пунктом Б, примерно на 240 м. В то же время, поскольку, как известно, при взлете неподвижная стрелка высотомера ставится на величину давления на уровне пункта взлета, высотомер будет показывать одну и ту же высоту. При полете в обратном направлении, т. е. из области пониженного давления к области повышенного давления, альтиметр покажет заниженную высоту.

Следовательно, чтобы получить истинную высоту самолета над пунктом посадки или над любым другим пунктом по трассе, необходимо в показания высотомера вводить поправки. Практически эти поправки учитываются с получением по радио данных о давлении в тех точках, над которыми пролетает самолет. Зная это давление, мы определяем, насколько оно отличается от 760 мм. Полученную разность умножаем на величину барической ступени, что и будет поправкой к заданной высоте эшелона. При этом, если полет совершается в сторону более низкого давления (циклон), поправка будет отрицательной, а при полете в сторону более высокого давления (антициклон) поправка положительна. Это правило полезно выразить и через направление ветра по отношению к направлению полета, а именно: для северного полушария если ветер дует в левый борт, то альтиметр показывает завышенные значения высот, а при ветре в правый борт — заниженные значения; в южном полушарии эти ошибки противоположны.

Кроме атмосферного давления, на показания барометрического высотомера оказывает влияние температура воздуха, поскольку в реальной атмосфере ее значения всегда отличаются от значений, принятых в стандартной атмосфере.

Поправка на температуру до высоты 11 км может быть определена по формуле

$$\Delta h = \frac{\Delta t_{cp}}{t_{cp}} h_{np}$$

Здесь Δh — поправка к высотомеру на температуру, h_{np} — высота по прибору в сотнях метров, t_{cp} — фактическая средняя температура воздуха, Δt_{cp} — разность между t_{cp} и $t_{cp. ст.}$, где $t_{cp. ст.}$ — средняя температура воздуха от нулевого уровня стандартной атмосферы (СА) до высоты 11 км, подсчитываемая по формуле $t_{cp. ст.} = 288 - 0,65 \frac{h_{np}}{2}$.

Эта поправка может быть определена по графику, приведенному на рис. 17. По горизонтальной оси графика даны значения средней температуры воздуха (t) в слое от поверхности земли

до высоты полета; наклонные линии указывают приборную высоту ($h_{пр}$), а по вертикальной оси даны исправленные значения высоты с учетом фактической температуры ($h_{ф}$).

На рис. 17 видно, что при средней температуре слоя воздуха ниже, чем в СА, фактическая высота меньше, чем приборная. При более высокой температуре, чем в СА, фактическая высота больше, чем приборная.

Так, например, при высоте полета 3000 м и средней температуре слоя воздуха -35° фактическая высота оказывается меньше высоты по прибору почти на 500 м, а при высоте полета

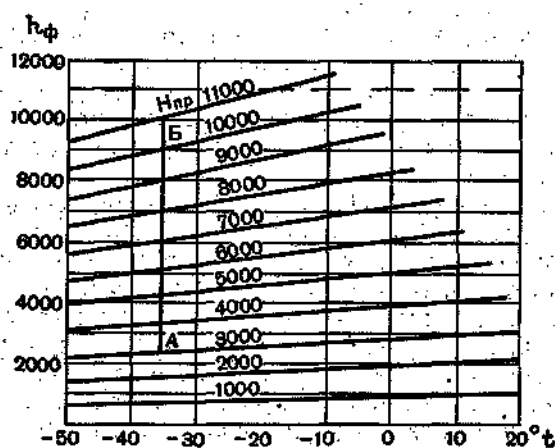


Рис. 17. График для оценки поправки к высотомеру на температуру.

10000 м. при той же температуре фактическая высота меньше приборной на 800 м (точки А и Б, рис. 17).

При расчете безопасной высоты полета температурные поправки к высотомеру вычисляются до начала полета, используя имеющиеся на АМСГ данные температурного зондирования.

§ 3. ВЕТЕР У ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ И НА ВЫСОТАХ

Силы, определяющие движение воздуха

Сила барического градиента. Воздух может находиться в состоянии покоя только до тех пор, пока на данной территории атмосферное давление распределяется равномерно. Но как только появятся разности давления между соседними пунктами, то сейчас же начнется движение воздуха в горизонтальном направлении, что и называется ветром. Чем больше изменяется давление от одного пункта к другому, тем сильнее ветер между

этими пунктами. В зависимости же от того, в каком направлении изменяется давление, устанавливается определенное направление ветра. Таким образом, для того чтобы знать направление и скорость ветра в интересующем нас районе, надо знать, как изменяется давление в этом районе. Для этой цели введено понятие горизонтального барического градиента, представляющего собой разность давления в двух точках горизонтальной плоскости, отнесенную к единице расстояния в том направлении, в котором давление убывает наиболее быстро. За единицу расстояния условно берут 1° меридиана, что соответствует приблизительно 111 км. Будем обозначать горизонтальный барический градиент как $\frac{\Delta p}{\Delta n}$.

Предположим, что на некотором участке синоптической карты изобары проходят так, как показано на рис. 18 а. Расстояние

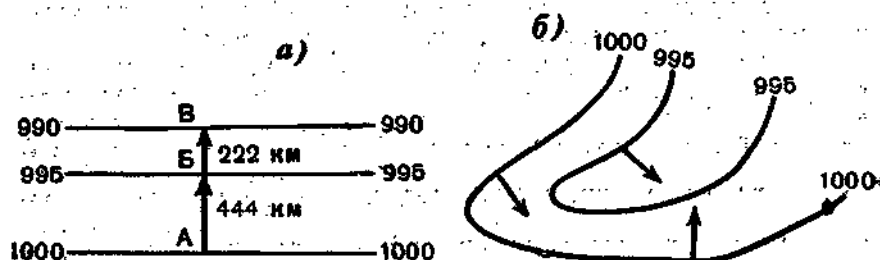


Рис. 18. Изобары и барический градиент.

между точками А и В, через которые проходят соответственно изобары 1000 и 995 мб, равно 444 км, что составляет 4° меридиана. Расстояние же между точками В и В, через которые проходят соответственно изобары 995 и 990 мб, равно 222 км, т. е. 2° меридиана. Можно поэтому сказать, что величина барического градиента между точками А и В составляет $\frac{\Delta p}{\Delta n} =$

$$= -5 : 4 = -1,25 \text{ мб, а между точками В и В } \frac{\Delta p}{\Delta n} = -5 : 2 =$$

$= -2,5 \text{ мб.}$ Знак минус указывает, что величина барического градиента характеризует падение давления.

Если, например, расстояние между изобарами, проведенными через 5 мб, равно 250 км, то величина барического градиента будет составлять

$$\frac{\Delta p}{\Delta n} = \frac{-5 \cdot 111}{250} = -2,2 \text{ мб.}$$

Как видно на рис. 18 а, в области сближенных изобар барический градиент имеет большее значение, чем в области

более удаленных изобар. Барический градиент изображается на схеме вектором, направление которого совпадает с направлением перпендикуляра (нормали) от изобары большего значения к изобаре меньшего значения.

Если рассматривать параллельные изобары (рис. 18 а), то направление барического градиента в любой точке между двумя или тремя изобарами совпадает с направлением общего перпендикуляра к изобарам.

В случае когда изобары являются неправильными кривыми (рис. 18 б), направление градиента в каждой точке будет совпадать с направлением перпендикуляра к той изобаре, которая проходит через данную точку.

Обычно наблюдающиеся значения барического градиента заключены в пределах от 1 до 5 мб на 111 км. Барический градиент в циклоне направлен к центру, а в антициклоне — от центра к периферии. Как правило, в циклонах барические градиенты имеют большие значения, чем в антициклонах.

Так как движение воздуха начинается под влиянием разности давления, то можно сказать, что ветер возникает под воздействием силы барического градиента. Величина движущей силы барического градиента (G) прямо пропорциональна величине барического градиента $\left(\frac{\Delta p}{\Delta n}\right)$ и обратно пропорциональна плотности воздуха (ρ), т. е. имеет вид $G = \frac{1}{\rho} \frac{\Delta p}{\Delta n}$.

Это означает, что при одном и том же барическом градиенте теплый, т. е. менее плотный, воздух будет двигаться с большей скоростью, чем холодный, т. е. более плотный, воздух.

Направление силы барического градиента совпадает с направлением самого градиента. Следовательно, если бы на частицу воздуха действовала только одна эта сила, то направление ветра всегда совпадало бы с направлением барического градиента, т. е. ветер дул бы перпендикулярно изобарам в сторону низкого давления. В действительности это не наблюдается. После того как вследствие разностей давления воздух пришел в движение, возникают другие силы, существенно влияющие на это движение.

Отклоняющая сила вращения Земли. Движение воздуха, как и движение всех других тел, является относительным движением, которое происходит на Земле, находящейся в суточном вращательном движении.

Земная поверхность поворачивается под движущейся массой воздуха, которая по инерции сохраняет свое первоначальное направление по отношению к неподвижной системе координат — мировому пространству. В результате движущийся воздух по отношению к системе координат на поверхности Земли отклоняется в северном полушарии вправо, в южном —

влево, как если бы на каждую единицу массы воздуха действовала постоянная сила

$$A = 2\omega \sin \varphi v,$$

где ω — угловая скорость вращения Земли ($7,29 \cdot 10^{-5} \text{ сек}^{-1}$), φ — географическая широта, v — скорость ветра. Это и есть отклоняющая сила вращения Земли, называемая еще силой Кориолиса. Эта сила возрастает от экватора, где она равна нулю, к полюсу; кроме того, она тем больше, чем больше скорость ветра. Сила Кориолиса действует всегда перпендикулярно направлению ветра и поэтому может изменять лишь направление, но не скорость ветра. Несмотря на малую величину, отклоняющая сила имеет очень большое значение для воздушных течений.

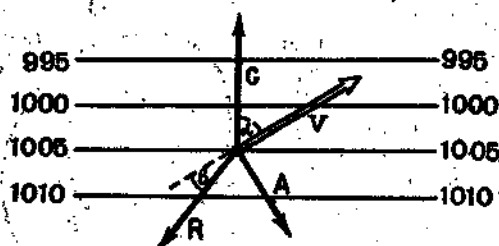


Рис. 19. Направление ветра и силы, определяющие движение воздуха.

Сила трения. Существенное значение для движения воздуха в нижних слоях атмосферы (до высоты 500—1000 м) имеет трение воздуха о неровную подстилающую поверхность, над которой он движется. Вследствие этого возникает сила, которая может вызывать значительные изменения как в направлении, так и в скорости воздушного течения. Величина этой силы (R) пропорциональна скорости ветра (v), а также некоторому коэффициенту k , характеризующему степень шероховатости подстилающей поверхности, т. е. $R = -kv$. Над сушей эта сила больше, чем над морем, так как поверхность суши является более шероховатой, чем водная поверхность. Точно так же над ровной поверхностью почвы она меньше, чем над гористой, и т. д. С высотой сила трения убывает и на высоте около 1000 м от земной поверхности (уровень трения) она уже почти не оказывает влияния на ветер.

В результате воздействия названных трех сил воздух движется в нижних слоях не строго поперек изобар и не вдоль изобар, а под некоторым углом к ним.

На рис. 19 показаны направление ветра (вектор ветра) v и векторы силы барического градиента G , отклоняющей силы

вращения Земли A и силы трения R для случая прямолинейных изобар. Вектор G направлен под прямым углом к изобарам, вектор A — под прямым углом к направлению ветра, а вектор R — в сторону, обратную направлению ветра, но с небольшим отклонением.

Как видно на рис. 19, ветер отклоняется от барического градиента на некоторый угол α ; в среднем этот угол равен 60° или угол между ветром и изобарой в среднем составляет 30° .

Таким образом, если смотреть в направлении, куда дует ветер, то в северном полушарии более низкое давление остается слева, в южном полушарии — справа. Это так называемый барический закон ветра.

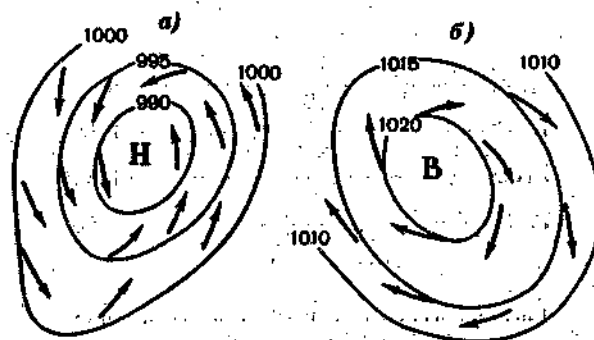


Рис. 20. Направление ветра в области циклона (а) и антициклона (б).

Величина угла отклонения ветра от барического градиента существенно зависит от силы трения: чем больше трение, тем меньше угол отклонения, и наоборот. Поэтому над водной поверхностью, где трение меньше, ветер больше отклоняется от барического градиента, чем над сушей. Над океанами угол отклонения ветра от градиента в среднем равен 80° , на внутри-материковых станциях — в среднем 45° . При сильных ветрах угол отклонения в общем больше, чем при слабых.

На рис. 20 стрелками показаны ветры в области циклона (а) и в области антициклона (б). В соответствии с отклонением ветра от барического градиента в северном полушарии в области циклона воздух течет вокруг центра против часовой стрелки, а в области антициклона — по часовой стрелке. В южном полушарии, наоборот, течение воздуха в циклоне направлено по часовой стрелке, в антициклоне — против часовой стрелки.

Градиентный ветер

Предположим, что движение воздуха происходит прямолинейно и под действием только силы барического градиента и отклоняющей силы вращения Земли, т. е. без трения. Каково в этом случае будет направление ветра? Во-первых, следует сказать, что движение воздуха в этом случае будет равномерным или стационарным, т. е. без ускорения. Во-вторых, из физики известно, что в случае стационарного движения силы, вызывающие это движение, должны быть уравновешены. Это значит, что сила барического градиента должна быть уравновешена силой отклоняющего действия вращения Земли, т. е., как показано на рис. 21, векторы этих сил G и A будут направлены по одной прямой линии, перпендикулярной к изобарам, но в разные стороны. Так как отклоняющая сила вращения Земли всегда направлена под прямым углом к вектору скорости ветра, то движение воздуха в данном случае будет направлено по изобарам, оставляя низкое давление слева. Такое движение воздуха, которое осуществляется при отсутствии силы трения, называется градиентным ветром.

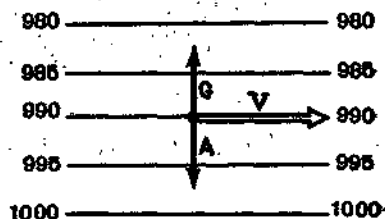


Рис. 21. Градиентный ветер при прямолинейных изобарах.

Если изобары не прямолинейны, а криволинейны и, например, замыкают область низкого или высокого давления, то воздух будет двигаться по криволинейным траекториям. В этих случаях на движущуюся частицу воздуха будет действовать еще и центробежная сила. Она всегда направлена от центра низкого или высокого давления по радиусу кривизны траектории и по числовой величине равна $C = \frac{v^2}{r}$, где v — скорость ветра, r — радиус кривизны изобар.

При расчете градиентного ветра в области циклона и антициклона, т. е. в области криволинейных изобар, нужно учитывать еще и центробежную силу C . На рис. 22 показано, как действует сила барического градиента, отклоняющая сила вращения Земли и центробежная сила, а также как направлен градиентный ветер в циклоне и антициклоне.

В циклоне (рис. 22 а) сила барического градиента направлена от периферии к центру, тогда как отклоняющая сила вращения Земли и центробежная сила направлены от центра к периферии. При установившемся движении должно осуществляться равенство

$$G = A + C.$$

В антициклоне (рис. 22 б) сила барического градиента направлена от центра к периферии. В этом направлении действует и центробежная сила C , а отклоняющая сила вращения Земли A — в обратную сторону, т. е. к центру антициклона. Следовательно, должно быть:

$$G + C = A \quad \text{или} \quad G = A - C.$$

В том и другом случае, как и при прямолинейных изобарах, градиентный ветер направлен по круговым изобарам — по часовой стрелке в антициклоне и против часовой стрелки в циклоне.

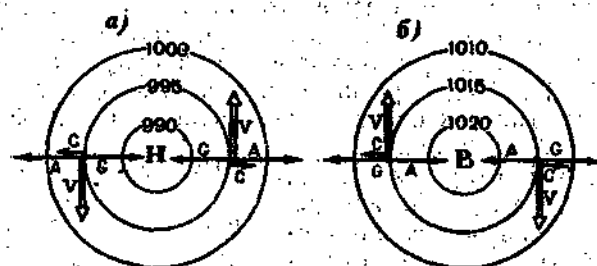


Рис. 22. Градиентный ветер в циклоне (а) и антициклоне (б).

Простейший случай градиентного ветра, наблюдающийся при прямолинейных изобарах, называется геострофическим ветром. Градиентный ветер при круговых изобарах называется гециклофическим.

Скорость геострофического ветра можно определить по формуле

$$v = \frac{4,8}{\sin \varphi} \frac{\Delta p}{\Delta n},$$

где φ — географическая широта, $\frac{\Delta p}{\Delta n}$ — средний барический градиент в миллибарах на градус меридиана, v — скорость ветра (в м/сек).

Из этой формулы следует, что скорость геострофического ветра прямо пропорциональна величине барического градиента и обратно пропорциональна широте места. Это означает, что при одном и том же барическом градиенте скорость ветра в различных широтах будет неодинаковой. В нижеследующей таблице приведены отношения скорости ветра к величине барического градиента для различных широт:

$\varphi =$	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
$v : \frac{\Delta p}{\Delta n} =$	27,4	14,0	9,5	7,4	6,2	5,6	5,1	4,9	4,8

Из этих данных следует, что если, например, под широтой 50° мы имеем градиент 3 мб на градус меридиана, то скорость геострофического ветра должна быть $3 \cdot 6,2 = 18,6$ м/сек; при том же градиенте, но под широтой 30° скорость геострофического ветра будет $3 \cdot 9,5 = 28,5$ м/сек. Следовательно, при одном и том же барическом градиенте, или, что то же, при одном и том же расстоянии между изобарами, геострофический ветер в низких широтах должен быть сильнее, в высоких — слабее. Или, наоборот, при одной и той же скорости геострофического ветра в низких широтах расстояние между изобарами должно быть больше, чем в высоких широтах.

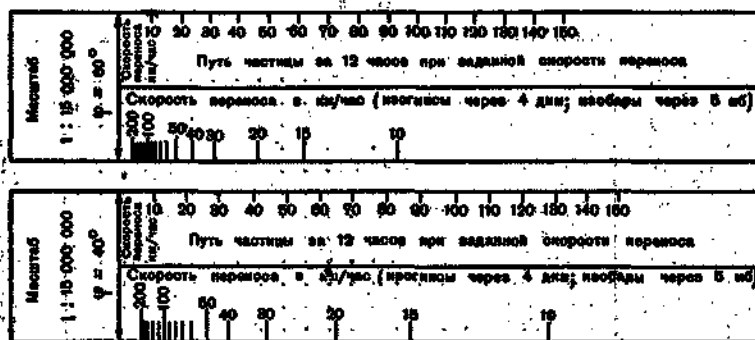


Рис. 23. Градиентная линейка.

В практике синоптической работы скорость геострофического ветра обычно определяется с помощью специально рассчитанных номограмм, так называемых градиентных линеек; одна из них представлена на рис. 23. При построении таких линеек учитывается широта места и плотность воздуха; последний элемент берется обычно для температуры 0° и давления 760 мм. ($\rho = 1,29$ кг м $^{-3}$); учитываются также масштабы карт, на которых должна применяться линейка, и густота проведенных изобар.

Характеристики ветра

Направление ветра определяется в метеорологии той частью горизонта, откуда он дует. Оно может быть указано наименованием румба горизонта (по 16-румбовой системе), градусами или десятками градусов (табл. 3).

Скорость ветра измеряется в метрах в секунду (м/сек), в километрах в час (км/час) или в узлах. Для перевода метров в секунду в километры в час нужно число метров умножить на 3,6. Узел равен скорости ветра в одну морскую милю в час, т. е. 1,855 км/час или около 0,5 м/сек.

Фактический ветер у поверхности земли под действием силы трения отклоняется от изобар в сторону низкого давления. По этой же причине скорость этого ветра в среднем меньше скорости градиентного ветра. Над морем направление и скорость фактического ветра всегда ближе к градиентному, чем над сушей. Можно считать, что скорость ветра над морем составляет приблизительно 0,7 скорости градиентного ветра и над сушей — около половины.

Таблица 3

Направления ветра

Румбы ¹	Название румба	Десятки градусов
CCB (NNE)	Северо-северо-восточный	02
CB (NE)	Северо-восточный	04
BCB (ENE)	Востоко-северо-восточный	07
B (E)	Восточный	09
ВЮВ (ESE)	Востоко-юго-восточный	11
ЮВ (SE)	Юго-восточный	14
ЮЮВ (SSE)	Юго-юго-восточный	16
Ю (S)	Южный	18
ЮЮЗ (SSW)	Юго-юго-западный	20
ЮЗ (SW)	Юго-западный	22
ЗЮЗ (WSW)	Западо-юго-западный	25
З (W)	Западный	27
ЗСЗ (WNW)	Западо-северо-западный	29
СЗ (NW)	Северо-западный	32
ССЗ (NNW)	Северо-северо-западный	34
С (N)	Северный	36

¹ В скобках даны международные обозначения (от слов: Nord — северный, East — восточный, Sud — южный, West — западный).

Наблюдения показывают, что ветер у поверхности земли редко бывает устойчивым. Как направление, так и его скорость испытывают быстрое изменение, т. е. ветер большей частью бывает порывистым. Причина порывистости ветра заключается в турбулентном (завихренном) характере движения воздуха.

Иногда, особенно перед началом грозы, наблюдается внезапное и очень резкое усиление ветра, продолжающееся несколько минут. Это явление называется шквалом. Характер колебания скорости при порывистом ветре и при шквале изображен на рис. 24.

Существенные изменения может испытывать скорость ветра в течение суток, особенно летом на суше при безоблачной погоде. Это так называемый суточный ход скорости ветра. Летом в дневные часы в сильно нагреваемом от поверхности земли воздухе устанавливаются довольно большие вертикальные градиенты температуры до высоты 1 км. Благодаря

этому усиливается турбулентный обмен между нижними, медленно движущимися и более высокими, быстро движущимися слоями атмосферы. Вследствие этого ветер у поверхности земли значительно усиливается и может превышать градиентный даже в два-три раза. Ночью же вследствие охлаждения нижнего слоя воздуха и образования приземной инверсии турбулентный обмен с выше лежащими слоями почти отсутствует. Ветер у поверхности земли бывает при этом в два-три раза слабее градиентного ветра.

Зимой и ранней весной, когда приземные инверсии имеют большую вертикальную мощность и не разрушаются в дневные часы, скорость ветра у поверхности земли как днем, так и ночью приблизительно в два раза меньше градиентной скорости.

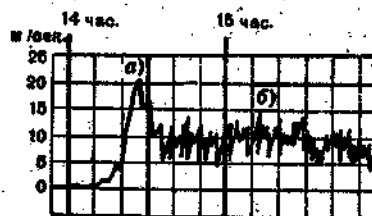


Рис. 24. Запись скорости ветра: а — шквал, б — порывистый ветер.

Линии тока

Распределение воздушных течений в атмосфере в определенный момент времени можно представить на карте с помощью линий тока. Эти линии проводятся так, что направление ветра

в любой точке должно быть касательным к линии тока в данной точке. С помощью линий тока можно наглядно представить важнейшие характеристики поля ветра у поверхности земли и на высотах, играющие большую роль в образовании облаков и осадков, турбулентности, вызывающей болтанку, и др.

Некоторые наиболее характерные формы линий тока приведены на рис. 25:

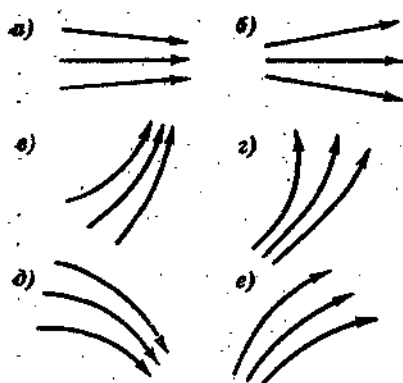


Рис. 25. Формы линий тока.

а) прямолинейные линии тока по направлению воздушного течения сходятся; это — сходямость, или конвергенция, линий тока;

б) прямолинейные линии тока по направлению воздушного течения расходятся; это — расходямость, или дивергенция, линий тока;

в) сходямость циклонически искривленных линий тока;

- г) расходямость циклонически искривленных линий тока;
 - д) расходямость антициклонически искривленных линий тока;
 - е) сходямость антициклонически искривленных линий тока.
- На рис. 26 показана сходямость и расходямость линий тока соответственно в неподвижных циклоне и антициклоне.

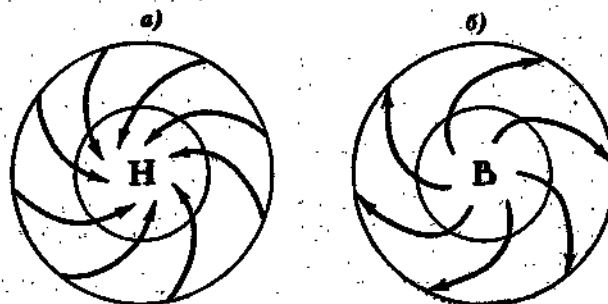


Рис. 26. Линии тока в неподвижных циклоне (а) и антициклоне (б).

Линии тока одновременно могут являться и траекториями воздушных частиц, но только в том случае, если данное барическое поле является неподвижным. Но так как циклоны и антициклоны, а также и другие барические образования все время перемещаются, то с течением времени меняются и линии тока в данном районе. В качестве примера на рис. 27 показаны траектории частиц воздуха в перемещающемся с запада на восток циклоне.

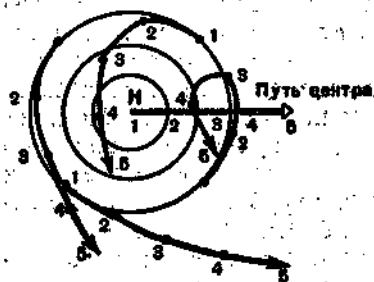


Рис. 27. Траектории частиц воздуха в перемещающемся циклоне.

Линии тока на картах обычно не проводятся, так как о сходимости (конвергенции) и расходямости (дивергенции) воздушных течений можно судить по сходимости или расходямости изобар или изогипс.

Эти понятия весьма существенны для понимания условий образования многих важных для авиации метеорологических явлений, поэтому в дальнейшем мы неоднократно будем к ним обращаться. Сейчас отметим лишь следующее.

1. Еще в тридцатых годах нашего столетия было обнаружено, что конвергенция и дивергенция линий тока или, что то же, изобар в средней тропосфере (3—5 км) связаны с изменениями давления на уровне моря. Там, где в высоких слоях линии тока

сходятся, давление у поверхности земли растет; там, где они расходятся, давление падает.

2. В нижних слоях тропосферы в области конвергенции воздушных течений воздух стремится подниматься вверх, т. е. здесь возникают вертикальные восходящие движения. Это, как будет рассмотрено ниже, приводит к образованию в данном районе облаков и осадков. В области же дивергенции воздушных течений в нижних слоях тропосферы возникают вертикальные нисходящие движения, способствующие размыванию облаков и осадков. В средних и верхних слоях тропосферы сходимости и расходимость воздушных течений приводит к противоположным результатам, а именно: в области конвергенции возникают вертикальные нисходящие движения воздуха, в области дивергенции — вертикальные восходящие движения.

Ветер на высотах

Как уже было сказано выше, по мере поднятия вверх от поверхности земли сила трения убывает, и на высоте около 1000 м трение настолько мало, что его влияние на ветер почти исчезает. Этот факт говорит о том, что по мере подъема вверх ветер будет постепенно отклоняться все более вправо от барического градиента, пока угол отклонения не составит 90° . Иначе говоря, в нижнем слое атмосферы, до высоты приблизительно 1000 м от поверхности земли, ветер с высотой поворачивает вправо и несколько усиливается.



Рис. 28. Спираль Экмана.

Кривая линия, показанная на рис. 28, дает об этом наглядное графическое представление. Сама кривая есть не что иное, как геометрическое место концов векторов, проведенных из одной точки и изображающих горизонтальные скорости ветра на различных высотах в слое трения. В метеорологии эта кривая известна под названием «спираль Экмана».

Изменение ветра с высотой выше слоя трения происходит по более сложным законам, которые излагаются в специальной метеорологической литературе. Здесь мы отметим лишь, что изменение ветра от некоторого уровня z_1 до другого выше лежащего уровня z_2 зависит от расположения изобар на уровне z_1 и средних изотерм слоя $z_2 - z_1$. При этом вектор ветра v_2 на выше лежащем уровне z_2 равен вектору ветра v_1 на ниже лежащем уровне z_1 , сложенному с дополнительным вектором v_i , т. е. $v_2 = v_1 + v_i$.

Вектор v_t назван термическим ветром; он направлен под прямым углом вправо (в северном полушарии) от горизонтального градиента средней температуры слоя $z_2 - z_1$. Следовательно, зная барическое поле на нижнем уровне и горизонтальный градиент средней температуры выше лежащего слоя, можно сказать, как будет изменяться направление и скорость ветра с высотой.

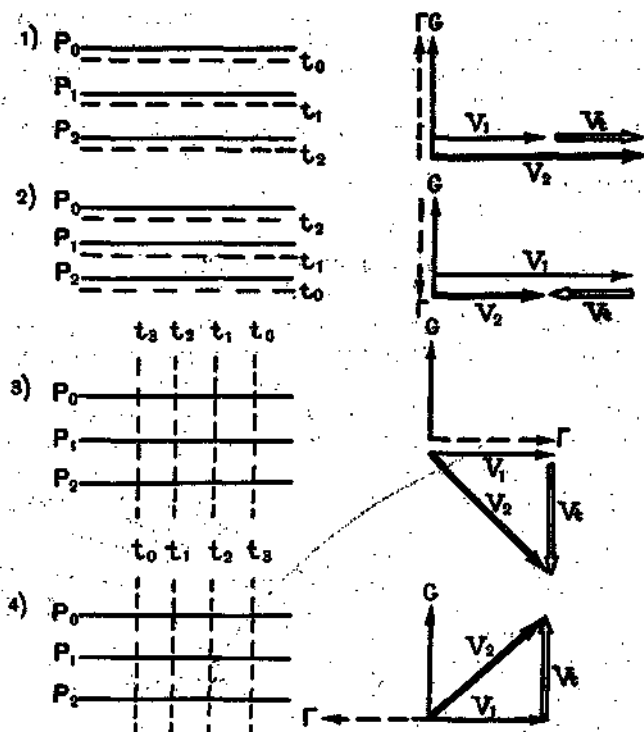


Рис. 29. Изменение ветра с высотой в зависимости от расположения изобар на ниже лежащем уровне и средних изотерм выше лежащего слоя.

Поясним это положение на схемах, приведенных на рис. 29. В левой части рисунка показано расположение изобар на ниже лежащем уровне, причем все четыре схемы взяты для случая, когда более высокое давление находится на юге, а более низкое — на севере, т. е. горизонтальный барический градиент (G) направлен с юга на север. Пунктирными линиями даны средние изотермы выше лежащего слоя; они располагаются по-разному, в зависимости от направления горизонтального градиента температуры (Γ). В правой части рисунка изображены соответ-

ственно векторы барических и термических градиентов, а также векторы ветра v_1 , v_2 и v_4 . На основе анализа приведенных схем можно сформулировать следующие правила.

1. Если направление барического градиента нижнего уровня совпадает с направлением термического градиента некоторого выше лежащего слоя, то ветер в этом слое не меняет направления, но усиливается.

2. Если указанные барические и термические градиенты направлены в противоположные стороны, то ветер с высотой вначале, не меняя направления, ослабевает до штиля, а затем, изменив направление на обратное, постепенно усиливается.

3. Если термический градиент выше лежащего слоя направлен вправо от барического градиента нижнего уровня, то ветер с высотой поворачивается вправо и усиливается.

4. Если термический градиент направлен влево от барического градиента, то ветер с высотой поворачивает влево и усиливается.

Практически ветер на различных высотах анализируется и прогнозируется с помощью карт барической топографии.

Метод барической топографии

Требования авиации к прогнозам погоды на больших высотах и, прежде всего, к прогнозу ветра заставили метеорологов разработать наиболее удобный метод представления барического поля на различных высотах. Таким оказался метод барической топографии, который в настоящее время широко используется для прогноза ветра и других элементов на различных высотах, а также для прогноза общего развития атмосферных процессов.

Изложим кратко сущность этого метода.

Как было показано выше, барическое поле у поверхности земли обычно складывается из чередования областей пониженного и повышенного давления (циклонов, ложбин, антициклонов, гребней), очерчиваемых на карте изобарами. В соответствии с этим мы должны сказать, что на некоторых определенных высотах над уровнем моря давление также испытывает значительные изменения в горизонтальном направлении. Это означает, что одно какое-либо определенное значение давления оказывается на самых различных высотах от уровня моря. В связи с этим о структуре барического поля на какой-либо высоте можно судить не только по изобарам на этой высоте, но и по распределению высот над уровнем моря одной из близлежащих изобарических поверхностей. Если мы, например, нанесем на карту данные о высотах поверхности 700 мб в различных пунктах и затем проведем на карте изолинии равных высот (изогипсы), то очерченные этими линиями области с наименьшими значениями

высот будут соответствовать циклонам, а области с наибольшими их значениями — антициклонам.

Так как поверхность 700 мб в среднем располагается на уровне 3 км, то составленная таким образом карта даст нам представление о структуре барического поля на этой высоте.

Теоретические соображения показывают, что для вычисления высот изобарических поверхностей гораздо проще и правильнее пользоваться не обычными геометрическими метрами, а так называемыми геопотенциальными метрами. Это — меры динамических высот и определяются они иначе, чем геометрические. *Динамическая высота некоторой точки пространства выражается через работу, которую нужно затратить, чтобы поднять единицу массы от начального уровня до этой точки.*

Из физики известно, что работа представляет собой произведение силы на путь. В свою очередь сила равна массе тела, умноженной на ускорение, приобретенное телом под действием этой силы. Внешней силой, действующей в атмосфере, является сила тяжести, обозначаемая через P , а ускорение ее — через g . Согласно сказанному, сила тяжести, действующая на единицу массы, будет $P = g \cdot 1 = g$, а работа, необходимая для поднятия единицы массы на высоту z , будет $H = gz$. Эта работа называется потенциалом силы тяжести, или геопотенциалом. Геопотенциал и представляет собой динамическую высоту. Единицей геопотенциала является геопотенциальный метр, равный работе против силы тяжести, которую нужно затратить, чтобы поднять единицу массы на высоту 1 м при ускорении силы тяжести 980 см/сек^2 . Численно он почти равен линейному метру. Поэтому с точки зрения количественной оценки высоты какой-либо изобарической поверхности практически никакой разницы нет, выражена ли она в линейных или геопотенциальных метрах.

Значение геопотенциала некоторой изобарической поверхности над уровнем моря называют абсолютным геопотенциалом, а составленные по этим значениям карты называют картами абсолютной барической топографии. Такие карты составляются в настоящее время для нижеследующих поверхностей.

Изобарические поверхности, мб	Средние высоты, км	Сокращенное обозначение карт
850	1,5	AT ₈₅₀
700	3,0	AT ₇₀₀
500	5,0	AT ₅₀₀
400	7,0	AT ₄₀₀
300	9,0	AT ₃₀₀
200	11,0	AT ₂₀₀
100	15,0	AT ₁₀₀

При дальнейшем изложении вместо полного наименования карт барической топографии будем нередко приводить их сокращенные обозначения, как показано в таблице.

Значение геопотенциала, отсчитанного не от уровня моря, а от какой-либо ниже лежащей изобарической поверхности, называется *относительным геопотенциалом*. Например, относительный геопотенциал изобарической поверхности 500 мб над поверхностью 1000 мб будет означать разность абсолютных геопотенциалов этих поверхностей. Карты с нанесенными значениями относительного геопотенциала одной поверхности над другой называются картами *относительной барической топографии*. Такие карты можно составлять для слоев между изобарическими поверхностями 500 и 1000 мб, 700 и 1000 мб, 300 и 1000 мб и др. Они соответственно обозначаются в виде OT_{1000}^{500} , OT_{1000}^{700} , OT_{1000}^{300} и т. д. В настоящее время наиболее употребительной является карта OT_{1000}^{500} .

Толщина слоя между двумя любыми изобарическими поверхностями, т. е. относительная высота, зависит только от средней температуры соответствующего слоя воздуха. Там, где средняя температура слоя выше, относительная высота больше; там, где средняя температура слоя ниже, относительная высота меньше. Поэтому карты относительной топографии применяются главным образом для определения крупных очагов тепла и холода в тропосфере.

Составление и обработка карт барической топографии

На карты абсолютной барической топографии каждой поверхности наносятся у кружка станции следующие данные: высота изобарической поверхности ($ННН$), температура воздуха ($ТТ$), точка росы ($Т_d T_d$), направление ветра (dd), скорость ветра (ff). Схема нанесения данных на карту представлена на рис. 30.

Величины $ННН$ наносятся в геопотенциальных декаметрах, $ТТ$ и $Т_d T_d$ — в целых градусах, dd — в виде стрелки, обращенной к кружку станции, ff — в виде оперения стрелки, при этом одно большое перо соответствует 5 м/сек, малое — 2,5 м/сек, при скоростях ветра от 25 м/сек и более употребляются треугольники, каждый из которых означает 25 м/сек.

На картах некоторых изобарических поверхностей, кроме того, наносятся еще толщина слоя между основными изобарическими поверхностями, а также изменение абсолютного геопотенциала за последние 12 час.

На карты относительной топографии OT_{1000}^{500} наносятся относительный геопотенциал (H_{1000}^{500}) в гп дкм, а также направление (dd) и скорость (ff) термического ветра.

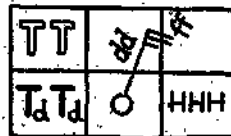


Рис. 30. Схема нанесения данных на карты барической топографии.

Обработка карт барической топографии заключается прежде всего в проведении изогипс, т. е. линий, соединяющих места с одинаковыми значениями геопотенциала. Изогипсы проводятся через 4 или 8 *гп дкм*. Учитывая, что ветер на высотах является почти градиентным, изогипсы проводят так, чтобы их направление согласовывалось с направлением ветра на данном уровне, а их густота — со скоростью ветра; *чем больше скорость ветра, тем меньше должно быть расстояние между изогипсами*.

В то же время синоптики обязательно должны учитывать, что ветер на высотах не всегда является геострофическим. В ряде случаев действительный ветер существенно отклоняется от геострофического как по скорости, так и по направлению. В этих случаях говорят о существовании агеострофических слагающих ветра.

Центр области наибольших значений геопотенциала (области высокого давления) на картах АТ обозначается буквой *В*, центр области наименьших значений геопотенциала (области низкого давления) — буквой *Н*.

На картах относительной топографии в центральной части наибольших значений геопотенциала пишется слово «тепло», в центральной части наименьших значений геопотенциала — слово «холод».

На основании вышеизложенного можно сказать, что по картам абсолютной топографии можно определить направление и скорость ветра в интересующем нас районе или по маршруту на определенной высоте. В дальнейшем будет сказано о том, как по этим картам можно определить зоны наиболее вероятной болтанки самолетов, а также расположение грозových очагов. Поскольку эти карты характеризуют распределение воздушных течений на различных высотах в тропосфере и стратосфере, их используют для определения основных воздушных течений в целях прогноза перемещения и эволюции барических систем.

По картам относительной топографии более наглядно можно выяснить вертикальную мощность теплых и холодных воздушных масс, их географическое положение и зоны наиболее резких изменений температуры по горизонтали, так называемые фронтальные зоны.

Для примера на рис. 31 и 32 приводятся карты АТ₇₀₀ и ОТ₁₀₃₀⁵⁰⁰, составленные по данным зондирования атмосферы в 3 часа 13 февраля 1962 г. Из анализа первой карты видно, что на высоте около 3 км над территорией Европы существует обширный циклон, центр которого располагается между Стокгольмом и Хельсинки. Здесь значение геопотенциала или, что то же, высота изобарической поверхности 700 мб составляет 2400 *гп м*. К периферии циклона эта высота увеличивается, например в Киеве до 2760 *гп м*, а в Одессе до 2930 *гп м*. По данным этой карты видно, что если бы самолет летел из Одессы в Ленинград

на эшелоне поверхности 700 мб, то над пунктом прилета самолет находился бы по отношению к уровню моря на 450 м ниже, чем он был над пунктом взлета.

На приведенной карте также видно, что направление фактического ветра близко совпадает с направлением изогипс. Поэтому даже в тех местах, где данных о фактическом ветре нет, о нем можно судить по направлению и густоте изогипс.

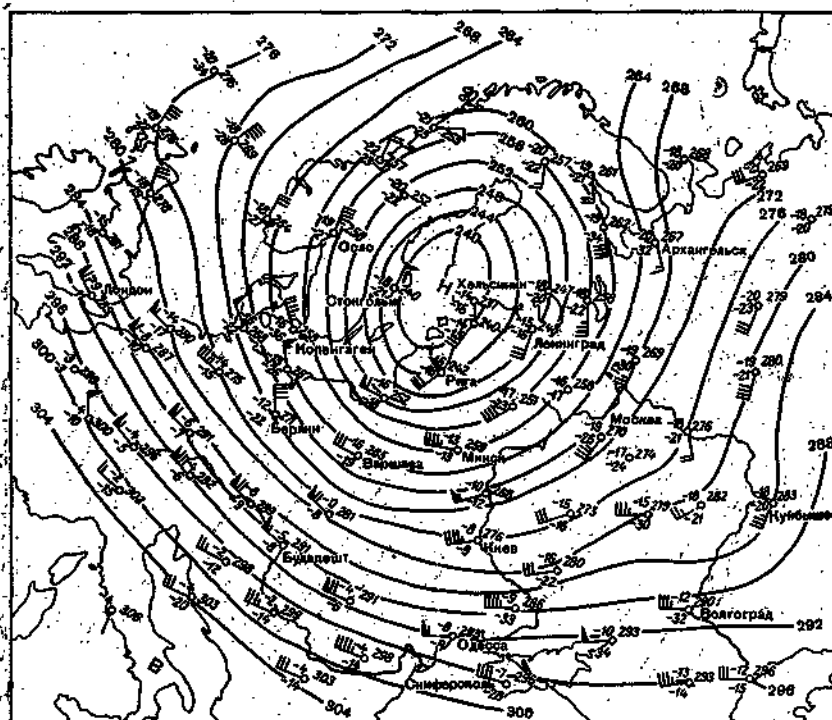


Рис. 31. Карта AT_{700} , 3 часа 13 февраля 1962 г.

Карта OT_{1000}^{500} (рис. 32) показывает, что очаг холода располагается к западу от центра циклона, а основной очаг тепла — на юге Европы. Кроме этого, выделяется гребень тепла над северо-западными областями европейской территории СССР. Наибольшее сгущение изогипс OT_{1000}^{500} наблюдается над территорией ГДР, ФРГ и Польши, что указывает на существование здесь наибольших контрастов температуры между холодным воздухом над Скандинавией и теплым воздухом над Западной Европой.

На рис. 33 дана схема карты AT_{300} , составленной по данным в 3 часа 29 июня 1959 г. На ней проведены изогипсы через

4 джм, нанесены ветры, а также проведено несколько изотерм через 2° (пунктиром). Наибольшее сгущение изогипс и изотерм наблюдается над южными районами европейской территории СССР и Западной Сибирью, т. е. приблизительно в направлении Одесса — Актыюбиск — Новосибирск. Здесь же сосредоточены и самые сильные ветры западных и юго-западных направлений. Вся эта область с наибольшим сгущением изогипс и изотерм, а также с наиболее сильными ветрами называется высотной

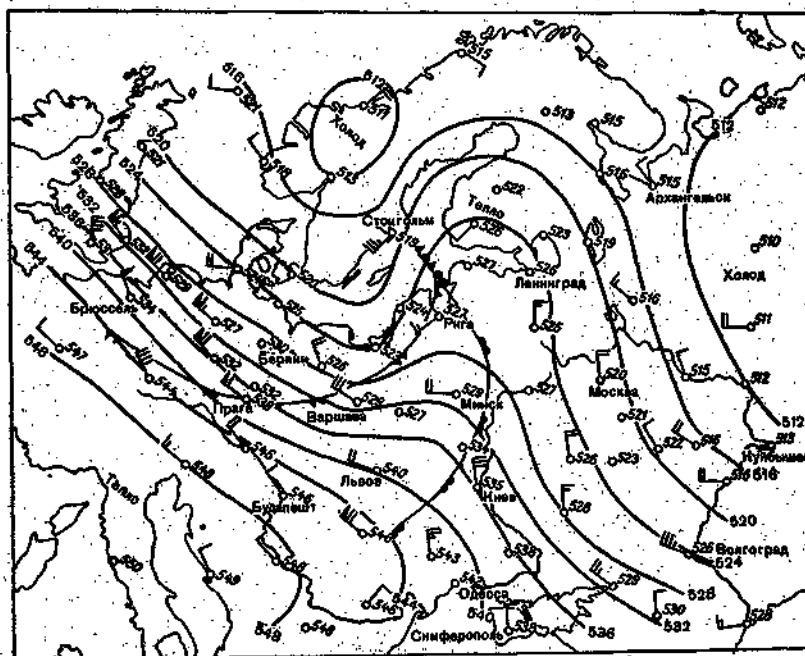


Рис. 32. Карта ОТ⁵⁰⁰₁₀₀₀ 3 часа 13 февраля 1962 г.

фронтальной зоной (ВФЗ). Западная часть этой зоны (район Одесса — Симферополь), где изогипсы сближаются (конвергируют) и, следовательно, ветер по течению усиливается, называется входом фронтальной зоны. Восточная часть фронтальной зоны (район Павлодар — Новосибирск), где изогипсы расходятся (дивергируют) и ветер по течению ослабевает, называется дельтой фронтальной зоны.

Вблизи фронтальных зон обычно наблюдаются значительные перепады скоростей ветра, т. е. большие горизонтальные градиенты скорости ветра или, как принято называть их, горизонтальные сдвиги ветра. Под этими названиями нужно по-

нимать изменение скорости ветра в горизонтальной плоскости по направлению нормали к изогипсам в сторону убывания скорости, приходящееся на 100 км расстояния. Например, в рассматриваемом примере в районе Дивное — Волгоград скорость ветра изменяется соответственно от 25 до 5 м/сек, т. е. на 20 м/сек. Считая, что расстояние между указанными пунктами по нормали составляет около 300 км, мы видим, что на каждые 100 км изменение скорости составляет в среднем около 6,7 м/сек. Это

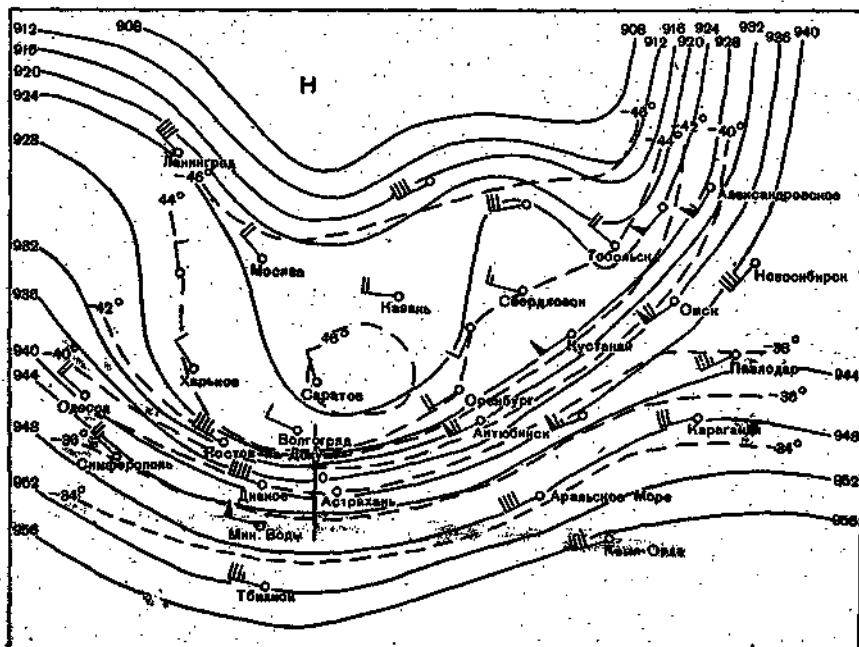


Рис. 33. Схема карты AT_{3000} , 3 часа 29 июня 1959 г.

и есть средний горизонтальный градиент скорости ветра между указанными пунктами.

Различают два вида горизонтальных сдвигов ветра:

1) боковой сдвиг ветра — проявляется в ослаблении ветра в направлении, нормальном к потоку сильного ветра; в данном случае эти сдвиги имеют место между Дивным и Волгоградом, между Актюбинском и Оренбургом и др.;

2) сдвиг ветра по потоку — возникает при ослаблении ветра в направлении потока. Примерами такого сдвига является ослабление ветра от Омска к Новосибирску, от Актюбинска к Павлодару и др.

Местные ветры

Ветры, возникающие главным образом под влиянием физико-географических особенностей данного района, называются местными ветрами. Они имеют сравнительно небольшое горизонтальное протяжение и вызываются либо неодинаковым нагреванием различных участков подстилающей поверхности, либо влиянием гор и возвышенностей, создающих возмущения в общем воздушном потоке.

Бризы. На берегах морей и крупных озер при спокойной и ясной погоде наблюдается правильная смена ветров: днем ветер дует с моря на сушу, ночью — с суши на море. Это — бризы, днем морской, ночью береговой.

После восхода солнца поверхность суши и воздух над ней прогреваются значительно быстрее, чем море. Так как в теплом воздухе давление с высотой падает медленнее, чем в холодном,

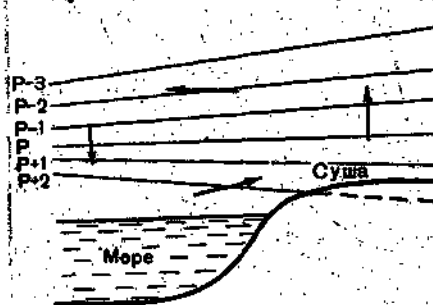


Рис. 34. Схема расположения изобарических поверхностей и возникновения бризовой циркуляции.

то по мере нагревания воздуха над сушей окажется, что на некоторой высоте от нее давление будет выше, чем на той же высоте над морем. Изобарические поверхности на высотах будут наклонены в сторону моря. Вследствие этого на высотах начнется отток воздуха с суши на море (рис. 34). Благодаря увеличению массы воздуха над морем давление в нижних слоях здесь окажется выше, чем над су-

шей, т. е. изобарические поверхности здесь будут наклонены с моря на сушу. Это приведет к движению воздуха с моря на сушу, т. е. к развитию ветра, называемого морским бризом.

Ночью поверхность суши охлаждается быстрее, чем поверхность моря, вследствие чего на высотах движение воздуха будет происходить от моря к суше, а в нижних слоях будет развиваться ветер от суши к морю, называемый береговым бризом.

Морской бриз зарождается в открытом море и достигает берега незадолго до полудня (на Черном море около 10—11 час.), скорость ветра бывает при этом 2—3 м/сек; к 15—16 час. ветер усиливается до 4—6 м/сек и к концу дня снова стихает.

В течение дня бриз распространяется в глубь материка на 20—30 км, иногда и дальше. Вертикальная мощность слоя, захваченного бризом, составляет несколько сот метров (200—500 м). Выше, переходя через штилевую зону, ветер дует в об-

ратном направлении. Над морем во время морского бриза господствуют нисходящие движения воздуха, которые приводят даже к образованию инверсии температуры. В связи с этим турбулентность над морем очень ослаблена и облака отсутствуют. Даже фронтальные грозовые облака, продвигаясь с суши на море, начинают быстро размываться. В это же время над сушей обычно образуются и хорошо развиваются кучевые облака. После захода солнца морской бриз сменяется береговым, дующим в течение ночи с суши на море. Он значительно слабее дневного бриза и распространяется по высоте не более чем на 300 м. Над ним также дует обратный ветер, но довольно слабый.

В умеренных широтах бризы наблюдаются преимущественно летом при наличии небольших барических градиентов в областях относительно повышенного давления. В СССР они бывают на берегах Белого, Балтийского, Черного, Азовского и Каспийского морей, на озерах Ладожском, Онежском, Севане, Зайсане, Иссык-Куле и местами на Волге. В тропических широтах бризы наблюдаются в течение всего года.

Горно-долинные ветры. Эти ветры, так же как и бризы, представляют собой местную циркуляцию воздуха в виде периодической смены ветров в течение суток между горным хребтом и долиной. Днем горные склоны и прилегающий к ним воздух нагреваются значительно сильнее, чем воздух над долиной, а поэтому вверх барический градиент направлен от гор. Вследствие этого над долиной возникает относительно повышенное давление, барический градиент внизу будет направлен к горам, и поэтому движение воздуха будет осуществляться из долины вверх по склонам. Это дневной, долинный ветер. Наибольшего развития он достигает в послеполуденные часы. На высоте примерно 1,0—1,5 км над уровнем долины наблюдается при этом ветер противоположного направления. Скорость долинного ветра обычно 2—4 м/сек.

Ночью вследствие изменившегося характера распределения температуры начинает дуть горный ветер со склонов, который к утру может достигать значительной силы. На ночной горный ветер очень похож ледниковый ветер горных стран, постоянно дующий над ледниками вниз по течению последних.

В реальных условиях структура горно-долинных ветров может быть весьма сложной. На чисто термические причины возникновения этих ветров здесь могут налагаться причины, связанные с обтеканием гор сверху и с боков, что в общей сложности может значительно осложнить условия полета в горных районах.

Урсатьевский ветер. Так называется сильный ветер восточного направления, наблюдающийся в Средней Азии вблизи входа в Ферганскую долину, у ст. Урсатьевской. В среднем за год здесь насчитывается 72 дня с этим ветром. Особенно часто он

наблюдается в холодный период года, когда скорость его обычно превышает 20 м/сек, при этом он продолжается нередко непрерывно по двое суток, а иногда 4—5 суток. По вертикальной мощности этот ветер охватывает чаще всего слой до 200—300 м.

Основным фактором повышенной ветровой деятельности здесь являются орографические особенности данного района. Выход из Ферганской долины представляет собой сравнительно узкий коридор между Туркестанским и Кураминским горными хребтами. Ширина коридора 20—25 км, а в самом выходе из долины 7—8 км.

Урсатьевский ветер является типичным орографическим ветром; направлен он не по изобарам, а по барическому градиенту. Возникает он при определенных условиях, а именно при существовании антициклона над Западной Сибирью и при выходе

южнокаспийского или мургабского циклона.

Вообще в горных проходах — там, где поток воздуха выходит из узких ущелий на равнину, ветер отличается большой силой.

Фен. Так называется ветер, дующий часто с большой силой с гор в долины с довольно высокой температурой и очень

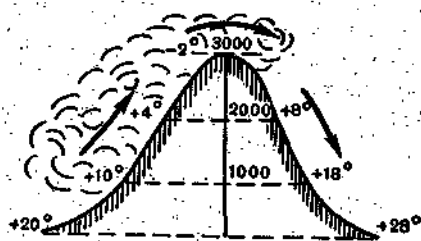


Рис. 35. Образование фена.

большой относительной влажностью воздуха. Главной причиной возникновения фена является переваливание воздушной массы через горное препятствие. В этом случае на наветренном склоне горного хребта воздух поднимается вверх (рис. 35), при этом до уровня конденсации водяного пара он охлаждается примерно на 1° на 100 м, а выше на $0,6^\circ$ на каждые 100 м подъема, что приводит к образованию в нем облаков и осадков. Когда же поток перевалит через хребет, то он начинает быстро опускаться вниз по склону и нагреваться на 1° на каждые 100 м. В результате с подветренной стороны хребта облака размываются и воздух доходит до подошвы горы очень теплым и сухим.

В приведенном на рис. 35 примере с наветренной стороны хребта воздух у подошвы горы имел температуру $+20^\circ$, на высоте нижней границы облаков (1000 м) $+10^\circ$ и на вершине горы -2° ; на подветренной стороне хребта воздух, опускаясь с высоты 3000 м, нагрелся на 30° , и поэтому его температура у подошвы горы оказалась равной $+28^\circ$.

В отличие от горно-долинных ветров, фен может наблюдаться в любое время года и суток. Он бывает во всех горных районах.

В СССР фены часто возникают на Северном Кавказе, в Закавказье (особенно в районе Кутаиси), в Крыму, а также в го-

рах Средней Азии. Продолжительность их обычно меньше суток, но в отдельных случаях они длятся до 5 суток и более. Скорость фенового ветра часто значительно превышает 10 м/сек. Резкое повышение температуры при фене ускоряет таяние снегов в горах и вызывает иногда сильные разливы горных рек. Летом эти ветры могут оказывать вредное иссушающее влияние на растительность (опадение листьев с деревьев).

Бора. На северо-восточных берегах Черного моря, в районе Новороссийска, в холодное полугодие часто наблюдается очень сильный и порывистый северо-восточный ветер. Он обрушивается с Мархотского перевала, вызывая при этом значительное понижение температуры. Этот своеобразный ветер носит название «бора». Максимальная скорость ветра при боре достигала в Новороссийске иногда 41 м/сек, а на Мархоте 60 м/сек и более. Срывая воду в бухте, ветер разгоняет ее брызгами, которые осаждаются на судах и толстым слоем намерзают на них. По удалении от берега на некоторое расстояние бора значительно ослабевает.

Возникновение боры в данном районе связано с вполне определенными особенностями барического поля. Бора возникает всегда в то время, когда над Нижней Волгой устанавливается область высокого давления (антициклон), а в районе Черного моря — область пониженного давления (циклон). Как только антициклон начинает сильно ослабевать (падение давления в его области), северо-восточный ветер становится слабее.

Явление, аналогичное боре, наблюдается и в других районах СССР, как и в других странах. В частности, ветер такого типа наблюдается на Байкале в устье реки Сармы. Здесь он дует с Приморского хребта на озеро с северо-запада со скоростью от 15 до 40 м/сек. По наименованию реки этот ветер получил здесь местное название «сарма». Встречается такой ветер и на Новой Земле.

Афганец. Это местный юго-западный ветер, дующий по верхнему течению Аму-Дарьи и часто наблюдающийся в Термезе. Вследствие запыления воздух при этом сильно помутнен, так что видимость при афганце иногда бывает значительно меньше 1 км. Афганец связан с вторжением с севера и северо-запада холодного воздуха в пределы Туранской низменности. Изменение направления ветра на юго-западное происходит под влиянием горных хребтов.

§ 4. ВЛАЖНОСТЬ ВОЗДУХА

Водяной пар является очень важной составной частью атмосферы, так как с его наличием связаны такие явления погоды, как облака, осадки, туманы и др. Поступает он в атмосферу путем испарения с обширных водных поверхностей океанов, морей,

озер, а также с поверхности почвы и растительного покрова. Количество испаряющейся воды тем больше, чем выше температура испаряющей поверхности, чем суше воздух и чем сильнее ветер. Воздушные течения переносят водяной пар на значительные расстояния от источников испарения, а также способствуют его подъему в более высокие слои.

Количество водяного пара, которое может воспринять определенный объем воздуха, зависит от температуры. Это количество тем больше, чем выше температура воздуха. При достижении такого предельного количества водяного пара воздух становится полностью насыщенным влагой и дальнейшее испарение пара будет уже невозможно. На рис. 36 показана зависимость количества насыщающего пара от температуры.

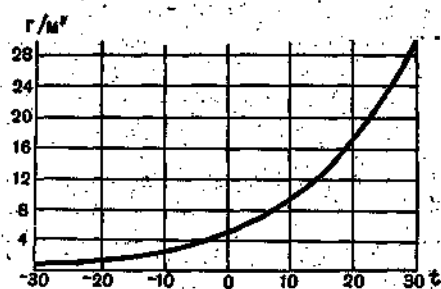


Рис. 36. График зависимости количества насыщающего пара от температуры.

На графике видно, что, например, при температуре -25° нужно всего лишь около 1 г пара на 1 м³ воздуха, чтобы он оказался насыщенным, тогда как при температуре $+25^\circ$ для полного насыщения воздуха нужно около 22 г пара на 1 м³. Таким образом, если воздух насыщен определенным количеством водяного пара, то

стоит несколько повысить его температуру, как он удалится от состояния насыщения. Наоборот, если воздух не насыщен, то при охлаждении его до определенной температуры он достигнет состояния насыщения. Та температура, при которой воздух достигает состояния насыщения при данном влагосодержании и давлении, называется точкой росы. Она обозначается как t_d .

Единицы измерения

Количество водяного пара в воздухе может быть выражено с помощью различных величин.

Абсолютная влажность — это количество водяного пара в граммах на 1 м³ воздуха.

Упругость водяного пара — это давление, которое производит содержащийся в воздухе пар как газ. Измеряется упругость в миллиметрах ртутного столба или в миллибарах, так же как и давление воздуха.

Удельная влажность — это вес водяного пара в граммах на килограмм влажного воздуха.

Относительная влажность — это отношение количества содержащегося в воздухе водяного пара к тому количеству,

которое требуется для насыщения воздуха при данной температуре, выраженное в процентах.

Из величины относительной влажности мы непосредственно узнаем, насколько существующее состояние влажности близко к насыщению. В связи с этим до недавнего времени на синоптические карты наносились именно значения относительной влажности. Но начиная с 1951 г. по международному соглашению было принято в качестве характеристики влажности воздуха наносить точку росы. Это было вызвано тем, что, зная температуру воздуха и точку росы, синоптику легче определить, может ли в ближайшее время воздух достигнуть состояния насыщения и когда именно или это в ближайшее время невозможно. Допустим, например, что температура воздуха 10° , а точка росы 8° . Если при этом синоптик ожидает, что температура воздуха будет понижаться, то достаточно ей понизиться на 2° , как будет достигнуто состояние насыщения, которое может привести к образованию тумана. Если такого понижения не ожидается, то образование тумана исключается. Разность между температурой воздуха и точкой росы, т. е. $t - t_d$, называется дефицитом точки росы.

Для вычисления относительной влажности по данным температуры воздуха и точки росы или, наоборот, для вычисления точки росы по данным температуры воздуха и относительной влажности существуют специальные таблицы и номограммы.

Конденсация водяного пара

После достижения состояния насыщения воздуха или небольшого перенасыщения (охлаждение воздуха ниже точки росы) водяной пар переходит в жидкое состояние. Это явление называется конденсацией. Исследованиями, однако, установлено, что если бы атмосферный воздух был совершенно чистым, не содержал бы никаких примесей, то конденсация могла бы наступить лишь при 3—4-кратном перенасыщении водяного пара. В действительности такого перенасыщения не наблюдается. Конденсация в реальных условиях наступает только благодаря существованию в воздухе некоторых твердых, жидких и газообразных частичек, называемых ядрами конденсации. Сгущение водяного пара и образование мельчайших капелек воды происходит именно на таких ядрах. Ядрами конденсации обычно являются продукты сгорания в виде огромного количества мельчайших твердых частиц или молекул газов (окиси серы и азота), обладающих гигроскопичностью. К таким ядрам присоединяются также частички морской соли, попадающие в воздух при разбрызгивании морской воды. Размеры ядер конденсации около 1 микрона и менее в диаметре. Максимальное содержание ядер конденсации наблюдается вблизи городов, чем объясняется

большая повторяемость туманов в районе городов по сравнению с загородными местами. С высотой количество ядер конденсации быстро убывает.

При наличии ядер конденсации, а в атмосфере они всегда имеются в достаточном количестве, конденсация водяного пара может наступить при относительной влажности даже несколько меньшей 100%.

Процесс перехода водяного пара непосредственно в твердое состояние, т. е. в кристаллы льда, называется сублимацией. Некоторое время предполагалось, что для образования ледяных кристаллов необходимо существование в атмосфере особых ядер сублимации. Однако в последние годы благодаря исследованиям советских ученых было установлено, что образование кристаллов льда происходит без особых ядер сублимации. Первоначальной формой сгущения водяного пара является водяная капля, причем не только при положительных температурах, но и при отрицательных, вплоть до -40° . Кристаллы льда образуются главным образом в результате замерзания переохлажденных капель. При этом скорость замерзания капель не всегда одинакова, она зависит от температуры. При температуре от 0 до -8° скорость замерзания очень и очень мала; с понижением температуры она начинает возрастать и достигает максимума при температуре от -10 до -16° , особенно при -10 , -12° . При дальнейшем понижении температуры скорость замерзания переохлажденных капель снова убывает.

Предполагается, что только при температурах ниже -40° кристаллы льда в атмосфере могут образоваться путем непосредственной сублимации.

Когда мы говорим о насыщении воздуха водяным паром до 100%, то мы имеем прежде всего в виду, что испарение происходит с плоской водной поверхности. При этом, как уже было сказано, количество водяного пара, насыщающее определенный объем воздуха, или как говорят, упругость насыщающего пара, зависит от температуры. Но процессы испарения и конденсации совершаются не только у поверхности земли и над плоской водной поверхностью. Они происходят также и в свободной атмосфере в присутствии там мельчайших частиц в виде капелек воды и кристаллов льда, имеющих кривые поверхности.

Оказывается, что упругость насыщающего пара зависит не только от температуры, но и от кривизны испаряющей поверхности. При одной и той же температуре упругость насыщающего пара над выпуклой поверхностью должна быть больше, чем над плоской поверхностью, и чем сильнее выражена выпуклость, тем больше должна быть упругость насыщающего пара. Известно, что капельки воды различных размеров имеют и различную кривизну выпуклой поверхности: меньшие капли имеют большую кривизну. Это означает, что одно и то же количество водяного

пара при данной температуре может оказаться насыщающим пространство по отношению к крупным каплям и ненасыщающим по отношению к мелким каплям. В результате мелкие капли, находясь в ненасыщенном пространстве, будут испаряться. В то же время это пространство будет являться перенасыщенным по отношению к крупным каплям, что приводит к конденсации водяного пара на их поверхности. Процесс переноса водяного пара от мелких капель к более крупным называется диффузным переносом или просто переконденсацией.

Упругость насыщающего пара зависит также от физических свойств испаряющей поверхности, т. е. от того, является ли она, например, водной поверхностью или поверхностью снежного покрова. Упругость насыщения относительно льда (снежного покрова) несколько меньше упругости насыщения относительно переохлажденной воды при тех же температурах, а именно:

Температура, град.	0	-10	-20	-30	-40
Упругость, ммб,					
над водой	6,10	2,85	1,27	0,50	0,19
» льдом	6,10	2,60	1,03	0,37	0,13

Вследствие этого насыщение относительно льда достигается при значениях относительной влажности (по отношению к воде) меньше 100%:

Температура, град.	0	-10	-20	-30	-40
Относительная влажность, % . . .	100	91	82	74	67

В связи с изложенным, по аналогии с диффузным переносом водяного пара от мелких капель к крупным, в свободной атмосфере имеет место переконденсация водяного пара с капель на кристаллы, т. е. рост кристаллов льда за счет испарения капелек воды.

Рассмотренные вопросы имеют очень большое значение для понимания физических условий образования облаков и осадков, а также для понимания процессов, приводящих к обледенению самолетов, о чем будет говориться в последующих разделах книги.

§ 5. ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ВОЗДУХА

Виды вертикальных движений

Воздушные массы находятся непрерывно не только в горизонтальном движении, воспринимаемом нами как ветер, но и в состоянии подъема или опускания. Иначе говоря, воздух постоянно испытывает и вертикальные движения в виде восходящих и нисходящих токов. Вертикальные движения играют очень важную роль в развитии атмосферных процессов, вызывая образование или размывание облаков и возникновение или

На рис. 38 приведено распределение вертикальных движений и линий тока в случае, когда направление ветра перпендикулярно к горному хребту. Здесь показано, что при обтекании горы воздушным потоком образуется система волн с чередованием

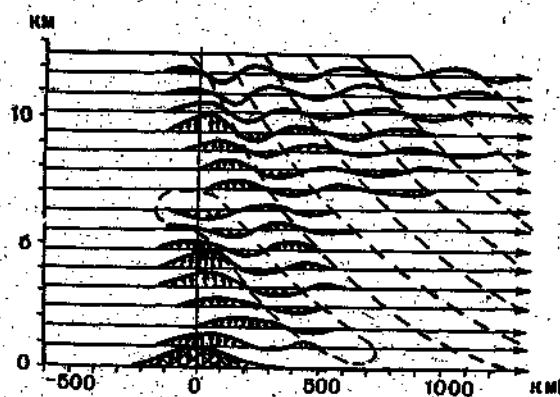


Рис. 38. Распределение по высоте вертикальных движений и линий тока в районе горного хребта.

областей с восходящими и нисходящими движениями воздуха. Эти волны охватывают почти всю тропосферу, а иногда проникают и в стратосферу.

Устойчивость и неустойчивость атмосферы

Интенсивность вертикальных движений и высота, до которой они распространяются, бывают самыми различными. Мы имеем в виду прежде всего конвективные движения. В одних случаях эти движения, возникнув у поверхности земли, пронизывают почти всю толщу тропосферы, вызывая образование очень мощных кучевых облаков. В этих случаях говорят, что атмосфера находится в неустойчивом состоянии. В других случаях вертикальные движения вовсе не образуются или, возникнув над каким-то районом, быстро затухают на некоторой высоте от земной поверхности. Облака при этом не образуются или являются плоскими, небольшой вертикальной мощности. Соответствующее состояние атмосферы называется устойчивым.

Чтобы понять, в каких случаях атмосфера бывает устойчивой или неустойчивой, нам нужно усвоить нижеследующие положения.

1. При восходящем движении температура воздуха всегда понижается, а при нисходящем движении она всегда повышается. При этом понижение температуры при подъеме и ее повышение при опускании происходят не потому, что воздух отдает свое

тепло в окружающее пространство или получает его извне, а исключительно вследствие изменения давления. При подъеме воздух попадает под все меньшее давление и вынужден при этом расширяться. Затрачиваемая же на расширение работа берется за счет внутренней тепловой энергии поднимающегося объема воздуха, что и приводит к понижению его температуры. При опускании воздух попадает под все большее давление и поэтому сжимается. Совершаемая при этом работа переходит в тепловую энергию, благодаря чему опускающийся воздух нагревается.

Такие процессы в атмосфере, при которых изменение температуры некоторой массы воздуха происходит без обмена теплом между нею и окружающей средой, называются *адиабатическими процессами*.

2. В поднимающемся сухом воздухе или влажном, но не насыщенном, падение температуры на единицу высоты является постоянной величиной и составляет 1° на 100 м, точнее $0,98^\circ$ на 100 м. Эта величина называется *сухоадиабатическим градиентом* (γ_a).

Как только температура понизилась до значения, соответствующего насыщению воздуха, то вследствие наступившей конденсации водяного пара начинает выделяться скрытая теплота конденсации. Вследствие этого при дальнейшем подъеме воздуха от уровня конденсации понижение температуры происходит медленнее и составляет некоторую долю градуса. Величина падения температуры на единицу высоты в поднимающейся влажной насыщенной массе воздуха называется *влажноадиабатическим градиентом* (γ_b). Этот градиент, в отличие от сухоадиабатического, — величина переменная, зависящая от температуры и давления. Чем выше температура и давление, тем меньше влажноадиабатический градиент. На больших высотах, например в верхних слоях тропосферы, где температура и давление сравнительно низки, влажноадиабатический градиент по своему значению приближается к сухоадиабатическому. Среднее значение влажноадиабатического градиента принимается равным $0,6^\circ$ на 100 м. Заметим, что *при опускании воздух всегда нагревается на одну и ту же величину, на 1° на 100 м, независимо от того, сухой он или влажный*.

Если мы изобразим графически адиабатические изменения температуры при подъеме воздуха, то получим кривую, показанную на рис. 39. Нижняя часть этой линии, представляющая собой прямую, характеризует равномерное падение температуры с высотой в поднимающейся сухой или влажной ненасыщенной массе; этот отрезок линии до уровня конденсации называется *сухой адиабатой*. Отрезок кривой, идущий выше уровня конденсации, характеризует неравномерное изменение температуры в поднимающемся насыщенном воздухе (менее 1° на 100 м). Этот отрезок носит название *влажной адиабаты*.

В целом вся кривая называется кривой изменения состояния или просто кривой состояния.

3. Кроме сухо- или влажноадиабатического градиента, характеризующего изменение температуры в некотором обособленном

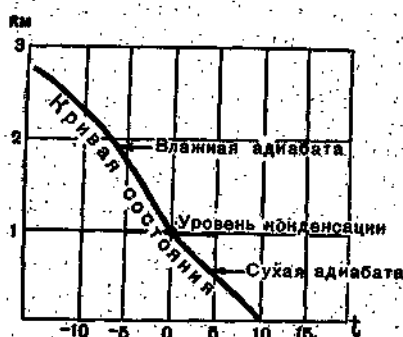


Рис. 39. Адиабатическое изменение температуры в поднимающемся воздухе.

количестве воздуха, поднимающемся вверх, мы всегда должны знать фактическое распределение температуры по высоте в окружающей воздушной среде. Соответствующие данные мы получаем с помощью подъемов самолетов или радиозондов. Изменение температуры, приходящееся в данном случае на каждые 100 м, называется фактическим вертикальным градиентом температуры, обозначаемым буквой γ . Его величина может быть самой различной. Например, летом в самых

нижних слоях атмосферы при сильном нагревании воздуха от поверхности земли он может быть значительно больше 1° на 100 м. Зимой, наоборот, при сильном охлаждении воздуха этот градиент часто принимает отрицательные значения, т. е. возникает инверсия температуры.

На рис. 40 дан пример графического изображения изменения температуры с высотой по данным конкретного зондирования атмосферы. Такая кривая называется кривой стратификации.

В данном примере мы видим, что от поверхности земли до 500 м температура повышается, это — слой инверсии; далее до высоты примерно 2 км температура равномерно понижается (γ около $0,8^\circ$ на 100 м); в слое 2,0—2,4 км температура остается без изменения (слой изотермии) и затем снова идет равномерное понижение температуры.

4. Для характеристики влажности воздуха на различных высотах на графике наносятся значения точки росы соответственно

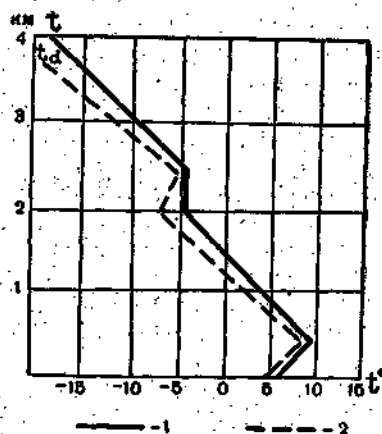


Рис. 40. Распределение температуры воздуха и точки росы по высоте по данным зондирования атмосферы.

1 — кривая стратификации, 2 — кривая точки росы (депеграмма).

для каждой определенной высоты. Соединив эти точки линией, мы получим кривую точки росы, называемую *депегр*аммой. Если на некоторых высотах кривая точки росы сближается с кривой стратификации, то это означает, что на этих высотах относительная влажность повышается; слияние указанных кривых указывает на увеличение влажности до 100%. Удаление кривой точки росы от кривой стратификации означает уменьшение относительной влажности.

Степень устойчивости атмосферы зависит от того, в каком соотношении находятся между собой сухо- и влажноадиабатический градиенты температуры, с одной стороны, и фактический вертикальный градиент температуры — с другой.

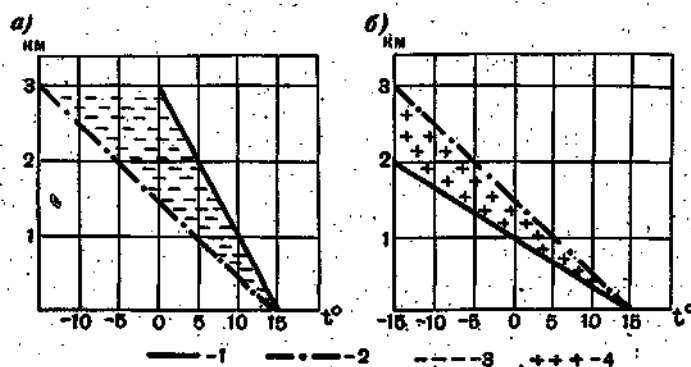


Рис. 41. Условия устойчивости (а) и неустойчивости (б) по отношению к сухому или ненасыщенному воздуху.

1 — кривая стратификации, 2 — кривая состояния, 3 — устойчивая стратификация, 4 — неустойчивая стратификация.

Рассмотрим эти соотношения на примере в предположении, что поднимающийся воздух является ненасыщенным. Как мы знаем, при подъеме этого воздуха его температура будет понижаться на 1° на каждые 100 м. Допустим, что температура воздуха у поверхности земли 15° , а фактический вертикальный градиент температуры, по данным зондирования, в среднем составляет $0,5^\circ$ на 100 м. Тогда, как показано на рис. 41 а, фактическая температура на высотах, например, 1, 2, 3 км соответственно составляет 10, 5 и 0° (учитывая, что на каждый километр температура понижается на 5°). Предположим теперь, что некоторый объем воздуха вследствие тех или иных причин начнет подниматься. Поскольку воздух ненасыщенный, то при подъеме его температура должна понижаться на каждый километр на 10° . Следовательно, при начальной температуре у поверхности земли 15° температура поднимающейся массы воздуха на высотах 1, 2, 3 км будет соответственно равна 5, -5 и -15° . Иначе

говоря, как только воздух начнет подниматься, то он будет становиться холоднее окружающей среды, причем с высотой разница температуры должна увеличиваться. Но холодный воздух как более тяжелый фактически подниматься не в состоянии; наоборот, он будет опускаться, т. е. стремиться занять первоначальное положение. Такое состояние атмосферы, при котором частицы воздуха после некоторого смещения вверх возвращаются на исходный уровень, называется устойчивым состоянием или, как говорят в этом случае, стратификация атмосферы является устойчивой.

Значит, если вертикальный градиент температуры в атмосфере (γ) меньше 1° на 100 м, то по отношению к ненасыщенному воздуху атмосфера стратифицирована устойчиво. В этом случае кривая состояния располагается на графике влево от кривой стратификации. Конвективные движения в атмосфере при такой стратификации весьма затруднены.

Возьмем другой случай — фактический вертикальный градиент температуры больше сухадиабатического, например $\gamma = 1,5^\circ$ на 100 м. При том же значении температуры воздуха у поверхности земли (15°), как показано на рис. 41 б, на высоте 1 км она равна 0° , на высоте 2 км -15° и на высоте 3 км должна быть равна -30° . Если в этих условиях начнется поднятие ненасыщенного воздуха, то на высоте 1, 2, 3 км, как и в первом примере, его температура соответственно будет равна 5, -5 , -15° . Сопоставляя температуру поднимающейся массы воздуха с температурой окружающей воздушной среды на одних и тех же высотах, мы видим, что поднимающийся воздух значительно теплее окружающего. Это значит, что в данном случае, в отличие от предыдущего, начавшееся восходящее движение не затухает, а продолжается, т. е. частицы воздуха не возвращаются в первоначальное положение. Такое состояние атмосферы называется неустойчивым.

Следовательно, если вертикальный градиент температуры в атмосфере (γ) больше 1° на 100 м, то по отношению к ненасыщенному воздуху атмосфера стратифицирована неустойчиво.

Кривая состояния в данном случае (рис. 41 б) располагается правее кривой стратификации. Такая стратификация атмосферы весьма благоприятна для развития конвективных движений.

Точно таким же образом можно показать, что если $\gamma = \gamma_a$, то стратификация атмосферы будет безразличной. В этом случае поднявшийся воздух встретит на любом уровне такую же температуру, как его собственная, и останется на этом уровне. Кривые состояния и стратификации при этом совпадают.

По отношению к влажному насыщенному воздуху условия устойчивого, неустойчивого или безразличного равновесия также определяются тем, в каком положении находится влажная

адиабата по отношению к кривой стратификации. Важной особенностью является при этом одно обстоятельство, которое мы поясним следующим примером.

Предположим, что, по данным зондирования атмосферы, температура с высотой понижается на $0,6^\circ$ на 100 м. В каком состоянии будет находиться в этой атмосфере некоторый объем влажного насыщенного воздуха, который при подъеме изменяет свою температуру на $0,4^\circ$ на 100 м? Пусть начальная температура у поверхности земли в том и другом воздухе равна 20° . Построим для этого кривую состояния и кривую стратификации, как показано на рис. 42. Мы видим, что кривая состояния в данном случае располагается правее кривой стратификации, что характеризует собой неустойчивую стратификацию. В то же время данное состояние атмосферы по отношению к сухому воздуху определяло бы собой устойчивую стратификацию. Такое положение, которое по отношению к сухому воздуху определяет собой устойчивое равновесие, а по отношению к влажному насыщенному воздуху — неустойчивое, называется влажно неустойчивым. В реальных условиях мы очень часто встречаемся именно с таким положением и поэтому можно сказать, что увлажнение воздуха увеличивает его неустойчивость.

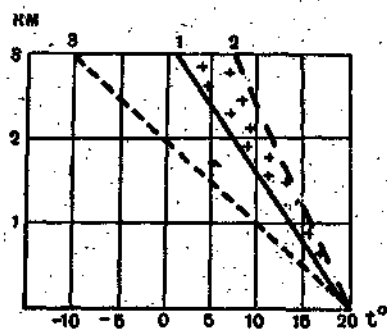


Рис. 42. Условия влажно-неустойчивости.

1 — кривая стратификации, 2 — кривая состояния, 3 — сухая адиабата.

Аэрологическая диаграмма

В ежедневной синоптической работе анализ стратификации атмосферы производится с помощью специальной аэрологической диаграммы, часть которой изображена на рис. 43.

На нижней горизонтальной шкале отложена температура воздуха по шкале Цельсия и по абсолютной шкале. По вертикали отложено давление (в логарифмической шкале). Вертикальные прямые линии — изотермы через 1° . Горизонтальные прямые линии — изобары через 10 мб. Сплошные линии, наклоненные справа налево под углом 30° , — сухие адиабаты, т. е. линии, иллюстрирующие изменение температуры при подъеме сухого или ненасыщенного воздуха, равное 1° на 100 м. Наклоненные прерывистые кривые линии — влажные, или конденсационные, адиабаты, т. е. линии, иллюстрирующие изменение температуры в поднимающемся на-

сыщенном воздухе. Сплошные, круто наклоненные линии — изограммы, т.е. линии равной удельной влажности при состоянии насыщения; эти линии одновременно являются кривыми распределения с высотой значений точки росы. Указанные кривые аэрологической диаграммы печатаются обычно в различных красках (желтого и голубого цвета).

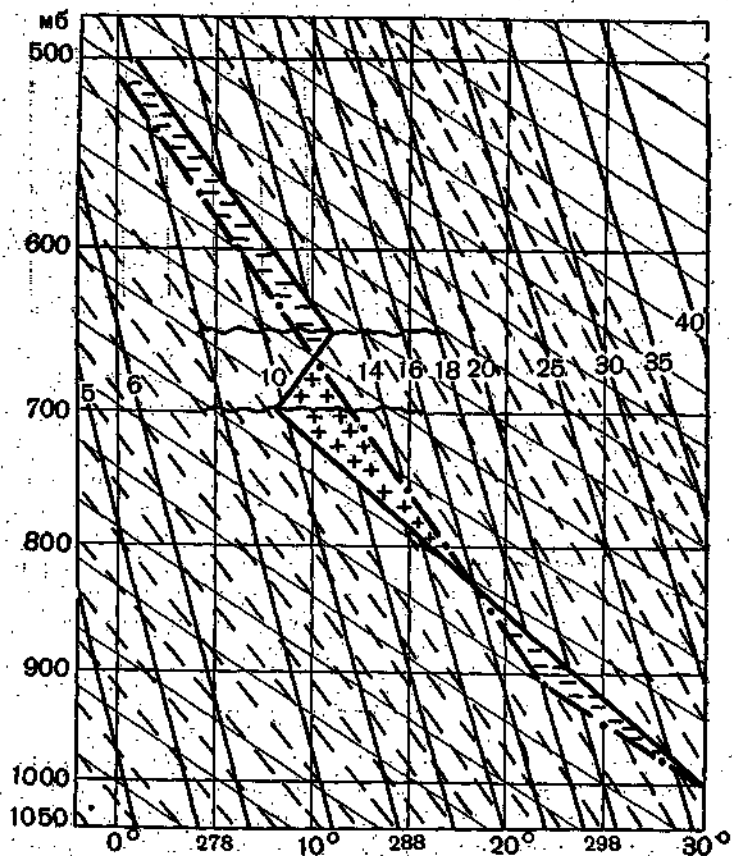


Рис. 43. Аэрологическая диаграмма.

Основное назначение аэрологической диаграммы состоит в том, чтобы по данным радиозондирования или самолетного зондирования атмосферы определить, в какой степени и в каких слоях воздушная масса является устойчивой или неустойчивой, насколько ее стратификация благоприятна или неблагоприятна для развития конвекции и до какой высоты может распространяться облачность. С этой целью по поступлении к синоптику данных зондирования атмосферы на аэрологической диаграмме

проставляются соответствующие значения давления, температуры и точки росы, а затем проводятся: 1) кривая стратификации, 2) кривая точки росы, характеризующая собой и распреде-

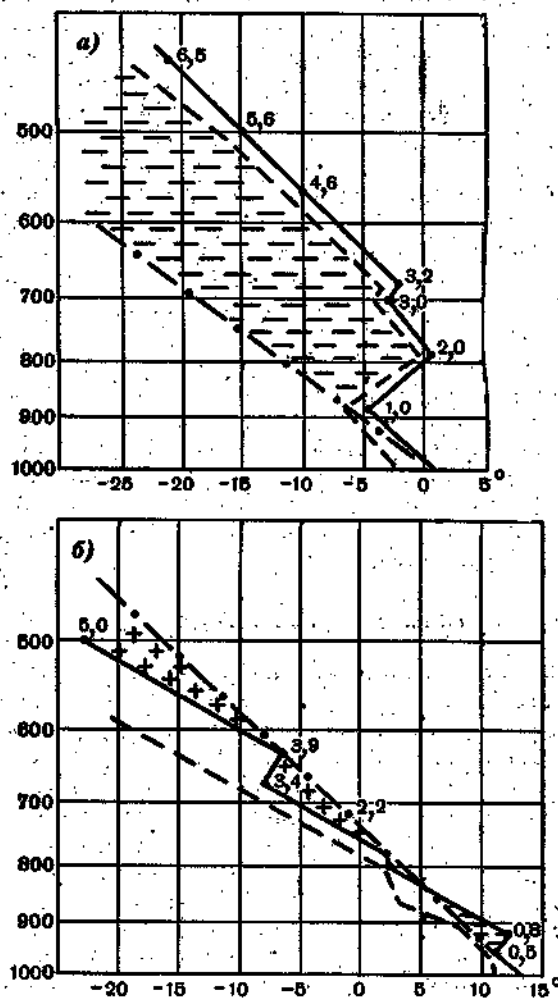


Рис. 44. Примеры обработки данных зондирования атмосферы в Свердловске (а) и в Волгограде (б).

ление с высотой удельной влажности, 3) кривая состояния. После этого выделяются площади положительной и отрицательной энергии неустойчивости.

В ряде случаев, чтобы наглядно представить, как изменилась над данным пунктом температура на различных высотах, проводится также кривая стратификации по данным одного из предыдущих сроков наблюдения. Кроме этого, нередко представляются и данные о направлении и скорости ветра на определенных высотах. Те слои атмосферы, в которых кривая состояния располагается правее кривой стратификации, характеризуют собой положительную энергию неустойчивости (неустойчивая стратификация). На аэрологической диаграмме площадь, заключенная между этими кривыми, закрашивается красным карандашом или, в одноцветной печати, обозначается крестиками. Те слои, в которых кривая состояния лежит левее кривой стратификации, характеризуют собой отрицательную энергию неустойчивости (устойчивая стратификация). Соответствующая площадь закрашивается синим карандашом или обозначается черточками.

На рис. 44 б дается пример обработки данных зондирования атмосферы в районе Волгограда 14 мая 1962 г. Здесь хорошо обнаруживаются два слоя с неустойчивой стратификацией: от 2,2 до 3,4 км и с 3,9 до 5,0 км. Самый нижний слой до высоты около 2 км стратифицирован устойчиво. Данные зондирования атмосферы в этот день в районе Свердловска, приведенные на рис. 44 а, характеризуют во всем слое до 6,5 км достаточно устойчивую стратификацию.

Типы инверсий температуры

Из предыдущего изложения вопроса о степени устойчивости атмосферы видно, что чем медленнее падает температура с высотой, тем более устойчивой является атмосфера. Особенно повышается устойчивость, если в некоторых слоях атмосферы температура с высотой не понижается, а, наоборот, повышается, т. е. в случаях инверсии температуры. В связи с большой важностью учета этих слоев при оценке условий стратификации атмосферы мы рассмотрим основные типы инверсий и как они образуются.

Приземные (радиационные) инверсии. Этот вид инверсии образуется вследствие выхолаживания самого нижнего слоя воздуха от охлажденной излучением поверхности почвы или снежного покрова. Обычно такой процесс совершается в ясные тихие ночи, преимущественно в холодную половину года. Самую низкую температуру имеют при этом слои воздуха, непосредственно прилегающие к поверхности земли, и сразу же от нее температура с высотой повышается. Рост температуры простирается до высоты в несколько десятков метров, иногда до нескольких сот метров. Разность температур на верхней и нижней границах составляет несколько градусов.

С восходом солнца земная поверхность начинает прогреваться, а от нее прогревается и прилегающий слой воздуха. Вследствие этого начинается постепенное разрушение приземной инверсии, тогда как выше этого слоя ход температуры обычно не претерпевает существенных изменений.

На рис. 45 даны два примера приземных инверсий, один из которых (а) характерен для начала осени, другой (б) — для зимы. В первом случае разность температур на верхней и нижней границах слоя инверсии составляет около 3° . К середине дня эта инверсия разрушилась, так как температура у поверхности земли повысилась от 16 до 24° и кривая стратификации стала представлять собой почти прямую линию.

Во втором примере разность температур на границах слоя инверсии равна 17° . К середине дня температура воздуха у поверхности земли повысилась на 11° , т. е. не превысила значения температуры на верхней границе слоя инверсии, поэтому слой приземной инверсии сохраняется. Новое положение кривой стратификации в самом нижнем слое показано на рисунках пунктиром.

Следует заметить, что второй тип приземной инверсии очень характерен для территории Сибири, где температура у поверхности земли может быть ниже -50° , а на высоте нескольких сот метров — всего лишь -25 , -20° .

Хорошо известны температурные инверсии в горных районах. В этих случаях на вершинах гор может господствовать ясная теплая погода с прекрасной горизонтальной видимостью, тогда как долины заняты застоявшимся воздухом с туманом или очень низкой слоистой облачностью.

Приземные инверсии образуются также при движении относительно теплого воздуха над холодным континентом зимой или над холодным морским течением летом. Нижние слои теплого воздуха отдают при этом часть своего тепла подстилающей поверхности. Основное отличие этой инверсии от радиационной заключается в неодинаковом изменении с высотой относительной влажности воздуха: при радиационной инверсии относительная влажность с высотой обычно уменьшается, тогда как при инверсии

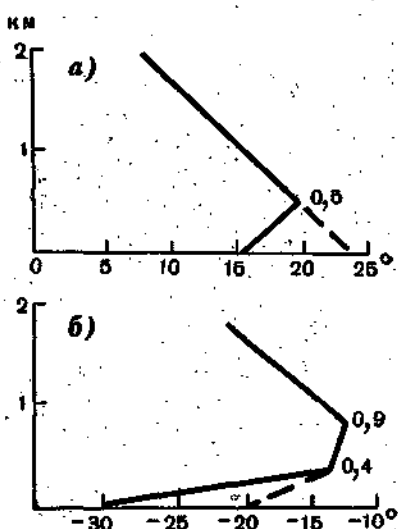


Рис. 45. Приземные инверсии:

а — Сужичи, 3 часа 14 сентября 1961 г.
б — Вологда, 3 часа 30 января 1962 г.

в теплой воздушной массе относительная влажность, как правило, растет с высотой.

Инверсия сжатия (оседания). Инверсии данного типа образуются в области антициклонов на некоторой высоте от поверхности земли. Нижние слои воздуха здесь выхолаживаются, уплотняются и отчасти растекаются в горизонтальном направлении. Вследствие этого выше лежащие слои как бы оседают, сжимаются, динамически нагреваются и становятся более сухими.

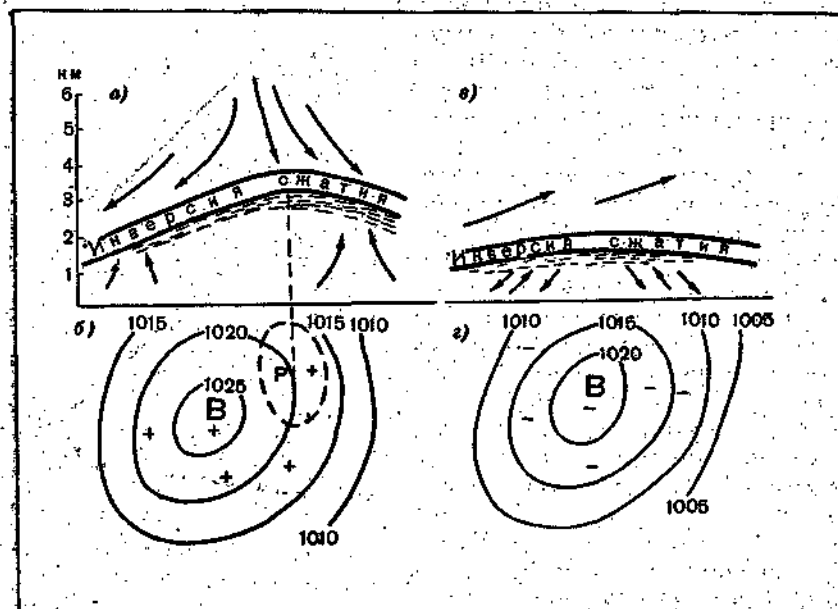


Рис. 46. Инверсии сжатия в усиливающемся (а) и ослабевающем (в) антициклоне.

Положение слоя инверсии в пространстве зависит при этом от того, в какой стадии развития находится сам антициклон. На рис. 46 б изображен антициклон в стадии своего усиления, т. е. в тот период своей жизни, когда давление почти во всей его области растет (наблюдаются положительные барические тенденции, обозначенные на рисунке знаком «+») и когда, следовательно, значение давления в центре антициклона со временем увеличивается. Поверхность инверсии (рис. 46 а) имеет при этом куполообразный вид. Вершина купола, находящаяся в данном случае на высоте около $3\frac{1}{2}$ км, располагается, однако, не над центральной частью антициклона, а над его передней (правой) частью, где обычно располагается область наибольшего роста

давления. Именно над этим местом в верхней половине тропосферы наблюдаются наиболее интенсивные нисходящие движения, приводящие к образованию слоя инверсии. От купола в стороны нисходящие движения ослабевают, воздух здесь, опускаясь, как бы растекается. Под инверсией господствуют вертикальные восходящие движения, имеющие турбулентный характер.

На рис. 46 *г* показан антициклон в стадии своего ослабления (разрушения), что выражается в повсеместном падении давления (наблюдаются отрицательные барические тенденции, обозначенные знаком «—»). Поверхность инверсии в данном случае

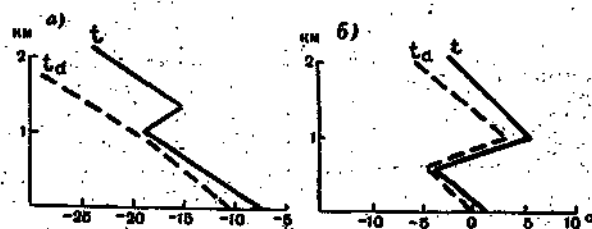


Рис. 47. Типичный ход температуры и точки росы с высотой при инверсиях оседания; *а* — усиливающийся антициклон, *б* — ослабевающий антициклон.

принимает почти горизонтальное направление и располагается на высоте 1,0—1,5 км. Над инверсией преобладают упорядоченные восходящие вертикальные движения; под инверсией обычно бывают очень слабые нисходящие и восходящие движения.

Характерный ход температуры и точки росы с высотой при инверсиях оседания показан на рис. 47. Как видим, в случае усиления антициклона кривые температуры и точки росы начиная от нижней границы инверсии резко расходятся, что указывает на сухость воздуха в слое инверсии и выше. При ослаблении же антициклона эти кривые во всем слое инверсии почти совпадают, что говорит о большой относительной влажности воздуха в слое инверсии. Кроме того, нижняя граница слоя инверсии во втором случае располагается значительно ближе к поверхности земли, чем в первом случае.

Следует отметить также, что в зимних антициклонах вблизи центральных частей, где ветер ослабевает до штиля, инверсии сжатия обычно объединяются с приземной радиационной инверсией, образуя единый устойчивый слой атмосферы от поверхности земли до высоты 2,0—2,5 км. Кривая стратификации имеет при этом вид, который изображен на рис. 45 *б*.

Инверсии сжатия покрывают огромные районы, распространяясь на всю область антициклона. Под инверсией и часто над

ней относительная влажность велика, поэтому здесь мы нередко наблюдаем дымку, облачность и туман. Поскольку под инверсией часто при этом имеются плотные облака, вызывающие иногда осадки и интенсивное обледенение, а над инверсией стоит ясная спокойная погода, то инверсия в данном случае является как бы поверхностью раздела между двумя различными воздушными слоями. Эта поверхность почти параллельна поверхности земли.

Фронтальные инверсии. Этот вид инверсии связан с существованием двух воздушных масс, резко отличных одна от другой по своим температурам. Холодный воздух располагается при

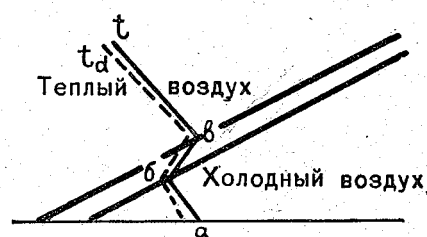


Рис. 48. Фронтальная инверсия.

этом клином под теплым воздухом (рис. 48). Переходный слой между холодной и теплой воздушными массами, называемый фронтальной зоной, нередко проявляется в виде инверсии температуры. В частности, если, например, прозондировать атмосферу над пунктом a , то изменение температуры с высотой часто имеет

вид, изображенный на рис. 48 ломаной линией. От точки a до точки b наблюдается падение температуры с высотой, характерное для холодного воздуха. При переходе через фронтальную зону температура повышается. Над фронтальной зоной снова начинается понижение температуры с высотой, характерное для теплой массы. Вертикальная мощность фронтальных инверсий достигает одного километра или несколько более.

Характерной особенностью фронтальной инверсии является увеличение удельной влажности (точки росы) в самом слое инверсии. При этом облака часто наблюдаются под инверсией, внутри ее и над инверсией.

§ 6. ОБЛАКА

Общие условия образования облаков

Облака наряду с туманами, осадками и другими гидрометеорами являются продуктами конденсации или сублимации водяного пара в атмосфере. Напомним, что конденсацией называется процесс перехода водяного пара в жидкое состояние, т. е. в мельчайшие капельки воды, а сублимацией — процесс непосредственного перехода водяного пара в твердое состояние (в ледяные кристаллы), минуя жидкое состояние.

Необходимым условием для начала конденсации является достижение воздухом насыщения, т. е. увеличение относитель-

ной влажности воздуха до 100%, что возможно главным образом вследствие понижения температуры.

В свою очередь понижение температуры может произойти в силу различных причин. Во-первых, воздух может охладиться путем излучения к земной поверхности и к окружающим слоям атмосферы. Во-вторых, температура воздуха может понизиться при соприкосновении с охлажденной поверхностью земли. В-третьих, понижение температуры воздуха происходит всегда, когда он поднимается из своего первоначального положения.

Из названных трех причин *подъем воздуха является главной причиной понижения температуры, приводящего к началу конденсации водяного пара в свободной атмосфере, т. е. к образованию облаков.* Для этого особенно важны подъемы воздуха в виде упорядоченных восходящих вертикальных движений и термической конвекции. Во всех случаях воздух при подъеме охлаждается, и как только температура его понизится до точки росы, начинается конденсация водяного пара. При этом процесс происходит адиабатически, по определенному закону, а именно: при подъеме воздуха до уровня конденсации он охлаждается приблизительно на 1° на каждые 100 м, а с началом конденсации вследствие выделения скрытого тепла конденсирующегося водяного пара температура понижается медленнее, в среднем на $0,6^{\circ}$ на 100 м подъема.

Вторым необходимым условием для образования облаков является наличие в атмосфере ядер конденсации.

В практической работе службы погоды количественный учет ядер конденсации обычно не производится. Считается, что в реальных условиях в тропосфере ядра конденсации существуют почти всегда и везде. В то же время нужно иметь в виду, что очагами ядер конденсации являются морские побережья, солончаки, пески и пустыни, а также крупные населенные пункты и особенно индустриальные центры.

Долгое время полагали, что при переходе температуры воздуха через 0° возникновение водяных капель прекращается и в облаке сразу же начинается образование ледяных кристаллов. В настоящее время твердо установлено, что капли могут находиться в состоянии глубокого переохлаждения. Как в лабораторных условиях, так и в природе переохлажденная водяная фаза отмечается до температур -40° и даже ниже. Можно поэтому сказать, что переохлажденное состояние капель облака, расположенного выше нулевой изотермы, является его нормальным состоянием, имеющим место в огромном большинстве облаков.

Классификация облаков

Современная международная классификация облаков учитывает следующие основные признаки: 1) внешний вид (мор-

фологическая классификация), 2) расположение по высотам, 3) процессы образования.

По своему внешнему виду все облака делятся на десять основных форм (родов), которые в свою очередь делятся на ряд видов и разновидностей.

В зависимости от расположения высоты нижней границы облаков различают четыре семейства.

Облака верхнего яруса — выше 6000 м.

Облака среднего яруса — от 2000 до 6000 м.

Облака нижнего яруса — ниже 2000 м.

Облака вертикального развития — основания ниже 2000 м, а вершины на уровнях среднего и верхнего ярусов.

Таблица 4

Классификация облаков

Семейство	№ формы	Формы облаков и их названия			Высота, км	
		русские	латинские		нижней границы	верхней границы
			полные	сокращенные		
Верхний ярус	1	Перистые	Cirrus	Сi	7—10	13 ¹
	2	Перисто-кучевые	Cirrocumulus	Сс	6—8	13
	3	Перисто-слоистые	Cirrostratus	Сs	7—8	13
Средний ярус	4	Высоко-кучевые	Alto cumulus	Ac	2,5—5	6
	5	Высоко-слоистые	Altostratus	As	2,5—5	6
Нижний ярус	6	Слоисто-кучевые	Stratocumulus	Sc	0,2—2	2,5
	7	Слоистые	Stratus	St	0,05—0,6	1,0—2,5
	8	Слоисто-дождевые	Nimbostratus	Ns	0,1—2	6—8
Облака вертикального развития	9	Кучевые	Cumulus	Cu	0,3—3,0	7—8
	10	Кучево-дождевые	Cumulonimbus	Cb	0,6—2,0	13

Наименования облаков по международной классификации латинские, употребляемые часто в виде сокращенных обозначений. В табл. 4 приведена классификация облаков по семействам (ярусы высот), а также по основным формам. Там же даются русские и латинские названия облаков, включая и их сокращенные обозначения, а также значения высот их нижней и верхней границ, характерные для умеренных широт. Перейдем к краткому описанию основных форм облаков.

¹ В низких широтах соответствующие облака нередко достигают 14—15 км.

Облака верхнего яруса

1. **Перистые** (Cirrus, Ci). Отдельные белые тонкие облака волнистого строения. Обычно наблюдаются в небольших количествах. Они настолько прозрачны, что сквозь них не только просвечивают солнце и луна, но и голубое небо. Эти облака располагаются чаще всего на высотах 8—10 км, вблизи тропопавзы. Толщина их 100—500 м. Одна из характерных разновидностей этих облаков показывается на рис. 49. Они имеют форму крючков и количество их со временем возрастает. Это — предвестники ухудшения погоды.

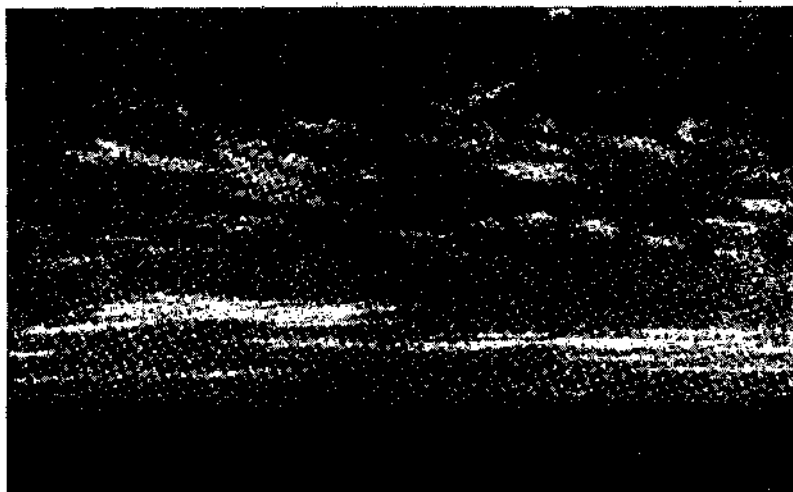


Рис. 49. Перистые облака крючковидные.

2. **Перисто-кучевые** (Cirrocumulus, Cc). Белые тонкие облака, располагающиеся в виде волн, хлопьев или ряби (рис. 50). Наблюдаются также в небольших количествах, но чаще всего в соединении с перистыми или перисто-слоистыми облаками. Высота их основания колеблется в пределах от 6 до 8 км. Толщина не превышает 200—400 м.

3. **Перисто-слоистые** (Cirrostratus, Cs). Беловатая, почти однородная пелена облаков, появляющаяся вскоре после перистых облаков и постепенно закрывающая все небо. Основание их в умеренных широтах находится обычно на высоте 6—7 км, тогда как верхняя граница простирается до тропопавзы, летом до 10—12 км. Несмотря на такую толщину, сквозь перисто-слоистые облака хорошо просвечивает солнце, луна и даже

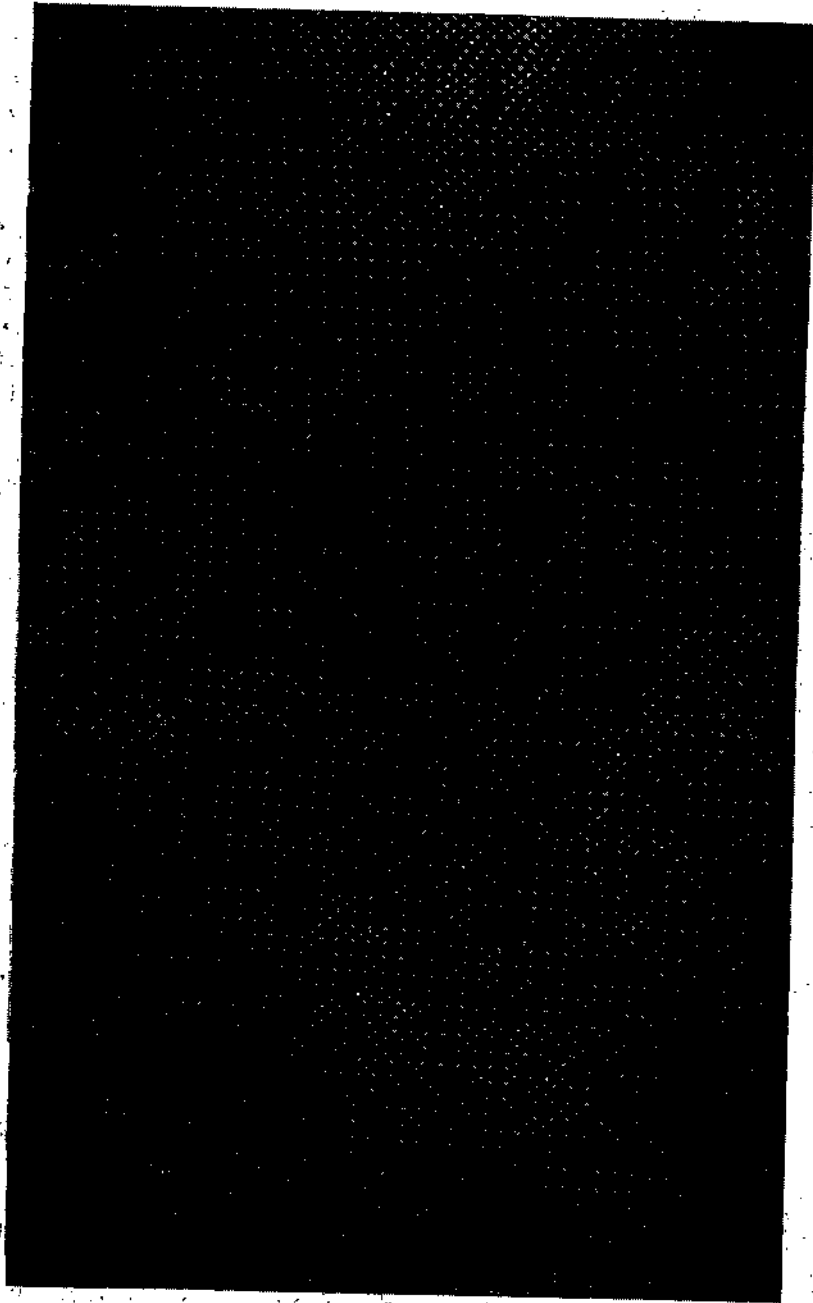


Рис. 50. Перисто-кучевые облака, волнистые с рябью.

голубое небо. Благодаря преломлению света, проходящего через ледяные кристаллы этих облаков, вокруг солнца или луны образуется круг, называемый гало (рис. 51).

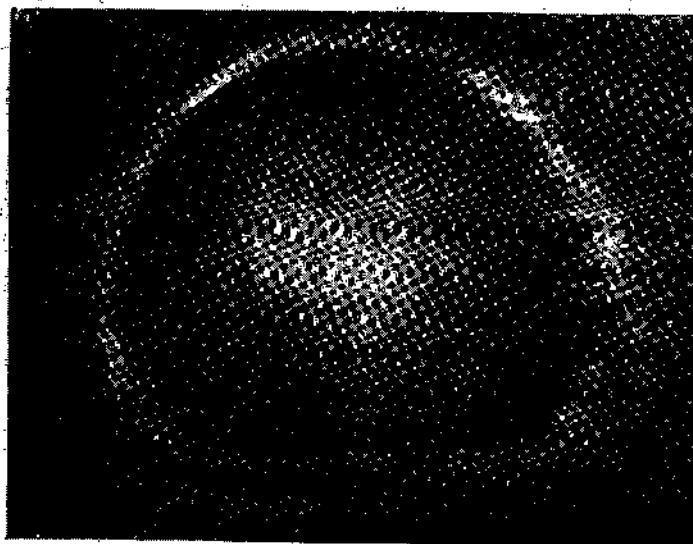


Рис. 51. Перисто-слоистые облака.

Облака среднего яруса

4. **Высоко-кучевые** (*Alto cumulus*, Ac) имеют вид светлых или сероватых слоев или гряд (волн), состоящих из небольших клубов или хлопьев (рис. 52). Слои и гряды часто имеют правильное расположение с просветами голубого неба между ними. Эти облака встречаются наиболее часто на высотах 3—5 км; толщина их несколько сот метров. Когда тонкие высоко-кучевые облака проходят через диск солнца или луны, то на фоне облака образуется светлый ореол (венец), непосредственно прилегающий к диску светила; внутренняя часть ореола имеет голубой цвет, внешняя — красный. Это явление обусловлено нарушением прямолинейности распространения света (дифракция), огибающего водяные капли, из которых состоят высоко-кучевые облака.

5. **Высоко-слоистые** (*Altostratus*, As) имеют вид сплошной однородной пелены облаков слегка волокнистого строения. Они надвигаются обычно вслед за прохождением перисто-слоистых облаков (рис. 53). Поэтому вначале они кажутся как плотные

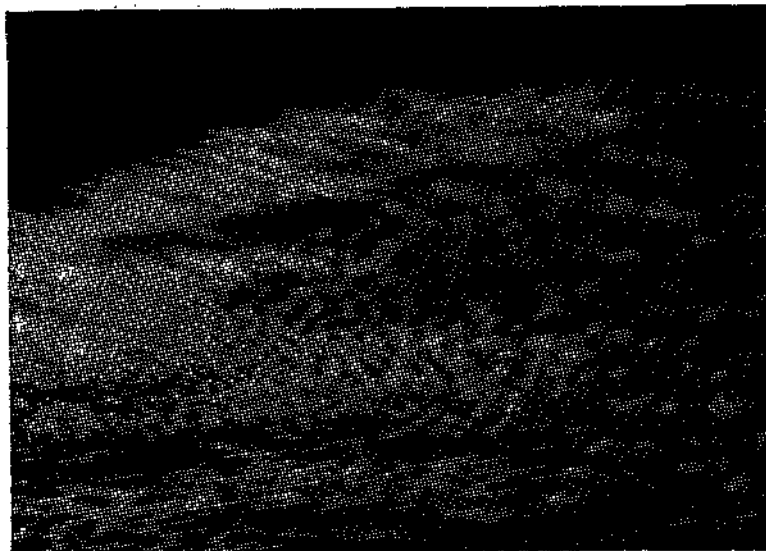


Рис. 52. Высоко-кузовые облака просвечивающие.

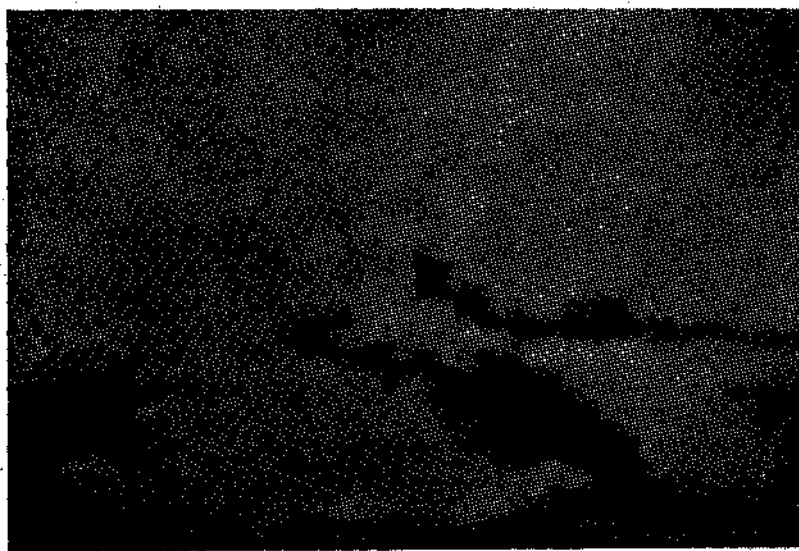


Рис. 53. Высоко-слоистые облака просвечивающие.

перисто-слоистые облака, но через них солнце и луна просвечивают, как сквозь матовое стекло (высоко-слоистые просвечивающиеся). Через некоторое время они уплотняются настолько, что светила уже не просвечивают. Основание просвечивающих высоко-слоистых облаков находится обычно на высотах 4—5 км, непросвечивающих — на высотах 2—4 км. Вверху они переходят в перисто-слоистые и достигают почти тропопаузы.

Облака нижнего яруса

6. Слоисто-кучевые (Stratocumulus, Sc). По внешнему виду эти облака очень сходны с высоко-кучевыми с той лишь разницей, что они располагаются в слое атмосферы ниже 2000 м. Они

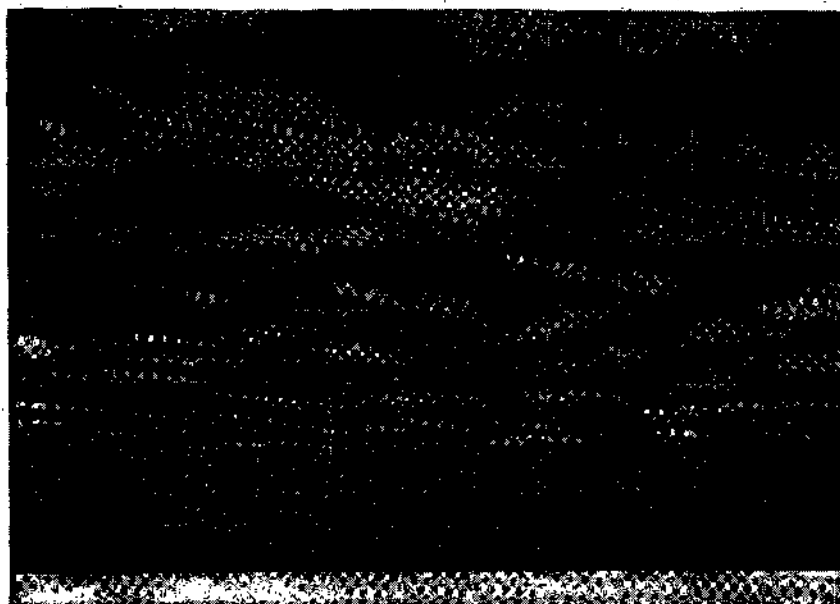


Рис. 54. Слоисто-кучевые облака плотные.

состоят из крупных гряд (волн), пластин или хлопьев, разделенных просветами или сливающихся в серый волнистый покров (рис. 54).

7. Слоистые (Stratus, St). Однородный слой серого цвета, сходный с туманом, приподнятым над поверхностью земли (рис. 55). Нередко нижняя поверхность этих облаков бывает разорванной на клочья, тогда для них употребляется термин

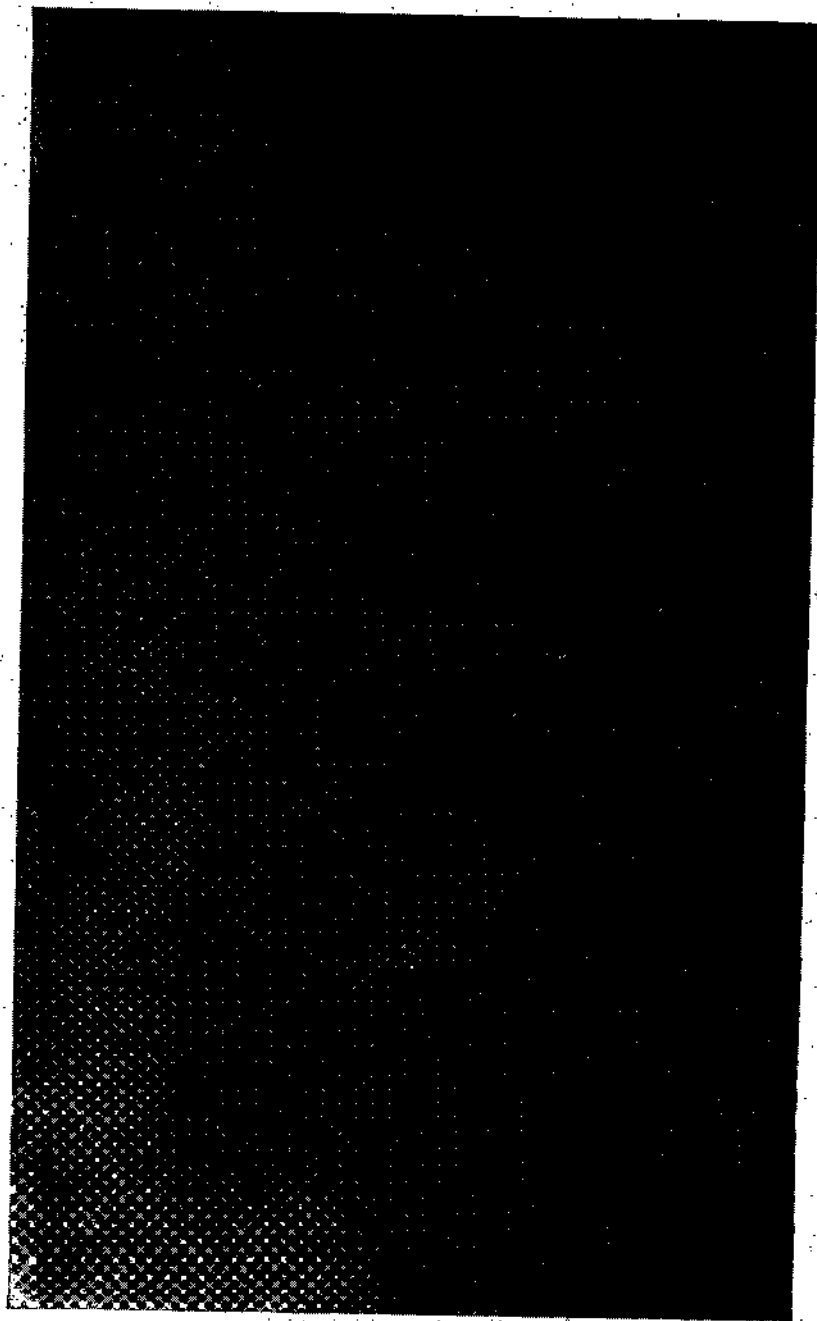


Рис. 55. Сложные облака

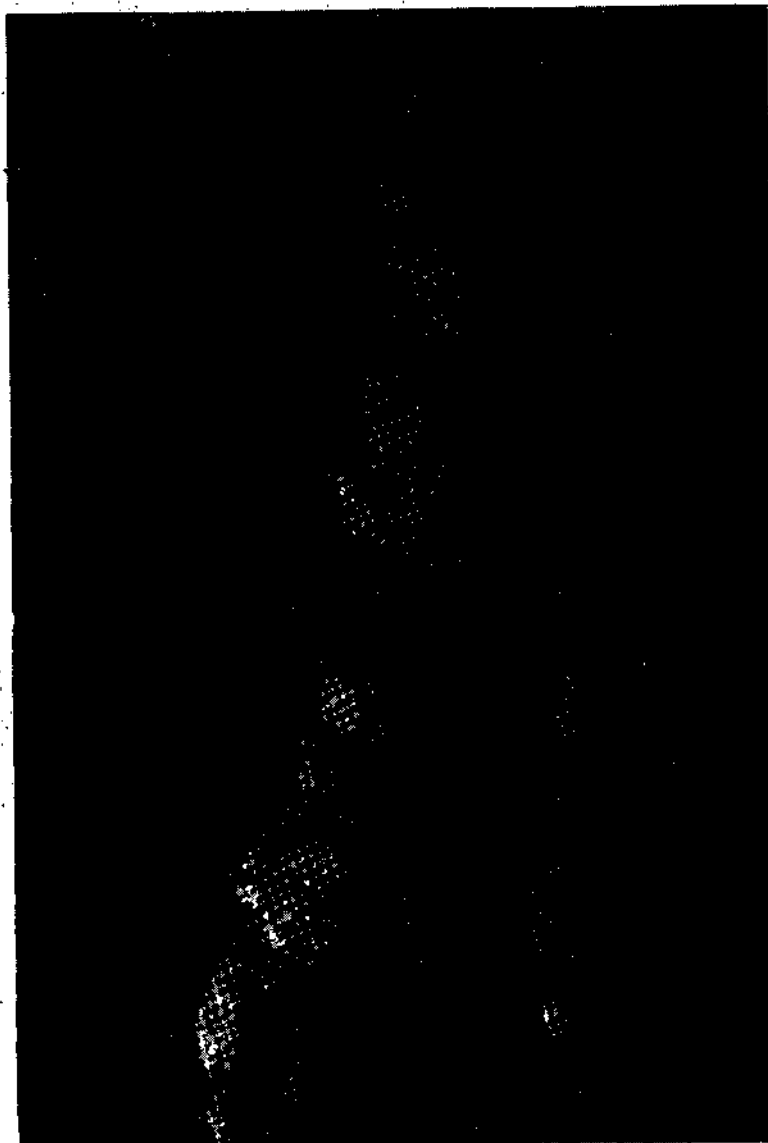


Рис. 56. Кучевые облака хорошей погоды.

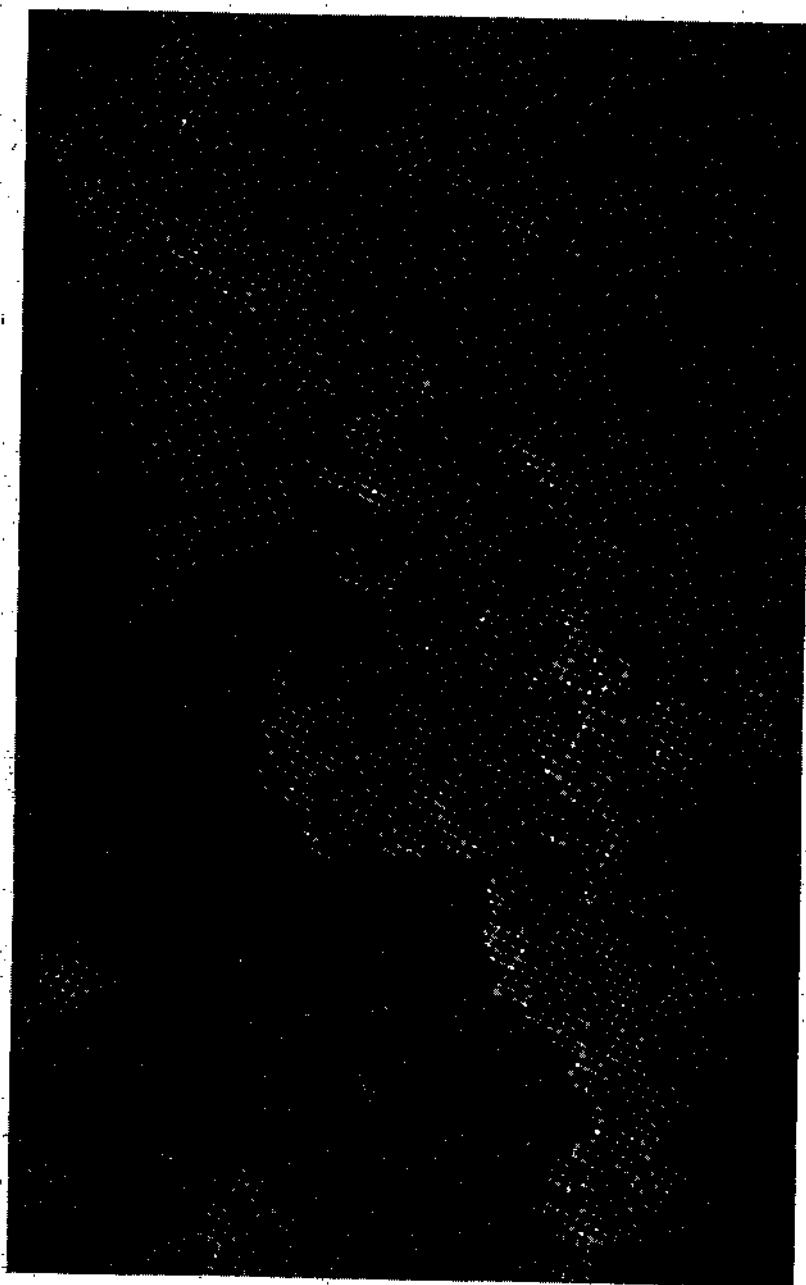


Рис. 57. Мощные кучевые облака.

разорванно-слоистые (*Fractostratus*, *Frst*) или при дожде разорванно-дождевые (*Fractonimbus*, *Frnb*). Высота основания слоистых облаков нередко составляет всего лишь несколько десятков метров, верхней границы — несколько сот метров.

8. Слоисто-дождевые (*Nimbostratus*, *Ns*) имеют темно-серый цвет и закрывают все небо почти однородным слоем, без просветов. От слоистых по внешнему виду они ничем не отличаются и называем мы их так только потому, что из них идет дождь. Под основным слоем слоисто-дождевых облаков почти всегда образуются разорванно-дождевые облака, которые частично или полностью скрывают основной слой *Ns*, из которого и выпадают осадки. Высота нижней границы облаков может колебаться от 50 до 2000 м, верхней границы — от 2 до 7—9 км.

Облака вертикального развития

9. Кучевые (*Cumulus*, *Cu*). Плотные облачные массы, развитые по вертикали, с белыми куполообразными вершинами и с

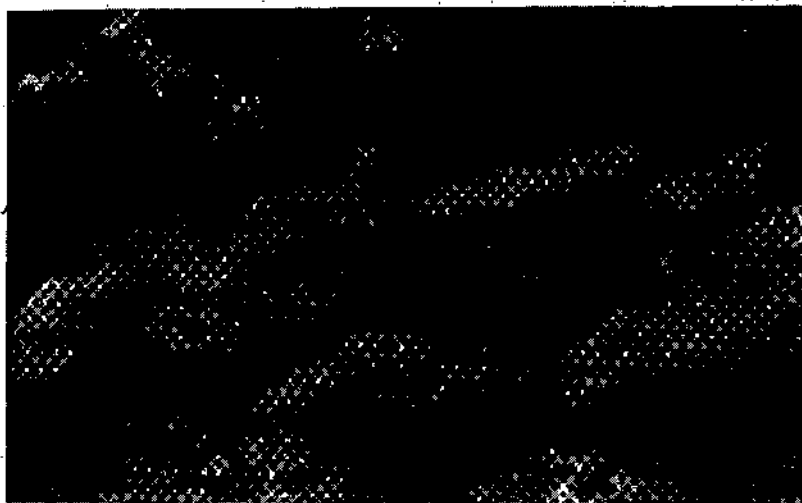


Рис. 58. Кучево-дождевые облака с наковальней.

почти горизонтальными основаниями. Обычно кучевые облака имеют резкие очертания, но при сильном ветре края их могут быть разорванными.

Различают мало развитые по вертикали кучевые облака (*Cumulus humilis*), так называемые «облака хорошей погоды» (рис. 56), и мощные кучевые (*Cumulus congestus*) (рис. 57).

Кроме этого, наблюдаются иногда отдельные небольшие клочья кучевых облаков, которые называют разорванно-кучевыми (*Fractocumulus, Frcu*).

10. **Кучево-дождевые** (*Cumulonimbus, Cb*). Это мощные кучевообразные облака, поднимающиеся в виде гор или башен. Вершины их имеют волокнистое строение и вытягиваются в стороны в виде наковальни (*incus*). Часто наблюдаются в виде отдельных облаков, но иногда скапливаются и закрывают все небо (рис. 58). Кучево-дождевые облака дают ливневые осадки и часто сопровождаются грозами, поэтому их обычно называют ливневыми и грозовыми облаками.

Основные процессы, приводящие к образованию облаков разных форм

Внешний вид облаков, их форма могут нам многое рассказать о тех процессах, которые привели к их образованию. Это значит, что по внешнему виду облаков мы можем судить о том, каков ход температуры с высотой, каковы в данный момент вертикальные движения, ветер на различных высотах и др. Следовательно, по виду облаков мы можем судить об условиях полета на различных высотах в данном районе.

В связи с этим принято все облака делить на три типа: а) кучевообразные, б) волнистые, в) слоистообразные.

К кучевообразным относятся все виды кучевых облаков и некоторые разновидности слоисто-кучевых облаков.

К волнистым относятся слоистые, большинство видов слоисто-кучевых и высоко-кучевых облаков, а также перисто-кучевые.

К слоистообразным относятся перистые, перисто-слоистые, высоко-слоистые и слоисто-дождевые облака.

Теперь посмотрим, в чем же заключаются характерные особенности процессов, приводящих к образованию каждого из трех типов облаков.

А. Кучевообразные облака. Образование кучевых и кучево-дождевых облаков летом над континентом связано главным образом с термической конвекцией. В этих случаях облачность имеет ярко выраженный суточный ход: облака появляются около 10 час., к 15—16 час. они достигают максимального развития, переходя местами в кучево-дождевые (грозовые), а затем начинается их таяние до полных прояснений к ночи.

На рис. 59 дана схема развития в течение дня кучевых облаков, типичных при хорошо развитой конвекции в однородной воздушной массе.

В первой стадии развития эти облака являются сравнительно маломощными «кучевыми облаками хорошей погоды»; для умеренных широт условно будем считать их такими, пока они не достигнут уровня изотермы 0° . Вертикальные восходящие

движения в облаках в начале их развития имеют скорости около 1—2 м/сек, но к концу этой стадии скорости могут достигать до 5 м/сек в центральной части облака. Общее количество об-

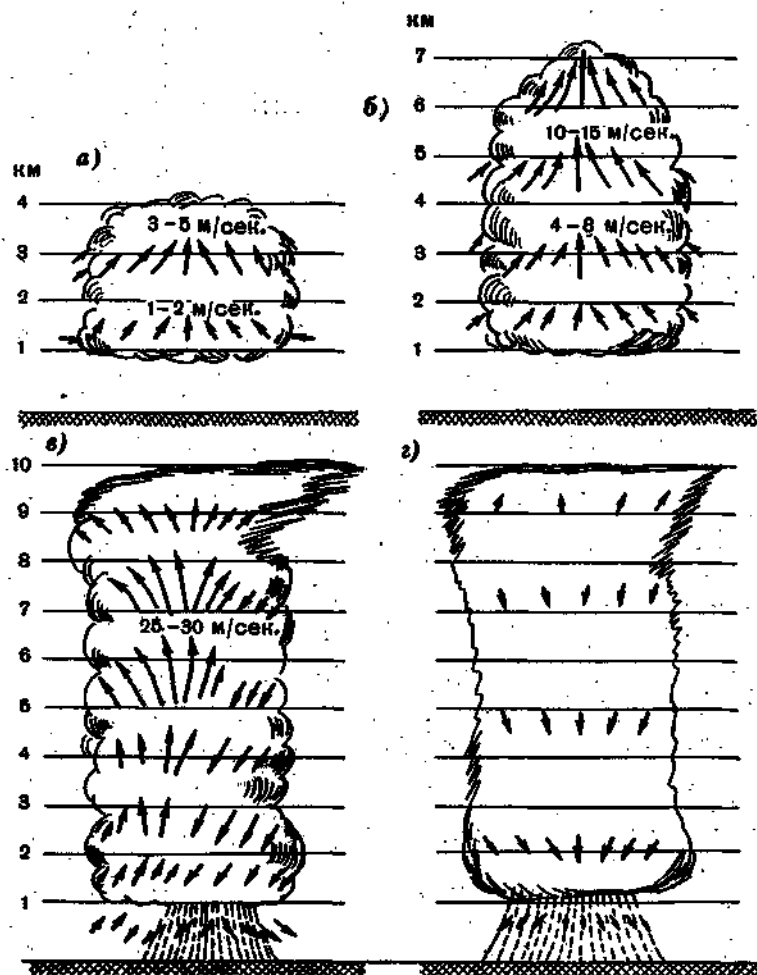


Рис. 59. Стадии развития кучевых облаков при термической конвекции:

а — кучевое, б — мощное кучевое, в — кучево-дождевое (зрелая стадия), г — кучево-дождевое (стадия распада).

лаков на небе до 7—8 баллов. Горизонтальные размеры отдельных облаков могут меняться от нескольких сотен метров до 2—3 км.

Во второй стадии развития мы наблюдаем уже мощные кучевые облака (*Cu congestus*); верхняя их половина находится в зоне отрицательных температур, поэтому здесь облака состоят из переохлажденных водяных капель. Характерной их особенностью является очень неровная, всхолмленная верхняя поверхность, сквозь которую отдельные облачные массы прорываются на несколько сот метров выше основного уровня верхней кромки облака. Это говорит о значительном увеличении скорости восходящих движений воздуха, которые в верхней половине облака достигают 10—15 м/сек.

В умеренных широтах вертикальное развитие этих облаков простирается до 5—7 км и высота их примерно в два раза превышает горизонтальные размеры основания. Вершины облаков ослепительно белые, сильно клубятся, но имеют довольно четкие очертания.

Третья стадия развития кучевого облака соответствует моменту, когда верхняя часть его приобретает кристаллическое строение и вследствие этого теряет округлые очертания. Из вершины облака как бы выбрасываются пучки перистых облаков, образующие гигантскую наковальню. Это — кучево-дождевые облака с наковальней (*Cb incus*), последняя обычно выпячивается в направлении ветра. Такое облако начинает давать осадки. В этой стадии верхняя граница облаков летом над континентом достигает 8—9 км. Нередко она доходит до уровня тропопаузы. Во всяком случае наковальня образуется чаще всего на той высоте, где температура воздуха составляет -25° , -30° и ниже. Горизонтальные размеры *Cb*, образующихся при термической конвекции в однородных воздушных массах, обычно составляют 15—20 км.

Значительные восходящие движения наблюдаются главным образом в верхней половине облака, скорости их в сильно развивающихся *Cb* могут достигать 35—40 м/сек. Одновременно в той части облака, где выпадают осадки, вертикальные движения становятся нисходящими, как это показано на рис. 59 в, г.

Нередко наблюдается мощное кучевое облако (вторая стадия), вершина которого уже состоит из ледяных частиц, но перистообразной наковальни еще не заметно. Такое облако называется кучево-дождевое лысое (*Cb calvus*).

В четвертой стадии конвективный подъем воздуха прекращается, в большей части облака развиваются нисходящие потоки, вследствие чего кучево-дождевое облако постепенно разрушается. Разрушение начинается с нижней части облака и, распространяясь вверх и в стороны, завершается в течение 20—30 мин. Однако самая верхняя кристаллическая часть облака может сохраняться несколько часов, причем там могут преобладать восходящие движения со скоростью 1—3 м/сек.

Описанные стадии развития кучевых облаков при термической конвекции возможны лишь при неустойчивом распределении температуры по вертикали. Это означает, что поднимающийся воздух должен быть теплее окружающего воздуха в значительной толще тропосферы. Чем больше вертикальный градиент температуры в окружающем воздухе, тем дольше сохраняется положительная разность температуры между восходящим и окружающим воздухом, обуславливающая подъем воздуха. Отсюда следует, что если на некоторой высоте, например на уровне 2,5 км, существует слой инверсии температуры либо даже слой изотермии или замедленного падения температуры, то подъем воздуха, а следовательно, и образование облаков с этой высоты прекратится. В этом случае мы можем наблюдать лишь слабо развитые по вертикали кучевые облака. Нередко при этом кучевые облака растекаются под слоем инверсии, в результате чего может образоваться почти сплошной слой слоисто-кучевых облаков.

В образовании кучевообразных облаков большую роль играет рельеф местности. Так как над склонами гор и холмов воздух нагревается больше, чем над равниной, то понятно, что в горах наблюдается усиленное образование кучевых и грозовых облаков.

Над морем конвекция и кучевые облака развиваются главным образом при вторжении холодного воздуха. При этом действует не только термическая, но и динамическая турбулентность, обусловленная значительными изменениями скорости ветра с высотой в нижних слоях атмосферы. Важно также отметить, что, в отличие от континентальных условий, образование кучевых облаков над морем более часто и активно происходит в ночные часы. Это связано с тем, что нижние слои воздуха над морем имеют ночью почти такую же температуру, как и днем; в то же время верхние слои воздуха ночью благодаря излучению охлаждаются значительно больше, чем днем. В результате контраст температуры воздуха между нижними и верхними слоями увеличивается, что и определяет более неустойчивую стратификацию атмосферы ночью над морем.

Иногда неустойчивая стратификация наблюдается сначала (в утренние часы) только в средних слоях тропосферы (4—6 км), где образуются очень небольшого размера кучевообразные облака, называемые высоко-кучевыми хлопьевидными или башенкообразными (рис. 60). Эти облака являются хорошим признаком дневной грозы, так как начинающаяся днем конвекция встречает в средних слоях особо благоприятные условия для развития облаков.

Помимо перечисленных причин возникновения и развития кучевообразных облаков, существует еще один вид процессов, приводящих к образованию очень мощных кучево-дождевых

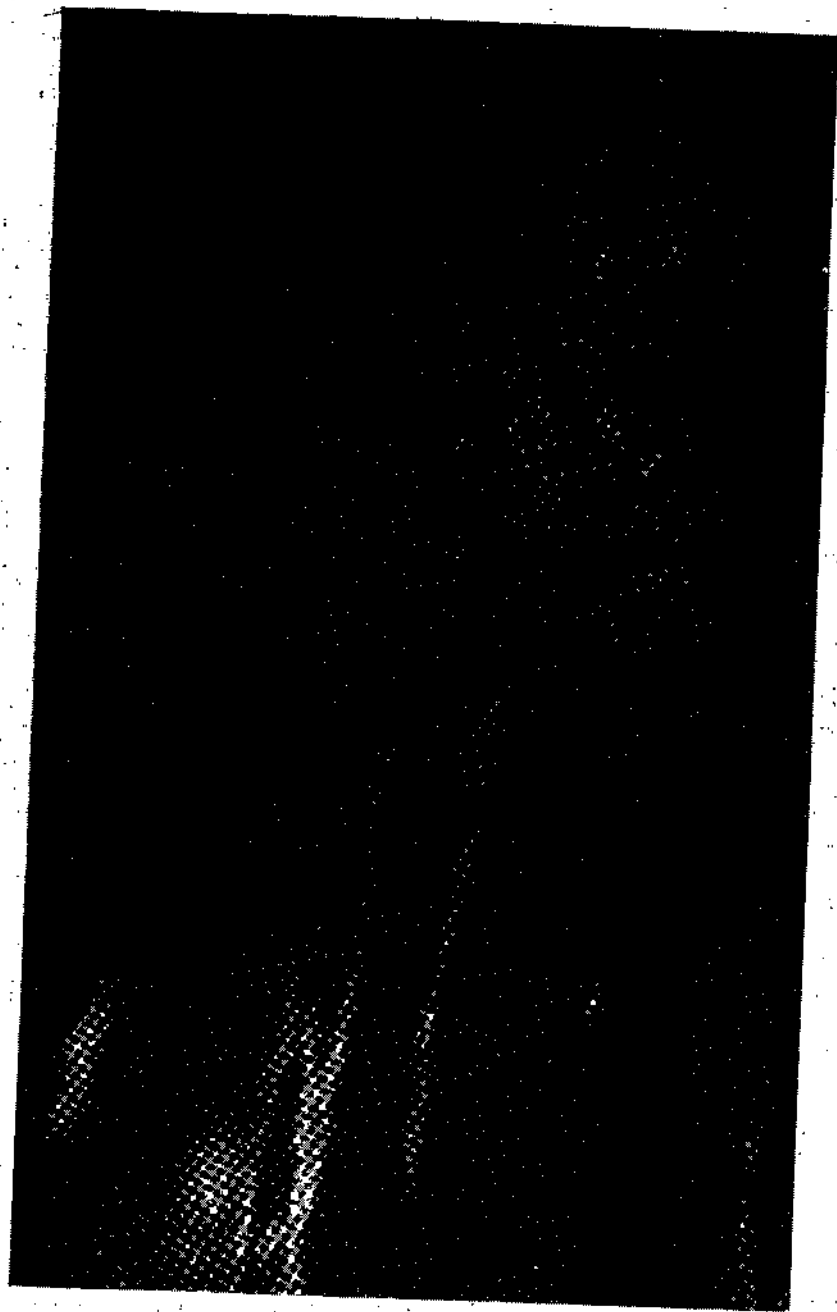


Рис. 60. Высоко-кучевые облака башенкообразные.

облаков. Они заключаются в бурном вытеснении теплого воздуха в верхние слои тропосферы вторгающимся под него холодным воздухом. Эти процессы будут подробно рассмотрены в разделе о фронтах.

Б. Волнистые облака. Слоисто-кучевые и высоко-кучевые облака часто наблюдаются в виде вытянутых в каком-нибудь направлении параллельных гряд и валов с ясным небом между ними. Образование этих облаков связано с существованием на некоторой высоте почти горизонтальной поверхности инверсии, вдоль которой, как об этом говорилось раньше, образуются волны, аналогичные волнам на поверхности воды (рис. 61).

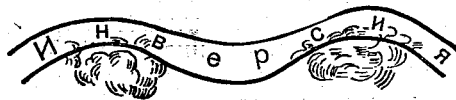


Рис. 61. Образование облаков в гребнях волн под слоем инверсии.

Если в верхней части нижнего слоя воздух близок к насыщению, то при подъеме на гребне волны происходит конденсация водяного пара и образование облака; в то же время в долине волны воздух опускается и облака здесь размываются. В результате облака образуются в виде параллельных гряд, лежащих вдоль гребней волн.

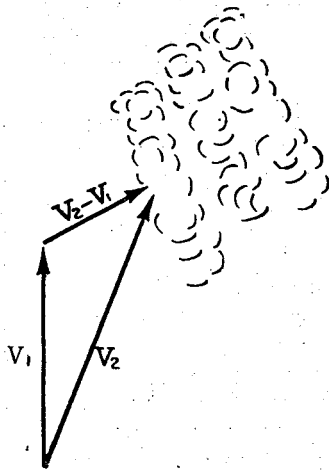


Рис. 62. Векторная разность скоростей движения двух атмосферных слоев и направление простираения облачных гряд (в плане).

Эти гряды облаков ориентированы перпендикулярно вектору изменения ветра с высотой в слое инверсии, и смещаются они в направлении этого вектора. Это хорошо видно на рис. 62, где v_1 — вектор скорости ветра в нижнем слое, v_2 — вектор скорости ветра в верхнем слое, $v_2 - v_1$ — векторная разность.

Наблюдая такие облака во время полета и зная направление ветра на уровне полета, летчик может ориентировочно определить направление и скорость ветра непосредственно под облаками.

Нередко оказывается, что в слое образования волн воздух настолько насыщен, что продукты конденсации сохраняются и у долины волны. В таких случаях, хотя у долины волны облака не являются такими плотными, как на гребне, наблюдатель, находящийся у земной поверхности, может и не заметить волн, но сверху они всегда видны хорошо. Типичные волнистые облака не оказывают каких-либо помех для работы авиации. Это

сравнительно тонкие облака, они быстро изменяются и не образуют больших систем.

Наибольший интерес для авиации представляют низкие слоистые и слоисто-кучевые облака, образующиеся над континентом в холодную часть года, а над морем — летом и покрывающие собой обширные пространства. Они также относятся к типу волнистых облаков, но процессы их образования имеют некоторые отличительные особенности.

В образовании низких St — Sc прежде всего играет большую роль охлаждение воздуха от подстилающей поверхности. Оно может происходить либо при движении относительно теплого воздуха над холодной подстилающей поверхностью, либо при ночном охлаждении самой подстилающей поверхности вследствие излучения с последующей передачей этого охлаждения воздуху.

Однако если бы действовал только этот фактор, то мы наблюдали бы лишь образование тумана. Для образования облака в данном случае необходима еще динамическая турбулентность, благодаря которой продукты конденсации водяного пара переносятся на некоторую высоту от поверхности земли. При этом воздух дополнительно охлаждается при подъеме и конденсация усиливается.

Третье условие, необходимое для образования низких облаков St — Sc, должно заключаться в существовании на небольшой высоте от поверхности земли (нескольких сотен метров) задерживающего слоя в виде инверсии температуры.

Таким образом, механизм образования низкой облачности типа St — Sc обычно имеет следующий характер. В нижнем слое атмосферы имеется некоторый запас влаги, который создается либо путем испарения с подстилающей поверхности, либо при перемещении более влажного воздуха из других районов. Возникающая при движении воздуха динамическая турбулентность переносит влагу снизу вверх. Чем больше вертикальный градиент температуры в самом нижнем слое, тем легче осуществляется этот перенос. Существовавшая на некоторой высоте инверсия преграждает этот перенос и тем самым способствует накоплению влаги вблизи уровня нижней границы инверсии. В то же время, поднимаясь, воздух адиабатически охлаждается, температура его понижается до точки росы и имеющийся в нем водяной пар конденсируется. Следовательно, выше уровня конденсации поднимается уже не только водяной пар, но и капельно-жидкая влага, которая скопляется под поверхностью инверсии, и тем самым здесь создается наиболее плотная часть облачности.

На рис. 63 а дана схема образования St — Sc под поверхностью инверсии в соответствии с изложенным механизмом. Там же даны две кривые линии, одна из которых (сплошная) харак-

теризует изменение температуры с высотой, а вторая (пунктирная) — изменение точки росы с высотой. Мы видим, что эти кривые сходятся к верхней границе облачности, т. е. влажность здесь доходит до 100%. В самом слое инверсии и выше они расходятся, что указывает на резкое убывание влажности с высотой. Скорость восходящих вертикальных движений воздуха при данном процессе образования облаков составляет несколько десятков сантиметров в секунду, а иногда доходит и до 1 м/сек.

Турбулентность содействует переносу водяного пара не только снизу вверх, но и сверху вниз. Такие процессы заслуживают особого внимания, так как они приводят к образованию очень низкой облачности, вплоть до тумана. Это бывает в тех

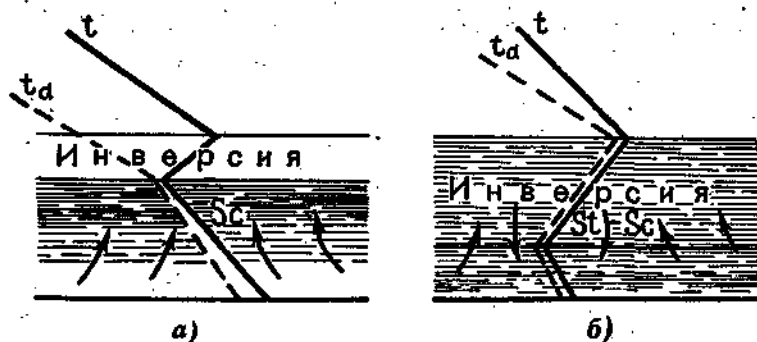


Рис. 63. Схема образования слоисто-кучевых и слоистых облаков.

случаях, когда инверсия температуры в нижних слоях тропосферы сопровождается ростом удельной влажности с высотой (рис. 63 б).

Так как турбулентные потоки направлены не только вверх, но и вниз, то нисходящими потоками влага будет переноситься из верхних слоев, где ее больше, в нижние слои, где ее меньше. В результате облачность «опускается» иногда до поверхности земли, т. е. переходит в туман.

В. Слоистообразные облака. Как уже было сказано выше, к данному типу облаков относятся перистые, перисто-слоистые, высоко-слоистые и слоисто-дождевые облака. Вместе они образуют целую систему облачности, обязанную своим происхождением одному и тому же процессу — упорядоченному медленному подъему теплого воздуха по наклонной поверхности более плотного и холодного воздуха.

Для краткого наименования этой системы облаков часто употребляются обозначения в виде Ci—Cs—As—Ns для всей системы или для отдельных ее частей в виде Ci—Cs, As—Ns; иногда названия облаков даются в обратном порядке, например Ns—As и т. д.

Скорости вертикальных восходящих движений воздуха составляют в данном случае всего лишь несколько сантиметров в секунду.

Микрофизическое строение облаков

Для понимания процессов, связанных с выпадением осадков из облаков, обледенения самолетов и др., необходимо знать внутреннее строение облаков, или, как говорят, микроструктуру облаков. Сюда входит такой комплекс элементов, как фазовое состояние облачных частиц, их размеры, распределение в различных частях облака и водность облаков.

По своей фазовой структуре облака могут состоять из кристаллов льда (кристаллические облака), водяных капель (водяные облака) или из смеси водяных капель и кристаллов льда (смешанные облака).

Кристаллическими облаками являются перистые, перисто-слоистые и перисто-кучевые. Для них, в особенности для Cs, характерно образование гало.

Кристаллическое строение имеют также верхние части (наковальни) кучево-дождевых облаков, являющиеся разновидностями перистых и перисто-слоистых облаков.

Осадки из кристаллических облаков, как правило, не выпадают, за исключением лишь облаков типа наковальни, где наряду с кристаллами могут находиться и водяные капли.

Слоистые, слоисто-кучевые и кучевые облака большей частью состоят из водяных капель, которые при отрицательной температуре находятся в переохлажденном состоянии. Переохлажденные капли чаще всего встречаются при температурах не ниже -10 , -12° . Так как на тех высотах, на которых образуются рассматриваемые облака, температура воздуха в большинстве случаев не бывает ниже указанных значений, то эти облака являются преимущественно водяными, осадки в этих случаях из облаков не выпадают или выпадают лишь очень слабые, в виде мороси. Только при более низких температурах в них могут появиться ледяные кристаллы, тогда из облаков выпадает слабый или умеренный снег. Что касается высоко-кучевых облаков, то они могут быть водяными при температуре до -24 , -30° .

Облака слоисто-дождевые, высоко-слоистые и кучево-дождевые, т. е. все те облака, из которых выпадают значительные осадки, состоят из смеси водяных капель и ледяных кристаллов. Про такие облака говорят, что они находятся в смешанной фазе. Однако смешанная фаза в рассматриваемых облаках по своему качеству может быть самой различной. В одних случаях в облаках преобладают ледяные кристаллы, а водяные капли содержатся в небольшом количестве и очень небольших размеров (радиус капель всего лишь $3-8 \mu$). В других случаях смешан-

ная фаза включает в себя как большое количество кристаллов, так и большое количество капель, причем достаточно крупных (радиус капель от 10 до 30 μ и более). И, наконец, нередко встречаются случаи, когда в слоисто-дождевых облаках абсолютно преобладают водяные капли достаточно крупных размеров, тогда как кристаллы почти отсутствуют.

Такое разнообразие в структуре смешанной фазы объясняется неодинаковыми условиями образования слоисто-дождевых и высоко-слоистых облаков, с одной стороны, и кучево-дождевых облаков — с другой. Особое значение имеет при этом характер и величина вертикальных движений в облаках, а также температура.

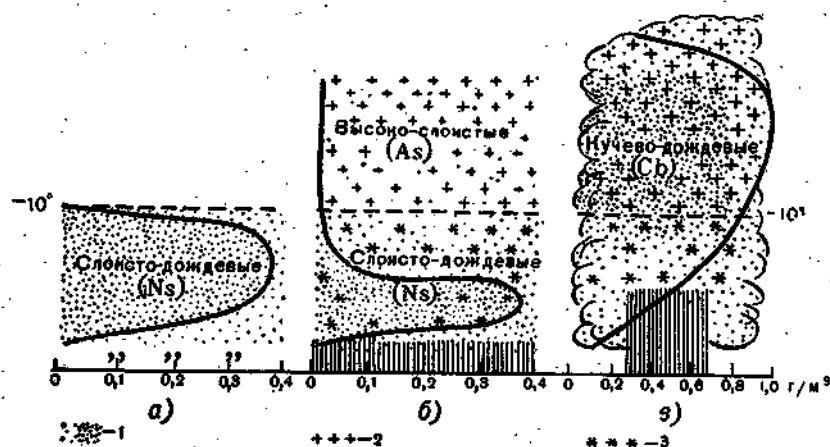


Рис. 64. Характерные особенности строения облаков, находящихся в смешанной фазе.

1 — облачные капли, 2 — ледяные кристаллы, 3 — снежинки.

Приведем наиболее типичные схемы строения облаков, находящихся в смешанной фазе (рис. 64).

На рис. 64 а верхняя граница слоисто-дождевого облака достигла лишь уровня изотермы -10° либо находится немного ниже или выше этого уровня. Над европейской территорией СССР в холодную половину года это бывает приблизительно на высоте 3 км. Активная кристаллизация облака еще не наступила, поэтому в большей своей толще слоисто-дождевые облака содержат переохлажденные водяные капли. Из облака при этом выпадают осадки, преимущественно в виде слабого снега и мороси. Заметим, что такие облака очень опасны в отношении обледенения. Вертикальные восходящие движения в облаках носят упорядоченный характер и составляют несколько сантиметров

в секунду. Над облаками господствуют нисходящие движения, что ограничивает развитие облака по вертикали.

На рис. 64 б слоисто-дождевое облако непосредственно переходит в высоко-слоистое, образуя единую облачную массу большого вертикального протяжения. Во всей толще облака господствуют упорядоченные вертикальные движения, имеющие скорости в несколько сантиметров в секунду. Верхняя часть облака, выше уровня изотермы -10° , содержит преимущественно ледяные кристаллы. Водяных капель здесь очень мало, и если встречаются, то очень мелкие.

Ниже уровня изотермы -10° наряду с кристаллами в виде снежинок встречается уже значительно большее количество капель, особенно в самом нижнем слое толщиной в несколько сот метров, где и возможно слабое или умеренное обледенение. Из облака выпадают равномерные обложные осадки.

На рис. 64 в облако имеет характер кучево-дождевого, также достаточно большого вертикального протяжения. В нем господствуют неупорядоченные вертикальные движения со скоростями в несколько метров в секунду. В большой толще облака, в том числе в верхней его половине, находится большое количество и капель, и кристаллов. Из облаков выпадают значительные осадки.

Под водностью облаков понимается содержание воды в жидкой или твердой фазе в единице объема воздуха в облаках. Принято определять водность в граммах на 1 м^3 . Это очень важная характеристика облака, так как именно от водности зависит интенсивность обледенения самолетов при полете в облаках. Ввиду очень больших технических трудностей определения водности наши знания о ней еще не полны. Известно, однако, что в капельно-жидких облаках водность имеет значительно большие значения, чем в кристаллических облаках. В капельно-жидких облаках она колеблется в пределах от 0,1 до 5 г на 1 м^3 , в кристаллических облаках — от 0,01 до 0,1 г/ м^3 .

Наибольший интерес для нас представляет порядок распределения водности с высотой в различных формах облаков. С этой целью на приведенном выше рис. 64 даны кривые, характеризующие изменение водности от нижней к верхней границе облаков в Ns, в As—Ns и в мощных Cu.

В облаках Ns, имеющих сравнительно небольшую вертикальную мощность (рис. 64 а), внизу водность сначала резко, а затем более замедленно растет вверх. Максимального значения она достигает в средней части облака.

В облаках As—Ns, имеющих значительную вертикальную мощность (рис. 64 б), максимальная водность сосредоточена в самых нижних нескольких стах метров. Далее водность резко, а затем более медленно убывает с высотой. В верхней половине

облака, где оно является преимущественно кристаллическим, водность очень мала.

В мощных кучевых облаках (рис. 64 в) водность быстро растет с высотой в нижней трети облака. Затем в значительной толще облака водность имеет наибольшие значения, но все же, хотя и медленно, возрастает с высотой. Только вблизи верхней границы облака наблюдается заметное уменьшение водности. Кроме этого, на рис. 65 показано строение и водность, характерные для облаков Sc.

В общем следует отметить, что порядок распределения водности по высотам в облаках Sc, Ac и Ci имеет много общего между собой, что, как будет показано ниже, хорошо согласуется с распределением условий, благоприятных для обледенения самолетов.

Нужно всегда иметь в виду, что понятие «облако» объединяет собой совокупность капель и кристаллов, находящихся в непрерывном процессе изменения. Капли могут возникать, расти, испаряться; их размеры и количество меняются, они сталкиваются, сливаются и замерзают. Поэтому не следует рассматривать облака как что-то аналогичное твердым телам, взвешенным в воздухе; они находятся в постоянном новобразовании и таянии.

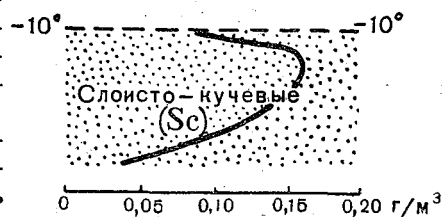


Рис. 65. Изменение водности от нижней к верхней границе слоисто-кучевых облаков.

Способы измерения высоты нижней границы облаков

На сети метеорологических станций высота облаков определяется инструментально, с помощью шара-пилота и потолочного прожектора, а также в ряде случаев и визуально (глазомерно).

Для определения высоты облаков шаром-пилотом нужно знать вертикальную скорость шара и время с момента выпуска шара до момента входа его в облако (когда шар начинает туманиться). При этом вертикальная скорость шара определяется по специальным таблицам, по величине свободной подъемной силы и длине окружности либо по величине свободной подъемной силы и весу оболочки. Время определяется по секундомеру с точностью до секунды. Таким образом, если, например, вертикальная скорость шара-пилота 200 м/мин, а время полета 1 мин. 30 сек., то высота облаков составит $200 \times 1,5 = 300$ м.

В темное время суток высота облаков определяется обычно с помощью потолочного прожектора. Сущность метода заключается в следующем: луч прожектора, направленный вертикаль-

но вверх, образует на облаке светлое пятно. Высота пятна над землей, а следовательно, и высота облаков (h) определяется по формуле

$$h = l \operatorname{tg} \alpha,$$

где l — расстояние по горизонтали от наблюдателя до места установки прожектора (рис. 66).

В последние годы во многих аэропортах стали производиться измерения высоты облаков с помощью наземного импульсного светового измерителя (светолокатора).

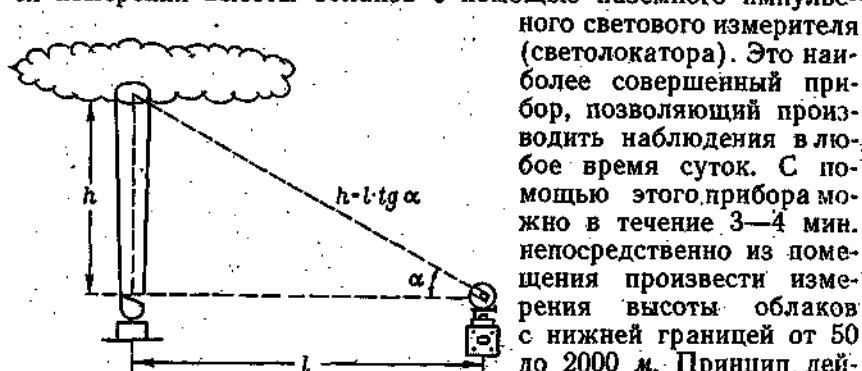


Рис. 66. Схема измерения высоты облаков потолочным прожектором.

Это наиболее совершенный прибор, позволяющий производить наблюдения в любое время суток. С помощью этого прибора можно в течение 3—4 мин. непосредственно из помещения произвести измерения высоты облаков с нижней границей от 50 до 2000 м. Принцип действия этого прибора основан на измерении времени прохождения световым импульсом расстояния от передатчика (излучателя) световых импульсов до нижней границы облаков и обратно до приемника световых импульсов. При этом высота облаков (h) определяется по формуле

$$h = \frac{ct}{2},$$

где c — скорость света (около 300 000 км/сек), t — время прохождения световым импульсом расстояния до облаков и обратно до земли.

Световые импульсы излучаются передатчиком в вертикальном направлении. Достигая нижней границы облаков, они отражаются от некоторой точки облака, часть энергии отраженных импульсов попадает в приемник и просматривается на электронно-лучевой трубке (как в осциллографе). Шкала отсчетчика градуирована в метрах высоты облаков.

Таким образом, прибор состоит из двух небольших рефлекторов, отсчетчика с электронно-лучевой трубкой и блока питания (рис. 67). В фокусе одного из рефлекторов установлена газоразрядная лампа с импульсным излучением, в фокусе другого — приемник отраженных от облаков световых импульсов (диафрагма фотоэлемента). Импульсный излучатель и приемник им-

пульсов устанавливаются на открытой площадке в 6—10 м друг от друга, а блок питания с отметчиком — в помещении.

В Научно-исследовательском институте гидрометеорологического приборостроения (НИИГМП) также разработан прибор для измерения и регистрации высоты нижней границы облаков в светлую и темную часть суток. Прибор состоит из прожектора с подвижным (качающимся) лучом (рис. 68), приемного устройства (рис. 69), самописца (рис. 70) и соединительных кабелей. При встрече луча прожектора с облаком на последнем возникает световое пятно. Световой поток пятна, если оно возникло над приемным устройством, собирается отражателем на фотоэлементе. Для того чтобы измерить высоту нижней границы облаков (h), достаточно при известном расстоянии между прожектором и приемным устройством (l) отметить на ленте самописца величину α — угла встречи луча с облаком. Измерение и отметка угла α производится автоматически. Следовательно, рассматриваемый регистратор автоматически решает известное соотношение $h = l \operatorname{tg} \alpha$, т. е. построен на использовании прожекторного триангуляционного метода.

Прожектор и приемное устройство прибора устанавливаются стационарно на расстоянии 200 м друг от друга, как правило, в пределах прямой видимости. Удаление самописца от прожектора и приемного устройства может быть достаточно большим (3—5 км).

Как показывает опыт эксплуатации, этот прибор позволяет производить измерения и регистрацию высоты нижней границы облаков в диапазоне 50—1000 м при видимости не менее 1,5—2 км. При этом ошибка измерения не превышает $\pm 10\%$ измеряемой величины.

При визуальном определении высоты облаков используются обычно различные ориентиры (возвышенности, мачты, фабричные трубы, высокие строения и др.), высота которых достаточно хорошо известна. При этом оценивается на глаз, какая часть общей высоты ориентира закрыта облаками, считая за нижнюю границу облаков уровень, на котором ориентир еще просматривается, но уже туманится.

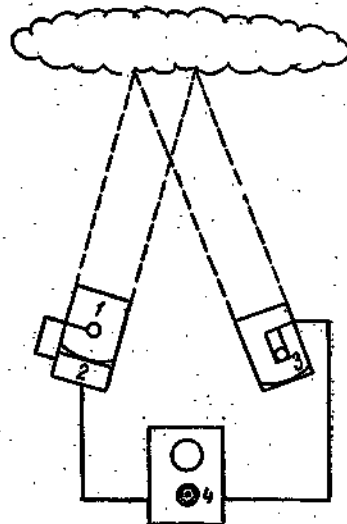


Рис. 67. Блок-схема светолокатора.

1 — газоразрядная лампа (в фокусе рефлектора); 2 — зажигательное устройство; 3 — фотоэлемент с предварительным усилителем в фокусе рефлектора; 4 — отметчик и блок питания.

При визуальной оценке широко используются и некоторые косвенные способы, основанные на количественной и качественной характеристике общих условий погоды в данном месте.



Рис. 68. Прибор для измерения высоты нижней границы облаков.

1—корпус, 2—кабель, 3—усилитель, 4—реле, 5—лампа, 6—трансформатор, 7—выпрямительная лампа, 8—дроксель, 9—плавкие предохранители, 10—крышка с защитным стеклом, 11—регулирующие винты.

В частности, если нам нужно определить высоту нижней границы кучевых, кучево-дождевых или слоисто-кучевых облаков, т. е. облаков, образующихся вследствие термической или динамической турбулентности, то могут быть использованы формулы для определения уровня конденсации водяного пара (h , м), а именно:

$$h = 122(t - t_d) \quad \text{или} \quad h = 22(107 - f),$$

где t — температура воздуха у поверхности земли, t_d — точка росы, f (во второй формуле) — относительная влажность (в %).

Полученные с помощью этих формул значения высот нижней границы облаков всегда несколько меньше истинных значений, но практически эта разница не имеет существенного значения.

При наличии сплошной низкой слоистой облачности высота ее может быть оценена следующим образом. Если относительная

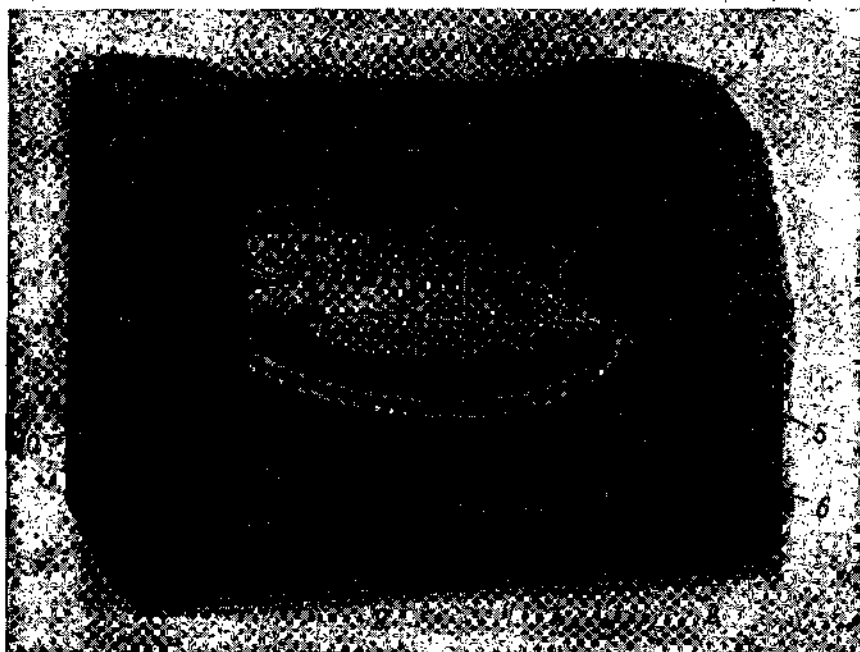


Рис. 69. Приемное устройство прибора для измерения высоты нижней границы облаков.

1 — отражатель, 2 — рама отражателя, 3 — лампа ДРШ-1000, 4 — токоввод, 5 — рамка крепления лампы ДРШ-1000, 6 — опорный кронштейн, 7 — мотор, 8 — редуктор, 9 — опорная плита, 10 — кожух.

влажность у поверхности земли 90% и более, а горизонтальная видимость менее 1,5 км, то высота облачности обычно не превышает 60 м, при видимости 1,5—4,0 км — в пределах 60—100 м, а при видимости более 4 км облака чаще всего наблюдаются на высоте 100—200 м.

Просматривая синоптические карты, необходимо обращать внимание на разность между температурой воздуха и точкой росы, т. е. на значение $t - t_d$. Если эта разность равна нулю, то высота облаков меньше 100 м; соответственно при разности,

равной 1° , облака не ниже 100 м, а при разности 2° — не ниже 200 м. Тем не менее, нужно иметь в виду, что подобного рода косвенные методы определения высоты облаков не могут заменить приборных измерений.

С другой стороны, каков бы ни был метод измерения высоты облаков, нельзя рассчитывать на то, что во всех случаях мы будем получать абсолютно точные значения их высоты. Опыт пока-

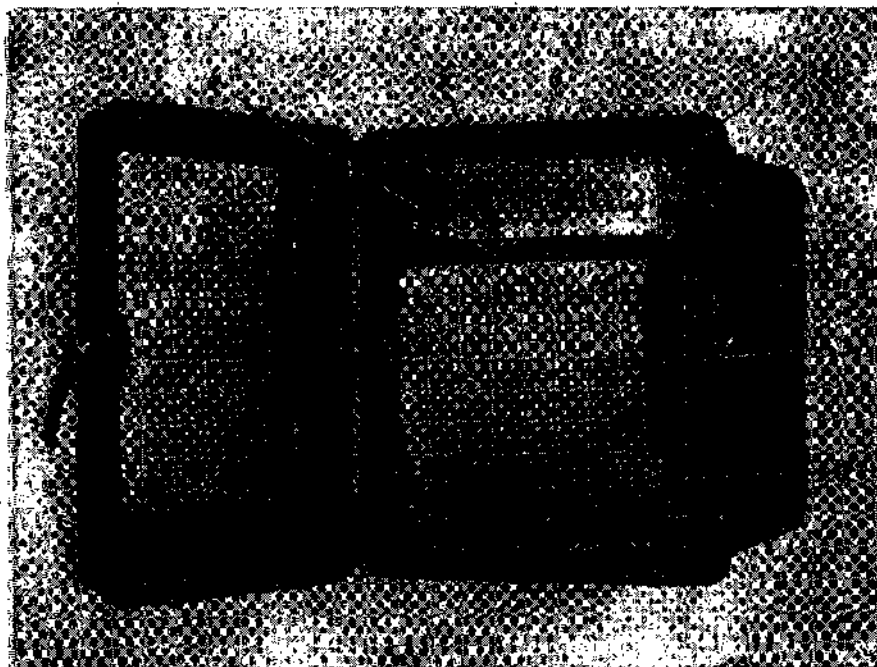


Рис. 70. Регистрирующая часть прибора для измерения высоты нижней границы облаков.

1—корпус, 2—валяки для диаграммной бумаги, 3—диаграммная бумага, 4—перо, 5—стрелка, 6—шкала.

зывает, что данные о высоте одной и той же облачности, полученные в одно и то же время различными методами, могут в ряде случаев существенно различаться между собой. Точно так же, производя измерения облачности одним и тем же методом через несколько минут или даже через минуту, мы получаем самые различные данные. Это видно на рис. 71, где показано изменение высоты нижней границы облаков, измеренной с помощью светолокатора через 1 мин.

Наконец, мы часто встречаемся с расхождениями в оценке высоты облаков наблюдателями метеостанций, с одной стороны, и летчиками — с другой. Особенно это бросается в глаза при оценке высоты самой низкой облачности, лимитирующей условия взлета и посадки самолетов. В этих случаях визуальные данные о высоте облаков, как правило, бывают заниженными по сравнению с шаропилотными измерениями.

На почве таких расхождений могут возникать большие недоразумения между метеорологами и летчиками, хотя и те и

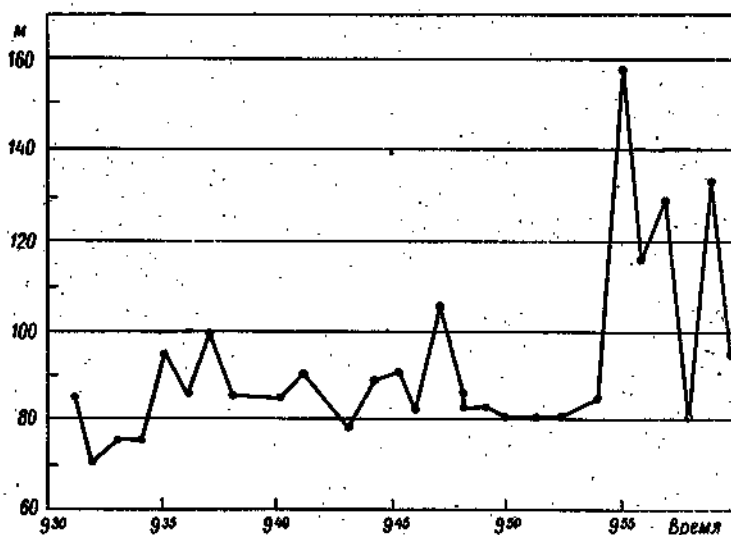


Рис. 71. Изменение высоты нижней границы облаков в течение 30 минут по измерениям светолотатором через каждую минуту (Быково, 9 декабря 1961 г.).

другие бывают правы. Все дело в том, что в этих случаях недооценивается роль самой структуры нижней границы облаков. Поэтому рассмотрим, в чем состоят особенности этой структуры, если иметь в виду, прежде всего, самую низкую слоистую облачность.

Структура нижней границы облаков

Как мы знаем, большинство видов облаков, особенно слоистые и слоисто-кучевые, в самой нижней своей части состоят из очень мелких водяных капель; с высотой же количество и размеры капель увеличиваются и облака постепенно уплотняются. Вследствие этого при подъеме самолета, так же как и при наблюдениях за шаром-пилотом, видимость ухудшается, как

правило, не сразу, а постепенно. Это говорит о том, что нижнее основание облака не является резко очерченной ровной поверхностью, а представляет собой некоторое пространство с постепенным ухудшением видимости с высотой. В связи с этим структура нижней кромки облаков может быть представлена в виде, изображенном на рис. 72. Самая нижняя волнистая линия соответствует тому уровню, с которого летчик, идя на посадку и пробивая сплошную низкую облачность, начинает видеть взлетно-посадочную полосу. Это высота обнаружения горизонта. Вторая

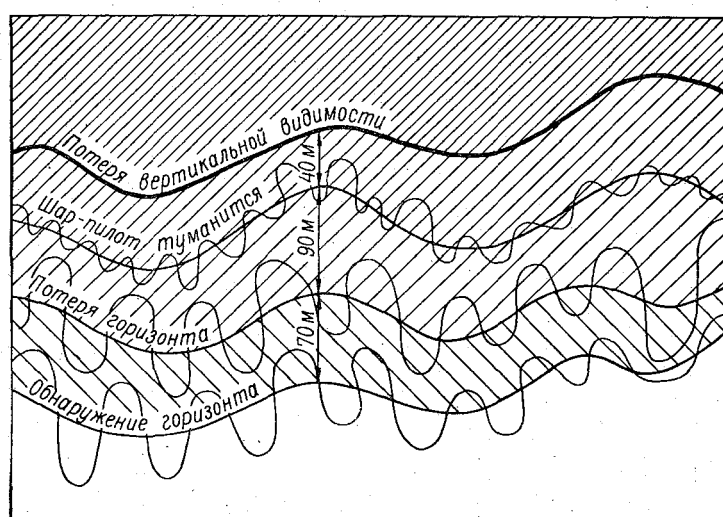


Рис. 72. Схема вертикального распределения видимости в под-облачном слое.

снизу такая же линия соответствует той высоте, на которой наблюдатель, поднимающийся на самолете, теряет видимость горизонта. Видимость с самолета вниз в этом случае еще хорошая и шар-пилот, попадающий на этот уровень, еще отчетливо виден с поверхности земли.

Следующий уровень, лежащий в среднем на 90 м выше, характерен тем, что здесь шар-пилот начинает туманиться. Еще выше, в среднем на 40 м, облако уплотнено настолько, что с самолета на этом уровне земля уже совсем не видна.

Каждый из этих уровней не остается постоянным, а испытывает существенные колебания во времени. Они отражены на схеме для трех уровней тонкой волнистой линией. Такие изменения наблюдаются в течение небольших промежутков времени (несколько минут), когда разность значений высот может со-

ставлять 100 м и более. Очень нечеткая нижняя граница облачности бывает при устойчивой стратификации атмосферы, когда нижняя граница инверсии температуры низко опускается или доходит до самой земной поверхности, причем влажность с высотой возрастает. Это бывает чаще всего при слабом ветре у поверхности земли, и если при этом выпадают слабые осадки, то нижняя граница облачности обычно испытывает значительные колебания. Напротив, при сильном ветре (больше 5 м/сек) и при хорошей видимости (больше 4 км), что характерно при неустойчивой стратификации нижнего слоя тропосферы, отмеченные выше уровни как бы сближаются между собой. В этих случаях основание облака хотя может иметь и небольшую высоту, но представляет собой более резко очерченную поверхность, в связи с чем между данными шаропилотных наблюдений и показаниями летчиков значительных расхождений не бывает.

При оценке предполагаемой высоты низкой облачности по маршруту нужно обязательно учитывать рельеф местности.

Над возвышенными местами облака располагаются обычно ближе к земной поверхности, чем над низинами. Но разность высот облаков над этими местами не строго соответствует разности высот самих мест, а составляет примерно 50—60% этой разности. Схематически это показано на рис. 73, где над пунктом Б, превышающим пункт А на 100 м, высота облачности на 50 м ниже, чем над пунктом А.

Нужно учитывать также и характер подстилающей поверхности. В частности, лесистость повышает влажность воздуха, что в свою очередь приводит к повышению значений точки росы и к понижению уровня конденсации. Поэтому над лесными массивами облачность обычно располагается на меньшей высоте, чем над открытой местностью.

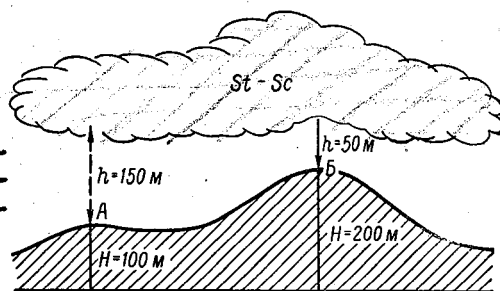


Рис. 73. Высота облачности над поверхностью земли при неровном рельефе местности.

Высота верхней границы облаков и некоторые данные о их вертикальной мощности

В настоящее время нет еще таких методов, которые позволяли бы производить на метеорологических станциях регулярные измерения высот верхней границы облаков и их вертикальной мощности. Единственными фактическими данными по этим

элементам, которыми располагают синоптики АМСГ, являются данные, получаемые при самолетном зондировании атмосферы, а также сведения, получаемые от самих летчиков, совершающих рейсовые полеты. Эти материалы используются синоптиками при составлении авиационных прогнозов погоды. Главной же основой для прогноза является физический анализ конкретных синоптических процессов, по которым косвенно можно с известной

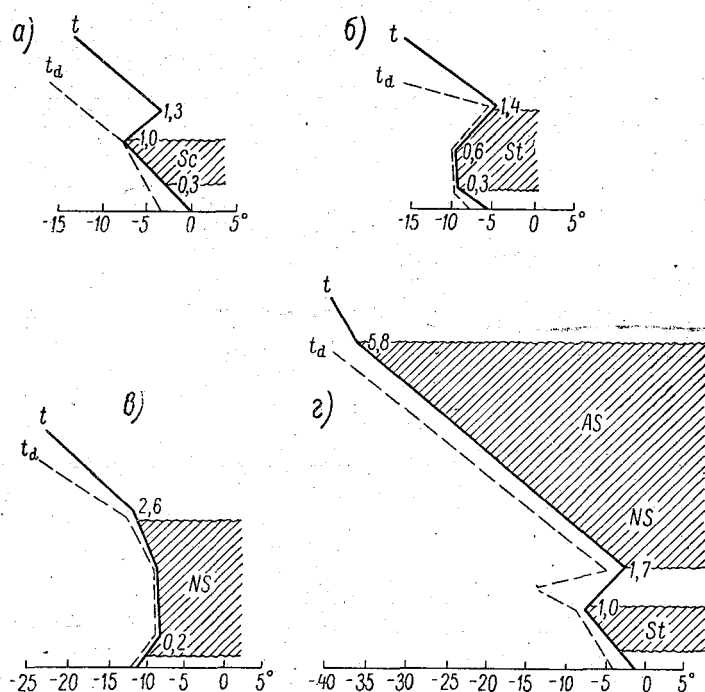


Рис. 74. Типичные изменения с высотой температуры и точки росы, характеризующие положение верхней границы облачности.

степенью точности определить, до каких высот должна распространяться облачность на различных участках маршрута полета.

Здесь мы кратко изложим некоторые признаки, касающиеся характера изменения температуры и влажности (точки росы) с высотой, по которым можно судить о расположении облачности по вертикали. Для этого обратимся к рассмотрению нескольких схем, приведенных на рис. 74. На каждой из этих схем дана кривая изменения температуры с высотой (сплошная линия) и аналогичная кривая изменения точки росы (удельной влажности — прерывистая линия). Повторяем, что сближение

этих кривых означает приближение к насыщению воздуха водяным паром на данном уровне; расхождение кривых говорит об удалении от насыщения, т. е. об уменьшении относительной влажности воздуха на соответствующем уровне. Исходные данные берутся из материалов текущего радиозондирования атмосферы.

Первые три схемы (*а, б, в*) иллюстрируют типичные изменения температуры и точки росы при зондировании низкой (*а*) и очень низкой (*б, в*) облачности; верхняя граница этой облачности располагается на высотах 1—2 км, иногда до 3 км. В первом случае (*а*) верхняя граница облаков совпадает с нижней границей инверсии, причем, начиная от этой границы, кривые температуры и точки росы резко расходятся (влажность резко убывает). В случаях *б* и *в* облака располагаются в слоях инверсии, изотермии или в слое незначительного вертикального градиента температуры. Верхняя граница облачного слоя совпадает с уровнем расходимости кривых t и t_d .

На схеме рис. 74г показано положение довольно мощного облачного слоя As—Ns с нижней границей на высоте 1,7 км и верхней на высоте 5,8 км. Начало облачного слоя совпадает с уровнем резкого сближения кривых t и t_d (сильное увеличение относительной влажности). На верхней границе эти кривые разошлись.

При определении положения облачных слоев широко используются также данные об изменении ветра с высотой. Установлено, что если направление ветра с высотой над определенным пунктом испытывает правое вращение, а это говорит о движении на высотах теплого воздуха, то в 85% случаев можно рассчитывать на образование облачности в соответствующем слое. Наоборот, при левом вращении ветра с высотой, указывающем на адвекцию холода, в соответствующем слое в большинстве случаев происходит размывание облачности. Из этого следует, что верхняя граница облачности располагается там, где:

- а) правое вращение ветра с высотой переходит на левое;
- б) правое вращение ветра с высотой резко уменьшается или прекращается;
- в) левое вращение ветра с высотой резко усиливается.

В связи с развитием высотно-скоростной авиации большое значение для летчиков имеют в настоящее время облака верхнего яруса — перистые, перисто-слоистые и перисто-кучевые. Полет в них всегда связан с резким ухудшением видимости; иногда при этом появляется болтанка и электризация самолетов. В большинстве случаев эти облака являются составной частью облачной системы Ns—As—Cs—Ci. Иногда же они представляют собой вершины кучево-дождевых облаков, и в этих случаях их влияние может быть особенно заметным.

Рисунок 75 дает представление о том, какие в среднем бывают высоты нижней и верхней границы облаков верхнего

яруса и как изменяются эти высоты над Европейской территорией СССР в зависимости от сезонов года. Там же показаны средние высоты тропопаузы и их изменения по сезонам. Мы видим, что облака верхнего яруса в среднем располагаются в слое 7—9 км. Зимой эти высоты несколько меньше, летом — больше. Важно отметить, что изменения этих высот от сезона к сезону

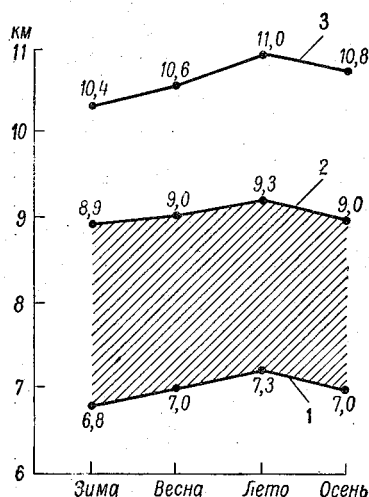


Рис. 75. Годовой ход средних высот нижней (1) и верхней (2) границ облаков верхнего яруса и тропопаузы (3) над Европейской территорией СССР.

соответствуют сезонным изменениям высоты тропопаузы, хотя верхняя граница облачности в среднем находится ниже тропопаузы на 1—2 км.

В отдельных конкретных случаях бывают существенные отклонения от приведенных средних значений. В частности, установлено, что если облака верхнего яруса не сопровождаются одновременно облаками других ярусов, то они располагаются на более высоких уровнях и их верхняя граница почти всегда доходит до тропопаузы. При систематических полетах синоптиков на самолетах ТУ-104 по трассе Москва — Хабаровск было выяснено, что верхняя граница перистых облаков располагается летом на высотах 10—11 км, а зимой — 8—9 км. Чем дальше к югу, тем выше располагаются облака верхнего яруса. Известно, что над Экваториальной Азией нижняя граница облаков верхнего яруса находится обычно на высотах от 10 до 15 км.

Оптические явления в облаках

Солнечные лучи, проходя через облака и встречая на своем пути ледяные кристаллы и водяные капли, испытывают преломление, отражение и дифракцию. В результате возникают различные оптические (световые) явления, как, например, радуга, гало, венцы, gloria и иризация облаков. Наблюдая за этими явлениями, мы можем судить о строении облаков и, следовательно, иметь представление об условиях полета в облаках.

Остановимся кратко на описании каждого из этих явлений и на условиях их образования.

Радуга. Это явление, представляющее собой большую разноцветную дугу, внешняя часть которой окрашена в красный цвет и имеет радиус 42° , а внутренняя — в фиолетовый. Между ними

располагаются соответственно длине волн: оранжевый, желтый, зеленый, голубой и синий цвета. Нередко с внешней стороны основной радуги наблюдается вторичная радуга с обратным расположением цветов. При наблюдениях в горах или с высоты полета иногда удается наблюдать радугу в виде почти полного круга.

Радуга возникает тогда, когда на противоположной стороне от солнца имеются облака и идет дождь. Ее образование связано с разложением солнечного света на отдельные лучи при его прохождении через дождевые капли.

Интенсивность развития цветов в радуге, а также ширина соответствующих полос бывают различными и зависят от размеров водяных капель: чем больше размеры капель, тем ярче радуга и тем она уже; наоборот, при очень малых размерах капель радуга бывает более широкая и тусклая.

Радуга обычно образуется при таком дожде, в котором капли падают равномерно и, сменяя друг друга, возобновляют световое впечатление. Наиболее часто яркие радуги наблюдаются при крупнокапельном ливневом дожде, выпадающем из кучево-дождевых облаков.

Радуги могут возникать не только от прямых солнечных лучей, но и от отраженных лучей. В этих случаях можно наблюдать несколько радужных дуг, причем некоторые из них выглядят необычно: «вверх ногами». Подобные явления можно наблюдать на берегу морских заливов, больших рек и озер.

Очень слабая радуга иногда наблюдается и ночью, после дождя, когда из-за облаков выглядывает луна.

Гало. Это светлые круги или дуги кругов, наблюдающиеся днем около солнца и ночью вокруг луны, когда небо затянуто вуалью перистых или перисто-слоистых облаков. Внутренний край круга, обращенный к солнцу, окрашен в красноватый цвет, к внешней стороне окраска переходит в желтую, зеленоватую и голубую, причем круг становится более тусклым и незаметно сливается с белесоватой окраской остальной части неба. Наиболее часто гало наблюдается в виде светлого круга радиусом 22° , реже 46° , обычно в виде отдельных дуг.

Изредка гало представляется в виде двух кругов около солнца. Иногда светлая полоса проходит через солнце параллельно горизонту и тогда справа и слева от солнца появляются два более ярких радужных пятна — так называемые ложные солнца. Изредка наблюдаются гало в виде светящихся столбов и крестов.

Гало возникает в результате преломления солнечного света в кристалликах льда, из которых состоят перистые и перисто-слоистые облака. Количество кристалликов, необходимых для образования гало, должно быть не слишком большим и не

слишком малым. Поэтому гало возникает главным образом на фоне перисто-слоистых облаков, представляющих собой промежуточную форму между тонкими перистыми и более плотными высоко-слоистыми облаками. Поскольку перистые и перисто-слоистые облака обычно представляют собой переднюю часть обширной облачной системы As — Ns, то появление гало, как правило, указывает на ухудшение погоды, идущее с той стороны, откуда надвигаются Ci — Cs.

Венцы. Нередко солнце или луна бывают окружены довольно яркими кольцами, носящими название венцов. Они непосредственно примыкают к диску светила и представляются в виде круга с чередованием цветов от внутреннего голубого к внешнему красному.

Венцы наблюдаются при тонких высоко-кучевых облаках и возникают они вследствие дифракции света, производимой мелкими водяными каплями или очень мелкими кристаллами, содержащимися в облаках. Сущность же дифракции состоит в том, что при прохождении света мимо малых препятствий, какими являются мелкие капли или кристаллы, прямолинейность его распространения нарушается и он разлагается при этом на основные цвета.

Для образования венца необходимо, чтобы размеры водяных капель и ледяных кристаллов в облаке были приблизительно одинаковыми. Чем крупнее капли и кристаллы, тем меньше размеры венцов. Поэтому, когда венец делается все меньше и, наконец, совсем исчезает, это означает, что в облаке происходит увеличение водяных капель и кристаллов.

К данной же группе оптических явлений относятся также глория и иризация облаков.

Глория представляет собой венец на грядках облаков вокруг тени какого-либо предмета. В частности, это явление наблюдается часто вокруг тени самолета, летящего над слоисто-кучевыми или слоистыми облаками. Наличие глории в этом случае всегда указывает на то, что облака состоят из водяных капель, и если температура в облаках отрицательная, то в облаках можно ожидать обледенение самолетов. При этом яркий круг говорит о существовании в облаках очень мелких переохлажденных капель, поэтому обледенение может быть слабой интенсивности. Расплывчатое, не яркое гало указывает на существование в облаке более крупных капель и, следовательно, на возможность более интенсивного обледенения в облаках.

Иризация проявляется в радужной окраске краев высоко-кучевых или слоисто-кучевых облаков, когда последние находятся в расстоянии 30° и более от солнца. Явление это указывает, что облачные элементы очень малы и однородны.

Облачные следы за самолетами

При полетах на больших высотах часто за летящим самолетом образуется облачный след, который по своей структуре похож на перисто-кучевое облако (рис. 76). Его обычно называют конденсационным следом. Некоторое время предполагалось, что след образуется благодаря выделению в атмосферу при выхлопе большого количества ядер конденсации или сублимации. Эта гипотеза оказалась, однако, несостоятельной.

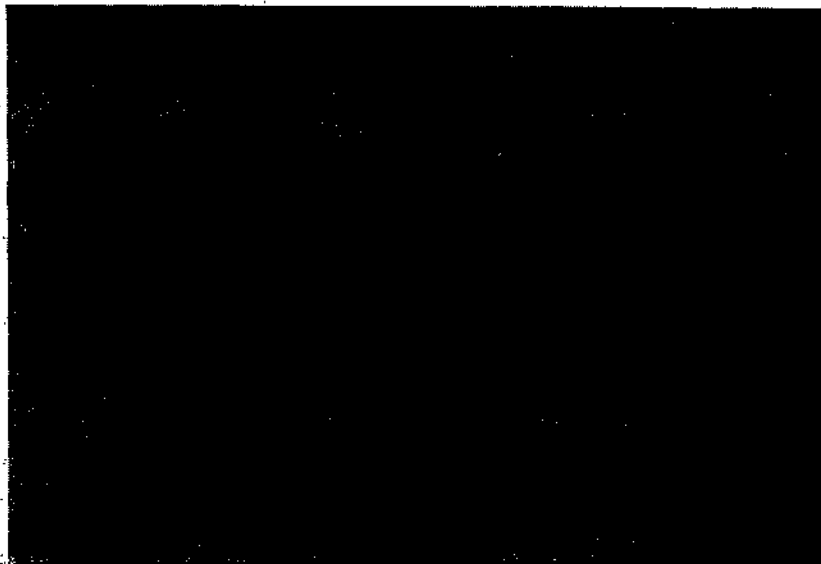


Рис. 76. Облачные следы за самолетами.

Позднейшие исследования показали, что главной причиной возникновения следов является выбрасывание в атмосферу в составе продуктов сгорания водяного пара. Окружающий холодный воздух вследствие этого обогащается водяным паром, и если он был близок к состоянию насыщения, в нем наступает конденсация, т. е. образование облака. Известную роль играют при этом и дополнительные ядра конденсации, содержащиеся в выхлопных газах.

Установлено, что в самом начале образования такого облака оно состоит из капель, но они очень быстро замерзают, так что мы воспринимаем его как кристаллическое облако.

Обработка фактического материала показала, что в теплый период года в умеренных широтах в 96% случаев следы

образуются при отрицательной температуре, от -43 до -65° . Средняя температура начала образования следа составляет около -46° ; в холодный период года эта температура значительно ниже, -54° . Причина состоит в том, что возникновение следа зависит также от относительной влажности воздуха. Чем меньше относительная влажность, тем при прочих равных условиях должна быть ниже температура воздуха для образования следа. Следовательно, надо допустить, что на высотах 10—11 км, где производились полеты, относительная влажность воздуха в зимний период ниже, чем в летний. Наиболее благоприятным для образования следа является слой от 7 до 12 км, причем чаще всего след образуется под тропопаузой.

§ 7. ОСАДКИ, ИХ ОБРАЗОВАНИЕ И КЛАССИФИКАЦИЯ

Водяные капли или ледяные кристаллы, выпадающие из облаков на поверхность земли, называются атмосферными осадками.

Мы знаем, однако, что не все облака дают осадки. Это зависит главным образом от микроструктурных особенностей облаков. Многочисленными исследованиями установлено, что если облака состоят только из водяных капель или только из ледяных кристаллов, то из этих облаков осадки выпадают очень редко. Такие облака называются коллоидально устойчивыми. *Осадки выпадают обычно из тех облаков, которые по своей структуре являются смешанными, т. е. состоят из смеси капель и кристаллов.* В этих случаях происходит описанный нами выше процесс переконденсации капель на кристаллы, в результате чего капли испаряются, а кристаллы увеличивают свои размеры и начинают выпадать в виде осадков. Облака, дающие осадки, называются коллоидально неустойчивыми.

Следовательно, одним из условий выпадения осадков является достижение облаком тех уровней, где происходит активное образование кристаллов, т. е. там, где температуры находятся в пределах -10 , -16° и ниже. Если облака не достигли этих уровней, то осадки из них не выпадают.

Таков самый общий механизм выпадения осадков.

Наряду с этим нужно иметь в виду, что осадки иногда выпадают из облаков, состоящих только из водяных капель. Но это возможно лишь при наличии в облаке капель самых различных размеров. Осадки при этом носят морозящий характер, т. е. выпадают в виде жидкой мореси. Однако в тропических широтах нередко выпадают сильные ливневые дожди из мощных кучевых облаков, вершины которых не достигают уровня ледяных кристаллов. Облака в этих случаях являются чисто водяными с каплями самых различных размеров.

Различают следующие виды осадков.

Дождь (:) — жидкие осадки в виде капель, размеры которых изменяются в довольно широких пределах; их радиусы составляют от 100 μ до 3,5 мм. Скорость падения капель 4—8 м/сек. Выпадает дождь из слоисто-дождевых и кучево-дождевых облаков, в редких случаях — из высоко-слоистых облаков. Дождь, проходящий через приземный слой воздуха с отрицательной температурой, называется переохлажденным дождем. Он вызывает гололед. Это прозрачный слой льда, осаждающийся на поверхности земли, на проводах, ветвях деревьев и т. д.

Морось (.) — очень мелкие водяные капли, падение которых почти незаметно для глаза (радиусы капель от 25 до 250 μ). Зимой при отрицательной температуре морось иногда проявляется в виде очень мелкого снега, снежных зерен и ледяных игл.

Снег (*) — осадки, выпадающие в виде снежных звездочек. При температуре около 0° и густом снегопаде снежинки обычно слипаются между собой, образуя довольно крупные хлопья.

Мокрый снег (*) — тающий снег или смесь снега с дождем. Образуется тогда, когда вблизи поверхности земли температура близка к 0° или несколько выше 0°.

Снежная крупа или снежные зерна (Δ) — осадки в виде непрозрачных шариков, белого или матового цвета; диаметр их колеблется от нескольких долей миллиметра до 2—5 мм.

Град ($\blacktriangle$) — куски льда, имеющие шарообразную или коническую и несимметричную форму. Диаметр градин колеблется в весьма широких пределах, от 2—3 мм до 7—8 см и даже более. Поэтому вес градин может быть очень большим. Например, в Индии были зарегистрированы случаи выпадения градин весом 3,4 кг. В центре градин имеется беловатое полупрозрачное зерно, обтянутое несколькими слоями прозрачного и непрозрачного льда. Образование градин происходит при слиянии переохлажденных водяных капель с зернами крупы. Увеличение же размеров градин связано с неоднократными их подъемами и опусканиями в облаке вследствие сильных восходящих движений. Поэтому сам факт выпадения града указывает на интенсивные вертикальные движения в облаках. Расчеты показывают, что градина диаметром 12 мм падает со скоростью около 10 м/сек, диаметром 5 см — около 25 м/сек, а диаметром 10 см — около 45 м/сек.

Выпадение града обычно происходит в течение нескольких минут (как правило, не более 20 мин.). Ширина области града на земле колеблется от нескольких метров до нескольких километров.

В зависимости от процессов, вызывающих образование осадков, они делятся на обложные, ливневые и моросящие.

К обложным осадкам относится дождь или снег, выпадающие равномерно из сплошного покрова слоисто-дождевых — высоко-слоистых облаков. Следовательно, эти осадки образуются при упорядоченных вертикальных движениях воздуха. Вертикальная мощность облаков в таких случаях составляет 5—7 км.

Ливневые осадки в виде интенсивных дождей летом и густых снегопадов зимой обычно являются кратковременными, но могут повторяться в течение дня неоднократно. Они выпадают из кучево-дождевых облаков, поэтому над сушей эти осадки наблюдаются преимущественно в послеполуденные часы, часто сопровождаются грозой и выпадением града. Характерным для данной ситуации является резко меняющаяся облачность, от сплошной до полных прояснений. В переходное время года ливневые осадки нередко выпадают в виде снежной крупы и мокрого снега.

Моросящие осадки выпадают из сплошного слоя плотных очень низких слоистых облаков и очень редко из слоисто-кучевых облаков. Во всех случаях они связаны с довольно мощными инверсиями температуры, внутри которых относительная влажность не уменьшается с высотой, а возрастает. Поэтому и облака в этих случаях захватывают весь слой инверсии. Верхняя граница облаков, из которых выпадает морось, обычно находится в пределах высоты 1—2 км.

К осадкам относятся и такие явления, как роса, иней и изморозь. Они представляют собой также атмосферную влагу, но выпадающую не из облаков, а осаждающуюся из воздуха в жидком или твердом виде на поверхности земли и на различных предметах. Роса и иней обязаны своим происхождением одному и тому же процессу — радиационному охлаждению наземных предметов, от которых охлаждаются и приземные слои воздуха. При этом наступает конденсация водяных паров и в случае положительной температуры осаждаются мельчайшие капельки воды — это роса. При отрицательной температуре в результате сублимации водяного пара выделяются кристаллы, которые называются инеем.

Роса и иней возникают по ночам при ясном небе и очень слабом ветре или штиле.

Изморозь — это белый рыхлый осадок кристаллического строения, оседающий на ветвях, проводах и других предметах в туманную морозную погоду при штиле или слабом ветре. Образование изморози связано главным образом с замерзанием мельчайших переохлажденных капелек, сталкивающихся с различными предметами.

§ 8. ВИДИМОСТЬ

Общие сведения

Видимость является одним из самых важных метеорологических элементов, который нужно учитывать при обеспечении безопасности работы авиации, особенно в условиях взлета и посадки самолетов. Вместе с тем это очень сложный элемент погоды, зависящий от большого числа факторов. Остановимся на некоторых из них.

Зрительное восприятие предметов возможно лишь тогда, когда между предметом и фоном, на который он проектируется, существуют яркостные, цветовые или смешанные контрасты. Мы, например, хорошо видим черную краску на фоне белой бумаги, лес на фоне неба, взлетно-посадочную полосу на фоне зеленого поля и т. д. Чем больше эти контрасты, тем легче предметы воспринимаются глазом. При уменьшении контрастности наблюдать предметы становится все труднее, так как они бывают менее различимы, и, наконец, перестают быть видимыми в тот момент, когда по яркости и цвету они сливаются с окружающим фоном. Летчикам хорошо известны случаи «потери» видимости, когда в зимних условиях они пролетают над обширной территорией, покрытой снегом, и в поле зрения отсутствуют какие-либо темные объекты. Между тем воздух в этих случаях обычно бывает очень прозрачен и наблюдатель, находящийся у поверхности земли, может отметить очень хорошую видимость.

В уменьшении контрастности, а следовательно, в ухудшении видимости большую роль играет атмосферная дымка. Это своеобразная световая завеса, образующаяся вследствие рассеяния солнечных лучей молекулами газов атмосферы, а также мельчайшими взвешенными в воздухе частичками воды и пыли. Так как наибольшая концентрация этих частичек имеется в самых нижних слоях атмосферы, толщиной около 1 км, то именно в этих слоях происходит наибольшее рассеяние света, усиливающее атмосферную дымку. Дымка обладает так называемым вуалирующим эффектом, который состоит в том, что яркость дымки налагается на собственную яркость объекта. В результате этого уменьшается контрастность между объектом и фоном и, следовательно, ухудшается видимость. Это явление особенно сильно сказывается тогда, когда мы смотрим в сторону солнца. В этих случаях объекты, освещенные солнцем, будут иметь почти такую яркость, какую имеет сама дымка. Поэтому *видимость объектов в направлении солнца будет очень плохой*. Напротив, когда мы наблюдаем за объектами, расположенными с противоположной по отношению к солнцу стороны, то видимость обычно бывает достаточно хорошей. Объекты в этих случаях будут также освещены солнцем, но сама

атмосферная дымка будет проявляться очень слабо. Следовательно, между объектом и фоном будет достаточная контрастность, что и обеспечивает хорошую видимость.

Человеческий глаз теряет способность видеть не в момент физического сравнения по яркости предмета с фоном, а несколько раньше, т. е. когда в действительности еще имеется некоторое различие в яркости и цвете между предметом и фоном. Иначе говоря, контрастная различительная способность глаза имеет свой естественный предел, называемый порогом контрастной чувствительности глаза. Он выражается числом, означающим, на сколько процентов должен отличаться по яркости предмет от фона, чтобы перестать быть видимым. При расчетах дальности видимости порог контрастной чувствительности условно принимается равным 2%, хотя он может меняться в самых широких пределах.

Существенное значение для видимости объектов имеют их угловые размеры. Чем меньше величина объекта, тем хуже он воспринимается глазом. Это видно из нижеследующей таблицы, в которой приведены приближенные критические значения дальностей для некоторых объектов.

Наименование объектов	«Критические» расстояния, км
Леса всех видов	15
Крупные здания и сооружения	10—12
Отдельные лиственные деревья	2—2,5
Дом бревенчатый, небольшой	1—1,5
Человек	0,3—0,4
Здание маяка	1,5—2,0
Фабричная труба	2,5—3,0

Даже характер контуров объектов влияет на их восприятие, а следовательно, и на дальность видимости. Объекты с ровно или плавно меняющейся линией контура видны лучше и дальность видимости их больше, чем у объектов с пилообразным «зазубренным» контуром.

При определении дальности видимости мы должны иметь в виду еще следующие обстоятельства:

а) различие в яркости между объектом и фоном может быть настолько незначительным, что объект обнаруживается лишь в виде слабого пятна. В этом случае расстояние до него называется дальностью обнаружения объекта;

б) если различие в яркости будет таким, что мы сможем узнать характер объекта, то соответствующее расстояние до него называется дальностью узнавания объекта;

в) если объект полностью сливается с фоном и перестает быть видимым, то в этом случае расстояние до него называется дальностью исчезновения объекта.

В каждом из трех случаев значения дальности видимости будут различны: наибольшей является дальность исчезновения.

наименьшей — дальность узнавания объекта. Все три определения дальности видимости могут иметь большое практическое значение в зависимости от поставленных задач. Вместе с тем все это очень осложняет вопрос об определении дальности видимости.

Если подходить к видимости с точки зрения изучения физического состояния атмосферы, определяемого степенью ее прозрачности или помутненности, то целесообразно определять видимость как дальность исчезновения объектов. При оперативном же обслуживании авиации большое значение имеет видимость как дальность узнавания объектов. Поэтому до настоящего времени существуют следующие два определения видимости.

1. Метеорологическая дальность видимости — это наибольшее расстояние, на котором в светлое время суток выравнивается контраст между объектом и фоном, т. е. объект перестает быть видимым. При этом в качестве объекта предполагается абсолютно черное тело (не имеющее собственной яркости), четко проектирующееся на фоне неба и имеющее угловые размеры не менее $0,5^\circ$. Метеорологическая дальность видимости зависит только от атмосферного помутнения, т. е. только от прозрачности атмосферы. Она представляет собой наибольшее значение дальности видимости.

2. Дальность видимости — это предельное расстояние, на котором данный объект еще можно отличить от общего фона по своей форме, цвету или яркости. По своей количественной оценке она меньше метеорологической дальности видимости.

Кроме этого, различают горизонтальную видимость у поверхности земли, горизонтальную видимость на некоторой высоте от поверхности земли (например, на высоте полета) и видимость наклонную или вертикальную (например, видимость наземных объектов с самолета и видимость самолета с поверхности земли).

Определение видимости на метеорологических станциях и в аэропортах

На сети метеорологических станций наблюдения производятся над горизонтальной метеорологической дальностью видимости у поверхности земли.

С этой целью на станции выбираются различные объекты, не менее девяти, которые должны находиться на расстоянии 50, 100, 200, 500 м и 1, 2, 3, 4, 5, 10, 20 и 50 км от места наблюдений. Они должны быть, по возможности, темными и четко проектироваться на фоне неба. Объекты должны быть видны с места наблюдений под углом не больше $5-6^\circ$ к плоскости горизонта. Из указанного следует, что если ориентиры по своему

цвету или размерам не отвечают этим требованиям, то измеренная видимость не будет вполне соответствовать метеорологической дальности видимости, она будет меньше ее. Но, как показывают сравнения, разница между дальностью видимости, определяемой по ориентирам на станциях, и метеорологической дальностью видимости не превышает 10—15%, что для практики вполне достаточно.

В темное время суток естественная освещенность сильно уменьшается, что очень затрудняет определение видимости. Из-за малой освещенности предметы становятся видны хуже, чем днем при той же прозрачности воздуха, поэтому определять метеорологическую видимость обычным способом уже нельзя. Было бы желательно для определения видимости ночью иметь такие методы, которые позволяли бы получать данные для ночной видимости, равнозначные данным дневной видимости при одних и тех же условиях погоды. Но таких методов пока не имеется. Практически видимость ночью можно определить лишь по огням, что вполне удовлетворяет летчиков. Полученные же значения видимости, как правило, всегда отличаются от дневной видимости при аналогичных условиях погоды. Например, во время тумана или сильной дымки, ухудшающих видимость днем от 100 до 1000 м, огни ночью соответственно видны на расстоянии 250—1500 м. Об этом же можно судить по данным табл. 5. Однако в ясную погоду огни обычно бывают видны на меньшем расстоянии, чем видимость днем.

Таблица 5

Сравнение видимости огней ночью с видимостью темных объектов днем при одинаковых условиях погоды

Объекты наблюдений	Дальность видимости, км							
Электрические лампочки 25— 150 вт	0,12—0,14	0,4	0,8—0,9	1,3—1,5	2,0—2,5	3—4	5—7	
То же 200—500 вт	0,14—0,15	0,45—0,5	1,0	1,7	3,0	5	8—10	
Темные ориен- тиры	0,05	0,2	0,5	1,0	2,0	4	10	

Вообще при переходе от светлого времени суток к темному при пасмурной погоде значения дальности видимости, получаемые от метеостанций, существенно увеличиваются; наоборот, при тех же условиях погоды при переходе от темного времени суток к светлоте значения видимости уменьшаются. Причина этого состоит в том, что частицы дымки, слабого тумана или сухого помутнения, будучи освещены дневным светом, обуславливают значительное ухудшение видимости днем реальных объек-

тов; ночью же освещение этих частиц ничтожное, в результате чего создается впечатление достаточно прозрачного воздуха и видимость огней бывает вполне удовлетворительной.

При оценке возможных изменений видимости при переходе от ночи к утру очень важно учитывать следующее обстоятельство. Если при наблюдениях в ночное время за каким-либо источником света (луч прожектора и др.) мы замечаем вокруг него дымку, то это указывает на наличие в воздухе значительного количества примесей различных частиц, например мельчайших водяных капель. Это в свою очередь означает, что с наступлением рассвета, вследствие рассеивания этими частицами солнечного света, может произойти сильное ухудшение видимости по сравнению с ее значением в момент наблюдения.

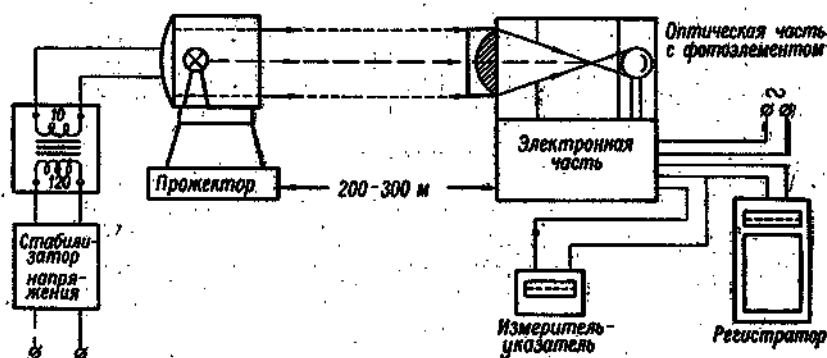


Рис. 77. Блок-схема регистратора прозрачности атмосферы.

В тех случаях, когда вокруг отдельных источников света дымка не замечается, то это указывает на малое содержание в воздухе посторонних примесей, и, стало быть, заметного ухудшения видимости при рассвете не должно быть.

Следует отметить, что рассеянный свет, особенно сумеречный или лунный, сильно уменьшает расстояние, на котором могут быть видны огни.

Определение видимости в аэропортах также обязательно производится по ориентирам, которые выбираются как для наблюдений с метеоплощадки, так и для наблюдений со старта в направлении взлетно-посадочной полосы и подходов к ней.

Все выбранные ориентиры как для дневных, так и для ночных наблюдений с метеоплощадки и со старта наносятся на схемы. На схемах указывается направление, под которым виден данный ориентир, его внешний вид, название и расстояние до него от места наблюдения. Обычно схемы выполняются в виде плана, в центре которого изображается место наблюдения, а вокруг, в соответствующих направлениях, отмечаются ориентиры.

В последние годы на многих метеорологических станциях при аэропортах наряду с визуальными наблюдениями над видимостью с помощью ориентиров используются также специальные

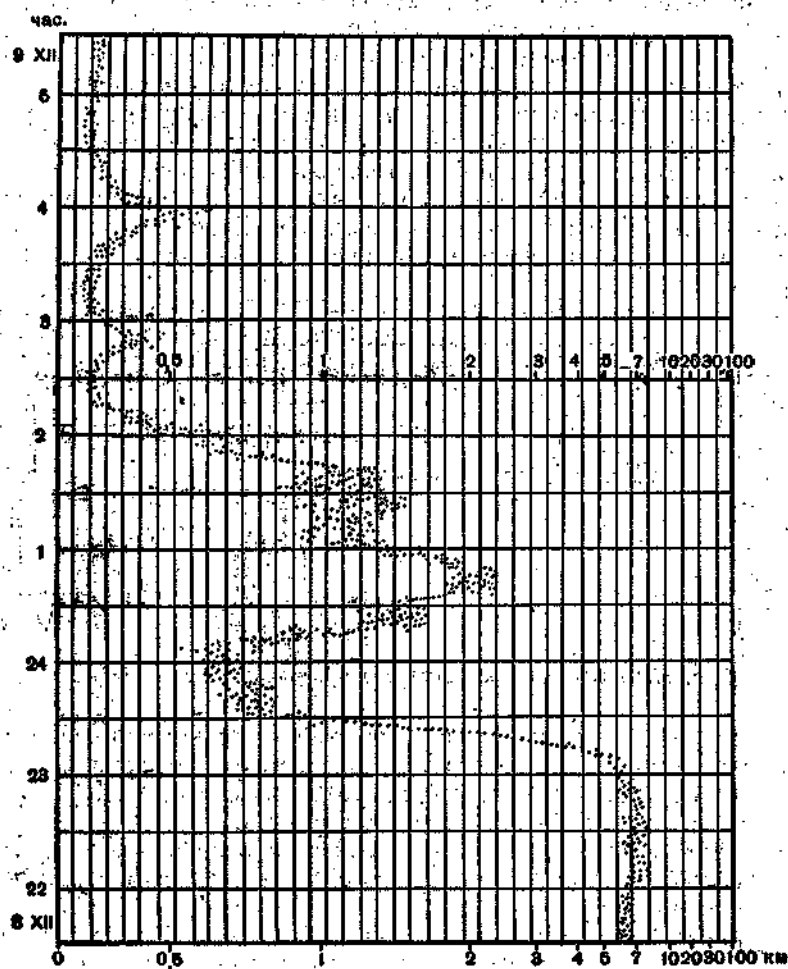


Рис. 78. Запись регистратора прозрачности атмосферы (Внуково, 8—9 декабря 1961 г.).

регистраторы прозрачности атмосферы (регистраторы метеорологической дальности видимости).

Прибор для определения прозрачности воздуха состоит из прожектора, приемника и самописца. Как показано на схеме (рис. 77); прожектор и приемник располагаются на расстоянии 200—300 м друг от друга вблизи аэровокзала или взлетно-поса-

дочной полосы. Прожектор должен иметь строго постоянную силу света, для чего напряжение на лампочку накаливания, установленную в его фокусе, подается через специальный стабилизатор напряжения. Лучи прожектора, пройдя в атмосфере 200—300 м, попадают на приемное устройство. Здесь падающие лучи собираются в фокусе, в котором установлена металлическая диафрагма с отверстием в несколько десятых миллиметра. Пройдя это отверстие, световые лучи падают на фотоэлемент, превращающий световой поток в электрический ток. Так как этот ток очень мал, то для измерения его усиливают с помощью специального усилителя и подают на регистратор-самописец и на ускоритель.

Чем прозрачнее атмосфера, тем больше энергии светового луча проходит до приемного устройства, тем больший ток вырабатывается фотоэлементом, и наоборот. В густых туманах может рассеяться вся энергия прожекторного луча, регистратор в этом случае стоит на нуле. На ленту самописца, который стоит в помещении, через каждые 20 сек. наносятся точки, соответствующие определенному положению стрелки самописца, т. е. определенному состоянию прозрачности или метеорологической дальности видимости.

На рис. 78 показана копия части ленты регистратора прозрачности атмосферы, установленного в аэропорту Внуково. Положение точек на ленте характеризует состояние видимости на аэродроме в период с 22 час. 8 декабря до 5 час. 9 декабря 1961 г. Горизонтальные линии на ленте означают время измерения, вертикальные — дальность видимости в километрах.

В рассматриваемый период в аэропорту наблюдалась сплошная слоистая облачность высотой около 100 м, временами отмечались морозящие осадки. По расположению точек мы замечаем, что значительное ухудшение видимости началось около 23 час. К 24 час. видимость ухудшилась до 700—800 м, к 1 часу 9 декабря она снова улучшилась до 2,5 км, а затем наступило снова ухудшение почти до 100 м и меньше.

Точность полученных измерений достаточно хороша по всему диапазону посадочной видимости (0,4—4,0 км). При больших значениях видимости точность становится значительно худшей, хотя большого практического значения это уже не имеет.

Видимость на высотах

Видимость на высотах так же, как и видимость у поверхности земли, зависит не только от состояния атмосферы, но и от характера объекта, за которым ведется наблюдение, от его размера, цвета, освещенности, фона, от его положения по отношению к солнцу или луне, от прозрачности стекол кабины и, наконец, от скорости полета.

Главной метеорологической причиной, ухудшающей видимость на высотах, являются облака. В облаках видимость почти всегда очень плохая, лишь на больших высотах можно встретить редкие облака, схожие со слабой дымкой, с удовлетворительной видимостью. Но очень часто на различных высотах встречаются отдельные слои с резко ухудшенной видимостью. Это ухудшение видимости встречается под задерживающими слоями (инверсии или изотермии), под которыми происходит слабо выраженная конденсация водяного пара или скапливается пыль, переносимая воздушными токами от поверхности земли вверх.

Такое ухудшение видимости на высотах нередко наблюдается за холодными фронтами, непосредственно под фронтальной



Рис. 79. Завуалирование дымкой фронтальной облачности.

поверхностью либо под инверсной оседания, образующейся в холодном воздухе. В этих случаях сильная дымка может завуалировать фронтальные кучево-дождевые облака (рис. 79) и летчик, неожиданно попадая в эти облака, может оказаться в тяжелом положении. Следовательно, чтобы гарантировать себя от подобных случаев, необходимо подняться на 200—300 м, где горизонтальная видимость резко

улучшается, хотя видимость земли (под собой) из-за дымки может оставаться очень плохой. Таким образом, зная положение задерживающих слоев по данным температурного зондирования, можно сказать, на каких высотах следует ожидать ухудшения видимости.

Поскольку тропопауза также является задерживающим слоем, то и под ней вследствие скопления различных примесей часто образуется густая дымка, отчего горизонтальная видимость под тропопазой обычно значительно хуже, чем над ней.

Горизонтальная дальность видимости на высотах зависит также от геодезических и топографических причин. Первая состоит в том, что видимость ограничивается выпуклостью земной поверхности, а вторая — в ограничении ее наличием естественных и искусственных препятствий. В связи с этим видимость существенно зависит от высоты расположения наблюдателя над поверхностью земли. Ориентировочные данные о значениях видимости в совершенно прозрачной атмосфере в зависимости от высоты полета приведены ниже.

Высота самолета, км	3,0	9,0	15
Видимость по горизонтали, км	125	215	275

Кроме этого, в табл. 6 и 7 приводятся средние значения дальности видимости различных ориентиров с самолета в ясную погоду днем и в темную ночь.

Таблица 6

Средняя дальность видимости (в км) в ясную погоду днем в зависимости от высоты полета

Объекты наблюдений	Высота наблюдений, м				
	500	1000	3000	5000	7000
Крупные населенные пункты	20	40	60	80	100
Мелкие населенные пункты	10	15	30	50	70
Большие реки	10	20	40	50	85
Малые реки	8	10	20	35	50
Железные дороги	8	15	20	25	35
Шоссе	10	15	25	40	60
Озера	10	20	40	50	85
Леса	10	15	35	40	60

Таблица 7

Средняя дальность видимости световых огней и ориентиров в темную ночь с высоты 200—400 м

Объекты наблюдений	Дальность видимости, км
Большие промышленные города	60—100
Огни доменных печей	40—80
Постоянные маяки	20—60
Костры	10—40
Огни одиночных домов	10—15
Свет автомобильных фар	5—15
Большие ж.-д. станции	50—75
Мелкие ж.-д. станции и большие села	15—25
Небольшие населенные пункты	30—50

В стратосфере облака встречаются редко, мгла и пыль там отсутствуют, следовательно, прозрачность воздуха в стратосфере достаточно хорошая. Но при полетах в этих слоях атмосферы нужно учитывать другие факторы, осложняющие оценку видимости. В частности, по мере подъема на большие высоты небо становится все более темным, тогда как яркость солнца сильно возрастает, это может привести к ослеплению летчика. Кроме того, отсутствие предметов, на которых может фиксироваться взгляд, вызывает самофокусировку глаза на каком-то среднем расстоянии и поэтому обнаружение предметов на больших высотах становится значительно труднее, чем на малых.

Вертикальная и посадочная (наклонная) видимость

Несмотря на обеспечение авиации самыми современными техническими средствами самолетовождения, позволяющими правильно вести самолет в сложных метеорологических условиях, летчики еще широко используют и визуальную ориентировку. Она применяется для контроля и исправления пути, для определения навигационных элементов (угла сноса, путевой скорости, скорости ветра, путевого угла) и, самое главное, для обнаружения взлетно-посадочной полосы непосредственно при посадке в сложных метеорологических условиях.

Во всех случаях при оценке состояния видимости по маршруту и в пунктах посадки принято пользоваться данными, полученными от наблюдателей метеорологических станций. Во многих случаях эти данные правильно ориентируют летчиков.

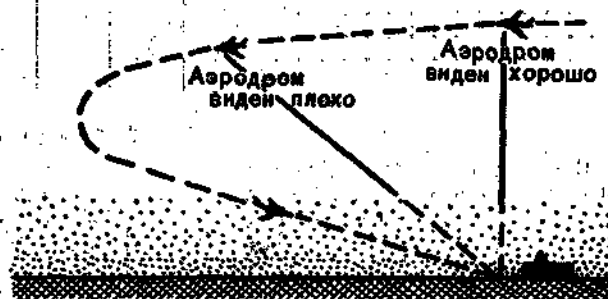


Рис. 80. Видимость аэродрома при поземном тумане с различных высот.

Например, в случае когда аэродром покрыт не особенно высоким туманом, летчик, находясь на некоторой высоте над слоем тумана, обычно легко может обнаружить аэродром (рис. 80). Но при заходе на посадку и снижении до уровня тумана видимость аэродрома сильно ухудшается, так как луч света проходит при этом через большее расстояние в слое тумана, чем при наблюдениях по вертикали. В этих случаях данные о горизонтальной видимости у поверхности земли обычно совпадают с той видимостью, которую будет иметь летчик при посадке, т. е. те и другие данные будут характеризовать плохую видимость. В практике, однако, очень часто встречаются гораздо более сложные положения, при которых обычные измерения горизонтальной видимости у поверхности земли не дают должного представления о видимости с высоты. Нередко даже с небольших высот, например с 30—50 м, летчик имеет перед собой видимость, значительно худшую той, которую наблюдатель оценил у поверхности земли (горизонтальную видимость).

Чтобы разобраться в причинах подобных расхождений, нам необходимо прежде всего уточнить понятия «вертикальная» и «наклонная», или «посадочная», видимость.

За вертикальную видимость будем принимать высоту нижней границы облачности. Когда же облака отсутствуют либо их нижняя граница выражена весьма неопределенно вследствие выпадения осадков, особенно в виде снега, а также при слиянии облачности с сильной дымкой в ниже лежащем слое вертикальной видимостью можно считать ту высоту, на которой сливается шар-пилот или какой-нибудь другой объект, находящийся в воздухе.

Наклонной, или посадочной, видимостью принято называть то расстояние по наклону вдоль глиссады снижения, на котором пилот приземляющегося самолета при переходе от пилотирования по приборам к визуальному пилотированию может обнаружить начало взлетно-посадочной полосы.

В связи с этим, по действующим в настоящее время наставлениям ГВФ, для самолетов со скоростями посадки менее 130 км/час посадочная видимость должна быть в пределах 300—2000 м. При посадочной видимости меньше 300 м посадка таких самолетов запрещается. Для реактивных пассажирских самолетов соответствующие минимумы находятся в пределах 1500—4000 м.

Вертикальная, наклонная и горизонтальная видимости тесно связаны между собой, но не всегда эти связи однозначны. Рассмотрим, в чем они проявляются.

Известно, что, снижаясь в облаках под заданным углом глиссады ($\alpha = 2^\circ 40'$), для обеспечения безопасности посадки летчик должен в момент пролета ближней приводной радиостанции непосредственно видеть взлетно-посадочную полосу. Для этого ему нужно знать, на какой высоте он выйдет из облачности, чтобы иметь определенную наклонную посадочную видимость. Исходя из простейших геометрических построений, изображенных на рис. 81, мы можем сказать, что $H = C \sin \alpha$.

Считая, что наклонная видимость (C) приблизительно равна горизонтальной видимости (V), можно написать: $H = V \sin \alpha$. Следовательно, если, например, горизонтальная дальность видимости равна 3000 м, то высота, с которой летчик должен увидеть взлетно-посадочную полосу, должна составить $H = 3000 \times \times 0,05^1 = 150$ м. Практически это и должно быть высотой нижней границы облачности, т. е. вертикальной видимостью. В действительности такое соответствие наблюдается далеко не всегда. В холодное время года при высоте облачности около 200 м и меньше, определенной с помощью шара-пилота, и дальности видимости у поверхности земли около 2 км и меньше, как

¹ $\sin 2^\circ 40' = 0,05$.

правило, бывает несоответствие между данными, переданными с земли, и тем, что зафиксировал летчик. При указанных условиях погоды высота, с которой летчик обнаруживает земные ориентиры, а также воспринимаемая им дальность видимости почти всегда имеют меньшие значения.

С целью выяснения характера зависимости между указанными элементами Е. И. Гоголевой были обработаны специальные наблюдения над наклонной видимостью с аэростата. В результате получены следующие выводы.

1. При высоте облачности не более 100 м и при ухудшенной видимости из-за дымки и осадков уровень обнаружения наземных объектов лежит не выше 50 м от поверхности земли, а дальность посадочной (наклонной) видимости составляет в среднем около 30% дальности горизонтальной видимости у поверхности земли.

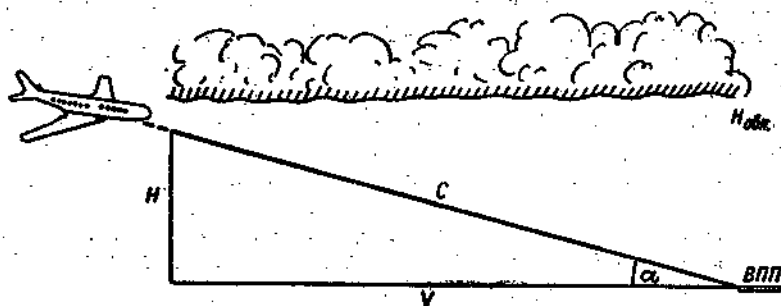


Рис. 81. Посадочная видимость в зависимости от высоты облаков и горизонтальной видимости.

2. Чем выше облака, тем наклонная видимость под облачным слоем больше. При высоте облаков 100—150 м наклонная видимость составляет около 50% дальности горизонтальной видимости; при высоте облачности 150—200 м это соотношение увеличивается до 60—70%.

3. Если облака выше 200 м, то значения дальности посадочной видимости почти соответствуют значениям горизонтальной видимости.

Приведенные зависимости между посадочной видимостью, с одной стороны, и высотой облачности, а также горизонтальной видимостью, определенными у поверхности земли, — с другой, можно представить в графическом виде (рис. 82).

По горизонтальной оси номограммы отложены значения дальности горизонтальной видимости у поверхности земли, а по вертикальной — посадочная видимость под углом 2—3° к горизонту. Жирные линии разделяют основные градации нижней границы облачности. Номограмма позволяет, таким образом, по

величине метеорологической горизонтальной видимости у поверхности земли и по данным о высоте нижней границы облачности получить приближенные значения посадочной видимости.

Например, горизонтальная видимость у поверхности земли 2500 м, а высота облачности не более 100 м. От точки, соответствующей на горизонтальной оси 2500 м, мысленно поднимаемся по вертикали до пересечения с кривыми 1 и 2, ограничивающими заданную градацию высоты облаков. От соответствующих

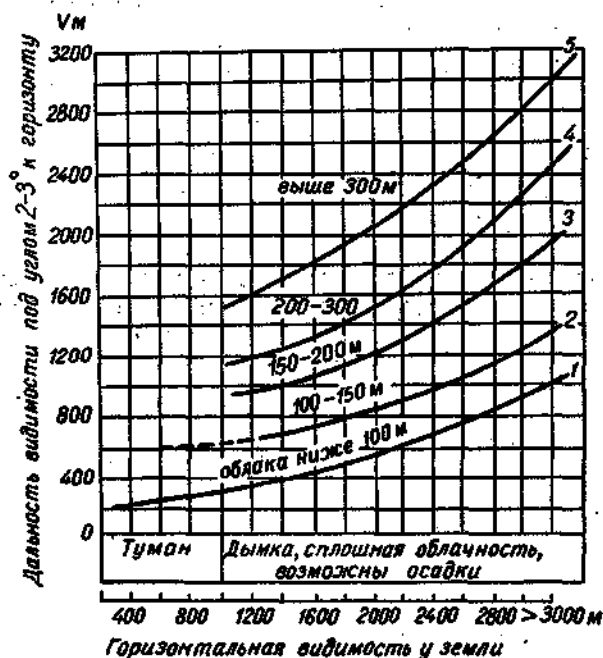


Рис. 82. Номограмма для определения наклонной видимости (под углом 2—3° к горизонту) при низкой облачности (для светлого времени суток).

точек пересечения идем по горизонтали влево и отсчитываем значения посадочной видимости. Она составляет 700—1000 м.

Очень близкие к приведенным соотношениям данные были получены сотрудниками ГосНИИГВФ и ГГО, определявшими посадочную видимость во время нескольких экспериментальных полетов. Эти данные, приведенные в табл. 8, показывают, что посадочная видимость при высоте нижней кромки облаков до 200—215 м может существенно отличаться от горизонтальной видимости у поверхности земли. В частности, при высоте облаков около 100 м посадочная видимость может составлять меньше половины дальности горизонтальной видимости. Чем выше

облака, тем становится меньше разница между значениями горизонтальной и посадочной видимости: при высоте нижней кромки слоистой облачности около 400 м и дальности горизонтальной видимости 2000—3000 м посадочная видимость равна горизонтальной видимости у поверхности земли.

Таблица 8

Зависимость посадочной видимости от горизонтальной у поверхности земли и высоты облаков

Горизонтальная видимость, м	Высота нижней границы облаков, м	Среднее значение посадочной видимости, м	Число измерений
1000—1200	80—100	507	4
1000—1500	101—150	1032	7
1500—2000	151—215	1260	5

Причины подобных расхождений, как указывалось на это раньше, заключаются главным образом в очень неоднородной структуре самой нижней границы облачности.

Глава II

ВОЗДУШНЫЕ МАССЫ. ФРОНТЫ. ЦИКЛОНЫ И АНТИЦИКЛОНЫ. СТРУЙНЫЕ ТЕЧЕНИЯ

В этой главе будут рассмотрены основные закономерности развития атмосферных процессов, определяющие различные условия погоды и их изменения от дня ко дню и от одного района к другому. Эти закономерности были установлены многими учеными метеорологами, главным образом в течение последних 25—30 лет, с помощью теоретических и экспериментальных исследований, а также путем тщательного анализа ежедневных приземных и высотных карт погоды. Зная эти закономерности, можно всегда достаточно полно разобраться в текущем состоянии погоды, определить местоположение и причины образования опасных явлений погоды и предсказать характер погоды на ближайшее время в интересующих нас районах.

§ 1. ВОЗДУШНЫЕ МАССЫ ТРОПОСФЕРЫ

Общее понятие о воздушной массе и ее формировании

Рассматривая горизонтальные движения воздуха в тропосфере, мы замечаем, что она всегда расчленяется на отдельные, достаточно обширные, воздушные течения, каждое из которых имеет определенную направленность своего перемещения и характеризует собой определенное состояние погоды. Можно сказать, что в каждом из этих течений участвует некоторое количество воздуха в тропосфере, соизмеримое по площади с большими частями материков и океанов и обладающее некоторыми общими свойствами (температура, влажность, видимость и др.), что и называется воздушной массой.

Общность свойств воздушной массы определяется длительным ее пребыванием в каком-либо районе над однородной подстилающей поверхностью материка или океана. Это возможно главным образом тогда, когда над такими районами на длительное время устанавливаются довольно обширные антициклоны,

характеризующиеся слабыми ветрами и преимущественно ясной погодой. Находясь длительное время в одном и том же районе, воздух нагревается или охлаждается от подстилающей поверхности, воспринимает от нее влагу, пыль и т. д. Таким образом, *обширные устойчивые антициклоны являются как бы очагами формирования воздушных масс*. Наиболее часто такие антициклоны возникают в субтропических широтах ($25-40^\circ$) над океанами. Устойчивые антициклоны возникают также в умеренных и высоких широтах зимой над сильно охлажденными участками подстилающей поверхности.

Когда воздушная масса покидает свой очаг и движется в каком-либо направлении, то все ее части подвергаются приблизительно одинаковым внешним влияниям. Таким образом, в каждый данный момент свойства воздушной массы определяются, во-первых, ее происхождением, т. е. географическим положением ее очага формирования, и, во-вторых, теми влияниями, которые действовали на нее во время движения.

По своей вертикальной протяженности отдельные воздушные массы чаще всего охватывают всю толщу тропосферы. Их горизонтальные размеры измеряются тысячами километров. В пределах одной и той же воздушной массы метеорологические элементы изменяют свои значения постепенно и их горизонтальные градиенты малы. Эти градиенты резко увеличиваются там, где две различные воздушные массы приходят в непосредственное соприкосновение, т. е. там, где возникают высотные фронтальные зоны и образуются фронты.

Классификация воздушных масс

В основу существующей классификации воздушных масс положены два принципа, это, во-первых, деление воздушных масс по их тепловому состоянию и, во-вторых, по их географическому происхождению.

Тепловое состояние воздушных масс определяется по их отношению к температуре подстилающей поверхности. В связи с этим теплой массой называется та воздушная масса, которая движется над более холодной подстилающей поверхностью. Вхождение теплой массы в данный район обычно вызывает потепление, но сама воздушная масса при этом охлаждается. Охлаждение охватывает самые нижние слои воздуха, вследствие чего здесь обычно образуются инверсии, которые в некоторых случаях начинаются непосредственно у поверхности земли, но чаще всего на некоторой высоте от нее (400—600 м). Следовательно, теплый воздух обычно имеет устойчивую стратификацию. При достаточном влагосодержании воздушной массы ее охлаждение приводит к образованию адвективных туманов (если инверсия начинается от поверхности земли) или низких

слоистых облаков (при инверсии на некоторой высоте). Нередко туман и облака сопровождаются морсящими осадками.

При большой сухости воздуха, что бывает в летнее время года, в теплой массе наблюдается ясная или малооблачная погода.

В связи с изложенным можно сказать, что при вторжении теплого воздуха зимой с моря на холодный континент или летом с континента на более холодную поверхность моря создаются неблагоприятные условия погоды для авиации. Значительные затруднения бывают при этом в самых нижних слоях атмосферы из-за очень низкой облачности, туманов и плохой видимости. Но начиная с высот 1,5—2,0 км условия для полетов бывают всегда благоприятными.

Если воздушная масса движется над более теплой подстилающей поверхностью, то она называется холодной массой. Вторжение холодной воздушной массы в данный район всегда вызывает похолодание, но сам воздух при этом довольно быстро прогревается. Так как нижние слои воздуха прогреваются быстрее верхних, то происходит увеличение вертикальных градиентов температуры, способствующее развитию конвекции и турбулентному переносу тепла и влаги снизу вверх. Холодная воздушная масса приобретает, таким образом, неустойчивую стратификацию. Благодаря этому при значительном влагосодержании воздуха происходит образование кучевообразных облаков, из которых выпадают кратковременные ливневые осадки. Вертикальная мощность этих облаков составляет обычно несколько километров. Но при этом нужно учитывать, имеются ли в данной холодной воздушной массе условия для образования в средних слоях (3—4 км) тропосферы инверсий оседания. Такие условия, как правило, создаются при вторжении холодного воздуха в тылу циклона при сильном ветре и значительном росте давления у поверхности земли. В этих случаях верхняя граница облаков располагается на высотах 3—4 км.

Течение в холодной массе вследствие сильно развитой конвекции и динамической турбулентности имеет беспокойный характер, что вызывает при полете интенсивную болтанку во всей нижней половине тропосферы. Видимость в холодной массе может резко ухудшиться при выпадении осадков; но это кратковременное ухудшение, оно длится не более 10—15 мин. Нередко при этом наблюдаются грозы с градом; при температуре ниже 0° осадки часто выпадают в виде крупы и сильного снегопада.

Все эти явления в холодной воздушной массе над континентом получают наибольшее развитие днем; к ночи они затухают. Над морем, а также и над внутренними водоемами (озерами, большими водохранилищами) развитие конвекции, а следовательно, образование облаков и осадков, а также возникновение гроз чаще происходит ночью, чем днем.

Туманы в холодных, неустойчивых местах маловероятны; лишь местами в утренние часы образуются иногда радиационные туманы, быстро рассеивающиеся с восходом солнца.

При географической классификации учитывается широтное местоположение тех районов, где происходит формирование воздушных масс. В связи с этим выделяются следующие основные типы воздушных масс: арктический воздух, воздух умеренных широт, тропический воздух и экваториальный воздух. Кроме этого учитывается еще и характер подстилающей поверхности,

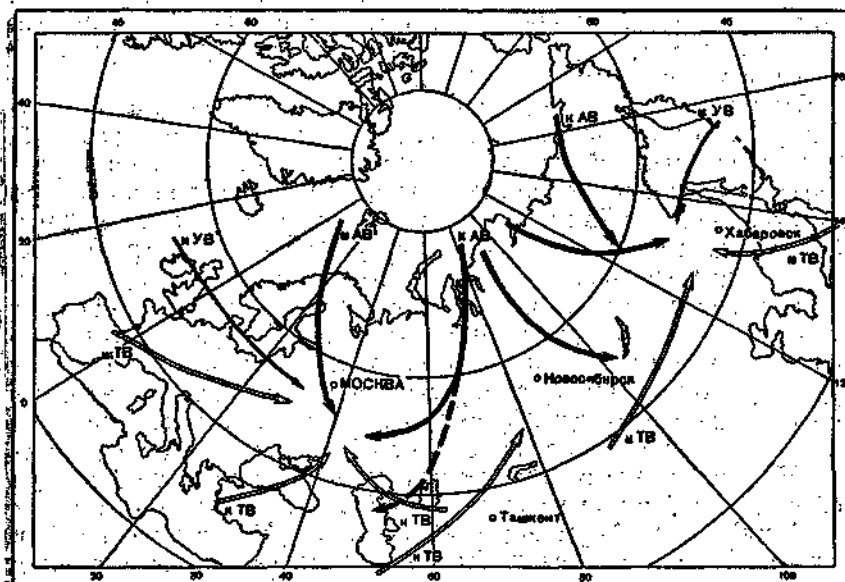


Рис. 83. Основные направления перемещения воздушных масс.

над которой длительное время находилась та или другая воздушная масса (континент, море), в связи с чем указанные воздушные массы делятся на континентальные и морские.

Таким образом, можно назвать следующие воздушные массы с их сокращенными обозначениями: морской арктический воздух — МАВ, континентальный арктический воздух — КАВ, морской воздух умеренных широт — МУВ, континентальный воздух умеренных широт — КУВ, морской тропический воздух — МТВ, континентальный тропический воздух — КТВ, экваториальный воздух — ЭВ. Основные направления перемещения воздушных масс показаны на рис. 83.

Характерные условия погоды в различных воздушных массах

Арктический воздух (АВ) формируется в Арктическом бассейне, покрытом в течение всего года льдами. Здесь, в Арктике, благодаря сильному охлаждению от ледяной поверхности в нижних его слоях почти всегда наблюдаются инверсии, что указывает на его значительную устойчивость.

В умеренные широты арктический воздух поступает через моря, которые либо свободны от льда, либо покрыты льдами. В Европу он часто попадает с северо-запада, из района Гренландии — Шпицбергена. До входа на континент арктический воздух проходит значительный путь над открытым океаном, поверхность которого имеет довольно высокую температуру. Благодаря этому нижние слои арктического воздуха прогреваются, обогащаются влагой и он приобретает неустойчивую стратификацию. Над Западной Европой, особенно у побережья Норвегии, в этом воздухе образуются резко меняющиеся по количеству кучевые и кучево-дождевые облака и даже зимой наблюдаются грозы. Это — типичный морской арктический воздух (МАВ). Над европейской территорией СССР неустойчивость этого воздуха особенно проявляется весной, когда воздух в Арктике сохраняет свои низкие температуры, а материк после схода снежного покрова уже значительно прогреется.

Совершенно иные условия погоды создаются над нашей территорией при вторжении арктического воздуха со стороны Карского моря. Так как это море в течение большей части года покрыто льдом, то воздушная масса, проходящая над ним, как и над континентом, не обогащается влагой и поступает в умеренные широты с очень низким влагосодержанием. В этом случае мы говорим о нем как о континентальном арктическом воздухе (КАВ). В нем преобладает ясная погода или небольшая кучевая и слоисто-кучевая облачность. Лишь в середине лета, когда южная часть Карского моря освобождается от льдов, а арктический воздух проходит еще и над теплыми водами Енисея и Оби, нижние его слои обогащаются влагой. В нем появляются в это время низкие слоистые и слоисто-кучевые облака, которые, однако, не развиваются по вертикали ввиду существования на небольшой высоте инверсии. Только в этих случаях в КАВ могут создаваться не вполне благоприятные условия для полетов в самых нижних слоях. Во всех других случаях в КАВ условия для полетов бывают самые хорошие.

Зимние вторжения КАВ на континент обуславливают очень сильные и длительные морозы, летом — устойчивую засушливую погоду, особенно в юго-восточных районах европейской территории СССР.

Морской воздух умеренных широт (МУВ) приобретает свои характерные свойства во время продолжительного пути через

Атлантический океан. Зимой это чаще всего бывший холодный арктический воздух, вторгшийся на континент Северной Америки (Канада), а затем распространившийся на теплую Атлантику. Поэтому как над Атлантическим океаном, так и над крайними западными районами европейского континента этот воздух проявляет себя как типичная неустойчивая воздушная масса. Но по мере продвижения с запада на восток над все более холодной подстилающей поверхностью в глубь континента морской умеренный воздух приобретает свойства теплой, устойчивой массы. Облачность принимает характер подинверсионных слоистых и слоисто-кучевых облаков, местами из них выпадают моросящие осадки. С приходом этой воздушной массы на европейскую территорию СССР температура значительно повышается, местами до оттепели. В то же время весьма характерно, что на высотах более 1,5—2,0 км этот воздух почти всегда вызывает понижение температуры. Нередко, однако, и среди зимы морской умеренный воздух приходит к нам с конвективными облаками, хотя и с небольшой вертикальной мощностью («приплюснутой» формы).

В летнее время морской умеренный воздух над нашей территорией ведет себя как относительно холодная воздушная масса. В целом как зимой, так и летом этот воздух не вызывает значительных осложнений для полетов, если не считать умеренной турбулентности и сильного обледенения зимой в облаках St—Sc. Но так как вертикальная мощность этих облаков небольшая (1,0—1,5 км), то практически угроза этого явления сравнительно невелика.

Континентальный воздух умеренных широт (КУВ) формируется над нашей территорией из ранее вошедшего сюда арктического или морского умеренного воздуха. Зимой в условиях охлаждения от снежного покрова температура нижнего слоя континентального воздуха непрерывно понижается. Вследствие этого образуются приземные инверсии, которые простираются до высоты 1,5—2,0 км, объединяясь с инверсией сжатия. Таким образом КУВ приобретает весьма устойчивую стратификацию. Если этот воздух морского происхождения, то в нем обычно возникают сильные туманы или очень низкая облачность, особенно в начале зимы (ноябрь — декабрь). Если же формирование КУВ происходит путем трансформации арктического воздуха, то в нем преобладает ясная погода с хорошей видимостью. В зимние месяцы по своим термическим характеристикам континентальный воздух умеренных широт в нижних 2—3 км вследствие радиационного выхолаживания бывает значительно холоднее арктического воздуха, в особенности над Восточной Сибирью. В местах между горными хребтами и в долинах рек, где воздух застывает в течение длительного времени, температура его понижается до —50, —60°, а иногда и ниже.

Летом благодаря прогреванию КУВ большей частью является неустойчивой воздушной массой. Днем в нем развиваются облака конвекции, переходящие местами в грозовые; к вечеру происходит уменьшение облачности до полных прояснений.

Морской тропический воздух (МТВ), поступающий на территорию Европы, формируется над Атлантическим океаном в области устойчивого антициклона в районе Азорских островов. Однако на территорию СССР он приходит сравнительно редко, так как успевает вытесниться в верхние слои. Гораздо чаще к нам приходит МТВ со стороны Средиземного моря через Балканский полуостров или со стороны Черного моря.

Зимой и летом этот воздух проявляет себя как устойчивая масса, особенно зимой, когда в нем образуются интенсивные туманы или очень низкие слоистые облака. Летом туманы в МТВ не образуются, но видимость до больших высот ухудшена из-за сильного помутнения. Последнее вызывается присутствием в воздухе мельчайших частичек пыли, занесенной в воздух во время прохождения его над песками Сахары.

Морской тропический воздух наблюдается и на Дальнем Востоке, главным образом летом на юге Приморья, где он вызывает довольно устойчивые туманы.

Континентальный тропический воздух (КТВ) формируется на севере Африки и на юге Азии и, кроме этого, летом в Средней и Центральной Азии, а также и на юге европейской территории СССР.

Вообще над территорией СССР КТВ встречается чаще всего в летний период года, когда он обуславливает очень жаркую и сухую погоду. При этом дневные температуры даже в средних широтах достигают 35—40°. В большинстве случаев в нем преобладает малооблачная погода. Но в тех местах, где этот воздух граничит с относительно холодным умеренным или арктическим воздухом, могут возникать исключительно опасные явления погоды (сильные грозы со шквалами и градом).

Экваториальный воздух (ЭВ) в умеренных широтах в нижней тропосфере не встречается, поэтому описание его свойств здесь не дается.

Каждая воздушная масса, перемещаясь из одного района в другой, в силу изменившихся внешних условий постепенно теряет свои прежние свойства и приобретает новые, характерные для массы другого географического типа. В таком случае мы говорим о трансформации воздушных масс.

Например, арктический воздух, а также морской воздух умеренных широт при перемещении на континент постепенно трансформируются в континентальный воздух умеренных широт. В летнее время года этот воздух при длительном прогревании трансформируется в континентальный тропический воздух. Процесс трансформации обычно протекает в течение 2—4 суток.

§ 2. ФРОНТЫ

Общие сведения о фронтах и их классификации

Две различные воздушные массы, находясь в непосредственном сближении одна с другой, образуют фронт. Это сравнительно узкая переходная зона, характеризующаяся резким изменением метеорологических элементов (температура, влажность и др.) при переходе из одной воздушной массы в другую. Она начинается от поверхности земли и простирается вверх до той высоты, где различия между воздушными массами стираются. Обычно фронты доходят до тропопавзы. Учитывая огромные масштабы атмосферных процессов, узкую зону фронта можно рассматривать как поверхность раздела между двумя

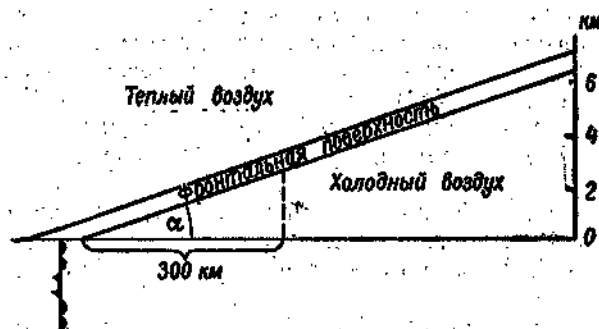


Рис. 84. Фронт и фронтальная поверхность.

воздушными массами, располагающуюся в пространстве всегда так, что холодный воздух находится под теплым в виде узкого клина с острым углом у поверхности земли (рис. 84).

Тангенс угла наклона фронтальной поверхности (α) равен примерно $\frac{1}{100}$. Это означает, что при удалении от фронта в глубь холодного воздуха, например, на 300 км поверхность раздела будет находиться у нас над головой на высоте 3 км. Математическая зависимость угла наклона фронта от свойств теплого и холодного воздуха установлена австрийским метеорологом Мартулесом. Эта зависимость выражается следующей формулой:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{2\omega \sin \varphi}{g} \frac{v_1 T_2 - v_2 T_1}{T_2 - T_1},$$

где v_1 и T_1 — скорость ветра и температура в холодном воздухе, v_2 и T_2 — скорость ветра и температура в теплом воздухе, ω — угловая скорость вращения Земли, φ — широта места.

Анализ этой формулы показывает, что угол наклона существенно зависит от контраста температуры и скоростей ветра

теплой и холодной воздушной массы. С увеличением контраста температуры угол наклона уменьшается, а с увеличением контраста скоростей ветра он увеличивается. Поэтому в отдельных случаях угол наклона принимает значения от $\frac{1}{50}$ до $\frac{1}{300}$.

Приведенная формула указывает на зависимость угла наклона фронта от широты места. На экваторе, где $\varphi = 0$, угол наклона также становится равным нулю, т. е. фронты там не пересекаются с поверхностью земли, а превращаются в горизонтальные слои инверсии. Наоборот, на полюсе при прочих равных условиях угол наклона фронта достигает наибольших значений. Если фронтальную поверхность изобразить в одинаковом горизонтальном и вертикальном масштабе, то она имела бы очень пологий вид.

Для большей наглядности нам приходится изображать фронтальную поверхность под значительно большим углом наклона, чем это есть в действительности. На картах фронт проводится в виде линии, хотя на самом деле это переходная зона шириной несколько десятков километров. На вертикальных разрезах атмосферы фронтальная поверхность изображается чаще всего в виде двух линий, ограничивающих фронтальную зону по вертикали. В реальных условиях толщина этой зоны составляет несколько сот метров.

При вертикальном зондировании атмосферы фронтальная поверхность обнаруживается инверсией или изотермией, главным образом в том случае, если зондирование производится не далее 300—400 км от линии фронта. На большем удалении она выражается лишь в виде небольшого уменьшения вертикального градиента температуры и в некотором увеличении влажности.

На рис. 85 показано, как располагаются в зоне фронта изобарические поверхности в вертикальной плоскости. Мы видим, что наименее положение они занимают вдоль поверхности фронта. По мере удаления от фронта они повышаются. Иначе говоря, изобарические поверхности преломляются на фронте, образуя в пространстве ложбину, ось которой с высотой постепенно удаляется от линии фронта.

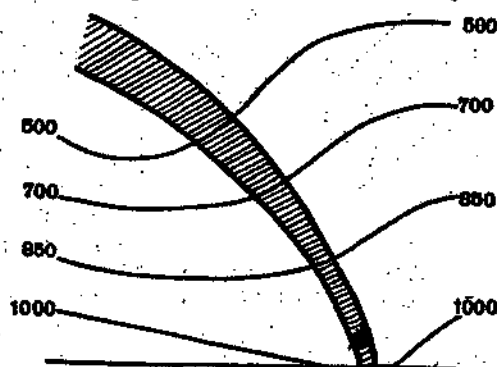


Рис. 85. Расположение изобарических поверхностей в области фронта (вертикальный разрез).

На рис. 86 изображено поле давления в зоне фронта у поверхности земли. Проведенные на рисунке изобары испытывают излом на фронте, образуя приземную барическую ложбину. Там же показано направление ветра по одну и другую сторону от фронта и стрелкой обозначено направление движения фронта. Как мы видим, ветер при прохождении фронта довольно резко изменяет свое направление, поворачивая всегда вправо.

Многолетний опыт метеорологического обеспечения полетов показывает, что наибольшее число ухудшений погоды по трассам и на аэродромах связано с прохождением фронтов. Поэтому нам необходимо наиболее подробно изучить структуру фронтов и вызываемые ими условия погоды.

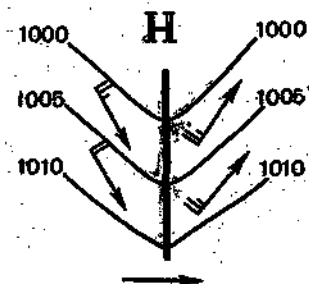


Рис. 86. Поле давления в зоне фронта у поверхности земли.

При анализе развития атмосферных процессов мы пользуемся различными наименованиями фронтов, в каждое из которых вкладывается определенный физический смысл.

В зависимости от значимости фронта в общей циркуляции атмосферы различают: а) главные фронты и б) вторичные фронты.

а) Главные фронты разделяют основные воздушные массы различного географического происхождения. Они имеют достаточно большое горизонтальное протяжение и характеризуются значительной разностью температур в теплом и холодном воздухе; с ними связано образование циклонов и антициклонов. В свою очередь главные фронты делятся на три вида: 1) арктический фронт, отделяющий арктический воздух от воздуха умеренных широт, 2) полярный фронт, отделяющий воздух умеренных широт от тропического и 3) тропический фронт, отделяющий тропический воздух от экваториального.

б) Вторичные фронты разделяют две части одной и той же воздушной массы. Они возникают главным образом в холодной воздушной массе и отделяют первую «порцию» уже несколько прогретого воздуха от следующей более холодной «порции». Эти фронты обнаруживаются преимущественно в нижних слоях атмосферы и быстро размываются.

В зависимости от направления перемещения теплых и холодных масс воздуха фронты делятся на теплые и холодные. Фронты, которые мало изменяют свое положение, называются малоподвижными, или стационарными. Иногда говорят квазистационарный фронт, что означает как бы стационарный или колеблющийся около стационарного состояния.

Сюда же относятся комплексные фронты, или фронты окклюзии, образовавшиеся при смыкании холодного фронта с теплым.

Различают также тропосферные, приземные и верхние фронты. Тропосферные, они же и главные фронты, прослеживаются от поверхности земли до тропопаузы. Приземные фронты имеют небольшую вертикальную протяженность, до 1—2 км; выше они не прослеживаются. Верхние фронты не обнаруживаются у поверхности земли, но хорошо выражены в средних и верхних слоях тропосферы.

На синоптических картах фронты проводятся либо линиями цветными карандашами, либо (в одноцветной печати) в виде условных обозначений (табл. 9).

Таблица 9

Обозначение фронтов на синоптических картах

Вид фронта	Цветные линии	В одноцветной печати
Теплый	Красная	
Холодный	Синяя	
Теплый окклюзии	Лиловая	
Холодный окклюзии	Лиловая	
Окклюзии без уточнения	Лиловая	
Малоподвижный	Красно-синяя	
Теплый вторичный	Красная прерывистая	
Холодный вторичный	Синяя прерывистая	
Теплый верхний	Красная пунктиром	
Холодный верхний	Синяя пунктиром	

Переходим к более подробному рассмотрению строения фронтов и условий погоды, вызываемых ими.

Теплые фронты

Если фронт движется так, что холодный воздух отступает, уступая место тепловому воздуху, то такой фронт называется теплым. Прохождение фронта создает потепление.

Скорость перемещения теплого фронта зависит, таким образом, от того, насколько быстро отступает холодный воздух: фронт перемещается со скоростью слагающей ветра в холодном воздухе, нормальной к фронту, о чем, в свою очередь, можно судить по величине угла между изобарами в холодном воздухе и линией фронта.

Для пояснения данного положения обратимся к рассмотрению рис. 87. Здесь даны два случая теплого фронта с различной скоростью его движения с запада на восток. Движение холодного предфронтального воздуха может быть представлено скоростью геострофического ветра в этом воздухе, направленной,

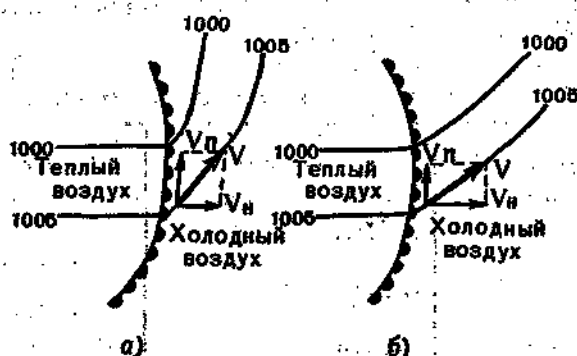


Рис. 87. Скорость смещения теплого фронта в зависимости от величины нормальной к фронту составляющей геострофического ветра в холодном воздухе.

как известно, по изобарам. Если разложить вектор этой скорости (v) на две составляющие, из которых одна направлена параллельно линии фронта ($v_{\parallel}$), а вторая — нормально к ней ($v_{\perp}$), то мы увидим, что во втором случае (рис. 87, б) нормальная составляющая значительно больше, чем в первом (рис. 87, а). Значит, во втором случае, где изобары в холодном воздухе составляют с линией фронта большой угол, фронт движется значительно быстрее, чем в первом случае, где этот угол гораздо меньше.

Следует иметь в виду еще одно важное обстоятельство. Благодаря замедляющему действию трения о подстилающую поверхность нижние слои холодного воздуха иногда сильно отстают в своем движении от верхних слоев. Поэтому профиль теплого фронта в этих случаях растягивается и имеет вид, изображенный на правой половине рис. 88. Нижняя часть фронтальной поверхности является очень пологой и отделяет очень тонкую пленку холодного воздуха, «волокающуюся» за основным холодным клином. Но на некотором расстоянии от линии

фронта, составляющем 100—200 км, фронтальная поверхность принимает нормальный угол наклона. Проекция линии перехода фронтальной поверхности к нормальному наклону на земную поверхность называется верхним теплым фронтом.

На рис. 89 дан вертикальный разрез теплого фронта с его облачной системой и осадками.

Теплый воздух, продвигаясь вперед, не только занимает собой пространство, где раньше находился холодный воздух, но и поднимается вверх вдоль фронтальной поверхности. Он находится в состоянии упорядоченного вертикального подъема, скорость которого составляет обычно 5—10 см/сек. По мере подъема происходит адиабатическое охлаждение теплого воздуха и конденсация находящегося в нем водяного пара. В результате этого образуется типичная для теплого фронта облачная система, в состав которой в последовательном порядке входят

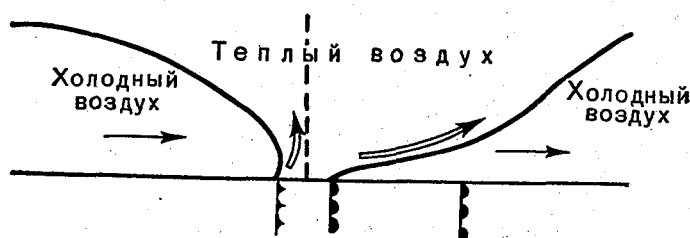


Рис. 88. Профили холодного и теплого фронтов.

облака: перистые (Ci), перисто-слоистые (Cs), высоко-слоистые (As) и слоисто-дождевые (Ns). Нижнее основание системы облаков совпадает с фронтальной поверхностью, а верхняя ее граница почти доходит до тропопаузы. Заметим, что тропопауза занимает наивысшее положение над однородным теплым воздухом и далее над фронтальной поверхностью идет с некоторым понижением. На нижней части рисунка показано распределение облачности, осадков, ветра и барических тенденций, как они выглядят на синоптической карте.

Таким образом, при приближении теплого фронта к какому-либо пункту или при полете навстречу тепловому фронту мы сначала будем наблюдать тонкие перистые облака, имеющие вид, изображенный на рис. 49. Расстояние до линии фронта у поверхности земли составляет при этом 800—900 км. Через короткий промежуток времени перистые облака сменяются перисто-слоистыми, имеющими в толщину уже 2—3 км. Характерным для этих облаков бывает, как уже говорилось выше, явление гало (рис. 51).

Далее, по мере снижения фронтальной поверхности, облака уплотняются, переходя в высоко-слоистые, а затем в слоисто-

дождевые. Эти облака являются самыми мощными по вертикали. Только у линии фронта, на расстоянии от нее около 100 км, наблюдается расслоение облачности, причем верхняя граница самого нижнего слоя может быть на высоте всего лишь 1—2 км; нижняя же граница этого слоя нередко опускается до самой поверхности земли, т. е. переходит в туман.

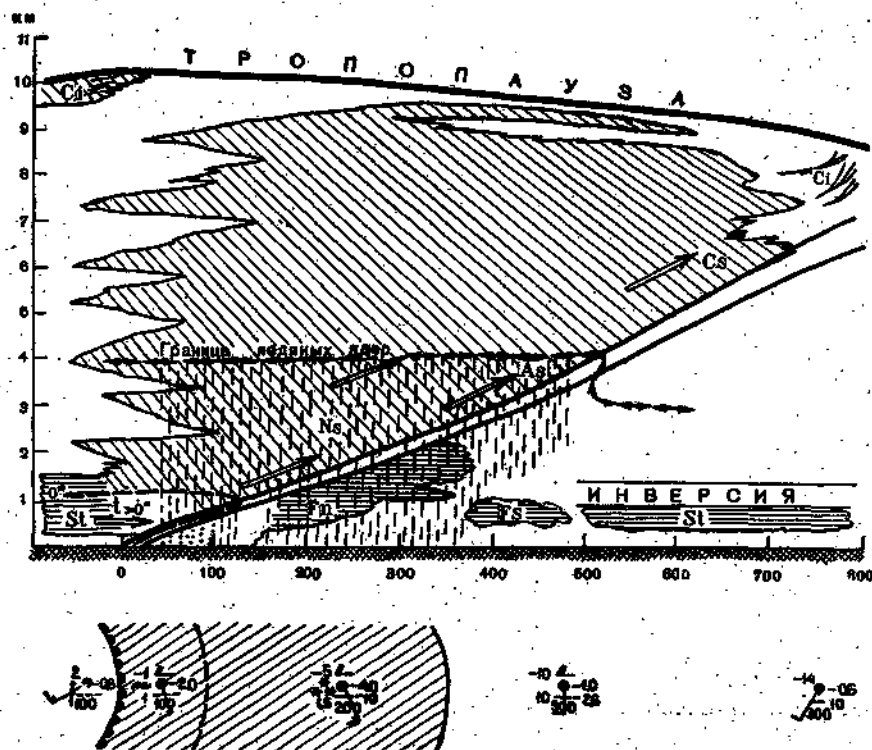


Рис. 89. Профиль типичного теплого фронта.

Та часть облачной системы фронта, которая располагается на высотах, где температура ниже -10° , состоит из ледяных кристаллов и очень мелких, почти неуловимых водяных капель. Вследствие этого облака являются коллоидально-неустойчивыми и поэтому дают осадки. Первые осадки начинают выпадать из высоко-слоистых облаков, с высоты около 5 км. Но поверхности земли, как правило, достигают лишь те осадки, которые выпадают с высоты 4—3 км и меньше. Так как наклон фронта около $1/100$, то ширина всей зоны фронтальных осадков составляет обычно 300—400 км. Это — обложные осадки, летом в виде дождя, зимой в виде снега. У самой линии фронта, в зоне

шириной 50—100 км, обложные осадки часто переходят в морсящие, так как верхняя граница облаков в этой части фронта может не достигать уровня активной кристаллизации, что, как мы знаем, необходимо для образования капель дождя и крупных снежных кристаллов.

С появлением перистых облаков давление у поверхности земли начинает падать, т. е. барические тенденции перед фронтом становятся отрицательными. Одной из причин этого падения является постепенное уменьшение столба холодного воздуха за счет увеличения над ним столба более легкого теплого воздуха. Существенную роль в этом падении давления играет также дивергенция воздушных течений на высотах. При проведении на карте изотенденций обнаруживается вытянутая вдоль фронта область падения давления.

При приближении фронта ветер усиливается, часто принимает порывистый характер и при наличии снегопада мы в этих случаях наблюдаем общую метель, которая сильно ухудшает видимость. Температура и влажность воздуха постепенно повышаются.

Опасные условия погоды характерны для большинства случаев теплых фронтов, проходящих в умеренных и северных широтах, особенно в холодную половину года. Эти условия являются наиболее неблагоприятными для авиации при полетах в нижней половине тропосферы, где приходится пересекать широкие зоны осадков, сильно ухудшающие видимость, и наиболее плотную облачность, вызывающую обледенение. При этом в отношении обледенения очень опасна самая нижняя часть фронтальной зоны, простирающаяся в высоту до 1—2 км и в ширину до 100—200 км.

Полет в верхней половине тропосферы в облаках теплого фронта не представляет больших затруднений, если не считать общих трудностей в связи с выполнением слепых полетов.

В зимних условиях над нашей территорией после прохождения фронта облака сменяются на слоистые или слоисто-кучевые с верхней границей на высоте 1—2 км, осадки прекращаются или переходят в морсящие, ветер поворачивает вправо; падение давления переходит на ровный ход или оно падает, но медленнее, чем перед фронтом.

Типичный случай активного теплого фронта мы видим на синоптической карте, составленной по наблюдениям в 3 часа 12 февраля 1962 г. (рис. 90). Этот фронт проходит над Западной Европой, через юго-западные районы Скандинавского полуострова, Северное море, на юг Англии. Перед фронтом наблюдается падение давления, почти до 12 мб за три часа (район Дании); это исключительно сильное падение, в большинстве случаев оно бывает до 3—5 мб.

Перистые облака этого фронта отмечаются над Прибалтикой; зона обложных осадков в виде дождя и местами в виде снега имеет в ширину около 400 км.

Остановимся на некоторых отклонениях от описанной схемы; которые нужно учитывать при анализе условий летности погоды в зоне теплых фронтов.

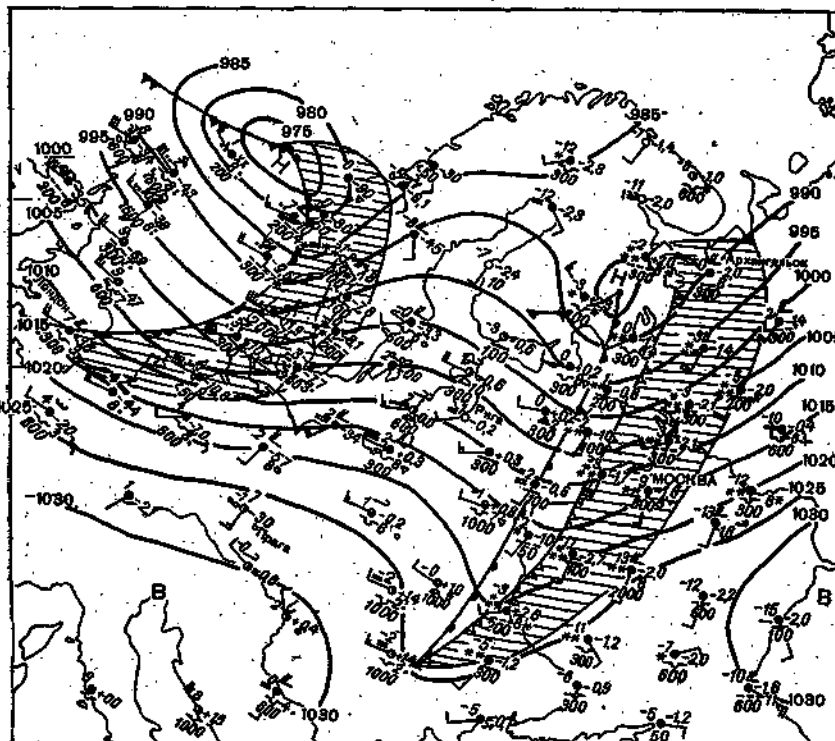


Рис. 90. Карта погоды, 3 часа 12 февраля 1962 г.

1. В начале и конце зимы над европейской территорией СССР иногда проходят очень хорошо выраженные в поле температуры и ветра теплые фронты, не вызывающие существенных осадков, которые выпадают лишь в виде мороси или мелкого снега. Двигутся они очень медленно и падение давления перед ними незначительное или даже вместо падения наблюдается рост давления. Температура у поверхности земли в теплой воздушной массе бывает обычно 0, +3°, а в холодной массе вблизи фронта —5, —10°. Такой фронт создает всегда очень тяжелые условия для полета в нижних 2—3 км из-за очень низкой

облачности, плохой видимости и очень сильного обледенения у поверхности земли и во всей толще облаков. Но стоит подняться до высоты 3,0—3,5 км, как облачность уже кончается либо появляются большие прослойки между облаками, и полет совершается во вполне благоприятных условиях.

Аналогичной особенностью обладают и те участки теплых фронтов, которые проходят на периферии циклонов, на фоне повышенного давления. Обычно они бывают плохо выражены на синоптической карте. В холодное же время года они часто являются причиной значительного снижения облачности до тумана с обледенением. Вертикальная мощность облаков и в этих случаях всегда бывает небольшой — до 1—2 км.

Кроме этого, нередко встречаются случаи, когда обложные осадки кончаются не сразу у линии фронта, а на некотором расстоянии от нее (до 200—250 км). Та часть фронтальной зоны, которая заключена между линией фронта и линией прекращения обложных осадков, представляет собой также большую опасность для полетов в нижних слоях атмосферы, до высоты 2—3 км. Эта опасность связана с наличием здесь очень низкой облачности, переходящей местами в туман, с выпадением мороси, вызывающей при отрицательной температуре (—2, —6°) сильное обледенение самолетов. Выше 2—3 км все неблагоприятные для авиации явления погоды в зоне таких фронтов исчезают.

Примером подобного типа фронта является случай 17 марта 1962 г. (рис. 91). Теплый фронт проходил от центра циклона в районе Киева на Орел, Рязань и Уфу. Обложные осадки, связанные с этим фронтом, начинались к северо-западу от фронта на расстоянии от него около 250 км. Можно сказать, что эти осадки были непосредственно связаны с верхним теплым фронтом. В промежутке между двумя указанными линиями наблюдалась сплошная низкая облачность высотой 50—100 м, местами переходящая в туман; ряд станций отмечали морось и гололед. Вертикальный разрез этого фронта по линии Тамбов — Москва — Бологое — Ленинград схематически представлен на рис. 92.

2. Летом над континентальными районами на теплых фронтах наряду с облаками Ns — As нередко образуются кучево-дождевые облака. Поэтому в зоне таких фронтов выпадают осадки не только обложного характера, но и ливневого, сопровождающиеся грозами. В качестве теплой воздушной массы в таких случаях бывает влажно-неустойчивый воздух, приближающийся по своим температурным характеристикам к тропическому воздуху. При скольжении вверх вдоль фронтальной поверхности в теплом воздухе возникает внутренняя конвекция, проникающая в верхние слои тропосферы. Структура облачной системы в данном случае имеет вид, изображенный на рис. 93.

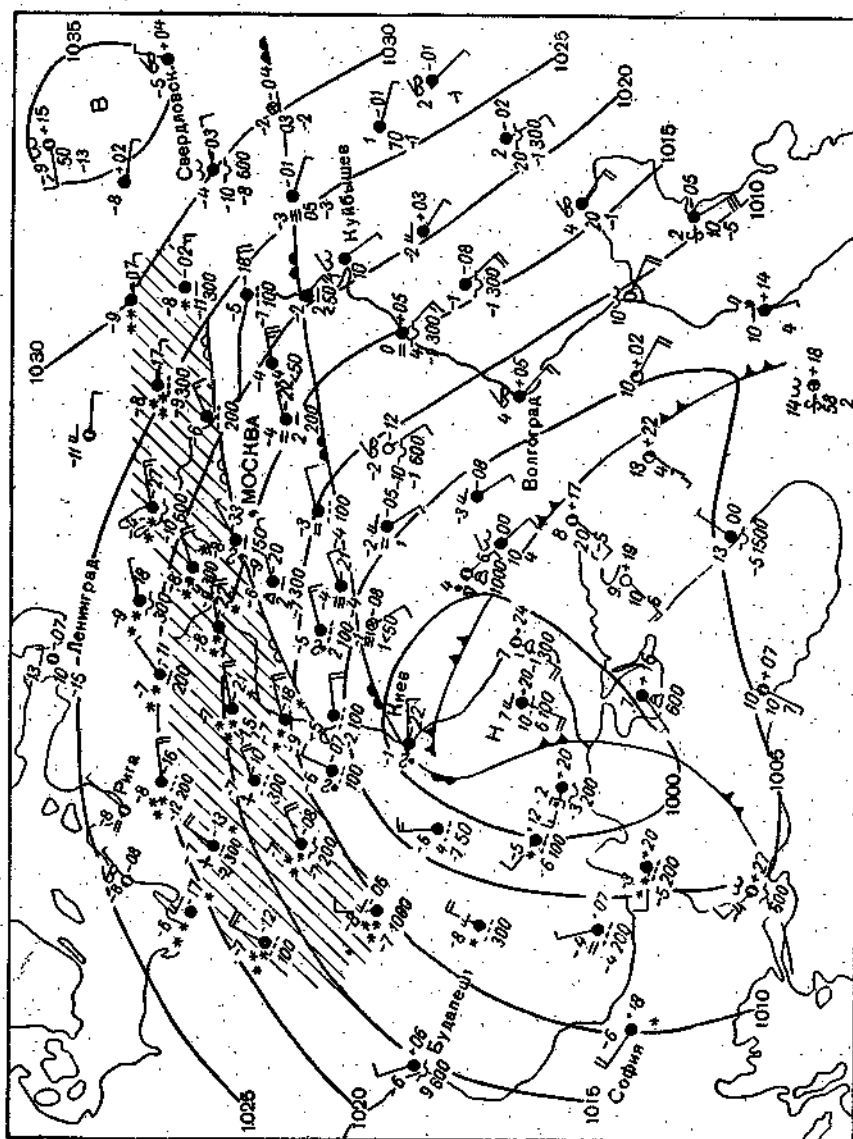


Рис. 91. Карта погоды, 3 часа 17 марта 1962 г.

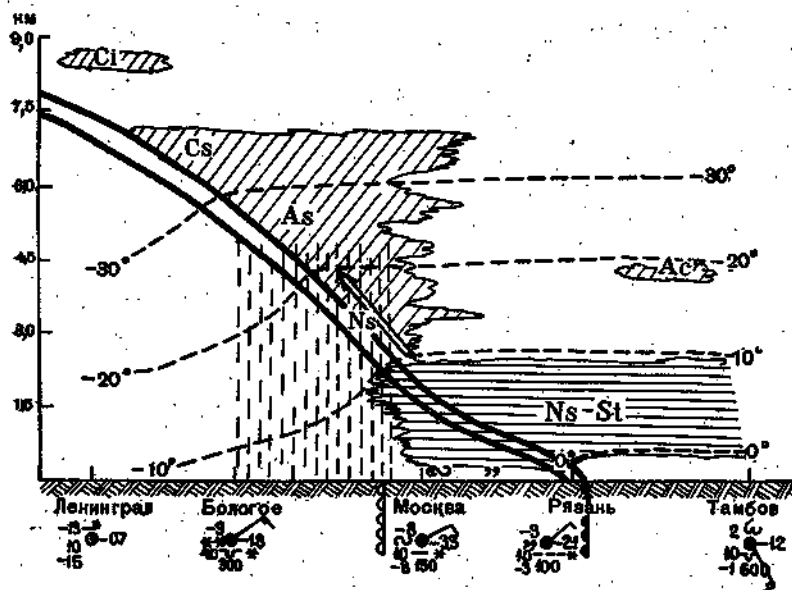


Рис. 92. Вертикальный разрез теплого фронта по линии Тамбов—Москва—Бологое—Ленинград, 3 часа 17 марта 1962 г.

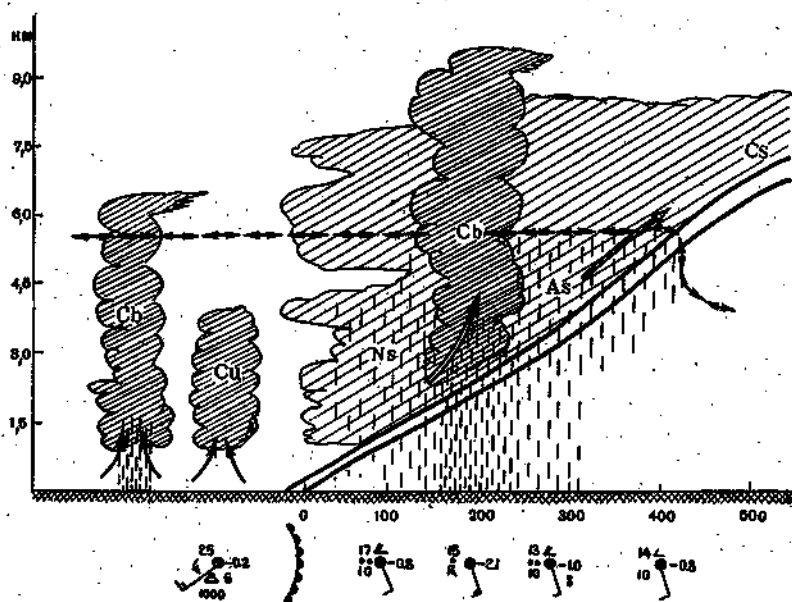


Рис. 93. Профиль теплого фронта с обложными и ливневыми осадками.

Подобные фронты представляют большую опасность для полетов на средних и верхних уровнях тропосферы. Кучево-дождевые облака в данном случае бывают замаскированы спокойными высоко-слоистыми и перисто-слоистыми облаками, поэтому попадание в кучево-дождевое облако и в связи с этим в зону болтанки и сильного обледенения всегда происходит неожиданно. Характерной особенностью рассматриваемых фронтов является и то, что грозы возникают на них не только днем, но (даже

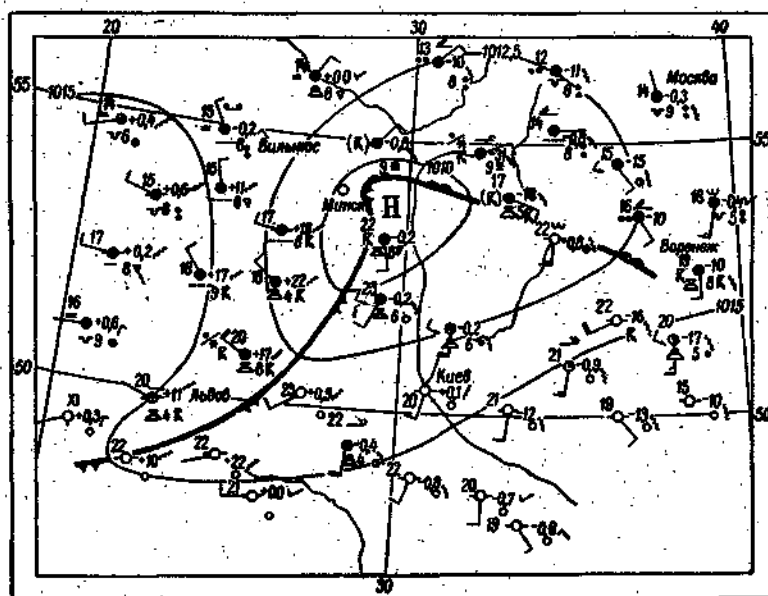


Рис. 94. Карта погоды, 3 часа 12 августа 1961 г.

чаще) и ночью. Пример подобного фронта показан на карте погоды по данным в 3 часа 12 августа 1961 г. (рис. 94). Мы видим на карте, что фронт проходит от центра циклона в районе Минска на Орел и Воронеж. Многие станции, расположенные впереди фронта, отмечают наряду с обложным дождем грозы, ливни и зарницы при температуре воздуха у поверхности земли 13—17°. В теплом воздухе к югу от фронта отмечаются зарницы и на отдельных станциях ливневые дожди, свидетельствующие о неустойчивой стратификации теплого воздуха.

Холодные фронты

Фронт, движущийся в сторону теплого воздуха, называется холодным. Прохождение этого фронта вызывает похолодание. Скорость перемещения холодного фронта определяется слагаю-

шей ветра в холодном воздухе, нормальной к фронту; что также хорошо согласуется с величиной угла между изобарами в холодном воздухе и линией фронта.

На синоптической карте по данным в 3 часа 20 апреля 1962 г. (рис. 95) хорошо виден холодный фронт, протянувшийся от центра циклона в районе нижнего течения р. Оби на Свердловск

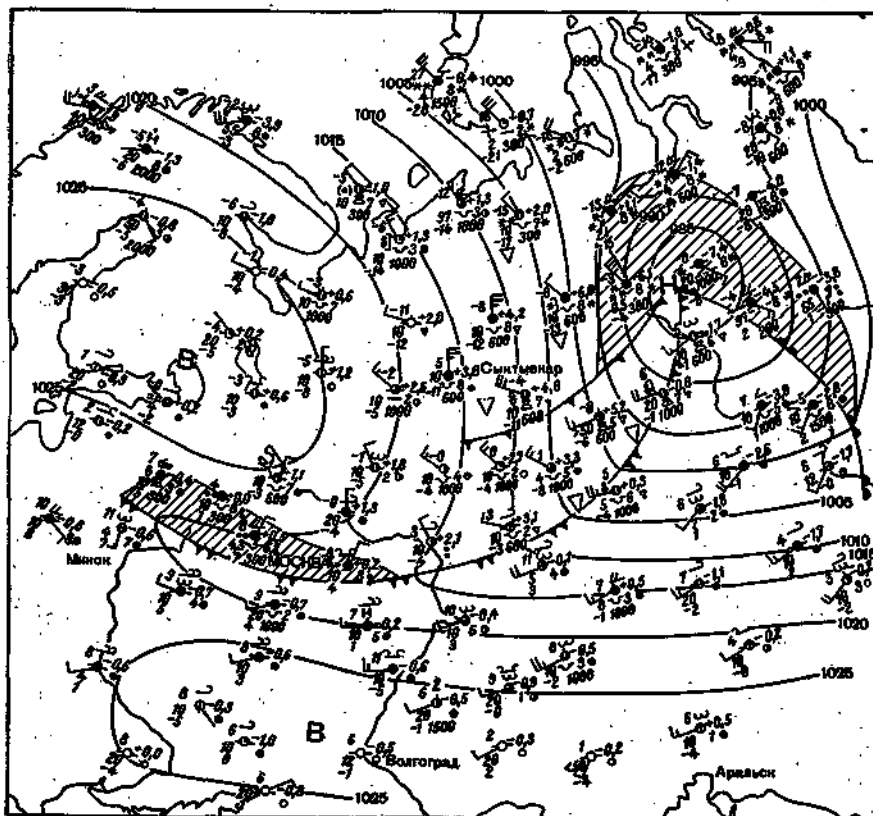


Рис. 95. Карта погоды, 3 часа 20 апреля 1962 г.

и далее на запад, немного южнее Казани и Москвы. Фронт движется с севера на юг и по направлению изобар в холодном воздухе. По их положению относительно линии холодного фронта мы можем сказать, на каком участке фронт движется быстро и на каком медленно. Он перемещается более быстро на участке Самарово — Казань и медленно на участке Казань — Москва — Витебск, так как нормальная к фронту составляющая градиентного ветра в холодном воздухе на первом из указанных участков

больше, чем на втором. Это видно по тому, что на участке Самарово — Казань изобары со стороны холодного воздуха подходят к линии фронта почти под прямым углом, тогда как на остальном участке изобары почти параллельны линии фронта.

Скорость движения холодных фронтов существенно влияет на профиль фронтальной поверхности, а также на характер облачности и осадков в зоне фронта. Замедляющее действие трения о подстилающую поверхность приводит к тому, что в нижних сотнях метров холодный воздух отстает в своем движении от выше лежащих слоев. Благодаря этому, как показано на левой части рис. 88, угол наклона поверхности холодного фронта в своей нижней части всегда бывает более крутой, чем у теплого фронта. Вообще же наклон поверхности медленно движущегося холодного фронта бывает всегда меньше наклона быстро движущегося фронта.

В связи с изложенным принято различать холодные фронты первого и второго рода.

К холодному фронту первого рода относится медленно движущийся фронт. В этом случае теплый воздух медленно восходит вверх по вторгающемуся под него клину холодного воздуха (рис. 96). Вследствие этого над фронтальной поверхностью образуются сначала слоисто-дождевые облака (Ns), переходящие на некотором расстоянии от линии фронта в высоко-слоистые (As) и перисто-слоистые (Cs). Осадки начинаются у самой линии фронта и продолжаются после прохождения фронта, т. е. после наступившего похолодания. Ширина зоны зафронтальных осадков составляет 100—200 км.

Таким образом, по своей структуре холодный фронт первого рода сходен с теплым фронтом, но только все явления протекают в обратном порядке. Однако имеются и существенные отличия от описанной схемы. Так как поверхность этого фронта в своей нижней части является более крутой, чем поверхность теплого фронта, то восходящее движение у клина холодного воздуха бывает в ряде случаев очень активным. Это приводит к образованию вдоль фронта мощных кучево-дождевых облаков с грозами и ливневыми осадками, которые с наступлением похолодания переходят в обложные. В зоне осадков под фронтальной поверхностью почти всегда образуются очень низкие разорванно-дождевые облака. По мере отхода фронта нижняя граница облачности постепенно повышается.

Ветер после прохождения фронта резко поворачивает вправо и становится слабее по сравнению с предфронтальным ветром. Давление перед фронтом падает, за фронтом плавно растет. Данный тип фронта наблюдается, как это видно на рис. 95, на периферии циклонов.

Часто холодные фронты первого рода настолько замедляют свое движение, что становятся на некоторое время малоподвиж-

ными, а затем перемещаются в обратном направлении, т. е. превращаются в теплые фронты.

Холодный фронт второго рода — это быстро движущийся фронт. Он имеет довольно крутой профиль в нижнем слое, поэтому в «голове» клина холодного воздуха господствуют нисходящие движения. Быстрое движение холодного воздуха

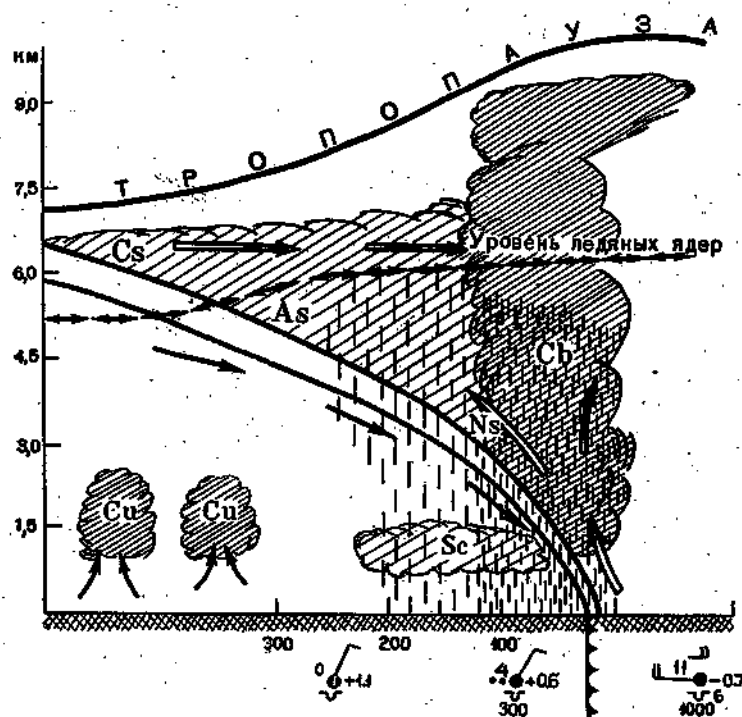


Рис. 96. Профиль холодного фронта первого рода.

приводит к очень бурному вытеснению предфронтального теплого воздуха и, как следствие этого, к мощному развитию кучево-дождевых облаков (рис. 97), особенно в теплую половину года. Кучево-дождевые облака обычно вытягиваются вперед, по направлению ветра на больших высотах, на 100—300 км от линии фронта. Эта передняя часть облачной системы проявляется в виде перисто-слоистых и перисто-кучевых, а также чечевицеобразных высоко-кучевых облаков. Появление на небе самых разнообразных форм облаков на различных высотах придает ему хаотический вид, что может служить признаком быстро движущегося холодного фронта. У самой же линии фронта

кучево-дождевые облака сопровождаются шкваловыми вихрями с разрушительными скоростями ветра и грозами.

Можно сказать, что для авиации холодные фронты второго рода представляют особо большую опасность. Но ширина опасной зоны обычно небольшая, примерно 50 км.

Давление перед фронтом падает; но обычно слабее, чем перед активными теплыми фронтами; с прохождением фронта давление резко повышается.

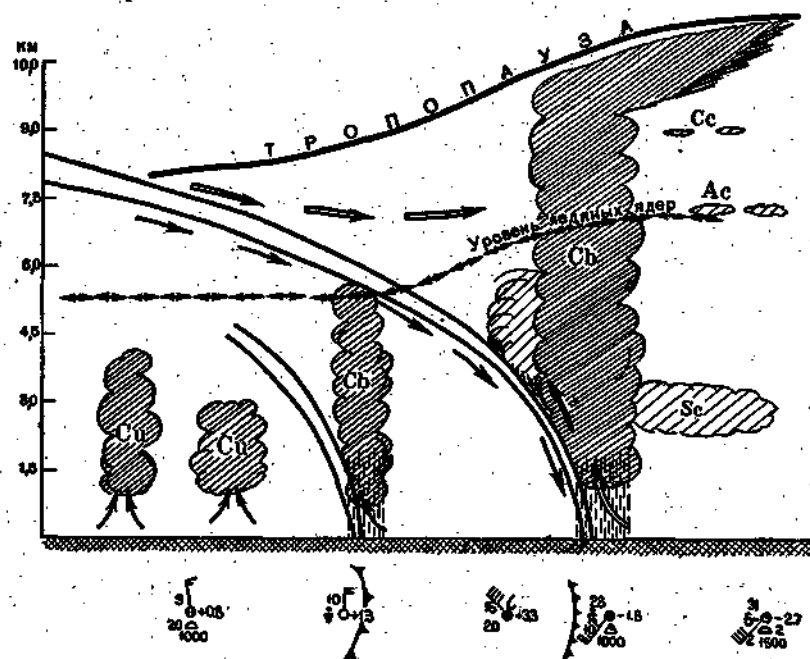


Рис. 97. Профиль холодного фронта второго рода.

Ветер у поверхности земли перед фронтом вращается влево. После прохождения фронта наступает резкий поворот ветра вправо и значительное его усиление, до характера бури. Благодаря нисходящим движениям в холодном воздухе после прохождения фронта наступает прояснение. Но спустя некоторое время проходят вторичные холодные фронты, за которыми следует более значительное похолодание. Эти фронты также вызывают образование Ci и Cb и выпадение ливневых осадков.

Вертикальная мощность облаков на холодных фронтах и образование на них гроз и ливней находятся в тесной зависимости от времени суток. Наиболее ярко выражены эти явления летом во второй половине дня. Поэтому нередко встречаются

случаи, когда один и тот же фронт в утренние часы вызывает лишь образование низкой облачности типа Sc, днем он дает мощные облака Cb с грозами, а вечером снова вызывает лишь кратковременное увеличение облаков нижнего и среднего ярусов. Но все это больше всего характерно для быстро движущихся фронтов.

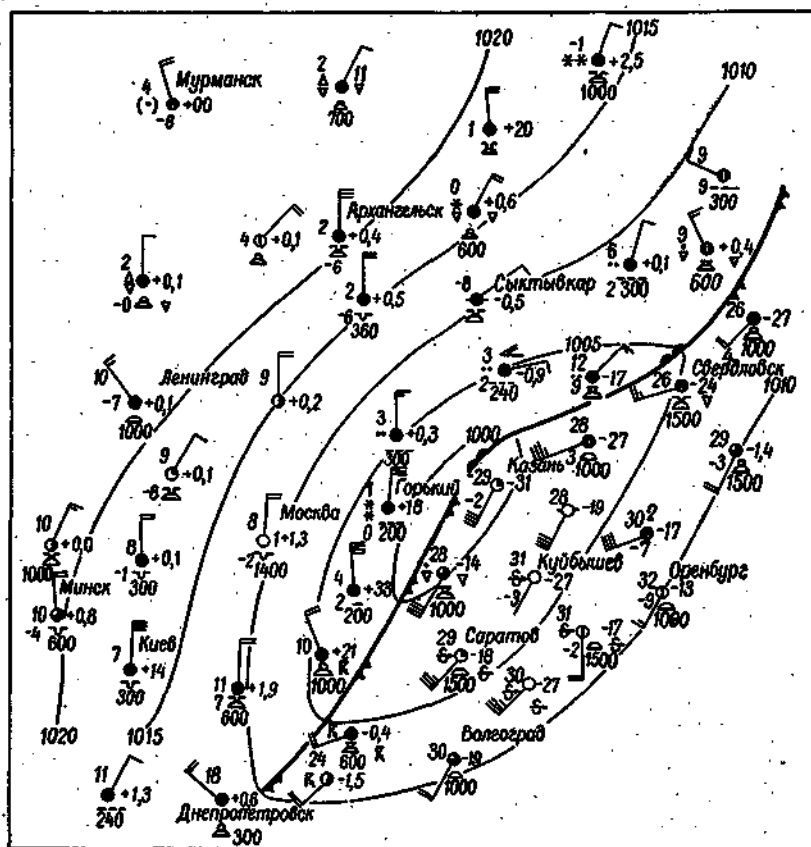


Рис. 98. Карта погоды, 3 часа 22 мая 1959 г.

щихся фронтов. Если теплый воздух очень беден влагой, что бывает при длительной засушливой погоде на континенте, то образования мощных кучево-дождевых облаков и ливней на фронте не происходит либо они появляются лишь на отдельных его участках. Но в таких случаях приближение холодного фронта всегда вызывает значительное усиление ветра и возникновение пыльных бурь.

Примером такого положения может быть случай, показанный на рис. 98. В 3 часа 22 мая 1959 г. резко выраженный фронт проходит примерно от Свердловска на запад, между Казанью и Горьким, далее на юго-запад, по направлению к Одессе. На участке Горький — Свердловск этот фронт играет роль теплого фронта; до этого срока он был медленно движущимся холодным фронтом. От Горького в юго-западном направлении этот фронт является типичным холодным фронтом; его можно отнести к холодному фронту второго рода. На территории, лежащей к востоку от этого фронта, погода обусловлена очень теплой воздушной массой. Дневная температура в этом воздухе находится в пределах 28—32°. Здесь господствует сильный юго-западный ветер, вызывающий во многих местах пыльные бури; почти повсеместно наблюдается падение давления. Лишь местами фронт дает ливневые осадки.

К западу от линии фронта наблюдается резкое понижение температуры: например, в Москве температура воздуха всего лишь 8°, а в Горьком только 1° тепла. Ветер здесь северный или северо-западный, несколько слабее, чем в теплом воздухе; давление растет.

Зимой при прохождении холодных фронтов второго рода отмечаются сильные снегопады, «бураны», т. е. метели при видимости до нуля. Но по продолжительности такая погода может быть всего лишь в пределах одного часа, после чего наступает полное прояснение и значительное улучшение видимости.

В это же время года над континентом холодные фронты часто бывают маскированными и трудноразличимыми на синоптической карте. Это выражается в том, что температура при прохождении фронта не понижается, а повышается. Последнее возможно в тех случаях, когда холодный воздух, перемещаясь с моря, имеет внизу, до высоты 100—200 м, более высокую температуру, чем воздух на суше, сильно охлажденный от подстилающей поверхности. Но с высоты 500—1000 м пришедший с моря воздух оказывается значительно холоднее континентального, и поэтому в облаках и осадках, а также по изменению давления фронт проявляет себя как холодный.

Фронты окклюзии

Фронтом окклюзии называется комплексный фронт, представляющий собой сочетание холодного и теплого фронтов. Как будет показано ниже, образование такого фронта происходит в процессе окклюдирования циклона, когда быстро движущийся холодный фронт в тыловой части циклона нагоняет теплый фронт передней части циклона.

Рассмотрим рис. 99, на котором представлен вертикальный разрез фронта окклюзии. Двойные наклонные линии изобра-

жают на этом рисунке фронтальные поверхности, из которых одна (справа), пересекающаяся с поверхностью земли, является поверхностью теплого фронта; вторая, пересекающаяся с этой поверхностью на некоторой высоте, — поверхностью холодного фронта. Мы видим, что в зоне фронта окклюзии взаимодействуют три воздушные массы. Две из них, занимающие пространство перед теплым фронтом, а также за холодным фронтом, являются холодными воздушными массами. Третья воздушная масса, вытесненная вверх от поверхности земли, является теплой воздушной массой.

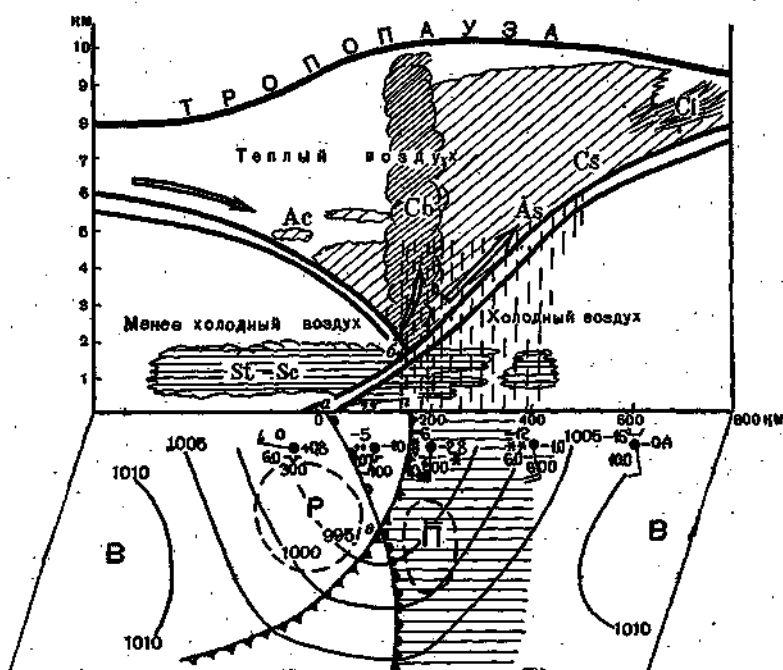


Рис. 99. Профиль окклюзии характера теплого фронта.

Холодный воздух впереди и позади фронта окклюзии почти никогда не бывает однородным по своим термическим свойствам. В данном случае холодный воздух, движущийся слева, за холодным фронтом, является менее холодным, чем холодный воздух, располагающийся справа, перед теплым фронтом. Именно поэтому поверхность холодного фронта оказалась над поверхностью теплого фронта.

Рассмотренный комплексный фронт называется окклюзией характера теплого фронта или теплым фронтом окклюзии.

Фронт
частично
и с
ли
зку
зию
ый
иния
г. пч

(рис. 100). Значит, здесь мы имеем нижний и верхний теплый фронт. Облачная система теплого фронта в этом размывается, начиная с ее нижних частей. Но по мере того как холодный клин все более вытесняет в высокие слои поверхность теплого фронта, перед ним могут развиваться самостоятельные кучево-дождевые облака. Эти облака образуются благодаря вытеснению прежнего холодного воздуха переднего клина, который стал значительно теплее воздуха тылового клина. В подобных случаях фронт окклюзии сопровождается хорошо выраженными предфронтальными ливнями и грозами. Окклюзии характера холодного фронта типичны для нашей территории в теплое время года, когда они создают те же условия погоды, что и основные холодные фронты.

Влияние орографии на воздушные течения и фронты

Влияние рельефа местности на воздушные течения и фронты и в связи с этим на состояние погоды очень разнообразно. Воздух вообще стремится обтекать горные препятствия в горизонтальном направлении, благодаря этому скорости перемещения фронта на отдельных участках бывают различными и линия фронта приобретает извилистый характер. Различный же характер вертикальных движений с наветренной и подветренных сторон возвышенностей меняет профиль фронта, что в свою очередь сказывается на образовании облачности и осадков.

Рассмотрим основные виды влияния орографии на фронты. Холодные фронты свободно переваливают только через сравнительно невысокие горы. Если же на пути движения фронта встречаются высокие горы, то линия фронта огibtает их с двух сторон. Примером этого может служить продвижение холодного фронта в Закавказье (рис. 101). В данном случае холодный воздух распространяется в Закавказье как со стороны Черного моря, так и со стороны Каспийского моря. Постепенно отдельные ветви холодного фронта смыкаются и теплый воздух вытесняется в верхние слои. Образовавшийся при смыкании новый фронт называется орографической окклюзией.

Весьма благоприятные условия для образования орографических окклюзий имеются над системой мощных горных хребтов в Центральном Таджикистане. Линия холодного фронта имеет при этом вид, изображенный на рис. 102. Вертикальный разрез атмосферы при данной ситуации изображен на рис. 103. Холодный воздух, обгибая горный массив, вынуждает теплый воздух интенсивно подниматься по зажимающему его клину холодного воздуха и склонам горного хребта. Если при этом воздух является достаточно влажным, как это чаще бывает ранней весной и иногда в начале лета, то этот процесс сопровождается грозовыми ливнями. Грозы при

отмечаются малоподвижностью, особенно у высоких и достаточно крутых склонов хребта, и при этом бывают продолжительными.

На рис. 104 схематически показано, что происходит с облачностью и осадками по мере приближения холодного фронта к хребту и при его переваливании через хребет. Мы видим, что при приближении фронта к хребту происходит расширение зоны предфронтальных осадков вследствие зажатия теплого воздуха между фронтом и хребтом и его вытеснения вверх (рис. 104, а).

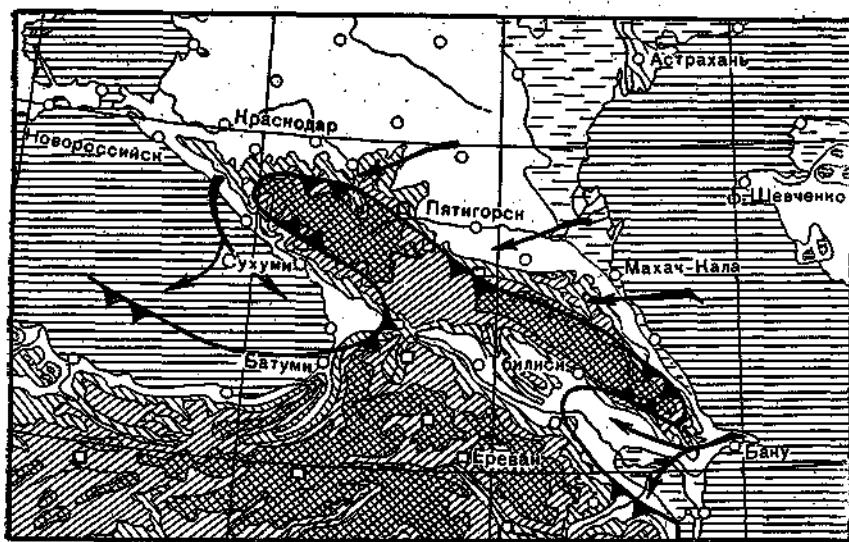


Рис. 101. Деформация холодного фронта при обтекании холодным воздухом Кавказского хребта.

По мере продвижения линии фронта к хребту, а затем по хребту к вершине зона осадков сужается, так как часть фронтальной облачности размывается вследствие нисходящих движений воздуха на подветренных склонах хребта (рис. 104, б).

После того как холодный воздух перевалит через горы, облачность и осадки на фронте восстанавливаются лишь на некотором расстоянии от хребта (рис. 104, в).

При подходе теплого фронта, ориентированного параллельно хребту, непосредственно перед хребтом усиливаются восходящие движения. Это приводит к увеличению мощности облаков и интенсивности осадков (рис. 104, г). На подветренной стороне облачная система теплого фронта нередко бывает разделенной на несколько отдельных слоев, между которыми наблюдаются «сухие» прослойки. Установлено, что такое явление часто

наблюдается в районе Свердловска и в других местах восточнее Уральского хребта, т. е. на подветренной его стороне по отношению к преобладающему западному потоку. В этих случаях воз-

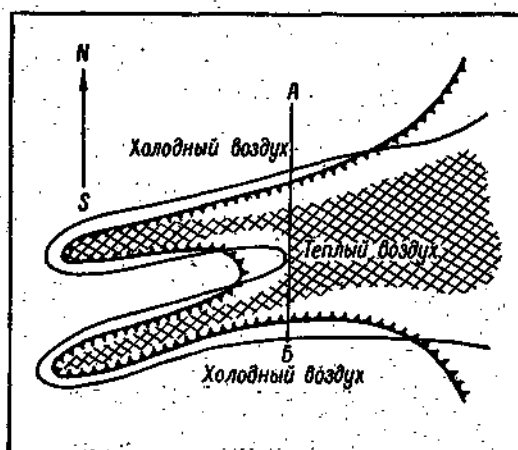


Рис. 102. Схема обтекания холодной воздушной массой горных хребтов в Центральном Таджикистане.

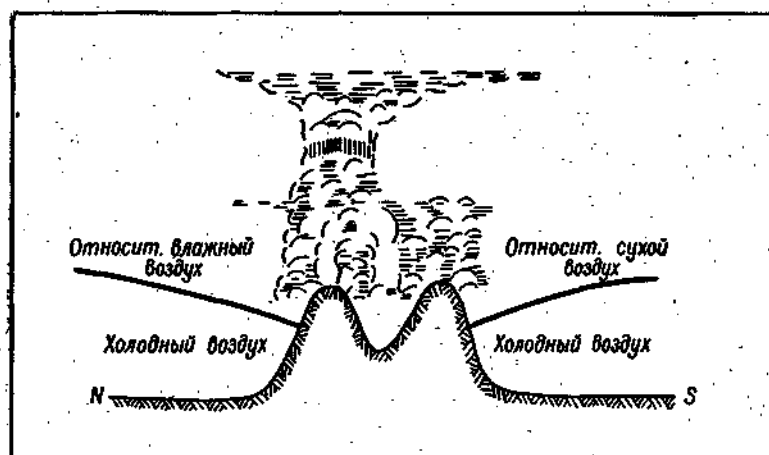


Рис. 103. Образование орографической окклюзии (вертикальный разрез).

никают подветренные волны, которые характеризуются сменой по высоте знака вертикальных движений. Именно это обстоятельство способствует разрушению облачных систем $Ns - As$; в результате этого за хребтом наблюдается расслоение облач-

ности на несколько тонких слоев, размывание нижних облачных слоев и зоны осадков. Однако такое расслоение происходит лишь при определенных направлениях ветра. Оно наиболее вероятно в тех случаях, когда ветер дует перпендикулярно к хребту или отклоняется от этого направления не более чем на 30° , т. е. при направлениях ветра $240-300^\circ$. При этом имеется в виду направление ветра на высоте около 3 км.

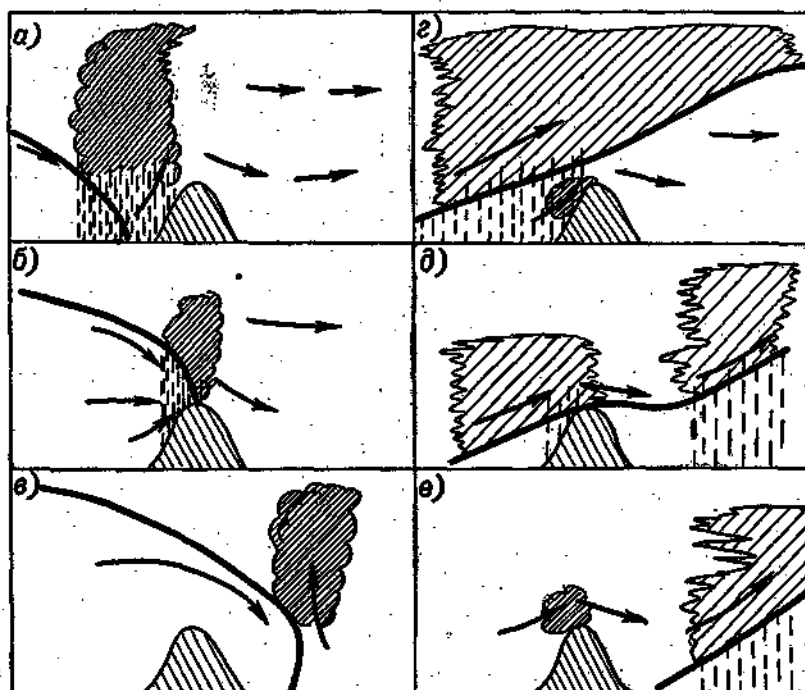


Рис. 104. Схемы переваливания холодных и теплых фронтов через горы.

В тех случаях, когда воздушные потоки параллельны хребту или составляют с ними небольшой угол, на теплых фронтах наблюдается сплошная мощная облачность. Когда же фронт приближается к хребту настолько, что теплые массы воздуха занимают его вершину, обычно происходит раздвоение зоны осадков. Часть этих осадков остается на наветренной стороне гор. На подветренной же стороне хребта при нисходящих движениях облака размываются и зона осадков образуется лишь на некотором удалении от хребта, где восстанавливается нормальный наклон фронтальной поверхности (рис. 104, д).

В последующей стадии клин холодного воздуха перед хребтом исчезает. На подветренной стороне облака либо совсем отсутствуют, либо наблюдаются отдельные высоко-кучевые. На значительном расстоянии от хребта происходит часто полное восстановление фронта и по своей структуре он существенно не отличается от обычного теплого фронта (рис. 104, е).

§ 3. ЦИКЛОНЫ И АНТИЦИКЛОНЫ

Ежедневный анализ синоптических карт показывает, что атмосфера всегда бывает в возмущенном состоянии, особенно в умеренных широтах. Оно проявляется в постоянном возникновении, развитии и затухании обширных вихрей, называемых циклонами и антициклонами. При этом, как нам уже известно, циклонические возмущения в барическом поле выражаются пониженным давлением в центре с движением воздуха против часовой стрелки. Антициклонические возмущения, наоборот, характеризуются повышенным давлением в центре с системой ветра по часовой стрелке. *В северном полушарии.*

Размеры циклонов и антициклонов бывают самыми различными, это зависит от стадии развития каждого возмущения. В умеренных широтах диаметры хорошо развитых циклонов чаще всего составляют около 1000 км, а антициклонов — около 2000 км. Скорости движения этих возмущений также бывают самыми различными, от 0 до 80—100 км/час, а иногда и больше, что также зависит от стадии их развития. В среднем над Европой и Азией циклоны движутся со скоростью около 30 км/час, над Северной Америкой — около 45 км/час. Примерно такие же скорости перемещения наблюдаются и у антициклонов, хотя последние более часто, чем циклоны, бывают малоподвижными. Вообще скорости циклонов и антициклонов в холодную половину года, как правило, больше, чем в теплую. Преобладающим является направление их движения с запада на восток, причем для циклонов характерно отклонение их траектории к северу, для антициклонов — к югу.

Так как циклоны приносят с собой в общем пасмурную погоду с осадками, а антициклоны — ясную погоду, то в тех местах земного шара, где чаще всего проходят циклоны, преобладает пасмурная погода с осадками; там, где более часто удерживаются антициклоны, преобладает малооблачная сухая погода. В тех районах, где одинаково часто проходят различные возмущения, преобладает неустойчивый, переменный характер погоды, что наиболее типично для умеренных широт.

Образование циклонов, стадии их развития

Образование циклонов, а также антициклонов связано самым тесным образом с существованием в тропосфере больших горизонтальных контрастов температуры, т. е. высотных фрон-

тальных зон. Последние же, как известно, образуются при сближении различных воздушных масс тропосферы, из которых одна является холодной, а другая — теплой.

В частности, фронтальные зоны образуются при сближении арктического воздуха и воздуха умеренных широт, а также воздуха умеренных широт и тропического воздуха.

Рассмотрим сначала, как образуются во фронтальной зоне циклоны и как при этом изменяется барическое поле у поверхности земли и на высотах. При этом на соответствующих рисунках, вверху (а) показывается схематично приземное барическое поле, а внизу (б) — барическое поле на уровне поверхности 700 мб (около 3 км).

Первая стадия — образование волны. Предположим, что над некоторой достаточно обширной территорией образовалась высотная фронтальная зона, которой у поверхности земли соответствует фронт. Допустим, что в холодном воздухе, расположенном к северу от линии фронта, дует восточный ветер, а в теплом воздухе, к югу от фронта, — западный, т. е. по ту и другую сторону от фронта ветры строго параллельны линии фронта. В таком случае фронт является неподвижным, стационарным и никаких вертикальных движений воздуха вдоль фронтальной поверхности не наблюдается. В реальных условиях совершенно неподвижных фронтов не бывает или они могут быть неподвижными лишь на каком-то сравнительно небольшом участке и в течение небольшого промежутка времени. В действительности всегда имеются причины, создающие как в холодной, так и в теплой воздушной массе нормальные к фронту составляющие ветра. Благодаря этому на одном участке фронт продвигается в сторону теплого воздуха и поэтому ведет себя как холодный фронт, на другом же участке он движется в сторону холодного воздуха и, следовательно, ведет себя как теплый фронт. Таким образом на бывшем стационарном фронте возникает волна (рис. 105, а). С этого момента теплый воздух начинает подниматься по клину отступающего холодного воздуха,

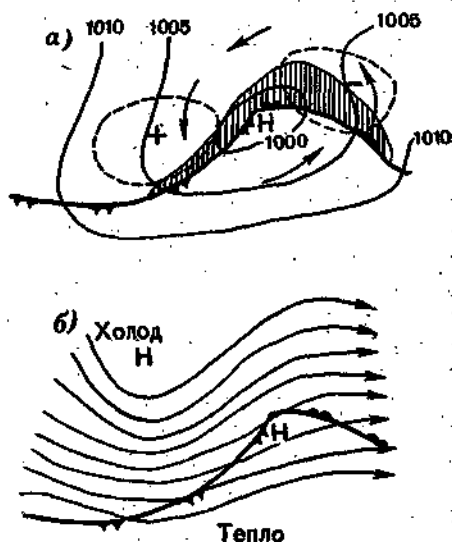


Рис. 105. Первая стадия развития циклона, или стадия волны.

В таком случае фронт является неподвижным, стационарным и никаких вертикальных движений воздуха вдоль фронтальной поверхности не наблюдается. В реальных условиях совершенно неподвижных фронтов не бывает или они могут быть неподвижными лишь на каком-то сравнительно небольшом участке и в течение небольшого промежутка времени. В действительности всегда имеются причины, создающие как в холодной, так и в теплой воздушной массе нормальные к фронту составляющие ветра. Благодаря этому на одном участке фронт продвигается в сторону теплого воздуха и поэтому ведет себя как холодный фронт, на другом же участке он движется в сторону холодного воздуха и, следовательно, ведет себя как теплый фронт. Таким образом на бывшем стационарном фронте возникает волна (рис. 105, а). С этого момента теплый воздух начинает подниматься по клину отступающего холодного воздуха,

вследствие чего перед теплым фронтом образуются облака и осадки. Здесь же будет происходить и падение давления.

С тыловой же части волны холодный воздух будет подтекать под отступающий перед ним теплый воздух, что приведет к образованию облаков и осадков, типичных для холодного фронта. Область роста давления (положительные барические тенденции) будет при этом располагаться за холодным фронтом. В вершине волны, где меняется знак фронта (теплый переходит в холодный), давление оказывается уже пониженным по сравнению с окружающим районом, поэтому вблизи вершины волны можно провести самостоятельную изобару. Система ветров в области волны имеет уже определенно циклонический характер.

Так зарождается циклон. Волна на малоподвижном фронте есть первая стадия развития циклона.

Волновое возмущение, возникшее у поверхности земли, находится в тесной связи с определенными изменениями барического и термического полей на высотах. На рис. 105 б проведены изогипсы AT_{700} , соответствующие стадии волны¹. Они показывают, что над передней частью приземного циклона образовался высотный гребень, а в тыловой части образовалась ложбина. При этом центральная и передняя части приземного циклона находятся под зоной расходимости (дивергенции) изогипс, т. е. под дельтой высотной фронтальной зоны; тыловая же часть волнового возмущения находится под зоной сходимости изогипс (конвергенции), т. е. под входом фронтальной зоны.

Возникшее волновое возмущение во многих случаях не превращается в настоящий циклон, а быстро перемещается вдоль основного фронта в направлении потока теплой воздушной массы и постепенно затухает. В этом случае волна называется устойчивой. Такими являются волны, имеющие в длину несколько сот километров (во всяком случае, меньше 1000 км). Несмотря на это, их значение для погоды исключительно велико. Достаточно сказать, что такие чрезвычайные явления теплого периода года, как *сильные грозы, сопровождающиеся градобитиями, шквалами и смерчами, в большинстве случаев вызваны прохождением через данный район центральной части волнового возмущения*. Поэтому для своевременного выявления районов возникновения волн и определения направления их перемещения требуется особо пристальное внимание. Но большинство волн, раз возникнув, продолжают развиваться и постепенно превращаются в обширные циклоны. Такие волны называются неустойчивыми.

Вторая стадия — молодой циклон. В этой стадии циклон у поверхности земли представляется в виде нескольких замкну-

¹ Изогипсы проводятся на схемах в виде стрелок в целях более наглядного представления о направленности воздушных течений на высотах.

тых изобар (рис. 106, а). Давление в его центре по сравнению с давлением в центре предыдущей стадии понизилось на 10—15 мб. Амплитуда волны значительно увеличилась, вследствие чего хорошо оформился теплый сектор циклона. Центр пониженного давления, как и в первой стадии, совпадает с вершиной теплого сектора. Изобары в этом секторе имеют почти прямую форму и изламываются при переходе через холодный и теплый фронты. В передней части циклона, перед теплым фронтом, наблюдается область больших отрицательных барических тенденций (область падения давления). Внутри теплого сектора давление также падает, но не так сильно, как перед теплым фронтом. В тылу циклона, за холодным фронтом, имеется область положительных барических тенденций (область роста давления). Однако если циклон сильно углубляется, то падение давления может охватить и тыловую часть циклона. Но все же и в этом случае наибольшее падение давления будет иметь место перед теплым фронтом, а наименьшее — за холодным фронтом.

Циклон в этой стадии уже хорошо обнаруживается на высоте до 5 км, но центр его на этой высоте еще смещен по отношению к приземному центру в сторону холодного воздуха (рис. 106, б). Поэтому над приземным циклоном по-прежнему наблюдается широкая зона изогипс, очерчивающих высотный барический гребень. В тыловой части циклона имеется хорошо выраженная ложбина, ось которой располагается за линией холодного фронта на расстоянии несколько сот километров. Изогипсы в области ложбины сходятся (конвергируют) и поэтому более сгущены, чем в области гребня. Это значит, что на высотах за линией холодного фронта ветер отличается большей скоростью, чем в зоне теплого фронта.

Третья стадия — окклюдирование циклона. Холодный фронт циклона, обычно движущийся быстрее теплого фронта, постепенно нагоняет его. Поэтому наступает момент, когда эти фронты смыкаются (рис. 107, а). Такое смыкание почти всегда начинается в центральной части циклона и постепенно распро-

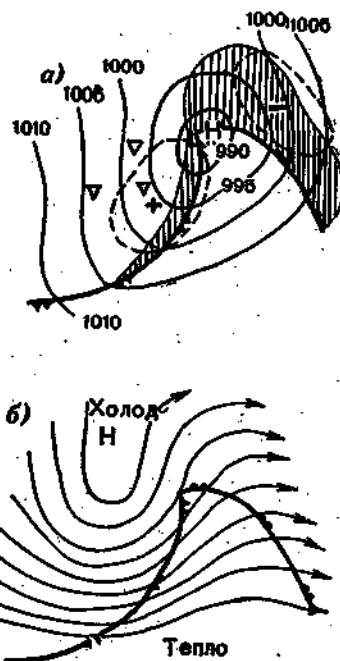


Рис. 106. Вторая стадия, или стадия молодого циклона.

страняется на его периферию. Благодаря этому теплый воздух оттесняется от поверхности земли в более высокие слои. Этот процесс называется окклюзией (окклюдирование) циклона, а образовавшийся комплексный фронт — фронтом окклюзии. Распределение температуры у поверхности земли в окклюдированной части циклона становится более или менее однородным (симметричным).

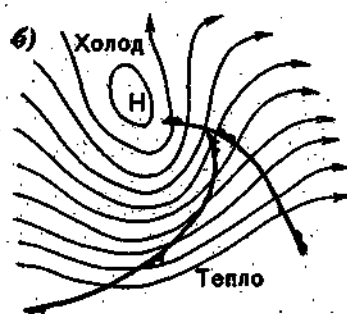
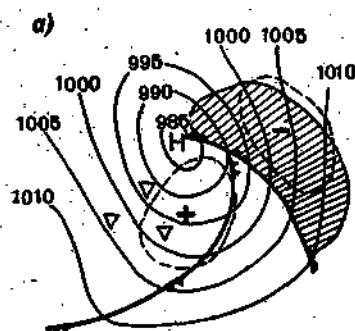


Рис. 107. Третья стадия — циклон, достигший максимального развития.

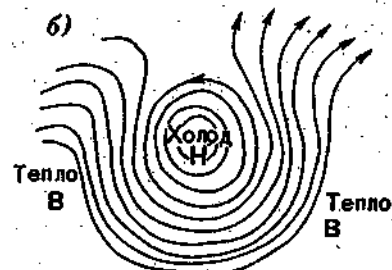
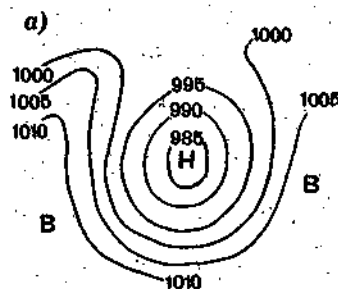


Рис. 108. Четвертая стадия — заполняющийся старый циклон.

Ко времени окклюзии циклон достигает наибольшей глубины, после чего начинается постепенное его заполнение. Наибольшее падение давления у поверхности земли наблюдается теперь впереди точки окклюзии, а наибольший рост — позади нее; в центральной части циклона в связи с общим понижением температуры происходит рост давления.

Замкнутая циклоническая циркуляция на этой стадии распространяется до высот более 5 км, т. е. охватывает уже значительную часть верхней половины тропосферы (рис. 107, б). Однако центр циклона на высотах еще несколько смещен в сторону холодного воздуха. По-прежнему наибольшее сгущение

изогипс и, следовательно, наиболее сильные ветры наблюдаются над тыловой частью циклона. В передней части циклона изогипсы более разрежены и имеют антициклоническую кривизну. Следует обратить внимание на наибольшую расхожимость (дивергенцию) изогипс, имеющую место в районе точки окклюзии.

Четвертая стадия — заполняющийся старый циклон. В этой стадии холодные массы воздуха занимают уже всю центральную часть циклона (рис. 108, а), а циклоническая циркуляция распространяется по вертикали до стратосферы. При этом происходит почти полное совмещение приземного и высотного барических центров (рис. 108, б). Циклон в данной стадии является высоким и холодным барическим образованием. Давление у поверхности земли в области циклона повсеместно растет, что указывает на постепенное заполнение циклона.

Стадии развития антициклонов

Образование антициклонов так же, как и циклонов, связано с высотными фронтальными зонами. Но если в образовании и развитии циклонов самое деятельное участие принимают фронты, обнаруживаемые на приземных синоптических картах, то в антициклонах такие фронты, как правило, отсутствуют.

Антициклоны обычно формируются в однородных воздушных массах. В их развитии принято различать три стадии: первая — молодой низкий антициклон, вторая — антициклон, достигший максимального развития, третья — разрушающийся старый антициклон. Рассмотрим эти стадии.

Первая стадия — молодой антициклон. Он образуется в холодном воздухе, вторгающемся в тылу циклона, за холодным фронтом. В этой стадии антициклон обычно представляется лишь в виде гребня без замкнутых изобар. Фронт у поверхности земли проходит несколько южнее гребня (рис. 109, а). Хотя антициклон сформирован в однородном холодном воздухе, но не везде этот воздух имеет одинаковые температуры. В западной части антициклона, где холодный воздух движется с юга, его температура несколько выше, чем в восточной части антициклона, где воздух движется с севера. На небольшой высоте антициклон быстро затухает, и уже на уровне около 3 км и выше над приземным антициклоном или гребнем изогипсы принимают лишь волнообразную форму. При этом барический гребень на высотах по отношению к центру приземного антициклона смещен к западу, т. е. к теплой части антициклона. Над самым же центром антициклона располагается высотная ложбина, где происходит сходимоссть (конвергенция) воздушных течений. Вследствие этого здесь наблюдается наибольшее сближение изогипс и, следовательно, наиболее сильные ветры (рис. 109, б).

Вторжение холодного, т. е. более тяжелого, воздуха в передней (восточной) части антициклона, с одной стороны, и конвергенция высотных воздушных течений — с другой, вызывают нисходящие движения воздуха и рост давления над большей частью антициклона. Это обстоятельство способствует усилению антициклона в нижних слоях атмосферы.

Вторая стадия — максимальное развитие антициклона. Антициклон у поверхности земли очерчивается несколькими замкну-

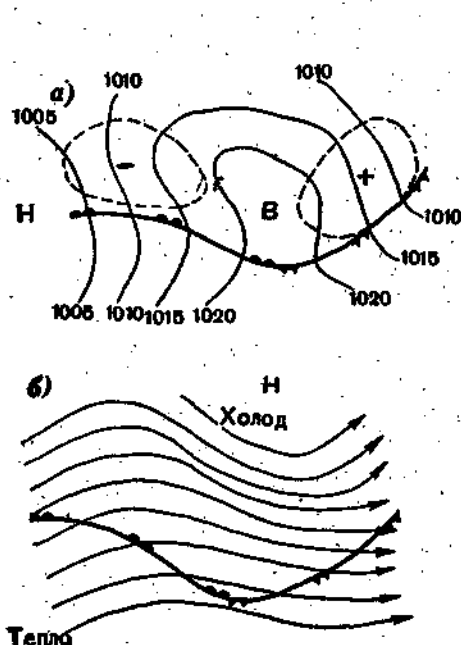


Рис. 109. Первая стадия развития антициклона, или молодой антициклон.

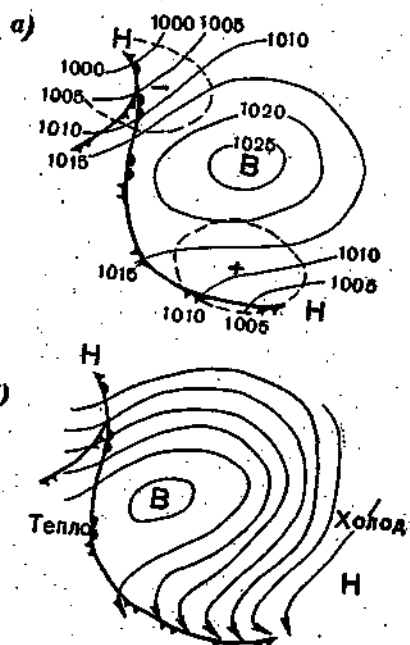


Рис. 110. Вторая стадия — антициклон, достигший максимального развития.

тыми изобарами (рис. 110, а). В нижних слоях тропосферы он по-прежнему располагается в массах холодного воздуха, но в тыловой части антициклона, где воздух движется уже в виде южного или западного потока, температура его может быть значительно выше, чем в передней части антициклона.

В средних и верхних слоях тропосферы в области антициклона господствуют еще нисходящие движения, которые способствуют повышению температуры над антициклоном. К тому же в верхних слоях начинает поступать относительно теплый воздух из области соседнего (обычно с запада) нового циклона. Вследствие этого высотный гребень тепла располагается ближе к центру антициклона, а область холода оттесняется к востоку

(рис. 110, б). В этой стадии в передней (восточной) части антициклона давление еще продолжает расти, но меньше, чем в первой стадии. В тыловой (западной) части антициклона давление уже падает. К концу этой стадии давление в центре антициклона у поверхности земли достигает максимального значения.

Третья стадия — разрушающийся старый антициклон (рис. 111, а). Давление в области антициклона повсеместно падает. Центры антициклона внизу иверху почти совпадают (рис. 111, б), а это указывает на то, что антициклон превратился в высокое теплое образование. Если внизу вблизи центральной части антициклона воздух еще находится в состоянии нисходящего движения (оседания), то в средних и верхних слоях тропосферы господствуют восходящие движения теплого воздуха, которые часто приводят к образованию перистой облачности.

Состояние погоды и положение тропопаузы в циклонах и антициклонах

Рассмотрим конкретные примеры, характеризующие типичные условия погоды в области циклонов и антициклонов.

Циклон 13 февраля 1962 г. Февраль является одним из характерных месяцев в году, когда над территорией Европы активно развивается циклоническая деятельность. При этом циклоны очень быстро движутся со стороны Норвежского моря на Европейскую территорию СССР, вызывая здесь сильные снегопады, метели и резкие колебания температуры.

Примером такого циклона является циклон, прошедший за сутки с 12 на 13 февраля 1962 г. со стороны Фарерских островов к Финскому заливу (рис. 112). Это был исключительно интенсивный циклон: за сутки он прошел расстояние свыше 1500 км, а давление в центре понизилось на 35 ммб. Циклон начал окклюдироваться, но теплый сектор охватывал еще значительную часть западных районов нашей территории, а также Западной Европы. Перед теплым фронтом в зоне шириной около 500 км наблюдалось ухудшение видимости до 500 м и менее. Это ухудшение вызвано было снегопадами при ветре 15—20 м/сек; здесь же располагалась область наибольшего падения давления, до

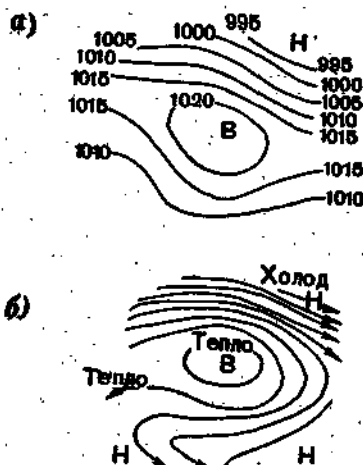


Рис. 111. Третья стадия — разрушающийся старый антициклон.

8,5 мм за 3 часа. Вблизи линии фронта в связи с повышением температуры до 0° снег переходил местами в дождь.

В теплом секторе при температуре $+1, +3^{\circ}$ появились разрывы в облаках, но некоторые станции отмечали осадки. Однако выпадающие осадки не являлись морозящими, как это чаще всего бывает зимой в теплой воздушной массе, а имели ливневый характер. Действительно, в отдельных случаях даже

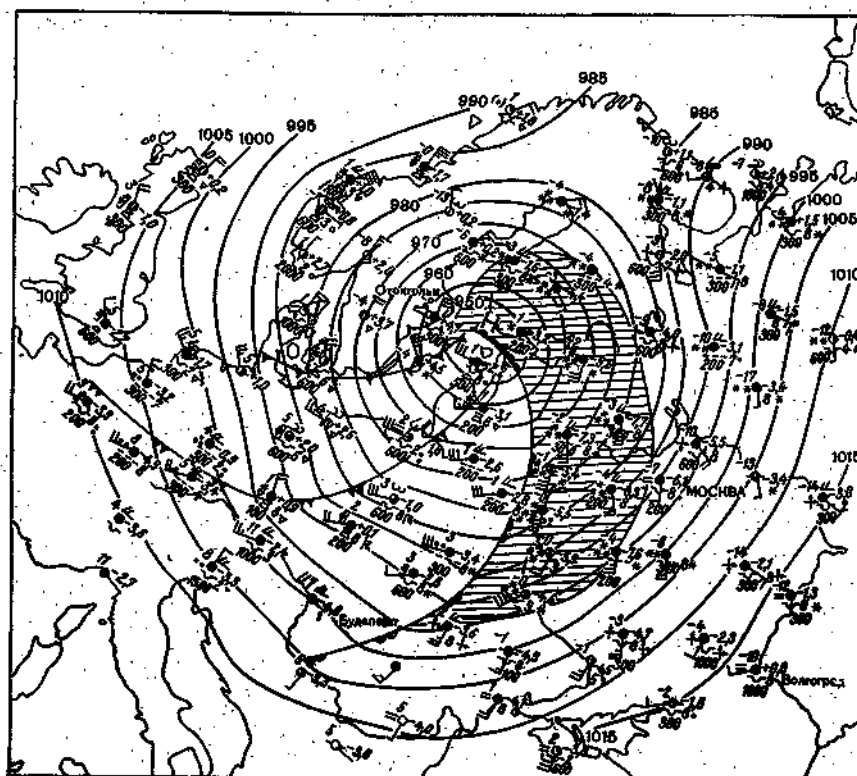


Рис. 112. Карта погоды, 3 часа 13 февраля 1962 г.

зимой теплый воздух имеет неустойчивую стратификацию, что и определяет собой ливневый характер осадков. В данном случае, по сообщениям многих наблюдателей, при сильном снегопаде перед теплым фронтом наблюдались грозовые разряды с кратковременными ударами грома. Поэтому на фоне облаков Ns—As происходило местами и образование Cb.

Основной холодный фронт циклона выражен недостаточно отчетливо, температура воздуха у поверхности земли как в хо-

лодном воздухе, так и в теплом почти одинакова ($+1$, $+4^\circ$). Зимой это явление в Западной Европе встречается часто, так как холодный воздух перед вступлением на континент прогревается внизу от теплой водной поверхности океана. Холодный фронт проводится в таких случаях по изменению направления ветра, по изменению барических тенденций, а также по характеру выпадающих осадков. Эти осадки были в виде кратковременного снегопада, сопровождавшегося местами грозowymi явлениями.

В температурном отношении гораздо отчетливее выражается вторичный холодный фронт. В рассматриваемом примере температура воздуха у поверхности земли вслед за вторичным холодным фронтом над Скандинавским полуостровом имеет отрицательные значения. Это тыловая часть циклона. Здесь происходит распространение с севера холодного арктического воздуха; температура у поверхности земли в этом воздухе местами достигает -13° . Однако на западном побережье полуострова, где холодный воздух движется над теплой водной поверхностью Норвежского моря, температура приземного слоя доходит до $+1^\circ$. Осадки в этом районе имеют хорошо выраженный ливневый характер.

На рис. 113 дан вертикальный разрез циклона, пересекающий его тыловую часть (Осло — Калининград), теплый сектор (Калининград — Минск) и переднюю часть (Минск — Курск — Калач).

Обращаем прежде всего внимание на положение тропопаузы. Наименьшая ее высота приходится на тыловую часть циклона, где произошло вторжение холодного воздуха. После пересечения поверхности холодного фронта, т. е. после перехода в теплую воздушную массу, тропопауза стала повышаться, достигнув максимальной высоты над теплым сектором циклона. Затем, приблизительно от линии теплого фронта, тропопауза снова пошла на снижение. Следовательно, при пересечении циклона тропопауза испытывает волнообразные колебания. Участок тропопаузы с наибольшей высотой называют гребнем волны, участок с наименьшей ее высотой — долиной волны тропопаузы. Наиболее низкие температуры на тропопаузе наблюдаются на гребне волны, в данном случае около -70° ; наиболее высокие — в долине волны, около -55° .

Очевидно, чем больше контрасты температур воздушных масс, циркулирующих в области циклона, тем большие изменения высоты будет претерпевать тропопауза. Наиболее значительные изменения наблюдаются при пересечении поверхности холодного фронта.

Фронтальные поверхности и поверхность тропопаузы изображены на рис. 113 в виде двойных линий, чтобы показать, что они являются переходными слоями некоторой толщины. Заметим, что на определенных высотах фронтальные поверхности могут

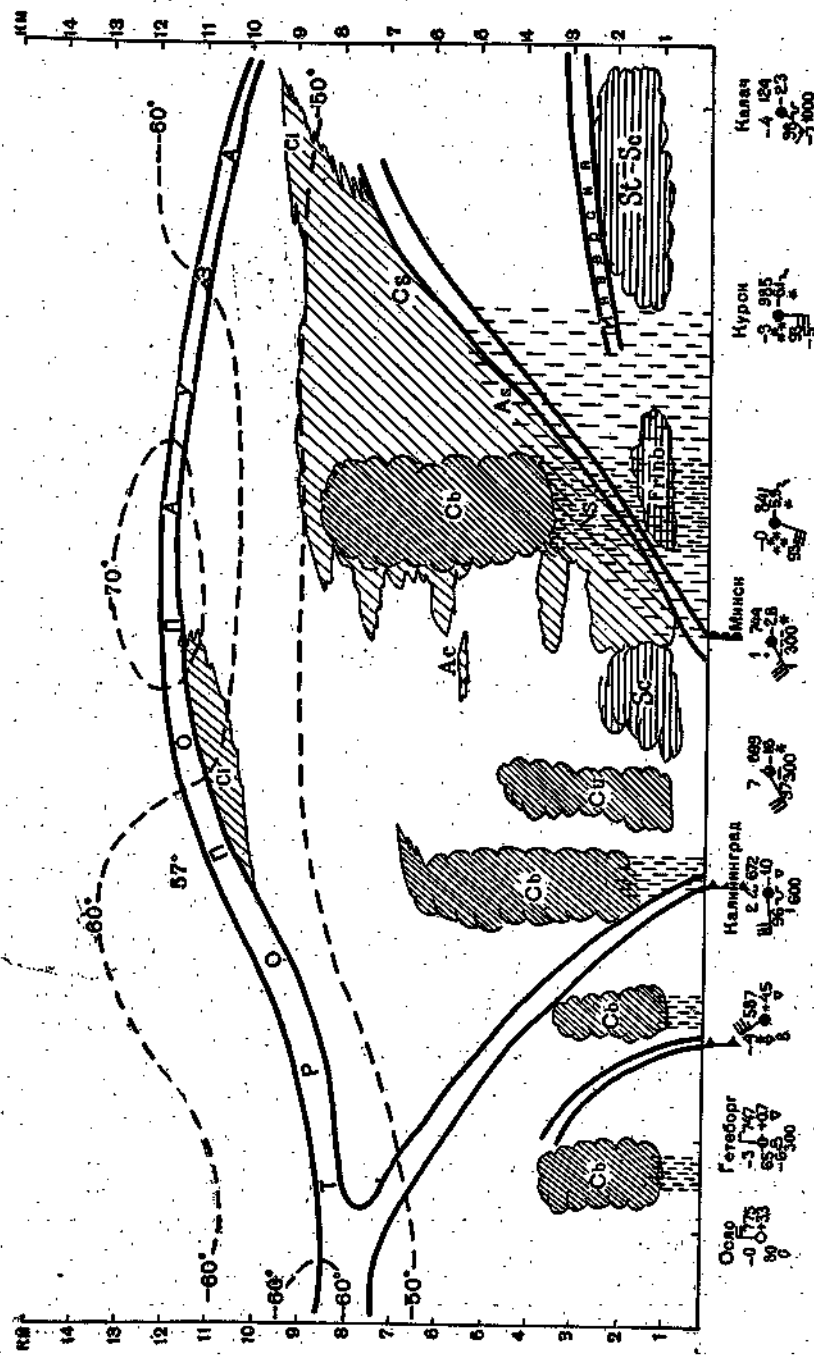


Рис. 113. Вертикальный разрез атмосферы через циклон, 3 часа 13 февраля 1962 г.

сливаться с поверхностью тропопаузы. Вблизи места слияния часто наблюдается сложная тропопауза, что затрудняет определение ее нижней границы.

На том же рисунке вблизи тропопаузы проведены изотермы, характеризующие распределение температуры в верхних слоях тропосферы над теплым сектором циклона и в соседних нижних слоях стратосферы. Это распределение показывает, что вблизи гребня тропопаузы наблюдается существенная разность температуры по горизонтали на одной и той же высоте: стратосферный воздух слева от гребня тропопаузы имеет более высокую температуру, чем тропосферный воздух. Эта разность сохраняется до некоторой высоты и над тропосферой, т. е. между стратосферным воздухом, расположенным над гребнем тропопаузы, и стратосферным воздухом над опускающимся участком тропопаузы. Указанное различие температуры можно объяснить неоднородностью вертикальных движений воздуха. В области гребня тропопаузы тропосферный воздух и находящийся над ним стратосферный воздух находятся в состоянии подъема, что приводит к понижению температуры. Вблизи же долины волны, наоборот, в тропосфере и стратосфере воздух находится в состоянии нисходящего движения, приводящего к повышению температуры. Наибольшие изменения температуры при пересечении тропопаузы наблюдаются на уровне несколько ниже гребневого участка тропопаузы. Впечатление бывает такое, как будто пересекаешь на большой высоте теплый или холодный фронт.

Что касается распределения облаков и осадков в различных частях циклона, то оно соответствует тому распределению, которое было описано в разделах о воздушных массах и фронтах. Отметим лишь, что перистые облака часто возникают в теплом секторе перед холодным фронтом, под поднимающейся тропопаузой.

На рис. 114 приведена карта AT_{300} по данным в 3 часа 13 февраля 1962 г. Она дает представление о том, как выглядит описанный нами циклон в верхних слоях тропосферы. Оказывается, что на уровне около 9 км центральная часть этого циклона, очерчиваемая изогипсой 824 джм, располагается почти над одним и тем же местом, где располагается и приземный циклон. В таких случаях говорят, что циклон является высоким барическим образованием; с этого момента он начинает заполняться и скорость его перемещения значительно замедляется. Обычно при этом циклон бывает уже окклюдированным, т. е. теплый воздух в циклоне уже весь вытеснен от поверхности земли вверх. В нашем примере хотя и наблюдается некоторое исключение, но видно, что холодный воздух вскоре догонит теплый, и тем самым в ближайшие часы произойдет окклюдирование циклона и начнется его заполнение.

Обращаем внимание также на существование зоны очень сильных западных ветров, начинающейся от Британских островов и проходящей через ФРГ, ГДР и Польшу к западным районам СССР. Скорости ветра доходят здесь до 300 км/час. Эта зона характеризуется большими барическими градиентами или, вернее, большими горизонтальными градиентами геопотенциала, что в свою очередь выражается в большом сгущении изогипс.

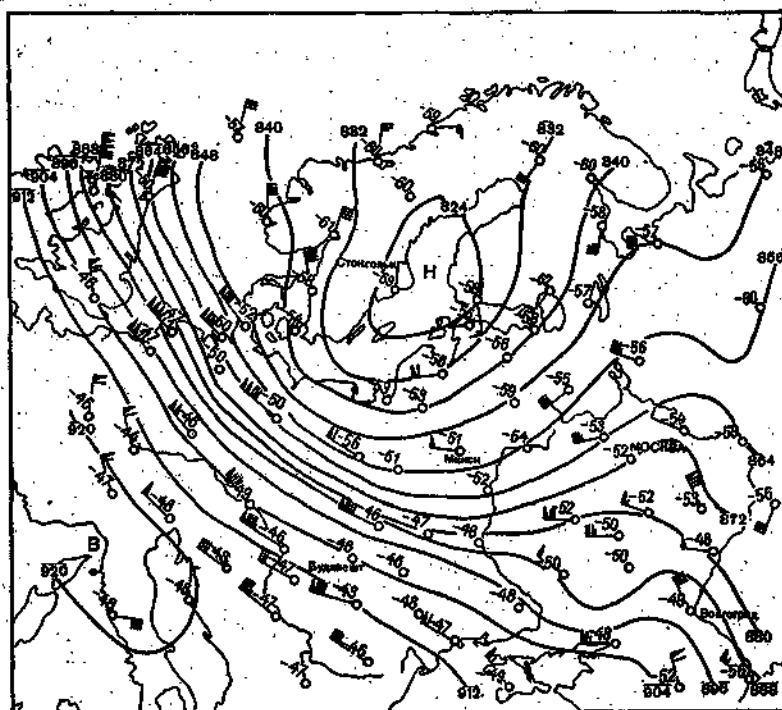


Рис. 114. Карта AT_{300} , 3 часа 13 февраля 1962 г.

в данном районе. Здесь же сосредоточены и наибольшие горизонтальные контрасты температур между холодным воздухом, занимающим северо-западную часть Европы, и теплым воздухом над Западной Европой. Указанной высотной фронтальной зоне у поверхности земли соответствует холодный фронт. Восточная часть этой зоны, охватывающая значительную часть западной половины европейской территории СССР, является дельтой фронтальной зоны. Она характеризуется уменьшением горизонтальных градиентов геопотенциала, расходимостью (дивергенцией) изогипс и постепенным ослаблением ветра. Именно под этой частью высотной фронтальной зоны наблюдаются наиболее

неблагоприятные условия погоды, что мы и видим по данным приземной карты (рис. 112).

В последующем будет показано, что подобные ситуации являются типичными для возникновения сильной болтанки самолетов при полетах в верхних слоях тропосферы и нижней стратосферы.

Антициклон 30 января 1962 г. Типичный случай зимнего антициклона над территорией Европы представлен на синоптиче-

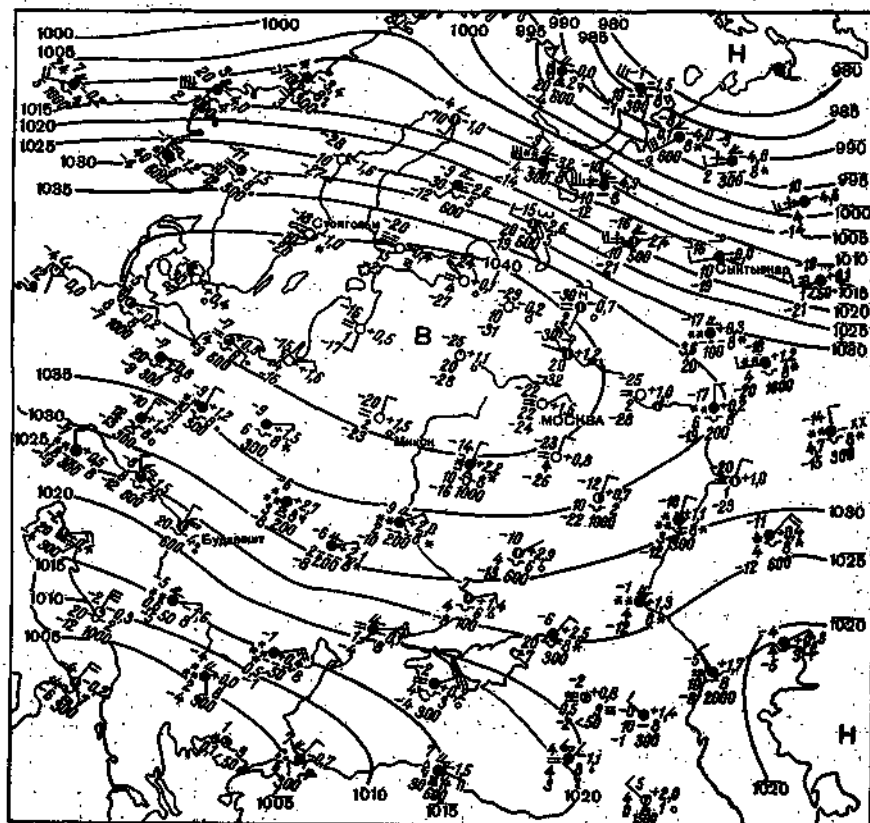


Рис. 115. Карта погоды, 3 часа 30 января 1962 г.

ской карте, составленной по наблюдениям в 3 часа 30 января 1962 г. (рис. 115). Центр антициклона находился в этот день между Москвой и Ленинградом, в районе станции Бологое; давление в центре около 1044 мб. Антициклоническое образование было вытянуто в широтном направлении, так что один его отрог был ориентирован на Копенгаген, а второй — на Казань. В об-

ласти антициклона, ограниченной изобарой 1035 мб, преобладала ясная или малооблачная погода с очень слабым ветром, что способствовало сильному выхолаживанию нижних слоев воздуха. Наибольшее выхолаживание наблюдалось в центральной части антициклона, где температура у поверхности земли оказалась местами ниже -30° . Вследствие значительного выхолаживания в области антициклона наблюдались сильные инверсии температуры, что можно видеть, например, по кривой стратификации, построенной по данным зондирования атмосферы в Вологде (рис. 45). Из анализа этой кривой видно, что если температура у поверхности земли была равна -30° , то на высоте 400 м она составляла всего лишь -13° . Это и есть так называемая приземная инверсия. Выше, до высоты 900 м, наблюдается второй слой инверсии. Происхождение этой инверсии связано с нисходящими движениями воздуха в области антициклона; такие инверсии называются инверсиями оседания. На северной периферии антициклона погода существенно меняется: увеличиваются горизонтальные барические градиенты, вызывающие усиление западных ветров, небо покрывается сплошной облачностью, многие станции отмечают осадки в виде снега, температура значительно повышается, давление падает. Все это вызвано главным образом переносом более теплых воздушных масс с Атлантики. Это — тыловая часть антициклона, граничащая с соседним циклоном.

Состояние погоды меняется и на южной периферии антициклона. Здесь также происходит увеличение облачности, из которой местами выпадает слабый снег, температура постепенно повышается, но давление еще продолжает расти (положительные барические тенденции); здесь преобладают северо-восточные ветры. Это — передняя часть антициклона, вдоль которой происходит перемещение к югу холодного воздуха.

Из рассмотрения карты AT_{300} (рис. 116) мы видим, какое барическое поле соответствует данному антициклону на больших высотах тропосферы, около 9 км. Оказывается, что это поле существенно отличается от приземного барического поля. Над самой центральной областью приземного антициклона на высоте около 9 км господствуют почти однородные северо-восточные ветры при скорости, превышающей 100 км/час. Центр высотного антициклона располагается над южными районами Скандинавского полуострова. Таким образом, в данном случае центры приземного и высотного антициклона по своему расположению не совпадают. Это указывает на то, что приземный антициклон еще некоторое время будет усиливаться и перемещаться в направлении господствующего над ним ветра на высотах, в данном случае к юго-востоку.

Вертикальный разрез атмосферы, построенный в направлении от Мурманска на Симферополь (рис. 117), показывает, с ка-

кими условиями погоды можно встретиться в области антициклона на различных высотах. Эти условия над центральной областью антициклона являются вполне благоприятными. Здесь во всей толще тропосферы облака отсутствуют, а у поверхности земли местами отмечается слабая дымка, ухудшающая горизонтальную видимость до 2—4 км. На северной и южной периферии условия погоды ухудшаются: появляются сплошные массивы низкой облачности под инверсией сжатия и выпадают осадки.

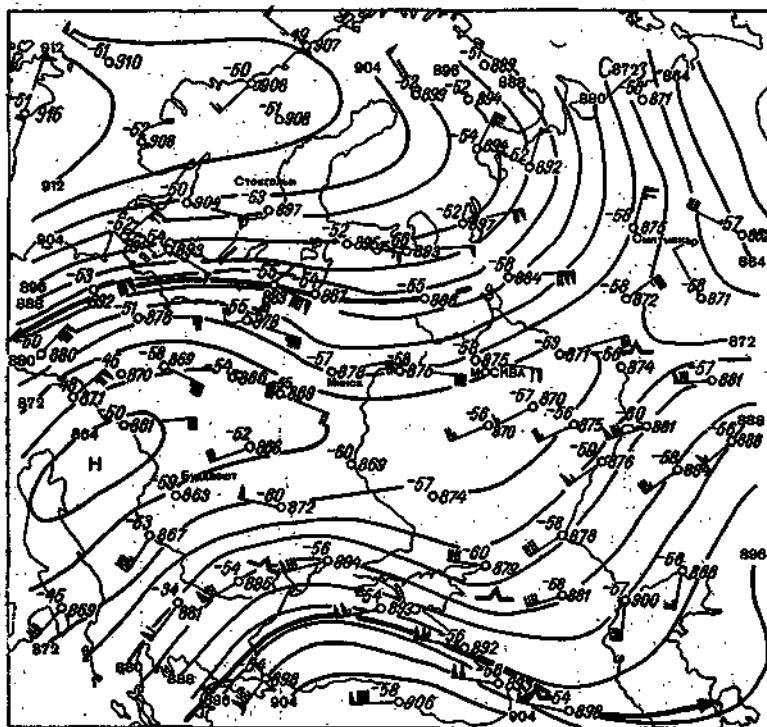


Рис. 116. Карта AT_{300} , 3 часа 30 января 1962 г.

ки. Кроме этого, на северной периферии, где осуществляется перенос теплого воздуха, образуются облака в верхних и средних слоях тропосферы. Тропопауза над антициклоном занимает наивысшее положение над его теплой частью, наинизшее — над холодной.

Проведенные в нижней части рисунка замкнутые изотермы очерчивают области, где кроме инверсии сжатия отмечались и приземные инверсии. При этом между Вологодой и Курском приземные инверсии в ряде мест соединялись с инверсией сжатия.

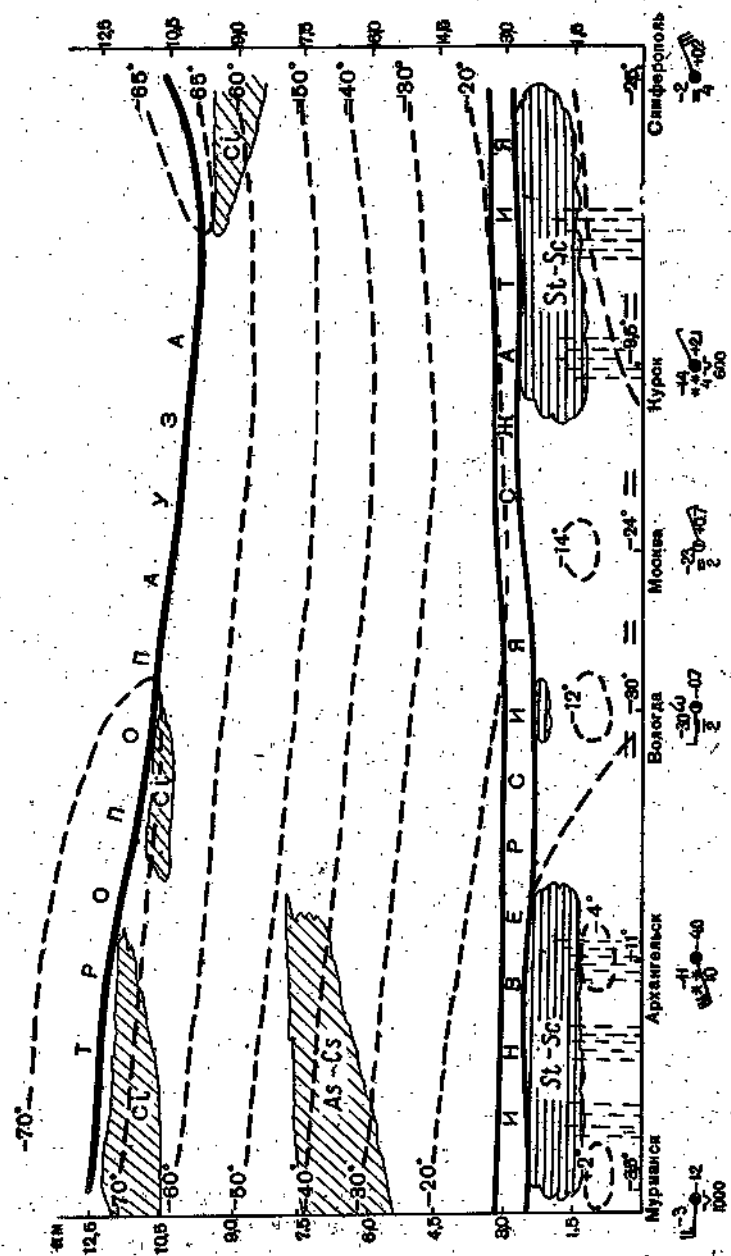


Рис. 117. Вертикальный разрез через антиклин, 3 часа 30 января 1962 г.

В заключение приведем рис. 118, который дает представление о том, на каких высотах располагается верхняя граница облаков в области глубокого окклюдиванного циклона и над западной периферией смежного с ним, но лежащего к востоку антициклона. Эта схема топографии верхней границы облаков была построена синоптиками И. В. Бугаевой и Н. Н. Романовым на основании многочисленных сообщений, поступивших от экипажей самых различных самолетов, об условиях полета по

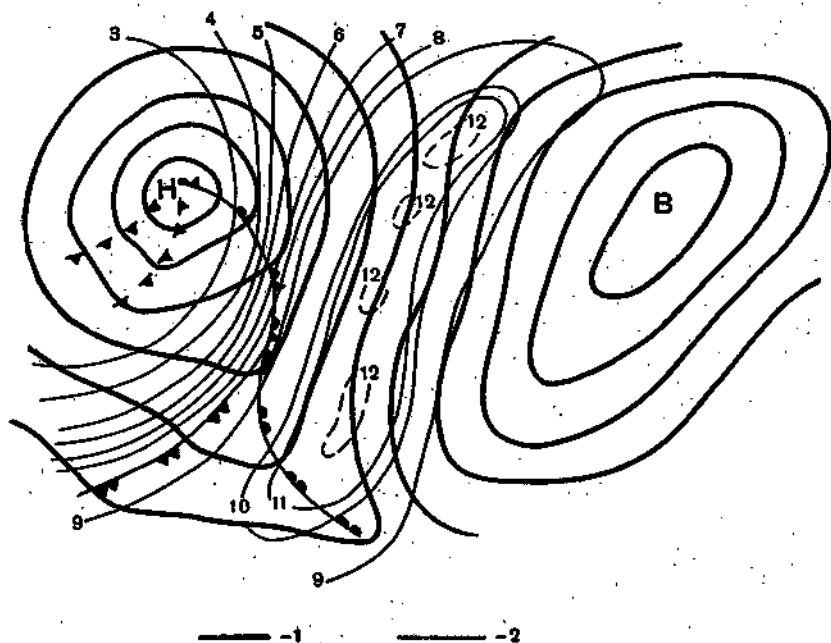


Рис. 118. Характерное распределение высот верхней границы облачности в области глубокого циклона,

1 — изобары, 2 — изогиссы верхней границы облаков (км).

отношению к облакам. Топография верхней границы облаков, приведенная на рис. 118, дана, конечно, в сглаженном виде. В отдельных случаях подобных ситуаций высоты верхней границы облаков могут отличаться от предложенной схемы, но основная ее особенность должна обнаруживаться каждый раз. Эта особенность состоит в том, что в центральной части старого высокого циклона верхняя граница облаков располагается на наименьших высотах. По мере удаления от центра циклона на его восточную периферию, или, что то же, на западную периферию находящегося впереди антициклона, верхняя граница облаков значительно повышается.

Серия циклонов

Циклоны и антициклоны почти никогда не возникают «поодиночке». Обычно во фронтальной зоне образуется несколько циклонических возмущений, которые движутся приблизительно в одном и том же направлении, совпадающем с господствующим направлением ветра на высотах во фронтальной зоне. В тылу каждого из циклонов развиваются антициклонические области в виде гребней или самостоятельных антициклонов. Эти барические образования перемещаются в том же направлении, что и циклоны, и приблизительно с такой же скоростью.

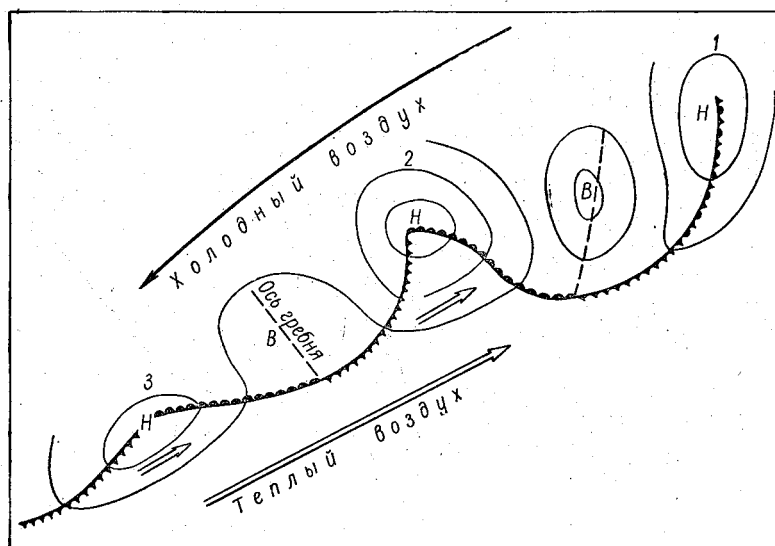


Рис. 119. Серия циклонов.

Такая серия состоит из трех-четырех циклонов (рис. 119), каждый из которых одновременно находится в различных стадиях развития. Первый из них — «старший по возрасту» — обычно находится в стадии заполнения, а последующие являются молодыми, развивающимися или находятся еще в стадии зарождения.

Циклоны, входящие в какую-либо серию, чаще располагаются в направлении с юго-запада на северо-восток, как показано на рис. 119. В связи с этим теплые воздушные массы переносятся вместе с циклонами в северном направлении как в нижних, так и в особенности в верхних слоях атмосферы. Холодный же воздух, вторгаясь с севера в тылу каждого циклона, проникает все более в южные широты.

Развитие серии всегда заканчивается мощным вторжением холодного воздуха в южные широты и образованием обширного антициклона. Этот антициклон сначала развивается только в нижних слоях, когда он является холодным барическим образованием. В течение $2\frac{1}{2}$ — 3 суток он распространяется на всю тропосферу, превращаясь в высокое теплое образование. Местоположения центров антициклонов у поверхности земли и на высотах при этом совпадают. К этому же времени все отдельные циклоны данной серии объединяются в один обширный циклон, называемый центральным. Он распространяется также на всю толщу тропосферы. Положение центров у поверхности земли и на высотах в этих случаях также приходится на один и тот же район. С того момента, когда рассматриваемые барические образования становятся высокими, антициклон начинает ослабевать (давление в центре падает,) а циклон затухает (давление в центре растет).

Тропические циклоны

В тропиках господствуют гораздо более устойчивые условия погоды, чем в умеренных широтах. Но время от времени здесь возникают атмосферные возмущения с пониженным давлением воздуха и очень большими скоростями ветра. Это и есть тропические циклоны. Они отличаются от циклонов умеренных широт меньшими размерами, но значительно большей интенсивностью вызываемых ими явлений погоды (исключительно сильными ветрами, обильными ливневыми осадками, сильными грозами). Диаметр внутренней штормовой области в тропическом циклоне составляет в среднем около 250 км, минимальное давление в центре около 960—970 мб (720—728 мм), но в отдельных случаях давление в центре понижалось до 885 мб (663 мм). По данным, полученным в последние годы, скорости ветра в тропических циклонах достигают 60—70 м/сек.

Очень характерно для тропического циклона наличие в его центре зоны исключительно тихой и почти безоблачной погоды, называемой «глазом бури». Предполагается, что такое состояние погоды связано с нисходящим движением воздуха в центре тропического циклона. Ширина этой зоны около 20 км. Прохождение зоны затишья иногда длится до 2 час. После очень сильного ветра наступление такого затишья всегда производит особенно жуткое впечатление на всех, кому случается попадать в тропические циклоны. И действительно, спустя короткое время ветер возобновляется с прежней силой, только направление его меняется на противоположное.

Тропические циклоны возникают обычно в определенных районах тропических морей. В северном полушарии эти районы следующие: 1) в Атлантическом океане — Антильские острова и

Карибское море; циклоны захватывают затем Мексиканский залив и иногда южное побережье США, в особенности Флориду; 2) в Индийском океане — Аравийское море и Бенгальский залив; 3) в Тихом океане — Филиппинские острова и Южно-Китайское море, откуда циклоны проникают на Японию, захватывая иногда крайние восточные районы территории СССР. Нередко они возникают и в районе Маршалловых островов. На Дальнем Востоке эти циклоны получили название тайфунов; подобные циклоны над Атлантическим океаном называются ураганами. Наиболее часто тропические циклоны возникают в конце лета и начале осени, т. е. в августе, сентябре и октябре.

С момента образования тропический циклон перемещается, как правило, с востока на запад, что также является их характерной особенностью в отличие от циклонов умеренных широт. Такое направление их движения обусловлено тем, что ведущим потоком для них являются преобладающие в тропиках восточные воздушные течения на высотах. При этом скорость перемещения тропических циклонов невелика, всего лишь около 10—15 км/час.

Таким образом, тайфуны, зародившись в указанных выше районах, на протяжении нескольких дней остаются в тропических широтах и при своем движении на запад и северо-запад они как бы огибают по южной и юго-западной периферии обширный субтропический антициклон. Когда они достигают широт 20—30°, то направление их меняется на северное или чаще на северо-восточное и скорость их быстро возрастает. Проходя затем над Японскими островами, тайфуны проникают до Камчатки, вызывая по пути следования колоссальные разрушения, затопления со многими человеческими жертвами.

Примером одного из таких тропических циклонов является тайфун под названием «Нэнси». Возникнув 8 сентября 1961 г. в районе Маршалловых островов, тайфун на протяжении 3 суток смещался почти прямо на запад, затем в течение 3—4 суток — на северо-запад и далее на северо-восток (рис. 120). Проходя 15 и 16 сентября над Японией, тайфун разрушил и затопил более 450 тысяч домов и свыше 400 мостов и дамб. Сильные ливни и океанические волны вызвали наводнения, обвалы и оползни. Многие районы оказались затопленными.

На рис. 120 показана также траектория ранее прошедшего тайфуна «Памела». Возникнув в том же районе 4 сентября 1961 г., этот циклон через неделю бушевал над Тайванем, разрушив в городе Тайбей около 800 домов.

Метеорологи-синоптики внимательно следят за образованием и развитием тайфунов. Однако обнаружение их представляет значительные трудности ввиду сравнительно небольших размеров этих циклонов и недостаточного количества метеорологических станций в районах их возникновения.

Обычно ураганам и тайфунам присваивают женские имена, для чего еще в начале каждого года метеорологи составляют список женских имен, которые затем в очередном порядке присваиваются тропическим циклонам.

Образование тропических циклонов обычно связывается с возникновением небольших возмущений на тропическом фронте при взаимодействии воздушных масс северного и южного полушарий. Поскольку воздушные массы, вовлекаемые при этом в

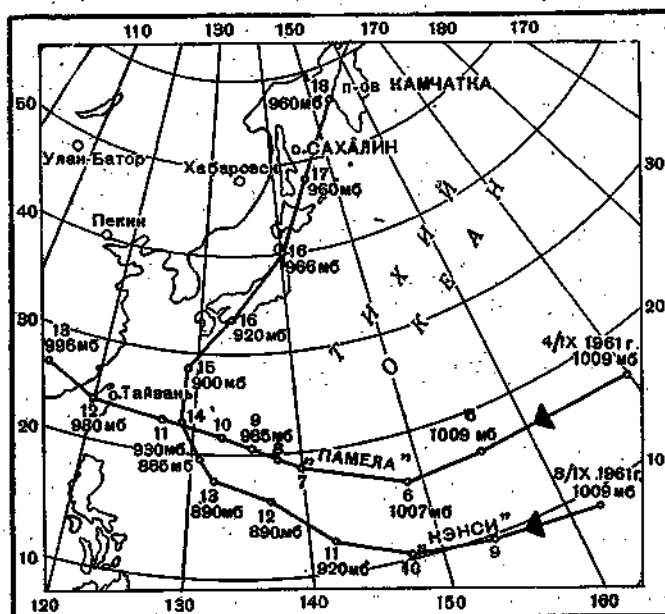


Рис. 120. Пути движения тайфунов над Тихим океаном в сентябре 1961 г.

вихрь, являются очень теплыми и влажными, то самый незначительный их подъем вызывает обильную конденсацию водяного пара с выделением огромного количества скрытого тепла. Последнее усиливает восходящее движение, вследствие чего давление быстро падает, создаются очень большие барические градиенты и, следовательно, очень сильные ветры.

§ 4. СТРУЙНЫЕ ТЕЧЕНИЯ

Определение струйных течений и условия их образования

Струйными течениями называются сравнительно узкие зоны сильных ветров в верхней тропосфере и нижней стратосфере на высотах, близких к тропопаузе; в умеренных широтах это будут высоты 8—11 км, в низких — до 14—16 км.

В сердцевине струйного течения, называемой осью струи, скорости ветра являются наибольшими и достигают, как правило, 60—80 м/сек, а максимальные из возможных приближаются к 200 м/сек. Слева и справа от оси струи на расстоянии от нее 150—300 км скорости ветра значительно уменьшаются, особенно слева, если смотреть по направлению течения. Точно так же и в вертикальном направлении струйные течения характеризуются обычно резким усилением ветра в нижней части струи и таким же ослаблением в верхней части. Иначе говоря, струйные течения ограничиваются слева и справа, снизу и сверху повышенными значениями горизонтальных и вертикальных градиентов скоростей ветра, так называемых сдвигов ветра.

Размеры струйных течений составляют чаще всего в поперечнике 400—600 км и в толщину до 4—6 км. Однако нередко считают их размеры в поперечнике и в толщину значительно больше. Это зависит еще и от того, какие значения скоростей ветра мы будем относить к струйным течениям. Если к ним относить скорости ветра начиная от 100 км/час, то соответствующие зоны имеют поперечник примерно 1000 км, а толщину 6—10 км. Что же касается их протяженности в длину, то она достигает нескольких тысяч километров; иногда струйные течения охватывают весь земной шар.

Положение струйных течений всегда совпадает с зонами больших горизонтальных градиентов температуры, т. е. с теми областями, где происходит наибольшее сближение теплых и холодных воздушных масс. Иначе говоря, струйные течения связаны с высотными фронтальными зонами.

При метеорологическом обеспечении полетов на больших высотах важное значение имеет своевременное обнаружение струйных течений в атмосфере, так как они могут оказать существенное влияние на полет самолета по заданному маршруту. Полет при попутном ветре вдоль оси струи резко увеличивает скорость полета, а при встречном ветре стоит лишь отклониться в сторону на 300—400 км, как полет может проходить при умеренных или даже слабых ветрах. В то же время всегда нужно иметь в виду, что при некоторых положениях эти воздушные течения приводят к образованию зон опасной болтанки самолетов.

Чтобы дать представление о том, как образуются струйные течения, обратимся к рассмотрению развития атмосферных процессов и условий погоды над европейской территорией СССР 15 марта 1962 г.

Как видно из анализа синоптической карты, составленной по наблюдениям в 21 час 15 марта (рис. 121), на северо-востоке европейской территории СССР находится циклон, центральная часть которого очерчена изобарой 995 мб. Циклон почти во всей своей области является окклюдированным. Вторгшийся с севера в тылу этого циклона холодный арктический воздух занимает зна-

чительную часть европейской территории СССР. Приземные температуры в этом воздухе колеблются в пределах от -5 до -12° , а на Кольском полуострове — до -18° . В то же время крайние южные и юго-восточные районы европейской территории СССР заняты теплой воздушной массой. В районе Азовского и Черного морей температура доходит до $14-19^{\circ}$, на Нижней Волге до 7° .

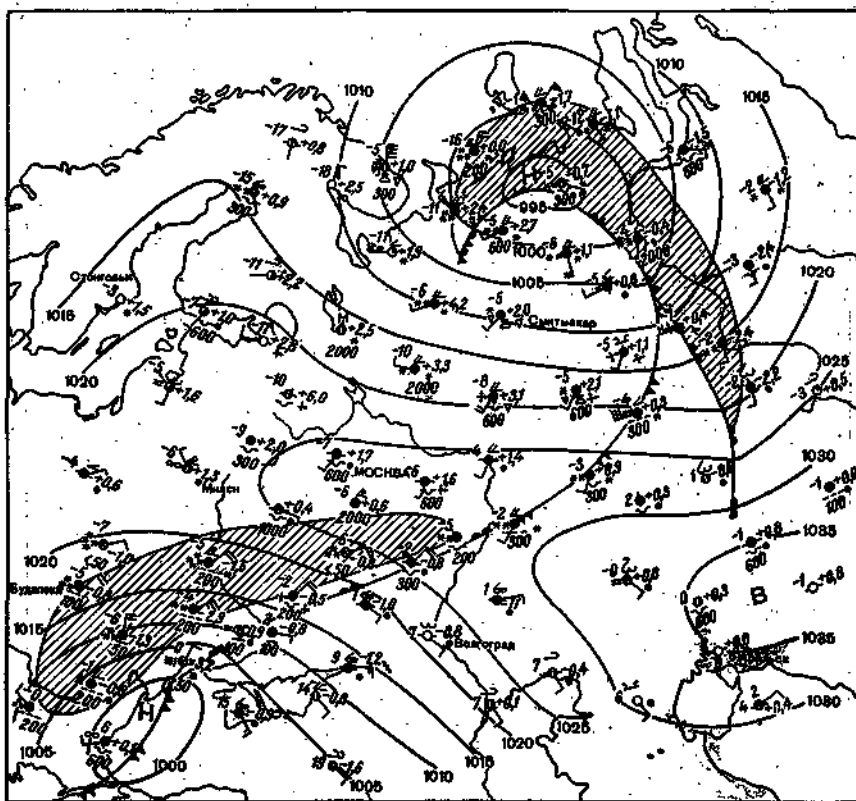


Рис. 121. Карта погоды, 21 час 15. марта 1962 г.

Фронт, отделяющий холодный воздух от теплого, проходит от точки окклюзии северного циклона на Куйбышев и далее на юго-запад, через Одессу, к центру второго циклона, расположенного над Черным морем.

На северном участке этот фронт является холодным и смещается в восточном направлении. На южном участке он, находясь в системе циркуляции южного циклона, играет роль теплого фронта. Существование этого фронта вызывает обильные снегопады и метели на территории к северу и западу от линии фронта.

Между циклонами на северо-востоке и на юге образовалась область повышенного давления в виде гребня, очерченного изобарой 1025 мб. Вдоль оси гребня, идущей в направлении Рига — Смоленск — Рязань — Куйбышев, господствуют очень слабые ветры.

О том, что происходит в это время в верхних слоях атмосферы, мы узнаем из анализа карты АТ₃₀₀, приведенной на рис. 122.

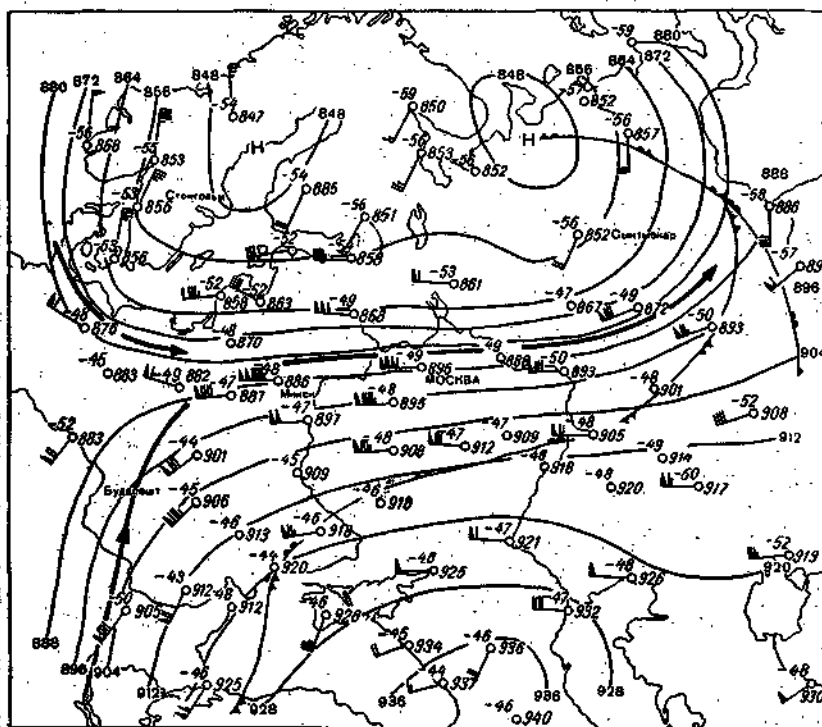


Рис. 122. Карта АТ₃₀₀, 15 час. 15 марта 1962 г.

Эта карта показывает, что высотное барическое поле над северной частью Европы почти совпадает с приземным барическим полем. Можно сказать, что циклон на северо-востоке европейской территории СССР является высоким холодным образованием. Температура воздуха на поверхности 300 мб (в данном случае на высоте около 8,5 км) в области этого циклона около -58° .

На юге нашей территории приземное и высотное барические поля совершенно противоположны. Над черноморским циклоном на уровне 300 мб располагается область повышенного давления с центром над Кавказом. Почти вся территория к югу от широты

Москвы занята на этом уровне относительно теплым воздушным течением с температурой $-46, -48^{\circ}$.

Таким образом, между воздушными массами на севере и юге существуют довольно большие контрасты температуры. Они особенно значительны в средней полосе, что определяет собой образование высотной фронтальной зоны, идущей в направлении Варшава — Москва — Свердловск. Эта зона характеризуется большим сгущением изогипс, т. е. большими горизонтальными градиентами геопотенциала, а следовательно, и большими скоростями ветра. В западной части этой фронтальной зоны мы наблюдаем сходимость (конвергенцию) воздушных течений, идущих с юга и юго-запада, с одной стороны, а также с запада и северо-запада — с другой, и общее усиление ветра. Это вход фронтальной зоны. У поверхности земли этой зоне соответствует рост давления.

В восточной части фронтальной зоны (восточнее Свердловска) наблюдается расходимость (дивергенция) воздушных течений и общее ослабление ветра. Это — дельта фронтальной зоны. У поверхности земли ей соответствует падение давления.

На карте проведена жирная стрелка, соответствующая оси струйного течения. По данным зондирования в Москве, скорость западо-юго-западного ветра на уровне 300 мб около 80 м/сек.

По отношению к фронту у поверхности земли ось струйного течения располагается за линией холодного фронта на расстоянии 100—300 км и впереди линии теплого фронта на расстоянии 500—700 км. Та часть струйного течения, которая располагается влево от его оси, если смотреть по направлению ветра, называется циклонической стороной, соответственно справа — антициклонической стороной струйного течения.

Рассматриваемое струйное течение ограничивается и слева, и справа значительными сдвигами ветра. Например, в районе Москва — Вологда скорости ветра изменяются соответственно от 80 до 30 м/сек на расстоянии по прямой около 300 км, т. е. в среднем почти на 17 м/сек на 100 км. На участке Москва — Курск, т. е. на антициклонической стороне струйного течения, изменение скорости ветра составляет в среднем всего лишь около 10 м/сек на 100 км расстояния.

Особенно резкие ослабления скорости ветра, наблюдавшиеся на циклонической стороне струйного течения, а также в его дивергентной части, выражаются в переходе от наибольшей сгущенности изогипс в одном районе к разреженности в другом.

Сдвиги ветра на границах струйных течений в рассматриваемом случае выражаются лишь резким ослаблением ветра, но без заметных изменений его направления. Но очень часто эти сдвиги ветра сопровождаются и изменением его направления вдоль оси высотной ложбины. Как будет показано ниже, в образовании зон болтанки играют главную роль изменения скорости

В рассматриваемом случае выделяются три основных очага: один в районе Москвы со скоростью ветра около 90 м/сек, второй над Балканским полуостровом со скоростью около 70 м/сек и третий над Северным морем также со скоростью около 70 м/сек. На юго-востоке европейской территории СССР имеется четвертый очаг со скоростью около 50 м/сек, связанный, очевидно, с зоной другого струйного течения.

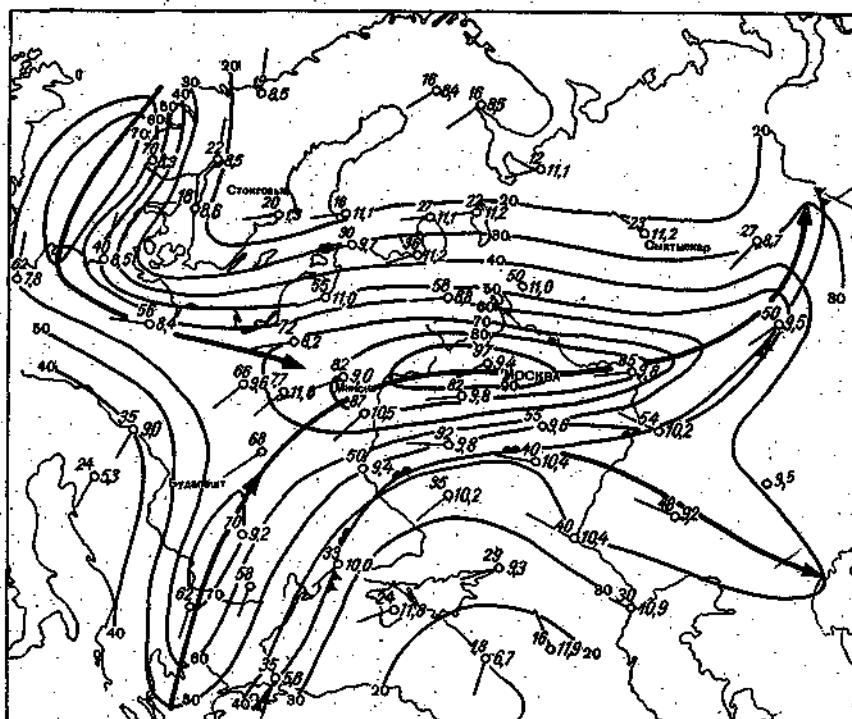


Рис. 124. Карта максимальных скоростей ветра, 15 час. 15 марта 1962 г.

Обращаем внимание на то, как располагается струйное течение по отношению к приземным барическим образованиям, находящимся в различной стадии своего развития. Над молодыми низкими циклонами, каким в данном случае является циклон над Черным морем, ось струйного течения всегда проходит слева от центра приземного циклона. Это значит, что если циклон движется с запада на восток, то ось струи располагается по северной периферии циклона. В примере 15 марта 1962 г. черноморский циклон должен смещаться с юга на север, поэтому струя в виде южного ветра располагается на его западной периферии.

Над окклюдированными высокими циклонами, каким является в данном случае циклон на северо-востоке европейской территории СССР, ось струйного течения всегда располагается справа от центра приземного (и высотного) циклона, т. е. обычно на его южной периферии.

Струйные течения и тропопауза

Анализ ежедневных высотных карт, как и оперативное обслуживание полетов, показывает, что при пересечении струйных течений всегда происходит значительное повышение тропопаузы в направлении от холодной циклонической стороны к теплой антициклонической стороне струйного течения. При этом разность высот тропопаузы у полярнофронтовых струйных течений составляет обычно 2—3 км, у субтропических 4—6 км. Далее установлено, что у полярнофронтовых струй, характерных для умеренных широт, повышение тропопаузы происходит более или менее плавно, так что на каждом участке пути подъема тропопаузы она хорошо обнаруживается по данным радиозондирования атмосферы.

Что же касается субтропических струйных течений, наблюдаемых в южных широтах, то изменение высоты тропопаузы происходит здесь довольно резко и на участке ее подъема она чаще всего не обнаруживается или бывает выражена очень слабо. *Тропопауза у субтропических струй испытывает разрыв*, чему, как предполагается, способствует и более значительный турбулентный обмен на соответствующих высотах между тропосферным и стратосферным воздухом. Более же сильная турбулентность объясняется большими скоростями ветра у субтропических струйных течений по сравнению со скоростями ветра у полярнофронтовых струй.

Для того чтобы показать, как ведет себя тропопауза в области струйных течений, рассмотрим второй конкретный случай, относящийся к 4 сентября 1961 г. Он интересен еще и тем, что дает нам пример двух зон струйного течения, образующихся в пределах и вблизи нашей территории в теплую половину года.

На рис. 125 приведена приземная синоптическая карта, составленная по наблюдениям в 3 часа 4 сентября 1961 г. Из анализа этой карты видно, что над северными районами европейского континента и Западной Сибири находился холодный воздух, температура которого (у поверхности земли) колебалась в пределах от 4 до 10°; это — воздух арктического происхождения.

Остальная часть Европы и Западной Сибири, а также Средняя Азия и Малая Азия были заняты более теплым континентальным воздухом, температура которого (у поверхности земли) была в пределах 12—20°. Воздушные массы разделялись аркти-

ческим фронтом, проходившим с запада на восток между параллелями 55 и 60°. На этом фронте, несколько севернее Москвы, намечалось волновое возмущение.

Второй фронт, отделяющий континентальный умеренный воздух от тропического, проходил на крайнем юге. У поверхности земли этот фронт был выражен очень плохо.

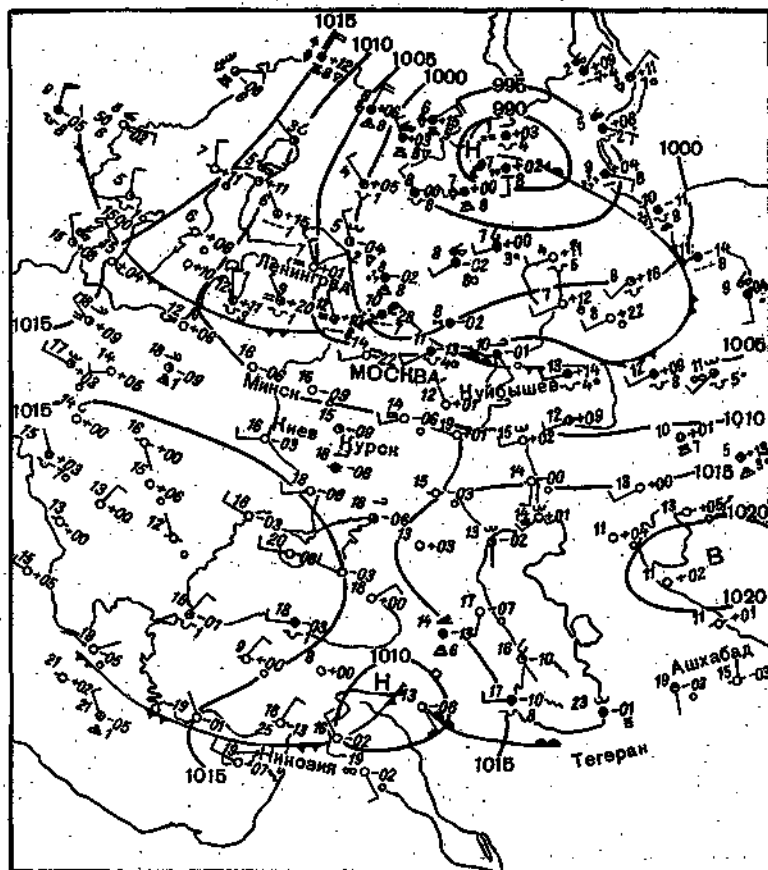


Рис. 125. Карта погоды, 3 часа 4 сентября 1961 г.

Обращаясь к рассмотрению карты AT_{300} (рис. 126), характеризующей условия погоды для этого случая в верхних слоях тропосферы, мы наблюдаем здесь две хорошо выраженные зоны струйных течений. Одна из этих зон, занимающая районы Северной Европы и Западной Сибири, соответствует первому из указанных выше фронтов; другая зона, расположенная над Ма-

лой Азией, Кавказом и Средней Азией, соответствует второму фронту.

На рис. 127 дан вертикальный разрез атмосферы в направлении Мурманск — Курск — Симферополь — Мирса-Матру (ОАР), пересекающий указанные две зоны струйных течений почти

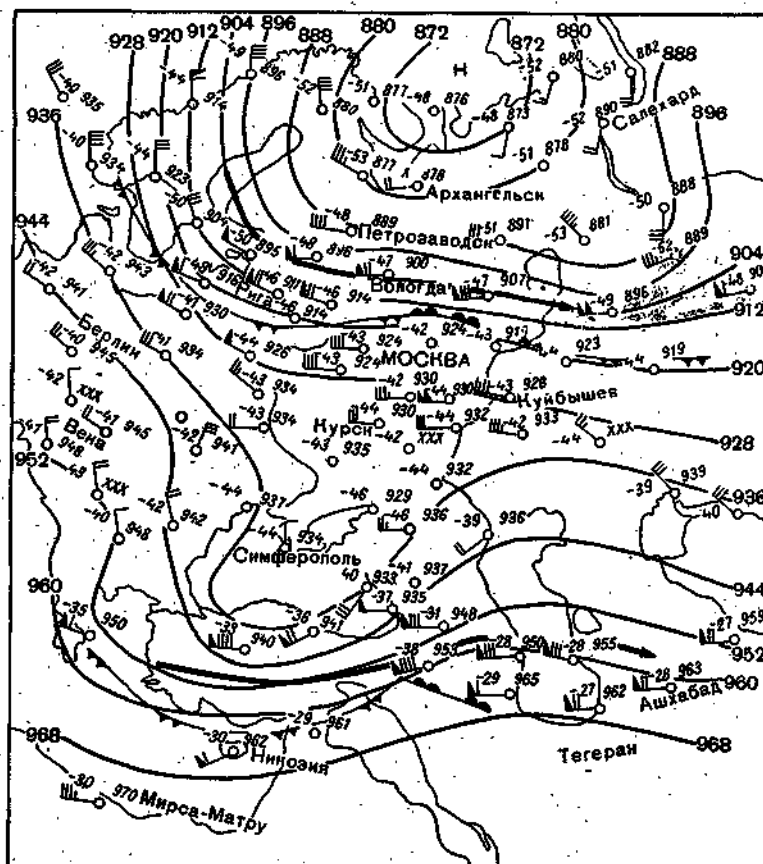


Рис. 126. Карта AT_{800} , 3 часа 14 сентября 1961 г.

под прямым углом. Поверхность первого тропосферного холодного фронта, наклоненная к северу, соединяется с тропопаузой на высоте около 8 км над районом Петрозаводска. Поверхность второго холодного фронта, также наклоненная к северу, соединяется с тропопаузой на высоте около 11 км над районом Симферополя. Тропопауза, расположенная над Мурманском на высоте 8—8,5 км, по направлению к югу повышается и доходит над Турцией и Средиземным морем до высоты 16 км. Наиболее резкое

повышение тропопаузы начинается в тех районах, где она сливается с поверхностями холодных фронтов. В данном случае это происходит при переходе из холодного арктического воздуха в более теплый континентальный воздух, где тропопауза достигает высоты около 12 км. Это повышение происходит обычно постепенно и на всем протяжении подъема тропопауза обнаруживается достаточно отчетливо. Затем более резкое повышение тропопаузы наблюдается при переходе из континентального воздуха умеренных широт в тропический, где на сравнительно небольшом расстоянии разница в высотах тропопаузы составляет 4—5 км. Именно в этом случае часто приходится говорить о разрыве тропопаузы. Чтобы подчеркнуть это обстоятельство, тропопауза на участке Симферополь — Самсун обозначена точечным пунктиром.

Обращаем внимание читателя на то, как выглядит тропопауза в различных местах по данным радиозондирования атмосферы. На рис. 127 в нескольких местах проведены ломанные линии, характеризующие собой ход кривых стратификации в зоне тропопаузы. Мы видим, что в тех местах, где тропопауза не связана с фронтальными поверхностями, кривая стратификации имеет хорошо выраженный излом, указывая на изотермию или инверсию. Определение высоты тропопаузы в этих случаях не представляет никаких затруднений. Более сложный вид кривой стратификации наблюдается в местах соединения фронтальной поверхности с тропопаузой, как это показано на рис. 127 над Петрозаводском и Симферополем. При данном положении естественно возникают затруднения и в определении высоты тропопаузы. Если же посмотреть на кривую стратификации по данным зондирования в районе Самсуна, то мы здесь отметим два излома кривой: один на высоте около 9 км, второй на высоте около 15 км. Наблюдатель-аэролог может передать в этих случаях сведения о двух тропопаузах, тогда как на самом деле здесь имеется только одна тропопауза, а второй (нижний) излом характеризует собой положение поверхности холодного фронта.

Жирные стрелки, идущие справа налево (с юга на север), показывают направление горизонтального термического градиента ниже оси струи в тропосфере, т. е. при переходе от теплого тропосферного воздуха к холодному тропосферному воздуху.

Двойные стрелки, идущие слева направо (с севера на юг), показывают направление этого градиента выше оси струи и характеризуют собой изменение температуры при переходе от теплого стратосферного воздуха к холодному тропосферному воздуху.

Указанное изменение направленности термических градиентов с высотой говорит о том, что на уровне самой оси горизонтальные градиенты температуры равны нулю.

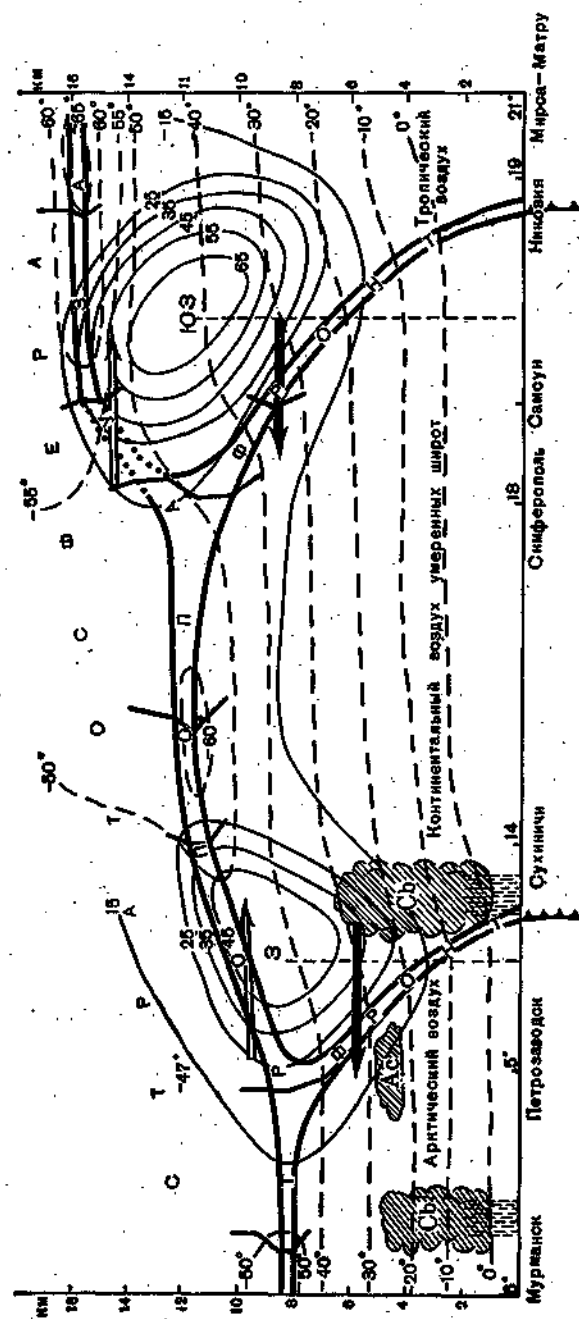


Рис. 127. Вертикальный разрез атмосферы через полярное и субтропическое струйное течение, 3 часа 14 сентября 1961 г.

Проведенные на рисунке изотакхи отчетливо показывают нам, какова пространственная структура струйных течений. Выделяются их следующие особенности:

1) струйные течения располагаются в верхней половине тропосферы, между поверхностью тропопаузы, с одной стороны, и фронтальной поверхностью, с другой (в данном случае холодного фронта);

2) оси струйных течений, где скорости ветра достигают максимальных значений, располагаются под тропопаузой более теплого воздуха; при этом в умеренных широтах расстояние между осью струи и нижней границей тропопаузы составляет около $1-1\frac{1}{2}$ км, а в южных широтах 3—4 км. В том и другом случаях ось струи находится приблизительно между уровнями тропопаузы в холодном и теплом воздухе, но все же ближе к уровню тропопаузы в холодном воздухе;

3) проекция оси струйного течения, связанного с холодным фронтом, располагается всегда на некотором расстоянии позади линии фронта у поверхности земли. В умеренных широтах это расстояние составляет 100—300 км; в южных широтах оно обычно больше и находится в пределах 300—600 км;

4) струйные течения в южных широтах обычно отличаются значительно большими скоростями ветра, чем в умеренных и северных широтах;

5) наибольшие горизонтальные сдвиги ветра находятся на периферии струйных течений, где, как будет показано ниже, наиболее часто и наблюдается болтанка самолетов, особенно с левой стороны струи.

Струйные течения наблюдаются над различными районами земного шара во все сезоны года. Наиболее мощные струи бывают зимой на юго-востоке Азии (Японские острова, восток Южного Китая) и Северной Америки. Средние скорости ветра в районе Японских островов зимой на высотах 10—13 км достигают 260—320 км/час, соответственно над Северной Америкой 180—220 км/час. Большие скорости ветра на юго-востоке Азии объясняются значительными контрастами температуры в тропосфере, обусловленными сближением очень холодных воздушных масс над материком Азии и теплых воздушных масс над Тихим океаном. В аналогичных условиях образуются струйные течения на юго-востоке Северной Америки.

Кроме названных районов, струйные течения также часто наблюдаются над Аравией и Северной Индией. Струя, идущая от Америки через Британские острова на Европу, часто здесь разветвляется; при этом одна ветвь идет на восток через северные районы европейской территории СССР, а вторая — приблизительно к Балканскому полуострову.

Летние струйные течения в северном полушарии существенно отличаются от зимних как по расположению, так и по интен-

сивности. Основная струя, проходящая примерно от Аляски через Северную Америку и Атлантический океан на северные районы Европы, чаще всего наблюдается между широтами 40 и 60°. Средние скорости ветра вдоль оси струи на высотах 10—11 км колеблются в пределах 60—100 км/час.

Очень типичным для этого времени года является струйное течение, охватывающее Кавказ и Среднюю Азию. Оно чаще всего наблюдается в июле и августе на высотах 9—12 км с максимальными скоростями ветра до 250—300 км/час. Значительно ослабевает летом струйное течение в районе Японских островов.

Глава III

ОПАСНЫЕ ДЛЯ АВИАЦИИ ЯВЛЕНИЯ ПОГОДЫ

§ 1. ВВЕДЕНИЕ

В настоящей главе даются дополнительные описания и рассматриваются условия возникновения тех метеорологических явлений, которые представляют наибольшую опасность для авиации. К ним относятся: а) туманы, метели и пыльные бури, как явления, сильно ухудшающие видимость; б) грозы и шквалы; в) турбулентность атмосферы, вызывающая болтанку самолетов; г) обледенение самолетов.

Здесь даются также некоторые практические указания с целью своевременного распознавания опасных явлений и принятия мер для избежания их вредного влияния на полет по маршруту, а также при взлете и посадке самолетов. Степень «летности» погоды существенно зависит от того, какой тип синоптических процессов определяет погоду в интересующем нас районе. Если погода определяется процессами, совершающимися в какой-либо однородной воздушной массе, то такой тип процессов принято называть внутримассовым. Если же состояние погоды зависит от прохождения какого-либо фронта в данном районе, то соответствующий тип называется фронтальным.

Многолетний опыт метеорологического обеспечения авиации показал, что наибольшее число значительных ухудшений погоды связано с прохождением фронтов. Например, проведенные исследования применительно к условиям визуальных полетов в нижних слоях тропосферы показали, что ухудшение погоды, вызванное значительным снижением облачности и ухудшением видимости, в 76% случаев (в среднем годовом) связано с фронтами; повторяемость же таких случаев в однородных воздушных массах составляет только 24%. В отдельные сезоны года это соотношение несколько меняется. Например, в холодное время года на европейской территории СССР повторяемость внутримассовых ухудшений погоды достигает 40% и более. При этом было установлено, что при пересечении фронтов в подавляющем

большинстве случаев (в среднем около 80%) летчики встречаются нелетные условия погоды, если за один из критериев нелетности считать облачность ниже 200 м или горизонтальную видимость менее 2 км. Практически это означает, что в случае предполагаемого пересечения фронта или полета вдоль фронта в нижних слоях тропосферы летчик должен быть готов к слепому полету.

Зимой подобные ухудшения погоды чаще всего встречаются в зоне теплых фронтов и фронтов окклюзии, а летом преимущественно в зоне холодных фронтов.

Ширина зоны фронтальной нелетной погоды может колебаться в значительных пределах, но зависит она главным образом от ширины зоны предфронтальных осадков. Как правило, погода становится нелетной вскоре после того, как самолет попадает в область осадков. Для теплых фронтов наиболее часто повторяется зона нелетной погоды шириной 100—150 км; для всех других фронтов эта зона чаще всего имеет ширину 50—100 км¹.

Таким образом, при оценке условий погоды на аэродроме к моменту взлета и посадки самолетов нужно прежде всего рассчитать, будет ли в районе данного аэродрома проходить какой-либо фронт, на каком расстоянии от аэродрома он будет находиться и какие условия погоды он с собой несет.

Если эти условия вызываются резко выраженными фронтами, имеющими определенное направление и определенную скорость перемещения, то дать правильный прогноз «летной» или «нелетной» погоды на несколько часов вперед обычно не представляет больших затруднений. Гораздо сложнее дело обстоит в случаях слабо выраженных размывающихся фронтов, медленно движущихся или меняющих направление своего движения. Они не дают существенных осадков, но в холодную половину года, а также летом в утренние часы часто вызывают образование низкой облачности, временами переходящей в туман с сильным ухудшением видимости у поверхности земли.

Правильное распознавание фронтов имеет очень большое значение для оценки метеорологических условий полета и на больших высотах. Образование мощной облачности, гроз, болтанки и других неблагоприятных явлений, наблюдающихся в верхних слоях атмосферы, также в большинстве случаев связано с фронтами.

Фронты проводятся главным образом на приземных синоптических картах, на которых они легче всего обнаруживаются. Поэтому при ознакомлении с метеорологической обстановкой по интересующему маршруту, району или пункту нужно всегда прежде всего изучать атмосферные процессы по приземным синоп-

¹ Протяженность зоны считается в направлении, перпендикулярном линии фронта.

тическим картам. Особенно важны эти карты при оценке условий погоды для полетов на небольших высотах.

Но этого совершенно недостаточно. Необходим всегда самый внимательный анализ высотных карт (карт барической топографии), в первую очередь для тех уровней, которые ближе всего подходят к эшелону полета. Помимо того, что высотные карты дают прямые указания о направлении и скорости ветра на различных высотах, они помогают также более правильно оценить интенсивность различных явлений погоды, происходящих как на фронтах, так и в однородных воздушных массах. В этом отношении *большое значение имеет правильное обнаружение положения струйных течений, сдвигов ветра, а также зон конвергенции и, в особенности, дивергенции высотных воздушных течений.*

Изучение высотных карт должно проводиться в сочетании с приземными картами. Нужно при этом иметь в виду, что *чем более отличается высотное барическое поле от приземного, тем вероятнее встретить неблагоприятные условия погоды в верхней половине тропосферы над соответствующим районом.*

Наконец, ознакомление с метеорологическими условиями полета будет неполным, если не учесть влияние рельефа местности на изменение воздушных течений, на образование облаков, туманов и осадков, а также на образование зон усиленной турбулентности атмосферы, вызывающей опасную болтанку самолетов.

Все эти обстоятельства и учитываются при изложении вопросов, составляющих содержание данной главы.

Чтобы дать читателю наиболее полное представление об условиях возникновения опасных для авиации явлений погоды, изложение вопроса сопровождается рассмотрением конкретных примеров. Для иллюстрации их приводятся приземные и высотные карты, главным образом АТ₃₀₀, причем для удобства чтения этих карт количество наносимых на них данных сокращено по сравнению с обычными рабочими картами. В некоторых случаях примеры иллюстрируются одной высотной картой, на которой обозначено положение фронтов, снятых с соответствующей приземной синоптической карты.

§ 2. ЯВЛЕНИЯ, УХУДШАЮЩИЕ ВИДИМОСТЬ

Туманы

Туманом называется явление конденсации (или сублимации) водяного пара в приземном слое воздуха, при котором образуются взвешенные в воздухе мельчайшие капельки воды или ледяные кристаллы, ухудшающие дальность горизонтальной видимости в светлое время суток до значений менее 1 км.

При дальности видимости 1 км и больше явление называют туманной дымкой или просто дымкой.

Образование тумана происходит в тех случаях, когда приземный слой воздуха вследствие понижения температуры до точки росы и ниже достигает насыщения водяным паром. По своей физической природе туман вполне подобен облаку. Нередко одно явление переходит в другое. Например, когда туман приподнимается, то он обычно переходит в низкие разорванно-слоистые облака, а когда облака снижаются до поверхности земли, то они воспринимаются как явление тумана. В связи с этим в горной и холмистой местности туманы нередко обволакивают только долины и низкие места, тогда как на склонах гор и на холмах туман в это время не отмечается. И наоборот, когда в долинах и низких местах отмечаются низкие облака, наблюдатели станций на склонах гор и холмов, окутанных этими облаками, отмечают туман.

Так как образование туманов связано главным образом с охлаждением приземного слоя воздуха до температуры ниже точки росы, то классификация их производится в соответствии с тем, как происходит процесс охлаждения воздуха. В зависимости от этого выделяются нижеследующие типы туманов.

Радиационные туманы. В ясную ночь земная поверхность быстро излучает тепло, поэтому температура ее понижается. Вследствие этого прилегающие к поверхности земли слои воздуха также охлаждаются, при этом возникает инверсия температуры и при достаточной влажности воздуха образуется приземный туман, называемый радиационным. В часы образования такого тумана у поверхности земли отмечается штиль или слабый ветер (скорость 1—3 м/сек). Но начиная с высоты около 50 м почти всегда наблюдается усиление ветра, что способствует развитию слабого турбулентного обмена. Благодаря этому охлаждение передается в более верхние слои воздуха и туман постепенно распространяется вверх, достигая высоты 100—200, а иногда и 300 м.

Радиационные туманы отличаются наибольшей плотностью у поверхности земли, отчего видимость здесь нередко ухудшается до нескольких десятков метров. С высотой плотность их быстро убывает, поэтому *вертикальная видимость при радиационных туманах вполне удовлетворительна и с высоты полета земля сквозь них видна довольно хорошо*. Эти туманы редко захватывают одновременно большой район; обычно они возникают небольшими «пятнами» в низинах, оврагах, в долинах небольших рек, т. е. в тех местах, куда стекает выхолаженный воздух. В связи с этим *возвышенные места редко подвергаются воздействию радиационных туманов*, если последние не приобрели достаточную вертикальную мощность.

Над большими реками и озерами эти туманы не образуются, так как водная поверхность охлаждается в течение ночи незначительно. Если же туман и переносится с суши на водную поверхность, то он быстро над ней рассеивается. Поэтому часто можно пролетать над руслом большой реки, тогда как над сушей полет невозможен.

Вообще рассматриваемый тип тумана не представляет большой опасности для полетов. Существенные затруднения могут возникнуть лишь при взлете и посадке самолетов вследствие значительного ухудшения горизонтальной видимости у поверхности земли.

Радиационные туманы характерны для осенних и зимних континентальных антициклонов, сформированных в достаточно влажных воздушных массах. В частности, на европейской территории СССР такие туманы обычно возникают в воздушных массах, приходящих с Атлантического океана. В таких случаях достаточно даже кратковременного ночного прояснения и ослабления ветра в барическом гребне, чтобы образовался интенсивный радиационный туман. Наоборот, для воздушных масс, поступающих к нам из Арктики, радиационные туманы не характерны вследствие недостаточной влажности этих воздушных масс. Нередко они возникают в теплое время года, если после выпавшего дождя днем или вечером наступает прояснение ночью, вызывающее понижение температуры воздуха. Дополнительные условия возникновения тумана в районах крупных городов создаются благодаря накоплению в нижнем слое атмосферы водяного пара и дыма от сгорания топлива.

Расслоение радиационных туманов происходит главным образом утром под воздействием солнечных лучей, прогревающих землю и прилегающие к ней слои воздуха. При этом инверсия температуры разрушается, турбулентность усиливается, вследствие чего происходит более активное перемешивание нижних слоев воздуха с более теплым и сухим воздухом вверху.

Рассеяние тумана начинается у поверхности земли, туман как бы приподнимается и переходит в низкие разорванно-слоистые облака. При этом часто оказывается, что возвышенные места, бывшие ночью свободны от тумана, утром в течение нескольких минут могут быть окутаны густым туманом. Рассеянию тумана способствует также усиление ветра до 4—5 м/сек и более.

Адвективные туманы образуются при охлаждении относительно теплого и влажного воздуха, движущегося над более холодной подстилающей поверхностью. В холодное время года это явление наблюдается при движении воздуха с теплой водной поверхности на сушу, а летом — с теплой суши на холодную водную поверхность. Адвективные туманы, в отличие от радиационных, образуются при более значительных скоростях ветра

у поверхности земли, которые обычно составляют 4—8 м/сек. Но в некоторых районах, например в южных областях европейской территории СССР, ветер при адвективных туманах достигает 12—15 м/сек, а иногда и 18 м/сек.

Охлаждение воздуха, приводящее к туманообразованию, происходит и в этих случаях сначала в самом нижнем слое, непосредственно соприкасающемся с более холодной подстилающей поверхностью, а затем благодаря сильной турбулентности оно довольно быстро распространяется и на более верхние слои. В связи с этим инверсия температуры при адвективных туманах обычно начинается не от поверхности земли, как это бывает в случаях радиационных туманов, а на некоторой высоте от нее, примерно 100—500 м. Толщина же слоя самой инверсии составляет несколько сот метров, иногда до 1000 м. Характерной особенностью при этом является то, что кривые хода температуры и точки росы на этом уровне идут почти параллельно, т. е. удельная влажность в слое самой инверсии может даже возрастать с высотой. Начиная же с верхней границы инверсии кривая точки росы обычно резко отклоняется от кривой температуры, что указывает на резкое уменьшение относительной влажности на этой высоте и, следовательно, на верхнюю границу слоя тумана.

Очень важной особенностью адвективных туманов является увеличение их плотности с высотой. При этом видимость у поверхности земли может быть вполне удовлетворительной, но стоит подняться на несколько десятков метров (30—50 м), как горизонтальная видимость совершенно исчезает.

Вертикальная мощность этих туманов составляет несколько сот метров, но, как правило, не более 1500 м. Такая большая вертикальная мощность туманов получается и оттого, что нередко туман сливается с выше лежащими слоистыми облаками. Вообще между образованием адвективных туманов и слоистых облаков имеется много общего.

Над сушей адвективные туманы образуются в холодное время года при движении теплых и влажных воздушных масс с морей и океанов. Например, на европейской территории СССР они часто появляются в период с ноября по март при перемещении теплого воздуха со стороны Средиземного и Черного морей, а также с Атлантического океана по западной или северной периферии антициклонов или в теплых секторах циклонов. Нередко при этом туманы сопровождаются морозящими осадками и оттепелями.

Над морем адвективные туманы возникают летом при движении воздуха с теплой суши на холодную поверхность моря. Так образуются летние туманы над Баренцевым и Карским морями при ветрах южной четверти.

Но все же наибольшей интенсивностью и продолжительностью морские туманы отличаются в тех районах, где существуют теплые и холодные морские течения. Например, очень часто сильные туманы образуются в районе Ньюфаундлендской банки, когда воздух, прогревшись над Гольфстримом, перемещается над холодными водами Лабрадорского течения. Аналогичные туманы возникают в районе о. Медвежьего в Баренцевом море, в Охотском и Японском морях и во многих других районах.

В общем для образования адвективных туманов очень большое значение имеет величина горизонтального градиента температуры подстилающей поверхности в направлении перемещения воздушной массы. *Чем сильнее понижается температура в направлении потока, тем вероятнее образование тумана.*

В некоторых местах, как, например, в районе Владивостока, туманы часто возникают в теплый период года, с апреля по август. Эти туманы сначала образуются над холодной водной поверхностью Японского моря в воздушных массах, притекающих с юга и юго-востока. Из залива Петра Великого туман выносится с юго-восточным ветром на континент и распространяется в глубь материка на расстояние около 100-км. Однако при перемещении к северу туманы обычно приподнимаются и переходят в низкую слоистую облачность. Участки суши на побережье залива, защищенные от юго-восточного ветра грядками прибрежных сопков или невысоких гор, в это время бывают свободны от туманов.

Рассеяние адвективных туманов в данном районе происходит, как правило, при смене ветра, т. е. обычно при смене теплой воздушной массы холодной.

Адвективно-радиационные туманы. В холодное время года над континентом нередко наблюдаются туманы, в образовании которых играет роль как адвекция теплого воздуха, так и радиационное охлаждение. Это бывает в тех случаях, когда проходящий воздух не настолько теплее подстилающей поверхности, чтобы достаточно охладиться в дневное время. Но при дополнительном охлаждении ночью, особенно при наступлении прояснений, может образоваться туман, называемый адвективно-радиационным. К этому же типу относятся и те туманы, которые вначале образуются на некоторой высоте от поверхности земли в виде слоистой облачности, снижающейся затем до земли. Они чаще всего возникают в утренние часы после ясной ночи и обычно характеризуются большой плотностью и устойчивостью во времени.

Туманы склонов. Склоны гор и возвышенностей часто закрываются туманом с наветренной их стороны, образование которого вызывается охлаждением воздуха, поднимающегося по склону. Эти туманы отмечаются в чистом виде, как правило,

в наиболее высокой части гор, и при наблюдении с более низких уровней они воспринимаются как облака.

Особо благоприятные условия для возникновения туманов на склонах гор создаются тогда, когда после обильного дождя на влажную и теплую почву медленно натекает холодный воздух. С поверхности теплой почвы происходит при этом интенсивное испарение, которое приводит к перенасыщению холодного воздуха и образованию устойчивого и плотного тумана. Поэтому в горных районах Средней Азии, Южного Казахстана, на Северном Кавказе туманы обычно возникают при медленном вторжении холодного воздуха за холодным фронтом.

Туманы испарений (или парений). В наиболее ярком виде эти туманы проявляются в холодное время года над незамерзающей водной поверхностью при движении над ней очень холодного воздуха. Процесс образования таких туманов сходен с процессом образования клубов «пара» над котлом горячей воды. Так возникают зимние туманы над Балтийским и Черным морями, когда сильно выхоложенный воздух над сушей попадает на теплую водную поверхность моря. Они возникают также над полыньями, образующимися между ледяными полями замерзающих северных морей. Туманы этого типа образуются на крайнем севере территории СССР и в теплое время года (июль — август). Это наблюдается в районах впадения теплых вод сибирских рек в арктические моря при вторжении в эти районы холодных воздушных масс из Полярного бассейна. Как правило, туманы испарений образуются в тех случаях, когда температура воды выше температуры воздуха на 8—10°.

Перечисленные типы туманов образуются в однородных воздушных массах, поэтому они называются внутримассовыми.

Фронтальные туманы. Очень часто сильные туманы наблюдаются вблизи фронтов, и перемещаются они вместе с движением фронтов. Такие туманы называются фронтальными. Они могут наблюдаться перед линией фронта (предфронтальные), непосредственно на линии фронта (фронтальные) и за линией фронта (зафронтальные).

Наиболее часто такие туманы возникают над континентом в холодную половину года в зоне теплых фронтов и фронтов окклюзии, причем на тех их участках, которые смещаются очень медленно (примерно 10 км/час). Обычно такое медленное смещение фронтов наблюдается на периферии циклона, в области относительно повышенного давления. Фронты на этих участках не вызывают образования очень мощной облачности и сильных осадков, как это имеет место вблизи центра циклона, но зато они дают здесь очень низкую облачность, которая сплошь и рядом опускается до поверхности земли, т. е. превращается в туман. Осадки при этом отсутствуют либо выпадают в виде росы.

Фронтальная поверхность в таких случаях занимает почти горизонтальное положение. По вертикали она выражается инверсией температуры, начинающейся почти от поверхности земли и захватывающей слой 1,0—1,5 км. Причем во всем слое инверсии относительная влажность воздуха составляет около 100 %.

Морозные, или ледяные, туманы. Описанные выше типы туманов наблюдаются преимущественно при температуре воздуха в пределах от $+10^{\circ}$ до -10° . При температуре выше $+10^{\circ}$ и ниже -10° повторяемость туманов резко снижается. Наряду с этим заслуживают большого внимания туманы при сильных морозах, наблюдающиеся часто в Сибири, а также в Арктике. Такие туманы образуются преимущественно при температурах ниже -30° и почти исключительно вблизи населенных пунктов. Непосредственной причиной образования морозных туманов является насыщение холодного воздуха водяным паром, выделяющимся при сгорании топлива. При этом водяной пар образуется при сгорании водорода, входящего в состав горючих газов и жидкого топлива и в небольшом количестве находящегося в каменном угле, дровах и торфе. Водяной пар вызывает увеличение относительной влажности окружающего воздуха, и при определенном сочетании начального давления, температуры и относительной влажности начинается конденсация водяного пара в виде мельчайших водяных капелек. При температуре воздуха -30° эти капельки замерзают в течение одной минуты, а при -40° — в течение нескольких секунд, что и создает ледяной туман. Аналогичный процесс происходит, как мы уже знаем, и при возникновении конденсационных следов за самолетами.

Ледяные туманы часто отмечаются на аэродромах во время работы авиационных двигателей, особенно при взлете самолетов, когда расходуется наибольшее количество жидкого топлива.

После прекращения топki печей, а также после взлета самолетов туман обычно рассеивается, так как ранее образовавшиеся кристаллы оседают, а новые не образуются.

Вообще следует отметить, что крупные промышленные города, где выбрасывается большое количество продуктов сгорания вместе с водяным паром, играют очень большую роль в образовании или усилении туманов в данном районе. Влияние выбрасываемых продуктов на ухудшение видимости обычно распространяется по ветру на расстояние до 50—80 км.

Метели

Ухудшение видимости в холодное время года нередко вызывается поземками, низовыми метелями и общими метелями.

Поземки и низовая метель выражаются в переносе сухого снега, поднимаемого сильным ветром с поверхности

снежного покрова и ухудшающего видимость в самых нижних слоях атмосферы. Разница между этими явлениями состоит лишь в том, что при поземках снег поднимается до высоты в несколько десятков сантиметров, тогда как при низовых метелях — до высоты в несколько метров. То и другое явление и связанное с ними ухудшение видимости зависят от состояния снежного покрова и от скорости ветра. Чем рыхлее снежный покров и чем сильнее ветер, тем вероятнее возникновение указанных явлений. При этом поземок возникает при скорости ветра 4—6 м/сек, а при более сильном ветре явление переходит в низовую метель.

Существует некоторая связь между скоростью ветра и дальностью горизонтальной видимости. Например, при скорости ветра 11—14 м/сек видимость при низовой метели обычно колеблется в пределах 2—4 км, при ветре 15—18 м/сек — в пределах 2,0—0,5 км, а при скорости ветра 20 м/сек и более видимость, как правило, ухудшается до значений меньше 0,5 км.

Поземки и низовые метели чаще всего возникают в тыловой части циклонов или в передней части антициклонов, где осуществляется адвекция холодного воздуха, при больших горизонтальных барических градиентах и при росте давления у поверхности земли. При этом в большинстве случаев наблюдается ясная погода или небольшая облачность среднего и верхнего ярусов. Поэтому горизонтальная видимость на высотах, а также вертикальная видимость бывают достаточно хорошими.

Явление, которое характеризуется сильным ветром и выпадением снега из облаков, называется метелью. Если же при этом снег не только выпадает из облаков, но и поднимается ветром с поверхности снежного покрова, то мы имеем общую метель. Ухудшение видимости при общей метели зависит как от интенсивности снегопада, так и от скорости ветра, но в большей мере от интенсивности снегопада. При сильном снегопаде видимость бывает в пределах 0,5—2,0 км, при среднем — 1,5—3,0 км и при слабом — от 3,0 км и более. Влияние ветра сказывается в этих случаях главным образом при больших его скоростях, около 15—18 м/сек и больше.

Ухудшение видимости, вызываемое общей метелью, наблюдается на территории СССР главным образом в зоне теплых фронтов, связанных с активно развивающимися циклонами. В этих случаях циклон углубляется, барические градиенты в его области увеличиваются, что приводит к значительному усилению ветра. Кроме того, в этой стадии жизни циклона в его передней части наблюдается наибольшее развитие восходящих движений, приводящих к образованию очень мощной облачности и выпадению обильных осадков. Ширина зоны снегопада перед теплым фронтом углубляющегося циклона обычно достигает 500 км. Но зона сильного снегопада чаще всего имеет

ширину 100—200 км. На европейской территории СССР такие условия погоды создаются обычно при быстром смещении циклонов с запада или с юга. На Дальнем Востоке аналогичные условия характерны при выносе морского воздуха с Охотского моря.

Значительное ухудшение видимости при снегопаде нередко встречается в зоне холодных фронтов, а также в однородных холодных, неустойчивых воздушных массах. В северных районах европейской территории СССР (районы Баренцева и Белого морей) это явление получило название «снежных зарядов». Они занимают сравнительно узкие зоны, примерно 10—20 км. Поэтому при надвижении облака на пункт наблюдения видимость обычно резко ухудшается, но спустя 15—20 мин., а иногда и менее она так же резко улучшается.

Вообще для видимости при снегопадах характерна ее неустойчивость во времени и в пространстве.

Пыльные бури и мгла

В южных степях и пустынях СССР нередко сильные ветры поднимают в воздух с поверхности земли частицы песка или пыли, которые, замутняя атмосферу, резко ухудшают видимость. Это пыльные или песчаные бури, которые представляют собой явление, аналогичное низовым метелям. Возникают пыльные бури преимущественно летом, но они встречаются и зимой в годы отсутствия снежного покрова или весной при длительной засухе, как это было в южных районах европейской территории СССР в марте и апреле 1960 г. Вертикальная мощность пыльных бурь может быть самой различной — от нескольких десятков сантиметров (пыльные и песчаные поземки) до нескольких десятков и даже сотен метров.

Пыльные бури бывают различных типов. Одни из них являются кратковременными, с длительностью в пределах 15—30 мин. Они вызываются сугубо местными особенностями направления и скорости ветра либо порождаются шкваловыми ветрами, связанными с прохождением кучево-дождевых (грозовых) облаков. В этом случае под кучево-дождевым облаком образуется пылевая завеса, которую можно заметить еще в то время, когда облако находится у горизонта; тем самым она может служить признаком скорого наступления пыльной бури.

Наиболее неприятными являются длительные пыльные бури, наблюдающиеся в течение нескольких часов или даже суток. К ним относятся так называемые «черные бури», наблюдающиеся на Дону, Кубани и Южной Украине ранней весной. Они возникают тогда, когда над восточными районами европейской территории СССР образуется устойчивый антициклон, а над Черным морем — малоподвижная циклоническая область. Такое

сочетание барических областей вызывает штормовые восточные ветры в южных районах европейской территории СССР, дующие по нескольку дней. Осадки при этом отсутствуют, почва быстро высыхает и не закрепляется растительным покровом, что и создает в таких условиях черные бури.

Дальность горизонтальной видимости при пыльных бурях имеет очень неустойчивый характер. В начальной стадии развития бури видимость резко ухудшается и обычно является самой плохой. Но затем она, как правило, улучшается, хотя скорость ветра может даже и увеличиться. При изучении пыльных бурь в Средней Азии Н. Н. Романовым установлено, что видимость при этом явлении часто пульсирует, т. е. резкое ухудшение ее сменяется улучшением, затем вновь наступает следующее внезапное ухудшение в связи с очередным валом пыльной бури. Там же установлено, что скорости ветра, при которых начинается пыльная буря, неодинаковы в различных районах. В зависимости от состояния почвы в некоторых местах они равны 8—10 м/сек, в большинстве районов 10—14 м/сек. Кроме этого, зимой и в переходные сезоны скорости ветра при пыльных бурях примерно на 2—4 м/сек больше, чем летом. Вообще в Средней Азии летом большинство пыльных бурь слабее по интенсивности и короче по продолжительности, чем во второй половине весны и первой половине осени.

Последствия пыльных бурь, образовавшихся в одних местах, могут сказываться в других районах в виде сильного помутнения воздуха, называемого мглой. Помутнение в данном случае обусловлено оставшимися в воздухе мельчайшими частичками пыли, которые вместе с воздушной массой переносятся на значительные расстояния от района возникновения пыльных бурь. Видимость при такой мгле уменьшается до 1 км и менее.

Примеры синоптических условий ухудшения видимости

Пример 1. Карта погоды по данным в 9 час. 9 декабря 1961 г. (рис. 128) показывает типичный случай весьма неблагоприятной погоды для полетов в самых нижних слоях атмосферы, особенно над юго-восточной четвертью европейской территории СССР. Этот район занят относительно теплой воздушной массой, составляющей теплый сектор циклона с центром между Москвой и Ленинградом. Можно также сказать, что эта воздушная масса движется с юга на север по западной периферии антициклона с центром в районе Куйбышева. Здесь повсеместно наблюдается сплошная очень низкая облачность, высотой 50—100 м; во многих местах облачность снижается до тумана с видимостью до 0,5 км и менее. Только к востоку от Волги, ближе к центру антициклона, нижняя граница повышается до 200—300 м и видимость увеличивается до 4—10 км.

О высоте нижней границы облаков можно до некоторой степени судить по дефициту точки росы, т. е. по величине разности между температурой воздуха и точкой росы. На тех станциях, где эта разность равна нулю, что соответствует относительной влажности 100%, отмечается туман или высота облачности менее 100 м, при дефиците точки росы 1° высота облаков 100—200 м и при дефиците 2° — 200—300 м.

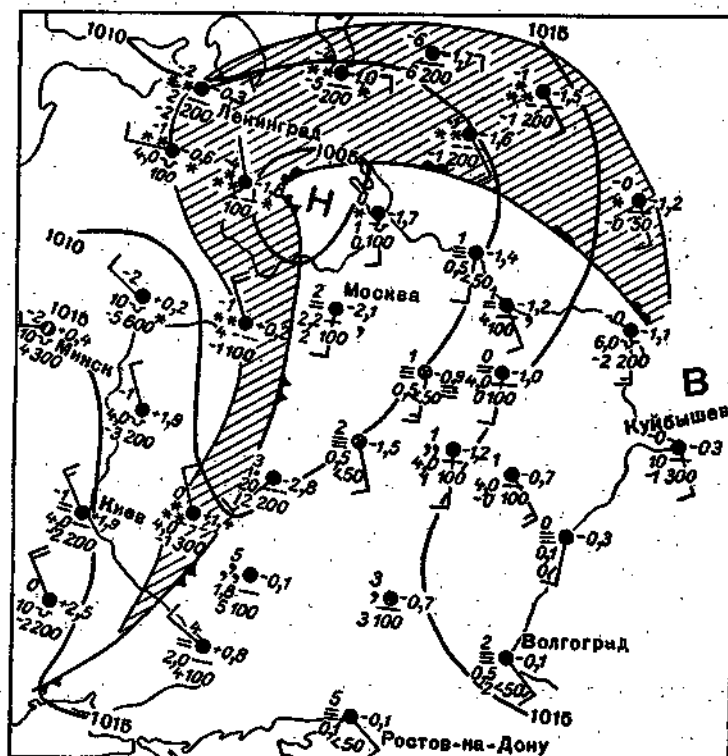


Рис. 128. Карта погоды, 9 час. 9 декабря 1961 г.

Как было показано выше (стр. 123), высота нижней границы облаков в тот день, по данным светолокаторных измерений в районе Москвы (через каждую минуту), испытывала колебания в пределах до 40 м, а как только начались осадки в виде слабого дождя около 10 час., колебания стали доходить до 50—80 м.

Представляет интерес посмотреть, какими особенностями отличается распределение температуры и точки росы с высотой в пунктах, где была особенно низкая облачность и плохая видимость и где были несколько лучшие условия погоды. С этой

целью на рис. 129 приводятся в графическом виде данные радиозондирования атмосферы в Москве и Куйбышеве. В обоих случаях отмечаются резко выраженные инверсии с нижней границей слоя инверсии в Москве на высоте 1500 м, а в Куйбышеве — на высоте 900 м. Но если в Куйбышеве начиная от нижней границы инверсии кривая точки росы резко отклоняется влево от кривой стратификации, то в Москве эти кривые совпадают почти до высоты 2500 м. Иначе говоря, в Куйбышеве слой инверсии температуры характеризуется резким уменьшением относительной влажности с высотой. Значит, в этом месте подынверсионные облака образуются только вследствие турбулентного переноса влаги снизу вверх, что обеспечивает улучшение видимости у поверхности земли и более ровную нижнюю поверхность облака.

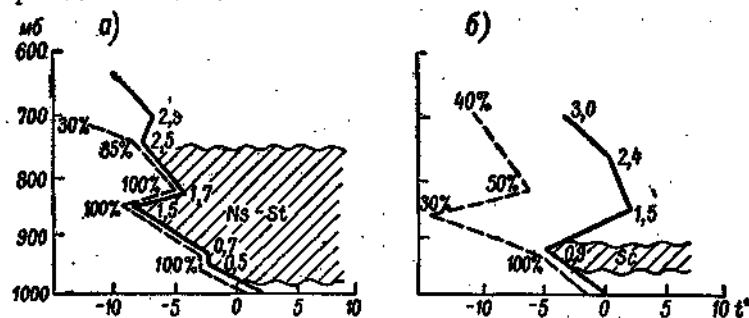


Рис. 129. Данные зондирования атмосферы в Москве (а) и Куйбышеве (б), 3 часа 9 декабря 1961 г.

Из данных зондирования в Москве следует, что как под слоем инверсии, так и в самом этом слое относительная влажность равна 100%. В таких случаях облака поддерживаются главным образом турбулентным переносом водяного пара сверху вниз, что способствует снижению облачности и ухудшению видимости.

Пример II. На рис. 130 приведена карта погоды по данным в 15 час. 7 апреля 1960 г., иллюстрирующая типичное синоптическое положение, при котором возникают сильные бури в южных районах европейской территории СССР. Как видим, значительная часть нашей территории занята обширным антициклоном, центр которого с давлением свыше 1050 мб располагается в районе между Воронежем и Москвой. Над Черным морем и Турцией находится малоподвижная циклоническая область.

При такой ситуации в период со 2 по 10 апреля в большинстве районов Украины отмечались сильные пыльные бури, ухудшавшие видимость до значений меньше 1 км. В данном случае, т. е. 7 апреля, бури охватили почти всю территорию Украины, в том числе и степную часть Крыма, а также значительную часть

территории Северного Кавказа; скорости восточных ветров превышали при этом 20 м/сек. Вертикальная мощность слоя, охваченного пыльной бурей, с очень плохой видимостью определялась высотой нижней границы инверсии.

На рис. 131 показаны две кривые стратификации, построенные по данным зондирования атмосферы в Ростове-на-Дону (рис. 131 а) и в Кривом Роге (рис. 131 б). Как видим, в районе

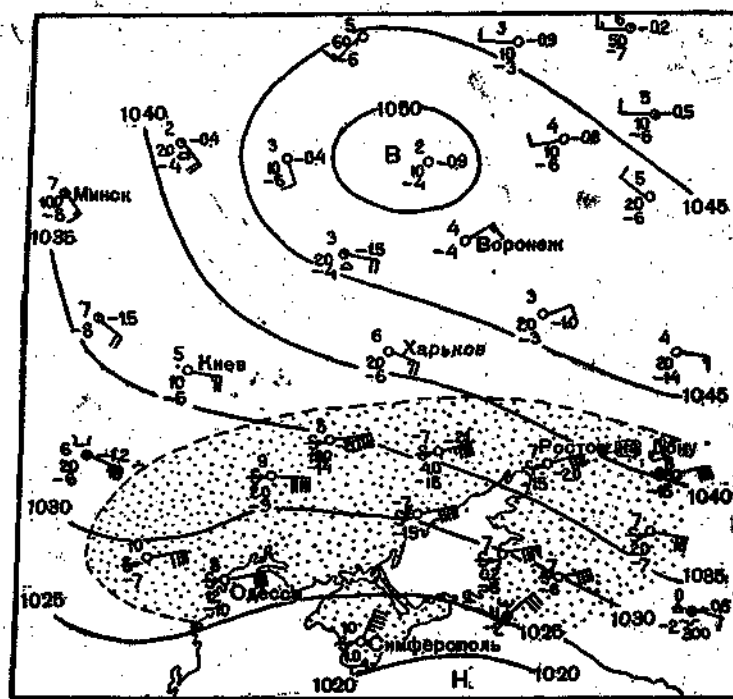


Рис. 130. Карта погоды, 15 час. 7 апреля 1960 г.

первого из указанных пунктов нижняя граница инверсии находилась на высоте 1,2 км, а в районе второго пункта — на высоте 1,9 км. Соответственно этому, как подтверждалось сообщениями летчиков, над Северным Кавказом слой ухудшенной видимости распространялся до высоты 1,2—1,5 км, а над Украиной — до высоты около 2 км.

При аналогичном синоптическом положении в зимнее время года в указанных районах возникают сильные метели, а также сильный ветер в районе Новороссийска, называемый борой. Правда, для возникновения боры более типично такое положение, когда антициклон находится в районе Среднего или Нижнего Поволжья.

Нужно отметить еще одну очень важную особенность рассмотренного синоптического положения. Возникшие сильные ветры при нем ограничиваются только нижними слоями атмосферы. Казалось бы, что с высотой этот ветер должен быть еще более сильным, если учесть, что на высотах ветер является геострофическим. При данном положении этого обычно не бывает. Изображенные на рис. 131 направление и скорость ветра на высотах до 3,1 км показывают, что как в Ростове, так и в Кривом Роге ветер с высотой даже несколько ослабевает.

Указанные выше значения высот распространения пыльных бурь характерны для южных районов европейской территории СССР. В Средней Азии, где пыльные бури часто возникают при

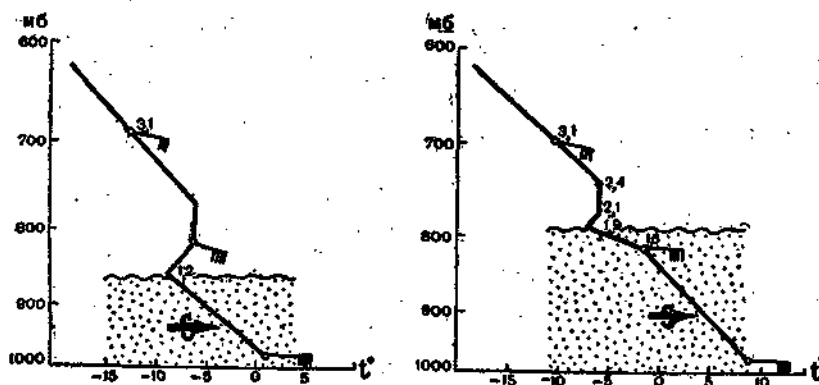


Рис. 131. Данные зондирования атмосферы в Ростове-на-Дону (а) и Кривом Роге (б), 15 час. 7 апреля 1960 г.

прохождении холодных фронтов, пыль забрасывается сильными восходящими движениями до высоты 4—5 км. Синоптик Б. С. Чучкалов, пролетая над горной системой Гималаев, наблюдал, как снежные вершины гор на высотах до 7000 м были покрыты желтой пылью, принесенной сюда со стороны пустынь.

Практические рекомендации

1. Неблагоприятные условия погоды, ограничивающие взлет и посадку самолетов на аэродромах, а также полеты на небольших высотах, создаются над континентом преимущественно в холодную половину года в случаях образования низкой облачности или ухудшения видимости из-за дымки, тумана и осадков. Над морями и океанами аналогичные условия погоды возникают главным образом в теплую половину года.

2. Значительное снижение облачности обычно сопровождается ухудшением видимости у поверхности земли; при повышении

же облачности видимость улучшается. Наряду с этим иногда облачность может быть очень низкой, но видимость у земли бывает достаточно хорошей или, наоборот, видимость очень плохая, а облака располагаются на достаточно большой высоте от поверхности земли. Все зависит от характера синоптической обстановки и особенностей распределения температуры и влажности воздуха в нижнем слое атмосферы (до 1—2 км) в каждом конкретном случае.

3. Образование низкой облачности с одновременным ухудшением видимости происходит наиболее часто в теплых устойчивых воздушных массах, движущихся в тыловой части антициклона при юго-восточных, южных или юго-западных ветрах, а также в зонах фронтов, особенно в случаях размытых, слабо выраженных и медленно движущихся (квазистационарных) фронтов. При этом высота нижней границы облачности и дальность горизонтальной видимости при одной и той же синоптической обстановке обычно испытывают существенные колебания над одним и тем же местом в течение небольших промежутков времени (несколько минут). В среднем колебания высоты нижней границы облачности в течение одной минуты находятся в пределах ± 30 м. Наибольшие колебания высоты нижней границы облачности отмечаются при выпадении осадков.

4. Низкая облачность, дымки и туманы почти во всех случаях связаны с существованием в самых нижних слоях атмосферы инверсий температуры. Они препятствуют переносу продуктов конденсации водяного пара в верхние слои атмосферы и тем самым способствуют ухудшению видимости вблизи земной поверхности.

5. Если инверсии сопровождаются ростом удельной влажности с высотой, то облачность имеет очень нечеткую нижнюю границу, она как бы сливается с дымкой или туманом у поверхности земли. Это самые неблагоприятные условия для взлета и посадки самолетов. Они обычно удерживаются длительное время без значительных колебаний горизонтальной и вертикальной видимости и меняются лишь в связи с заметными изменениями направления и скорости ветра у поверхности земли.

6. В случаях, когда в слое инверсии температуры удельная влажность резко уменьшается с высотой и скорость ветра у поверхности земли достигает 3—4 м/сек и больше, облачность обычно располагается на высоте не меньше 100 м с более отчетливой нижней границей; горизонтальная видимость у поверхности земли является при этом достаточно хорошей. Исключением в этих случаях являются возвышенные места, которые могут оказаться окутанными облаками, а также побережья морей и океанов, где могут происходить отдельные заносы туманов с водной поверхности на сушу.

7. Данные о высоте облачности 200 м и ниже и горизонтальной видимости 2 км и меньше, полученные при наблюдениях у поверхности земли, не всегда соответствуют тем значениям этих элементов, которые обнаруживают летчики при заходе на посадку у ближней приводной. Фактически в данных условиях погоды летчики встречаются с вертикальной и посадочной видимостью, значительно меньшей, чем отметил наблюдатель у поверхности земли. Эти различия объясняются как особенностями строения самой облачности, так и различиями в условиях наблюдений.

8. По наблюдениям метеорологических станций выясняется, что при переходе от светлого времени суток к темному видимость как бы улучшается; наоборот, при переходе от темного времени суток к светлому значения дальности видимости уменьшаются, хотя общее состояние погоды при этом не изменяется. Эти различия объясняются тем, что в темное время суток наблюдения производятся за самосветящимися ориентирами. Если при этом вокруг источника света замечается дымка, то это обозначает, что в воздухе содержится большое количество примесей, которые при наступлении рассвета могут сильно ухудшить видимость по сравнению с ее значением в ночные часы.

9. В утренние, а также и в вечерние сумерки дальность видимости имеет наименьшие значения. В полдень дымка и туманы рассеиваются или ослабевают и, следовательно, видимость значительно улучшается. Но если после некоторого улучшения видимости около 10—12 час. дальнейшего улучшения не происходит, то следует ожидать, что в ближайшие часы, ближе к сумеркам, наступит усиление дымки и тумана.

10. Значительные ухудшения и колебания дальности видимости наблюдаются в снегопадах. В типичной неустойчивой воздушной массе в дневные часы при сильном снегопаде («заряды») видимость ухудшается до значений всего лишь нескольких метров, а через 10—15 мин. она улучшается до нескольких десятков километров. Такие условия погоды особенно типичны для северной половины европейской территории СССР в переходные сезоны года.

Так же сильно ухудшается видимость во фронтальных снегопадах при активном развитии циклона. Если при этом имеющийся снежный покров рыхлый и снег сухой, то усиливающийся ветер поднимает снег с поверхности земли, создавая очень плохую видимость на большом пространстве.

11. Ухудшение видимости из-за пыльных и песчаных бурь наблюдается главным образом в засушливых районах, где поверхностный слой земли представляет собой мелкозернистый рыхлый грунт. В таких районах сильное ухудшение видимости наступает уже при усилении ветра до 10—12 м/сек.

В случаях устойчивой стратификации воздушной массы, как это бывает в тыловой части антициклонов, вертикальное распространение слоя с плохой видимостью ограничивается высотой нижней границы инверсии. При неустойчивой стратификации, особенно в зоне холодного фронта, ухудшение видимости из-за пыльных бурь может охватить слой тропосферы толщиной в несколько километров.

§ 3. ГРОЗЫ

Общие условия образования гроз и вызываемых ими опасных явлений

Грозой называется атмосферное явление, при котором наблюдаются многократные электрические разряды (молнии) между облаками или между облаком и землей, сопровождаемые звуковым явлением — громом. Одновременно с этим обычно наблюдаются обильные осадки в виде дождя, града и в редких случаях в виде снега. Иногда отмечаются грозы и без осадков; их называют сухими грозами.

Гроза есть результат неустойчивости атмосферы, проявляющейся в возникновении значительных вертикальных движений воздуха и в образовании мощных кучевых и кучево-дождевых облаков.

Неустойчивость атмосферы, как известно, определяется большими вертикальными градиентами температуры, по крайней мере в нижнем слое атмосферы, до высоты около 2 км, а также большой влажностью воздуха. Большие же вертикальные градиенты температуры устанавливаются в тех случаях, когда происходит сильное прогревание приземного слоя воздуха. Поэтому чем сильнее прогревание нижних слоев воздуха и чем влажнее этот воздух, тем вероятнее образование гроз.

Напомним механизм формирования грозовых облаков, который состоит в следующем.

Более нагретые приземные слои воздуха, становясь легче окружающей среды, поднимаются и адиабатически охлаждаются. Величина этого охлаждения до уровня конденсации составляет 1° на 100 м подъема. На уровне конденсации происходит образование кучевых облаков. При дальнейшем подъеме охлаждение воздуха становится более медленным и составляет от $0,5$ до $0,8^\circ$ на 100 м. Чем больше влагосодержание поднимающейся массы воздуха, тем большее количество тепла выделяется при конденсации. Это тепло поддерживает влажнонеустойчивость воздушной массы и, таким образом, является главной причиной вертикального развития кучевых облаков и превращения их в мощные кучевые и кучево-дождевые, т. е. в грозовые облака.

При большой влажнонеустойчивости атмосферы весь процесс формирования кучево-дождевого облака может длиться всего лишь 30—40 мин.

Описанный процесс образования грозовых облаков вызывается тепловой конвекцией. Кроме этого, кучево-дождевые облака образуются часто вследствие вытеснения теплого воздуха наступающим валом холодного воздуха, что характерно для холодных фронтов. Но и в этом случае чем сильнее прогревание нижних слоев теплого воздуха и чем выше его влагосодержание, тем интенсивнее протекает процесс образования гроз.

Вертикальное развитие кучевого облака происходит до тех пор, пока температура поднимающегося насыщенного воздуха не сравняется с температурой окружающего воздуха. За это время толщина облачности составит несколько километров. Поэтому нередко грозовые облака распространяются на всю толщу тропосферы, достигая своей вершиной тропопаузы. Как только облако достигает уровней, на которых температура воздуха составляет -10° , -16° , а иногда и более низких значений, верхняя часть облака приобретает кристаллическое строение. Эта часть облака теряет округлую форму и приобретает характер растекающейся перистой облачности, имеющей вид гигантской накопальной. С момента обледенения вершины облака оно начинает давать ливневые осадки и по существу является кучево-дождевым.

На основании радиолокационных наблюдений установлено, что для возникновения грозы необходимо, однако, чтобы верхняя граница кучево-дождевого облака достигала, как правило, того уровня, где температура воздуха была бы около -25° или ниже. Метеоролог Н. Ф. Котов показал, что грозы в подавляющем большинстве случаев наблюдаются только в том случае, если на верхней границе радиоэхо температура бывает не выше $-22,4^{\circ}$. Если на данном уровне температура выше указанного значения, то из кучево-дождевого облака выпадают только ливневые осадки.

Остановимся на причинах возникновения больших напряжений электрического поля в кучево-дождевых облаках. В основе существующей до настоящего времени теории грозы лежит следующая гипотеза.

Возникновение и разделение электрических зарядов в кучево-дождевом облаке происходит вследствие дробления водяных капель под воздействием сильных вертикальных токов. Это дробление происходит сначала в нижней части облака (рис. 132), причем самые мелкие частицы капель, образовавшиеся при дроблении, заряжаются отрицательным электричеством и уносятся вверх. Более же крупные частицы, остающиеся в нижней части облака, имеют положительный заряд. Однако мелкие капли с отрицательным зарядом, как правило, не доходят до верхней

части облака. По мере движения вверх они сливаются в более крупные и снова падают вниз. Здесь капли попадают в зону сильных восходящих токов и вновь разбиваются.

Самая же верхняя часть облака, состоящая из ледяных кристаллов, обычно заряжена положительным зарядом. Предполагается, что вследствие трения кристаллов о воздух они также разбиваются на осколки различной величины. Более крупные из них получают отрицательный заряд и опускаются вниз; мелкие же кристаллы, заряженные положительным электричеством, сосредоточиваются в самой верхней части облака.

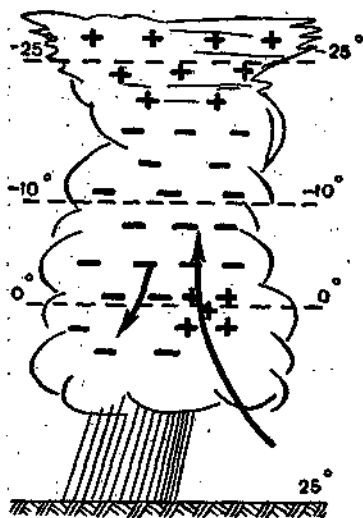


Рис. 132. Схема возникновения и разделения электрических зарядов в кучево-дождевом облаке.

Таким образом, верхняя часть облака имеет положительный заряд, остальная часть — отрицательный. Но вблизи зоны, где происходит раздробление капель, концентрируются положительно заряженные крупные капли. Центральная часть этой нижней зоны положительного заряда располагается обычно на уровне 0° , где вертикальные движения имеют наибольшие скорости, и осадки достигают наибольшей интенсивности.

Центр области отрицательного заряда обычно сосредоточен вблизи уровня изотермы -8° . Электрические заряды между отдельными частями облака, между двумя соседними облаками или между облаком и земной поверхностью воспринимаются нами в виде молний. Они возникают в тот момент, когда напряжение электрического поля в грозовом облаке достигнет пробивного значения, т. е. около $1\,000\,000$ в на 1 м.

Наиболее часто наблюдается линейная молния (рис. 133). Длина видимой части этой молнии в большинстве случаев составляет 2—3 км. Нередко встречается так называемая плоская молния, представляющая собой разряд, охватывающий значительную часть облака. В отличие от линейной плоская молния, по-видимому, состоит из светящихся тихих разрядов, испускаемых отдельными капельками. Однако нельзя смешивать плоскую молнию с зарницей, представляющей собой освещение отдаленных облаков линейными молниями.

Наиболее опасной областью грозового облака в смысле интенсивности разрядов молнии и вертикальных движений является

та его часть, где температура находится в пределах от 0 до -8° , особенно вблизи изотермы 0° . При температуре воздуха у поверхности земли около 25° это соответствует высоте приблизительно 3,5 км.

Рассматривая основные стадии развития кучевого облака, мы должны сказать, что наиболее опасным это облако является в тот момент, когда оно переходит от второй к третьей стадии своего развития (рис. 59).

Иногда после интенсивного разряда линейной молнии появляется ярко светящийся шар различной окраски и величины. Это шаровая молния. Она перемещается в воздухе медленно и бесшумно и обладает способностью проникать внутрь зданий через щели, дымоходы, трубы и т. п. Часто, не причинив вреда, она незаметно уходит, но иногда разрывается с оглушительным треском.

Имеются случаи непосредственного попадания шаровой молнии в летящий самолет. Вот как описывает метеоролог Г. И. Коган-Белецкий один из таких случаев.

«12 августа 1956 г. в 12 час. 55 мин. по местному времени в районе Нижнее Тамбовское (90 км северо-восточнее Комсомольска) в транспортный самолет ЛИ-2 попала шаровая молния. До попадания ее в самолет полет происходил в зоне малоподвижного холодного фронта на высоте 3300 м. По маршруту была мощная кучевая и кучево-дождевая облачность, местами наблюдались ливни и грозы.

В 12 час. 45 мин. самолет вошел в кучево-дождевое облако. Началась сильная болтанка и интенсивное обледенение в виде шероховатого матового льда. На высоте полета температура воздуха была $-2,4^{\circ}$. По наблюдениям с самолета, вершины кучево-дождевых облаков достигали 5,5—6,0 км.

В 12 час. 55 мин. болтанка самолета резко усилилась. В это время впереди и немного слева был замечен быстро приближавшийся огненный шар диаметром 25—30 см. Окраска его была мутно-красного цвета, ближе к оранжевому. Это была шаровая молния. Не долетев 30—40 см до носовой части самолета (рис. 134), она свернула влево и начала огибать фонарь летчика. Встретив на своем пути лопасть левого винта, в верхнем его положении,

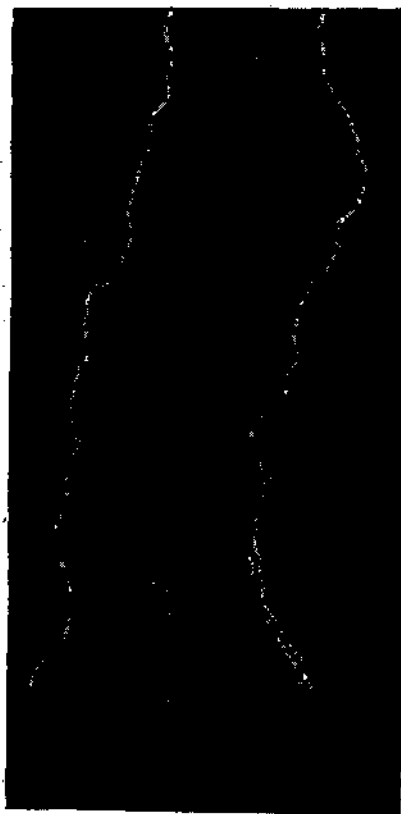


Рис. 133. Линейная молния.

огненный шар взорвался, и вдоль левой части фюзеляжа прошла огненная полоса.

Взрыв шаровой молнии вызвал ослепительно белую вспышку. Звук при взрыве был настолько сильным, что он заглушил шум работающих двигателей. По образному выражению экипажа, звук этот напоминал взрыв торпеды в воде — глухой и резкий. Сразу же после разряда молнии самолет резко подбросило вверх. На всем пути полета в облаках наблюдались болтанка и обледенение.

Во время полета в грозовом облаке сильные электрические разряды нарушили радиосвязь самолета с наземными радиостанциями, радиокompас

пришлось выключить. Вслед за разрядом молнии бортрадиостанция попыталась отключить антенну, но подвергся удару электрическим током.

После посадки самолет был тщательно осмотрен. Каких-либо существенных повреждений на нем не оказалось. Лишь слегка была повреждена одна лопасть винта, по-видимому, как раз та, с которой

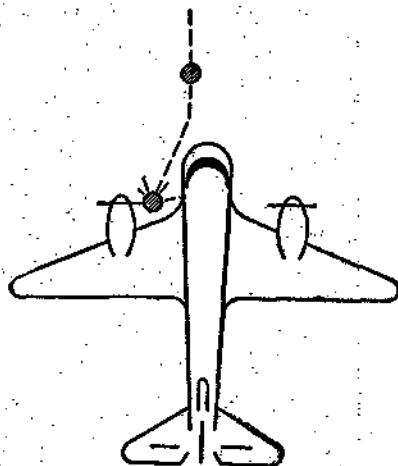


Рис. 134. Схема движения шаровой молнии с момента встречи с самолетом до взрыва.

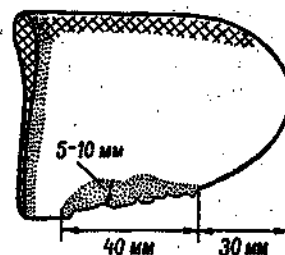


Рис. 135. Поврежденная лопасть винта.

столкнулась молния. На кромке обтекания лопасти, на расстоянии 30 мм от ее конца, было немного расплавлено ребро (рис. 135). Размеры повреждения — 40 мм по длине ребра лопасти и 5—10 мм по глубине. Вокруг места повреждения небольшая площадь лопасти покрылась копотью, которая легко была стерта рукой».

Физический механизм шаровых молний до сих пор не совсем ясен. Академик П. Л. Капица показал, что во время свечения шаровой молнии к ней должно непрерывно подводиться из окружающего пространства энергия электромагнитных колебаний в виде ультракоротких радиоволн с длиной волны 30—70 см. Эти волны, возможно, образуются при грозовых разрядах наряду с длинными волнами. Предполагается, что при полете в кучево-дождевом облаке вблизи грозового очага ультракороткие радиоволны, попадая на проводящую поверхность самолета, отражаются от нее и впереди самолета, так же как и над поверхностью земли, образуется электрическое поле большой напряженности. Это и создает впереди самолета благоприятные условия для возникновения шаровой молнии.

Рассмотрим некоторые опасные явления, связанные с грозами.

Град. Грозы нередко сопровождаются градом. Это — осадки, выпадающие вместе с ливневым дождем из мощных кучево-дождевых облаков в виде частичек плотного льда. Градины бывают самых различных форм и размеров, от 5 мм до 10 см в диаметре, а в США встречался град до 12,5 см. Зародышами градин являются, по-видимому, замерзшие капельки. Последующий их рост связан как с конденсацией водяного пара с жидких капель, так и со столкновением и слиянием их с переохлажденными каплями. Крупные градины обычно имеют многослойное строение с чередованием прозрачных и мутных слоев, что свидетельствует о сложности процесса их роста.

Одним из важнейших условий образования града являются большая водность облака и достаточно интенсивные восходящие потоки воздуха, которые обеспечивают возможность роста облака до высот 8—10 км и больше и увеличения ледяных частиц до значительных размеров. Установлено при этом, что уровень образования града обычно совпадает с тем уровнем, на котором восходящий поток достигает температуры -10° , и чем больше расстояние от нижней границы облака до указанного уровня, тем вероятнее образование града. Теоретические расчеты, проведенные Н. С. Шишкиным при изучении конкретных случаев выпадения града, показали следующее.

При максимальном радиусе градин 27 мм средняя скорость восходящих потоков в градовом облаке должна быть 25 м/сек, при радиусе градин 20 мм — 17 м/сек, а при радиусе их 17 мм — 15 м/сек. Эти скорости рассчитывались для слоя облаков примерно от 1,5 до 5,0 км, причем наибольшие скорости приходились на высоты 3,0—4,5 км при температуре от $+5,0$ до $-10,0^{\circ}$.

При этих расчетах не учитывались затраты энергии на турбулентное перемешивание, а также не учитывалась возможность развития в облаках нисходящих движений. Поэтому полученные путем вычисления значения скоростей восходящих потоков в грозовых облаках являются несколько завышенными. Но все же считается, что приведенные данные близки к действительности. Известны случаи выпадения града значительно более крупных размеров, чем 27 мм, поэтому естественно предположить о возможности существования в мощных кучево-дождевых облаках восходящих потоков со скоростью до 50 м/сек и более.

Опыт полетов во всей толще тропосферы и в нижней стратосфере показывает, что град может встретиться не только у поверхности земли или в нижней и средней части грозового облака, но и на больших высотах. Зарегистрированы случаи, когда летчики, пробиваясь через перисто-слоистые облака, на высотах 11—13 км внезапно подвергались сильным ударам крупных градин. Эти случаи сопровождались и сильной болтанкой.

Однако градины с радиусом менее 1 см не вызывают существенных повреждений самолета.

Шквалы. Резкое усиление ветра в течение нескольких минут, сопровождающееся изменением его направления, называется шквалом. Скорость ветра при шквале нередко превышает 20 м/сек, достигая 30, а иногда 40 м/сек и более.

Возникновение шквала обычно связано с прохождением через данный район грозового облака. В этих случаях впереди

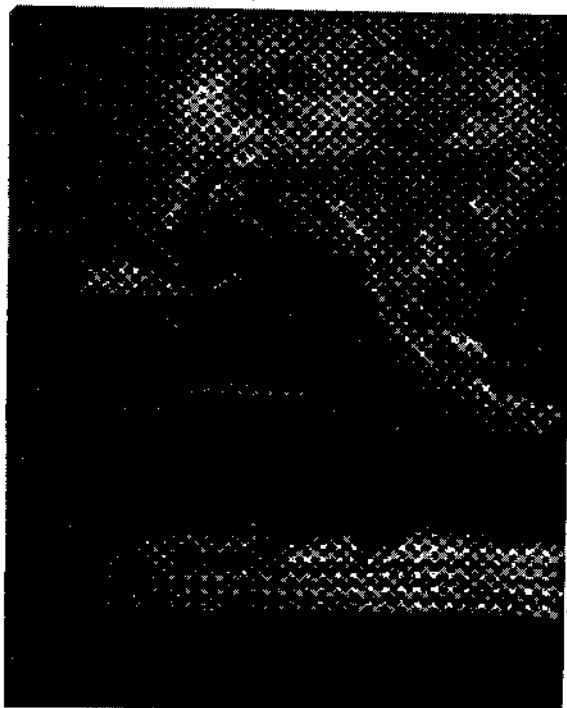


Рис. 136. Шкваловый вихрь.

облака, за 1—2 км до сплошной завесы дождя, можно видеть темный, нависший, крутящийся вал — «шкваловый вихрь» (рис. 136), представляющий собой вихрь с горизонтальной осью. Этот вихрь образуется в зоне противоположных движений воздуха — против часовой стрелки. Впереди его существует восходящий поток, а в тыловой части — нисходящий. Обычно вихрь движется на высоте 500 м, но иногда опускается до 50 м. После прохождения вихревого вала и наступает шквал, т. е. резкое усиление ветра, сопровождающееся изменением его направления. При этом наблюдается значительное понижение темпера-

туры и рост давления, вызванные распространением воздуха, охлажденного осадками.

Смерчи. Очень мощное грозовое облако нередко сопровождается сильным вихрем, имеющим почти вертикальную или изогнутую ось вращения. Внешне такой вихрь представляется в виде свисающего из облака и достигающего поверхности земли крутящегося облачного столба, наподобие огромного хобота (рис. 137). Такой вихрь называется смерчем. В западно-европейских странах он именуется *т ром б ом*, а в США — *торнадо*.

Смерчи встречаются не только над сушей, но и над морем (водяной смерч). Диаметр водяного смерча бывает от 25 до 100 м, над сушей он может быть больше 100 м. Над континентом смерчи проходят чаще всего в июле и августе, вызывая на пути следования большие разрушения. Они валят леса и телеграфные столбы, опрокидывают железнодорожные вагоны и отдельные строения, срывают крыши и т. д. Ширина полос, подвергаемых разрушениям, сравнительно небольшая и составляет от нескольких сот метров до 5 км.

Разрушительные действия смерчей обусловлены огромными скоростями ветра, которые доходят при этом до 90 м/сек и даже больше. Вертикальные движения при смерчах также достигают огромных скоростей, до 90 м/сек. Наличие таких больших скоростей подтверждается тем, что при смерчах восходящий поток может поднять в воздух людей, коров, лошадей, бревна и т. д. Небольшие реки высасывались смерчами до дна, как это было с Московской-рекой в 1904 г. Столь сильные восходящие движения воздуха объясняются резким снижением давления в центре смерча, до 40—100 мб. Вследствие такого понижения давления происходит значительное падение температуры воздуха, которое, в свою очередь, приводит к конденсации водяного пара, т. е. к образованию свисающего облачного столба.

Электризация самолетов. При полете в зоне снегопада или в кристаллических облаках верхнего яруса возникает иногда электростатическая электризация самолета. Она вызывается трением кристаллов льда о поверхность самолета, в результате чего осадки или элементы облака заряжаются положительно, а самолет — отрицательно. Чем больше размеры самолета, скорость полета и концентрация кристаллов льда в единице объема облака, тем больше величина электростатического заряда. Наибольшая плотность зарядов наблюдается при этом на острых и выпуклых частях самолета (концы лопастей винтов, концы крыльев, антенны и др.). Потенциал самолета возрастает до тех пор, пока не начнется ионизация воздуха и истечение электричества в атмосферу в виде искр, светящихся венцов и короны.

Электризация опасна для самолета и экипажа не представляет, но нарушает работу радиосвязи и радиополукомпас.

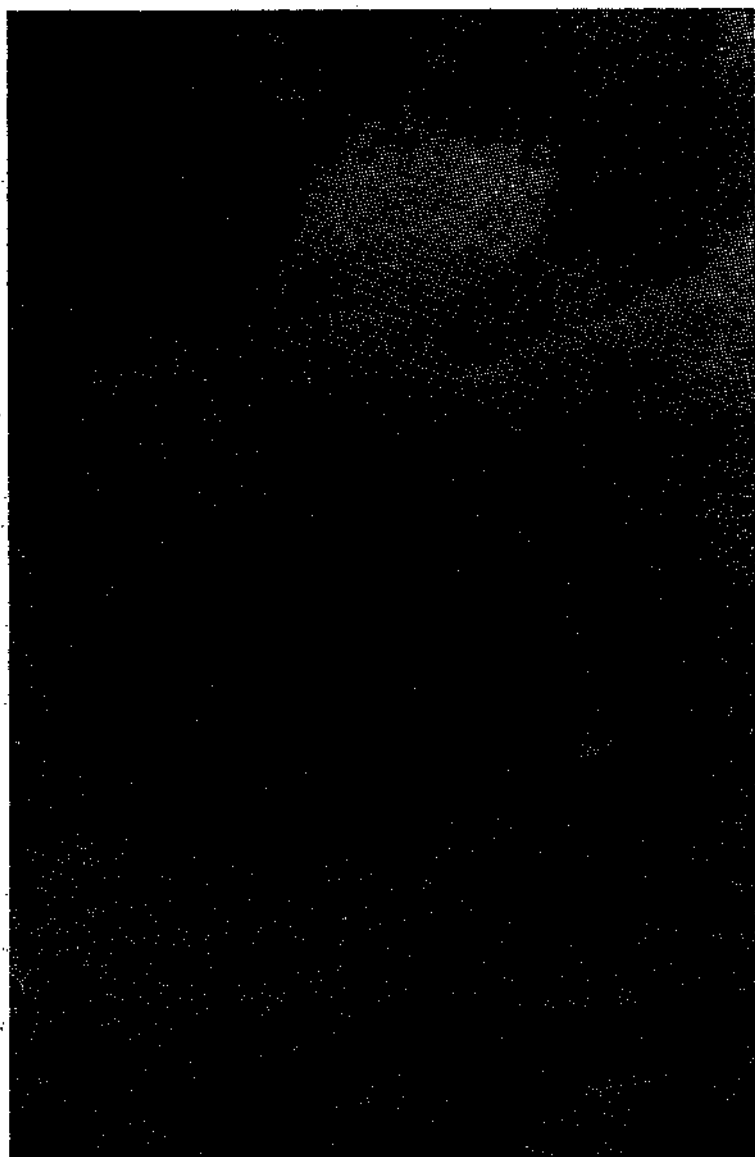


Рис. 137. Смерч.

Из облаков верхнего яруса электризация наиболее часто наблюдается в плотных перистых и перисто-слоистых облаках. Для возникновения электризации, очевидно, необходимо, чтобы кристаллы в облаке были в большом количестве и достаточно больших размеров. Это возможно, если в облаках происходит непрерывное образование сначала водяных капель, за счет которых образуются и растут кристаллы. В свою очередь, образование все новых и новых капель возможно тогда, когда в облаках существуют достаточно интенсивные восходящие движения воздуха, способствующие, с одной стороны, притоку из нижних слоев в верхние более влажного воздуха и, с другой — конденсации находящегося в нем водяного пара вследствие быстрого понижения температуры при подъеме. Вот почему в облаках одновременно с электризацией обычно наблюдается умеренная, а иногда и сильная болтанка. Как правило, это бывает тогда, когда перисто-слоистая облачность является верхней частью кучево-дождевого облака, т. е. его наковальней. Вот почему на электризацию нужно обращать внимание: она указывает на близость гроз и разрядов молний.

Несмотря на однородность общих условий образования гроз, имеются существенные различия в их интенсивности в зависимости от того, возникают ли они внутри однородных воздушных масс или в зоне фронтов. Поэтому рассмотрим отдельно, какими характерными особенностями обладают внутримассовые и фронтальные грозы.

Внутримассовые грозы

Основным процессом, приводящим к образованию гроз внутри однородных воздушных масс, является термическая конвекция в чистом виде либо в сочетании с динамической турбулентностью или с воздействием орографии местности. Благодаря этому внутримассовые грозы и ливневые дожди образуются над континентом главным образом летом и в послеполуденные часы, когда температура воздуха у поверхности земли достигает максимальных значений; соответственно над морем эти явления наблюдаются чаще всего зимой и в ночные часы.

Типичными синоптическими положениями, при которых возникают внутримассовые грозы, являются тыловая часть циклона и заполняющиеся циклоны.

В тыловой части циклона, как известно, происходит вторжение холодного воздуха, большей частью при северных и северо-западных ветрах. Оно обычно сопровождается ростом давления у поверхности земли, причем ветры отличаются большой порывистостью. В нижней половине тропосферы холодный воздух в этих условиях часто является очень неустойчивым и в нем хорошо развивается термическая и динамическая турбулентность.

Благодаря этому образуются резко меняющиеся по количеству кучево-дождевые облака, сопровождающиеся местами грозами. Однако в умеренных широтах над континентом эти грозы проявляются слабо, потому что облака в данном случае не получают достаточно большого вертикального развития. Вертикальная мощность кучево-дождевых облаков составляет при этом 4—5 км, так как выше обычно существуют задерживающие слои. Но в южных широтах нашей территории, где воздух более значительно прогревается и увлажняется, вертикальная мощность облаков увеличивается до 6—8 км, в связи с чем грозы становятся более интенсивными. Этому в немалой степени способствует подъем воздушных масс по склонам горных хребтов в Крыму и на Кавказе. При этом на Черноморском побережье Кавказа, так же как, например, в Западной Европе, грозы рассматриваемого типа часто наблюдаются и в холодную половину года, поскольку проходя над открытой теплой водной поверхностью моря, воздух быстро прогревается и увлажняется.

Вследствие небольших суточных колебаний температуры воды грозы над морем могут возникать в любое время суток, но над внутренними морями они все же чаще возникают вечером и ночью.

Внутримассовые грозы обычно возникают изолированно или располагаются друг от друга на расстоянии 20—30 км, поэтому самолет без особых трудностей может их обходить.

Заполняющимся циклоном называется циклон, прошедший все стадии своего развития, постепенно затухающий и превращающийся в нижних слоях в малоградиентную барическую область со слабым ветром. Иногда в этой области обнаруживаются слабо выраженные старые приземные фронты. Но в верхней половине тропосферы над данным районом циклон и соответствующая ему область холода могут существовать более продолжительное время.

При такой ситуации на территории СССР в теплую половину года, как правило, возникают интенсивные внутримассовые грозы. Действительно, при заполнении циклона обложные осадки прекращаются и слоисто-дождевая облачность постепенно рассеивается. Наступившие же прояснения способствуют быстрому прогреванию нижних слоев атмосферы, и, поскольку выше сохраняется холодный воздух, весь тропосферный воздух в области заполняющегося циклона становится очень неустойчивым. В результате возникает интенсивная термическая конвекция, приводящая к образованию мощных кучево-дождевых облаков с грозами и ливневыми осадками. Эти явления совершаются большей частью во второй половине дня, реже в вечерние и ночные часы.

Нередко такие грозы и ливни наблюдаются вблизи слабо выраженных фронтов, проявляющихся лишь в конвергенции

приземного ветра. В отличие от предыдущей ситуации (тыловая часть циклона) в данном случае эти облака почти всегда развиваются до высоты 8—10 км, т. е. почти до тропопаузы, особенно в период от 14 до 17 час.

Так как заполняющийся циклон перемещается очень медленно, то наступившая погода с грозами и ливневыми дождями может продержаться в одном и том же районе несколько дней (до 5—7 дней). Следует, однако, отметить, что грозы при заполняющемся циклоне возникают не столько над центральной частью высотного циклона, сколько над восточной или юго-восточной его периферией, где господствуют слабые ветры южной четверти с тенденцией их расхожимости (дивергенции).

Некоторые дополнительные признаки условий образования внутримассовых гроз излагаются в нижеследующих примерах.

Пример грозы в тылу циклона. 26 августа 1962 г. в большинстве районов северной половины европейской территории СССР наблюдалась весьма неустойчивая погода с ливневыми дождями и грозами. Последние отмечались преимущественно во второй половине дня в Смоленской, Московской и Горьковской областях. Анализ соответствующей синоптической карты (рис. 138) показывает, что такая погода была вызвана неустойчивой холодной воздушной массой, пришедшей на нашу территорию с Северной Атлантики в тылу циклона над Финляндией.

К этому времени циклон оказался уже почти полностью окклюдированным и, следовательно, был высоким барическим образованием. Это подтверждается картой AT_{300} (рис. 139), из анализа которой видно, что местоположение центра циклона на уровне 300 мб (около 9 км) совпадает с положением этого центра у поверхности земли. Обращаем внимание на то, что ось струйного течения в виде западного и юго-западного потока проходит в данном случае по южной периферии указанного циклона, в направлении Берлин — Казань. Максимальные скорости ветра на западном участке струи составляют около 60 м/сек, к востоку они ослабевают до 30 м/сек (район Казани).

На карте AT_{300} условными значками обозначены районы, где отмечались только внутримассовые ливневые дожди (без гроз) и где наблюдались внутримассовые грозы с ливнями. Характерно, что грозы были только на крайней юго-восточной периферии высотного циклона, слева от оси струи, т. е. на циклонической ее стороне, а также несколько впереди струи, где наблюдалось значительное ослабление ветра, что совпадает с дивергенцией воздушных течений. Кроме того, и на циклонической стороне струи грозы отмечены там, где наблюдался резкий переход от сильного к слабому ветру.

По сведениям летчиков, пролетавших в указанном районе грозовой деятельности, вершины кучево-дождевых облаков

находились здесь на высоте около 7 км, отдельные облака доходили до 8 км. В то же время ближе к центральной части циклона отмечались только ливни при верхней границе облаков 5—6 км.

Пример грозы в области заполняющегося циклона. 27 июля 1962 г. на значительной части территории Сибири господство-

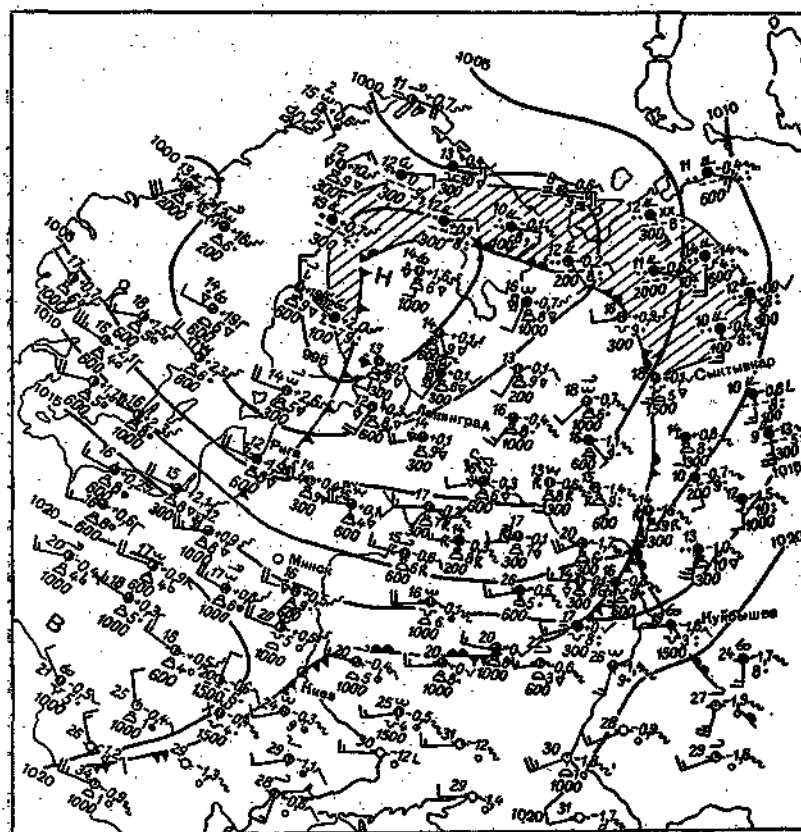


Рис. 138. Карта погоды, 15 час. 26 августа 1962 г.

вало у поверхности земли малоградиентное барическое поле (рис. 140) на фоне пониженного давления (преимущественно ниже 1000 мб). Ветры повсеместно были слабые, дневная температура — в пределах 23—28°. Местами наблюдались ливневые дожди и грозы. Особенно сильная гроза с ливнем разразилась в этот день в районе Красноярска (вблизи метеорологической

станции Троицкое), где за 4 часа выпала почти полуторамесячная норма осадков.

На рис. 141 дана карта AT_{300} , характеризующая для данного случая барическое поле, а также распределение ветра в верхних слоях тропосферы. Там же условными значками пока-

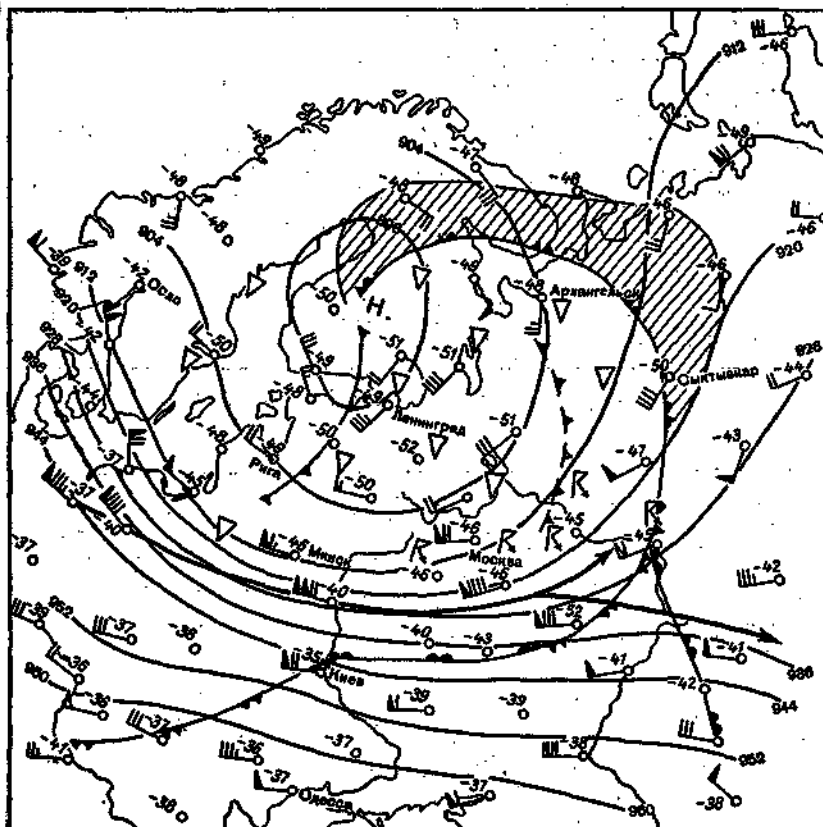


Рис. 139. Карта AT_{300} , 15 час. 26 августа 1962 г.

зано, в каких местах наблюдались грозы, ливневые дожди без гроз, кучево-дождевые и кучевые облака. Мы видим, что в данном случае грозы преобладали на периферии высотного циклона, где наблюдались юго-восточные ветры. Вблизи центральной части высотного циклона (в районе Омск — Павлодар — Новосибирск) гроз не было, здесь отмечались лишь мощные кучевые облака.

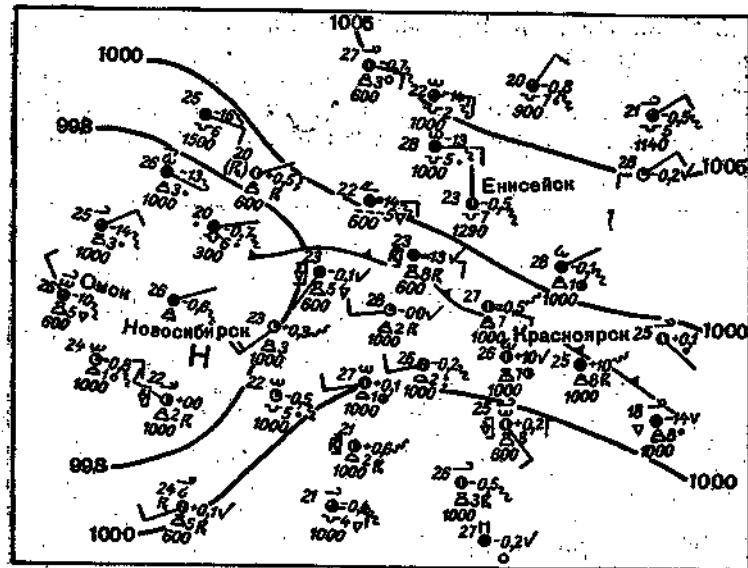


Рис. 140. Карта погоды, 15 час. 27 июля 1962 г.

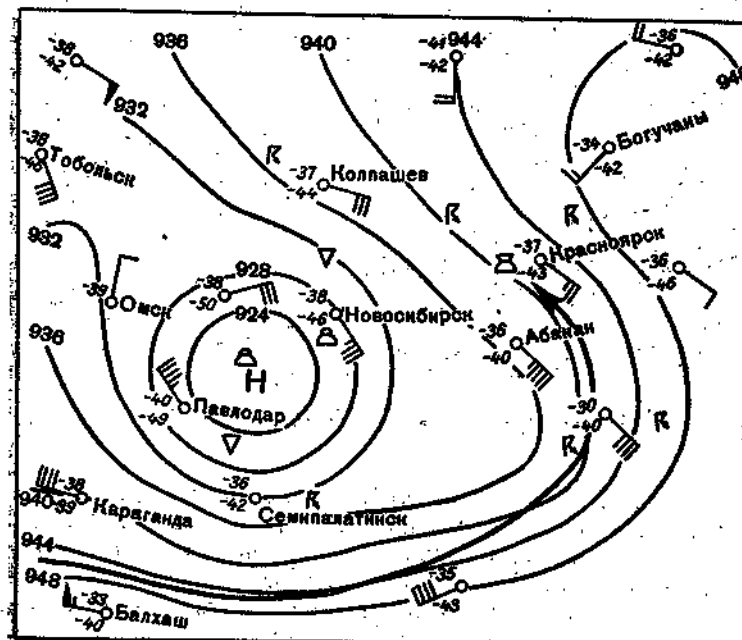


Рис. 141. Карта AT_{300} , 15 час. 27 июля 1962 г.

Фронтальные грозы

Главной отличительной особенностью фронтальных гроз по сравнению с внутримассовыми является их значительно большая горизонтальная протяженность. Зона грозовой деятельности обычно располагается вдоль фронта на несколько сот километров, а поперек фронта на несколько десятков километров. Поэтому обходить эти грозы очень трудно. Однако пролетая вдоль линий фронта, всегда можно встретить места, где «стена» грозовой облачности разрывается либо вершины облаков резко снижаются. В этих местах можно свободно перелетать через фронт. В выборе таких мест большую помощь летчику может оказать радиолокация.

Грозы холодного фронта. Это наиболее часто встречающийся тип гроз на нашей территории. Возникают они вследствие энергичного подъема теплого воздуха перед вторгающимся клином холодного воздуха. Чем выше температура теплой воздушной массы и чем больше ее влагосодержание, тем интенсивнее протекает процесс образования кучево-дождевых облаков и тем вероятнее сильные грозы со шквалами и градобитием. В связи с этим такие грозы, так же как и внутримассовые, наибольшей интенсивности достигают во второй половине дня. Нередко встречаются случаи, когда один и тот же фронт в утренние часы проходит на фоне ясного неба или небольшой облачности, а днем вызывает грозы и ливневые дожди.

Грозовые облака на холодных фронтах часто достигают высоты тропопаузы, а иногда и пробивают ее. Вместе с этим нередко встречаются случаи, когда верхняя граница грозовых облаков далеко не достигает тропопаузы, что возможно даже на одном и том же фронте, почти при одинаковых значениях температуры и влажности воздуха у поверхности земли. Все зависит от того, имеются ли в верхних слоях тропосферы благоприятные условия для поддержания вертикальных восходящих движений. Если такие условия имеются, то облако, образовавшись в нижней половине тропосферы, продолжает свободно развиваться и в верхних слоях ее, т. е. до тропопаузы. В противном случае вертикальное развитие облаков прекращается значительно ниже тропопаузы.

В свою очередь, развитие указанных вертикальных движений существенно зависит от характера горизонтальных воздушных течений на больших высотах в зоне фронта, т. е. от распределения скоростей ветра. Наиболее благоприятные условия для мощного развития кучево-дождевых облаков с сильными грозами и ливнями создаются при дивергенции высотных воздушных течений, характеризующейся ослаблением скоростей ветра по потоку. Для примера рассмотрим аэросиноптическое положение, показанное на рис. 142.

На этом рисунке дано аэросиноптическое положение в 15 час. 8 августа 1959 г. В этот день в районе Москвы во второй половине дня прошла сильная гроза с ливнем. Количество осадков, выпавших за 1 час 50 мин., составило около 30 мм. Гроза была вызвана холодным фронтом, проходившим под передней частью высотной ложбины на поверхности 300 мб с расходящимися изогипсами. В области этой дивергенции по всей линии холод-

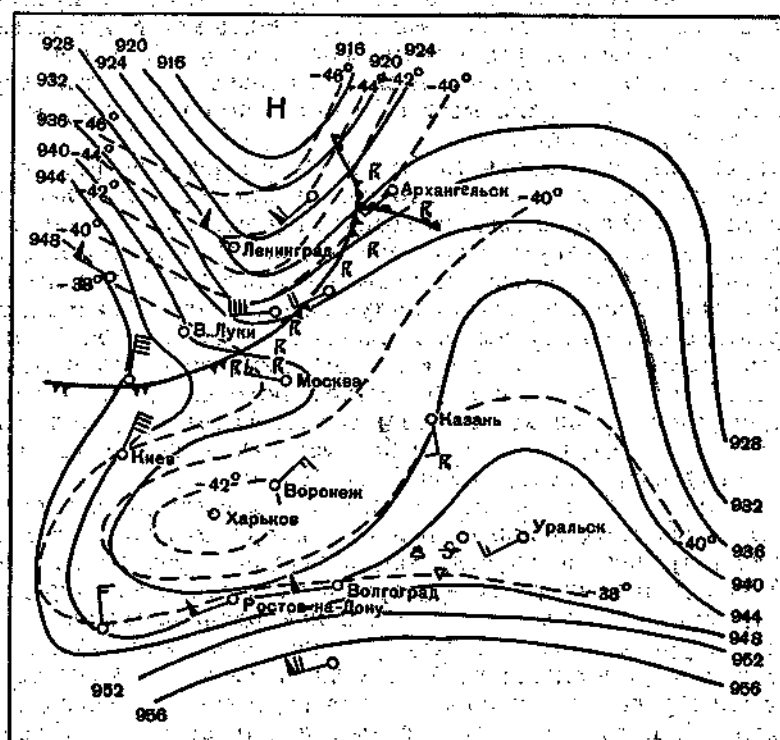


Рис. 142. Аэросиноптическое положение в 15 час. 8 августа 1959 г.

ного фронта наблюдались грозы. Наиболее отчетливо дивергенция была выражена в направлении от Великих Лук к Москве, где скорость ветра соответственно уменьшалась от 100 до 30 км/час. Именно здесь, в районе Москвы, имели место наиболее значительные вертикальные движения, способствовавшие развитию облаков Св до нижней границы тропопавзы (10,5—11,0 км) и вызвавшие обильные осадки, местами свыше 30 мм.

На более северных участках фронта дивергенция была выражена слабее и количество выпавших осадков составляло всего лишь 2—9 мм. В связи с этим следует указать, что хотя здесь

также наблюдались грозы, но облака Сb не достигали большой мощности, их верхняя граница была на высоте около 7 км, т. е. далеко не достигала тропопаузы.

При рассмотрении данного примера следует еще раз подчеркнуть, какое большое значение имеет дивергенция воздушных течений в верхних слоях тропосферы в сочетании с каким-либо фронтом у поверхности земли. Наличие высотной дивергенции указывает на существование в соответствующих слоях значительных восходящих движений. Если при этом в нижних слоях есть какой-либо фронт, в частности холодный, то он прежде всего «стимулирует» появление облаков Сb, которые при своем дальнейшем развитии попадают в область больших вертикальных движений и тем самым достигают тропопаузы. В случае же отсутствия фронта или когда вообще нет условий для возникновения конвекции, облака не образуются. В этих случаях в верхних слоях может возникнуть болтанка, но при ясном небе.

Грозы теплого фронта. Этот тип гроз встречается значительно реже, чем грозы холодного фронта, так как подъем теплого воздуха вдоль фронтальной поверхности происходит обычно очень медленно, со скоростью всего лишь несколько сантиметров в секунду. Однако если теплый воздух стратифицирован влажнонеустойчиво, то вертикальные движения в нем принимают турбулентный характер и тогда на фоне облачной системы Ns — As — Cs возникают Сb, сопровождающиеся грозами. Таким образом, кучево-дождевые облака здесь бывают скрыты слоистообразными облаками, и это может доставить летчику большие неприятности, так как он рискует неожиданно попасть в зону активной грозы.

Теплофронтные грозы над нашей территорией возникают главным образом при движении циклонов с юга и юго-запада, когда в их теплых секторах выносятся массы влажного тропического воздуха. При этом высотные течения являются дивергирующими. Характерным для этих гроз является то, что наиболее активными они бывают в вечерние и ночные часы.

Пример образования гроз на теплом фронте был описан на стр. 168.

Грозы у точки окклюзии и в зоне волновых возмущений. Очень большого внимания заслуживают сильные грозы, сопровождающиеся одновременно ливнями с градом, шквалами и иногда смерчами. Анализ аэросиноптических условий показывает, что образование подобных чрезвычайных явлений погоды часто наблюдается вблизи точки окклюзии циклона и, в особенности, вблизи центра небольшого волнового возмущения. В том и другом случае мы наблюдаем очень большие контрасты температуры. В теплой воздушной массе дневные температуры

обычно превышают 30° (до 35°), а в холодном воздухе они находятся в пределах $16-22^{\circ}$.

Образовавшиеся волновые возмущения на основном холодном фронте не развиваются в самостоятельные циклоны, а очень быстро, со скоростью до $80-100$ км/час, перемещаются в направлении ветра в средней и верхней тропосфере. Обнаружение этих возмущений на синоптических картах часто бывает весьма затруднительным, так как в начальный момент своего образования они почти ни в чем себя не проявляют, особенно в утренние часы. Через несколько же часов вблизи центра возмущения внезапно возникают мощные грозовые облака с ливнями, особенно в послеполуденные часы.

Подобное синоптическое положение, сопровождавшееся выпадением сильного града в Воронеже и Воронежской области, наблюдалось 14 августа 1961 г. В этот день в 15 час. 10 мин. на город надвинулись с запада очень мощные темные кучево-дождевые облака, сопровождавшиеся сильным ветром, ливнем и градом. Ураган продолжался 8 мин. и к 15 час. 30 мин. уже засияло солнце. Скорость ветра достигала 30 м/сек, видимость при осадках составляла около 10 м, отдельные градины были до 8 см в диаметре. Скорость перемещения урагана составляла около 80 км/час.

На синоптической карте, составленной по наблюдениям в 15 час. 14 августа (рис. 143 а), хорошо видно положение холодного фронта, который проходит приблизительно в направлении от Горького на Пензу, Воронеж и далее к Одессе. На этом фронте имеется волновое возмущение с центром несколько южнее Воронежа. Поэтому небольшой участок фронта, идущий от центра волны на северо-восток, играет роль теплого фронта. В теплой воздушной массе преобладает малооблачная погода с температурой $33-36^{\circ}$; в холодном воздухе отмечается облачность $6-10$ баллов при температуре около 20° . В районе волнового возмущения в 15 час. еще ни одна станция не отметила осадков и ветры были слабые. Правда, по поступившим позже сведениям выяснилось, что град начался около 14 час. 30 мин. в районе Нижнедевицка (примерно в 80 км к юго-западу от Воронежа).

Указанное возмущение за предыдущие 12 час. прошло путь с юго-запада свыше 600 км, но нигде ранее не вызывало опасных явлений. Значит, процесс образования и развития мощного кучево-дождевого облака происходил в данном случае очень быстро; продолжался он всего около $2\frac{1}{2}$ час., пройдя за это время расстояние около 200 км. Ширина полосы градобития составила при этом $10-20$ км.

Описанный нами случай образования мощного кучево-дождевого облака в районе Воронежа пришелся на антициклоническую сторону струйного течения. Это показано на рис. 143 б.

45 см

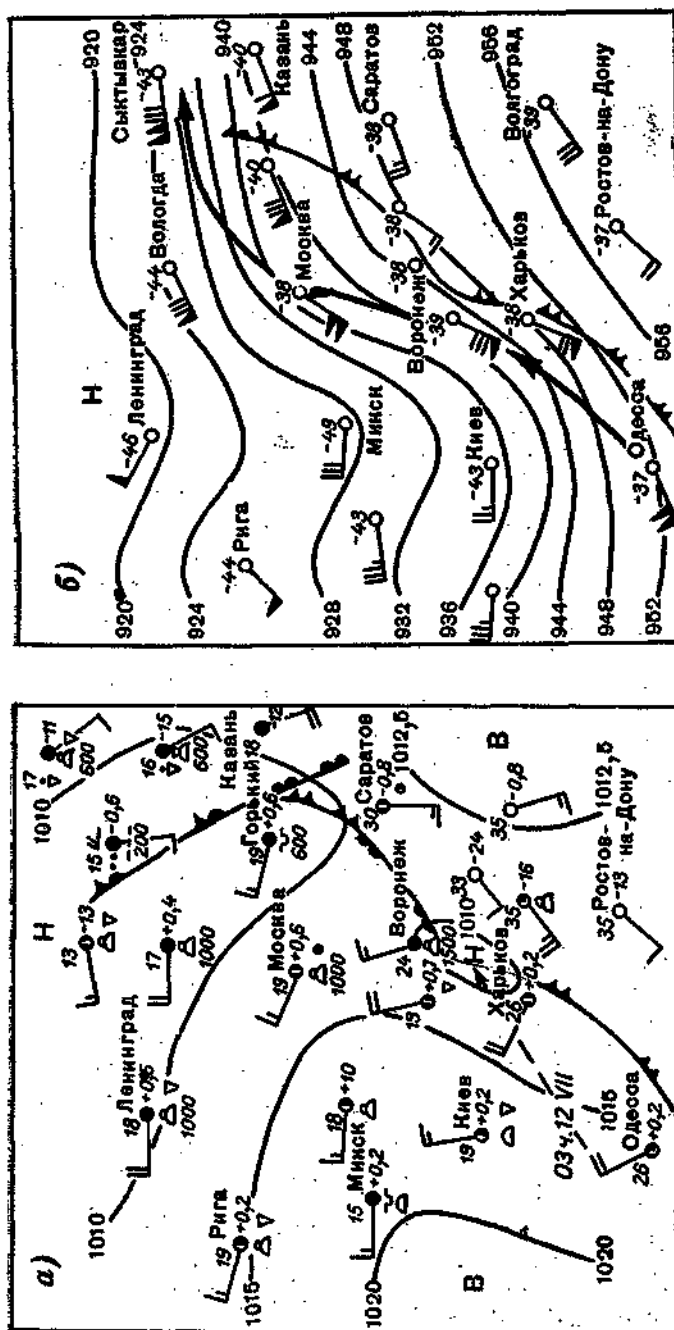


Рис. 143. Приземная (а) и высотная (б) карты погоды, 15 час. 14 августа 1961 г.
1 — траектория циклона, 2 — ось струйного течения.

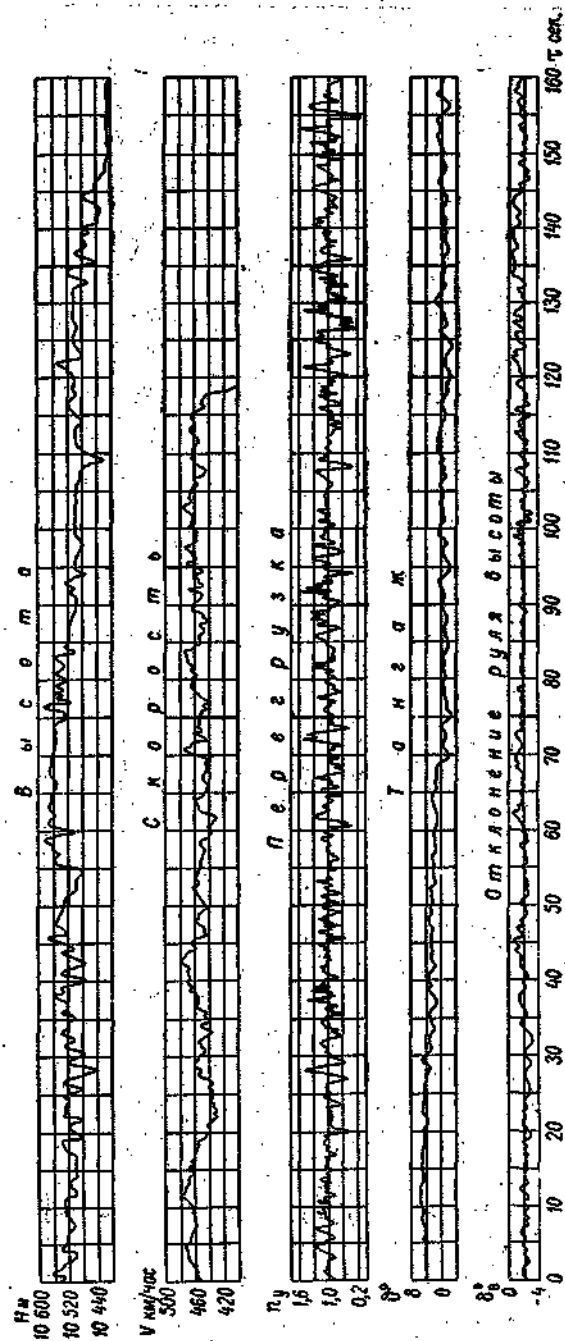


Рис. 144. Условия полета при прохождении грозового облака 14 августа 1961 г.

на котором ясно видно, что ось струи в 15 час. располагалась западнее Воронежа. При этом район Воронежа находился под зоной расходимости воздушных течений: расстояния между изогипсами в этом районе заметно больше, чем расстояния между теми же изогипсами в более отдаленных районах к юго-западу от Воронежа. Это и есть главное условие для образования гроз на антициклонической стороне струйного течения, что хорошо подтвердилось фактическими данными.

В этот день совершался экспериментально-исследовательский полет самолета ТУ-104 ГНИИ ГВФ. Руководитель полета М. М. Кулик, заметив на экране радиолокатора изображение радиозо, распорядился войти в облако на высоте 10,5 км. По

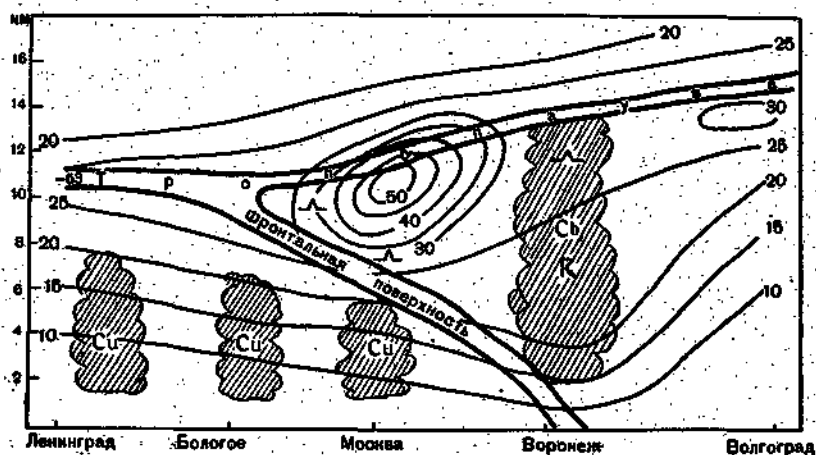


Рис. 145. Вертикальный разрез атмосферы по линии Ленинград — Воронеж — Волгоград, 15 час. 14 августа 1961 г.

визуальной оценке вершина облака имела куполообразный вид и находилась на высоте около 13 км. Сразу же при входе в облако началась интенсивная болтанка, появились крупнокапельные осадки, вызвавшие обледенение при температуре около -38° .

Полет продолжался 160 сек. На рис. 144 приведены основные данные, характеризующие условия полета, а именно: изменения высоты и скорости полета, перегрузок, тангажа и отклонений руля высоты.

На рис. 145 дан вертикальный разрез через фронтальную зону в направлении Ленинград — Воронеж — Волгоград. Проведенные на этом рисунке изотакси показывают, что ось струи с максимальной скоростью ветра 50 м/сек располагалась слева (к западу) от Воронежа. Мощные кучево-дождевые облака образовались, таким образом, справа от оси струи, в области

ослабления скорости ветра. Над Воронежем тропопауза располагалась на высоте 13,6 км, поэтому облака действительно могли достичь тех высот, которые были отмечены в экспериментальном полете.

Обнаружение гроз

Днем грозы можно обнаружить по наковальне перистых облаков, окружающих вершину мощного кучевого облака. Очень типичны для предгрозового состояния башенкообразные облака, расположенные на высотах 5—6 км; эти облака свидетельствуют о неустойчивом состоянии средних слоев тропосферы, что очень важно для мощного вертикального развития кучевых облаков.

Обнаружение гроз с помощью радиолокации. Применение радиолокации в авиационной метеорологии основано на свойстве отражения радиоволн сантиметрового диапазона от крупных капель и обводненных твердых частиц, находящихся в облаке и в зоне дождя. Радиоэхо осадков принимается чувствительным приемником радиолокационной станции. При этом на отметчике кругового обзора возникает изображение очага в виде белого светящегося пятна (радиоэхо) на экране электронно-лучевой трубки. Координаты изображения очага на экране соответствуют пункту местности, над которым возникло грозовое облако.

Внутримассовые грозы располагаются по всему экрану радиолокатора беспорядочно, в виде изолированных светлых пятен с резко очерченными краями (рис. 146). По внешнему виду они напоминают горизонтальные проекции кучевообразных облаков. Площадь их невелика. В большинстве случаев их диаметр не превышает 10 км, в отдельных случаях достигает 20—25 км. Очаги фронтальных гроз располагаются цепочкой вдоль линии фронта.

На рис. 146 дан снимок радиолокационного изображения, который указывает на наличие в районе пункта наблюдения фронтальных кучево-дождевых облаков (сплошная полоса, вытянутая с северо-запада на юго-восток) и отдельных внутримассовых облаков, располагавшихся к юго-западу и югу от фронта.

На рис. 147 показан радиолокационный вертикальный разрез кучево-дождевого облака, простиравшегося до высоты 10 км.

Исследованиями установлено, что центральная часть грозового облака обычно очень хорошо отражается на индикаторе радиолокатора и указывает на большую опасность полета самолета в этой части облака. Турбулентность атмосферы в соответствующей зоне вызывает штормовую болтанку, а напряженность поля атмосферного электричества создает угрозу разряда молнии в самолет.

Установлено, однако, что интенсивные потоки града приходятся не на самую центральную часть грозового облака, а на его пограничные районы. Эти потоки града внезапно образуют отчетливое пятно на экране радара, которое изменяет свой размер и форму в течение нескольких секунд и затем довольно быстро рассеивается. Экспериментальные полеты, проводившиеся в США на высотах ниже 6 км с фотографированием

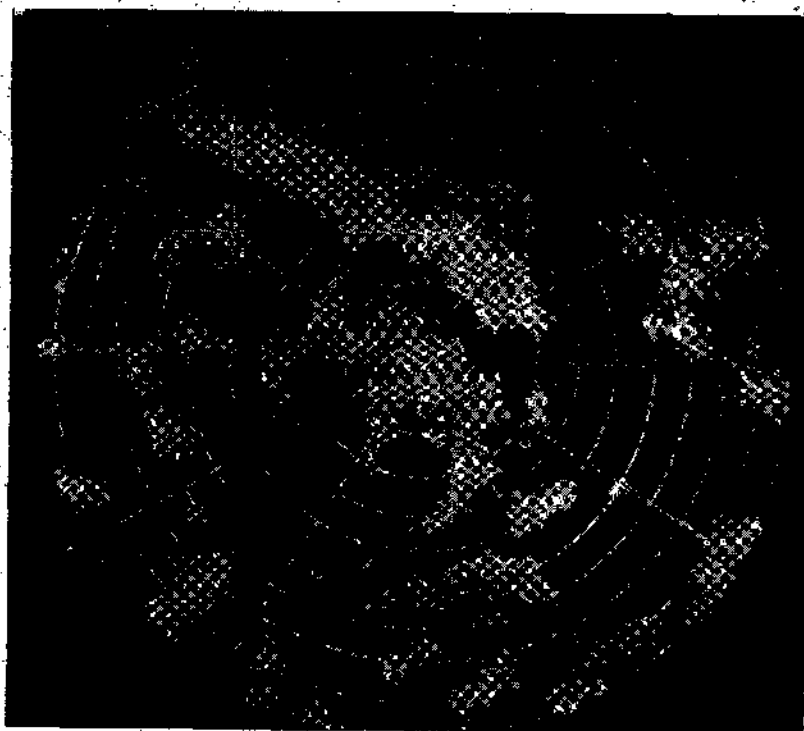


Рис. 146. Внутримассовые и фронтальные кучево-дождевые облака.

экрана радиолокатора (длина волны 5,5 см), показали, что отраженный луч при граде имеет один из следующих видов: а) прямого пальца, б) согнутого пальца, в) пятна с пилообразными краями.

«Пальцы» обычно имеют длину от 1,6 до 10 км, а пятна с пилообразными краями — диаметр до 3 км. На рис. 148 дан пример изображения градовых пятен на экране радиолокатора с использованием сетки на экране в 5 миль (около 8 км). В связи с этим даются следующие рекомендации: когда летчик

видит на экране грозное пятно или подозревает о его существовании, то он должен отклониться от края пятна на расстояние 8 км при полете ниже уровня с изотермой -10° (рис. 148 а) и на 16 км — при полете выше этого уровня (рис. 148 б). Для реактивных самолетов считается нормальным расстоянием до пятна 32 км.

Атмосферики. Так называются электромагнитные колебания, возникающие при грозном разряде. Распространяясь от места своего возникновения, они действуют на радиоприемные устройства, создавая шумы и треск, мешающие радиоприему.



Рис. 147. Вертикальный радиолокационный разрез кучево-дождевого облака.

Изучение атмосфериков, которые при высокой чувствительности аппаратуры могут быть приняты с очень больших расстояний, позволяет судить об атмосферных процессах, вызывающих их образование. В большинстве случаев атмосферерики связаны с грозовой деятельностью.

Для обнаружения атмосфериков с целью определения местоположения грозных очагов разработан так называемый метод катодного пеленгования. Он заключается в том, что одновременно пеленгаторами, расположенными в трех-четырех пунктах, определяют азимуты одного и того же атмосферика. Данные с пунктов пеленгования передаются в пункт обработки, где по

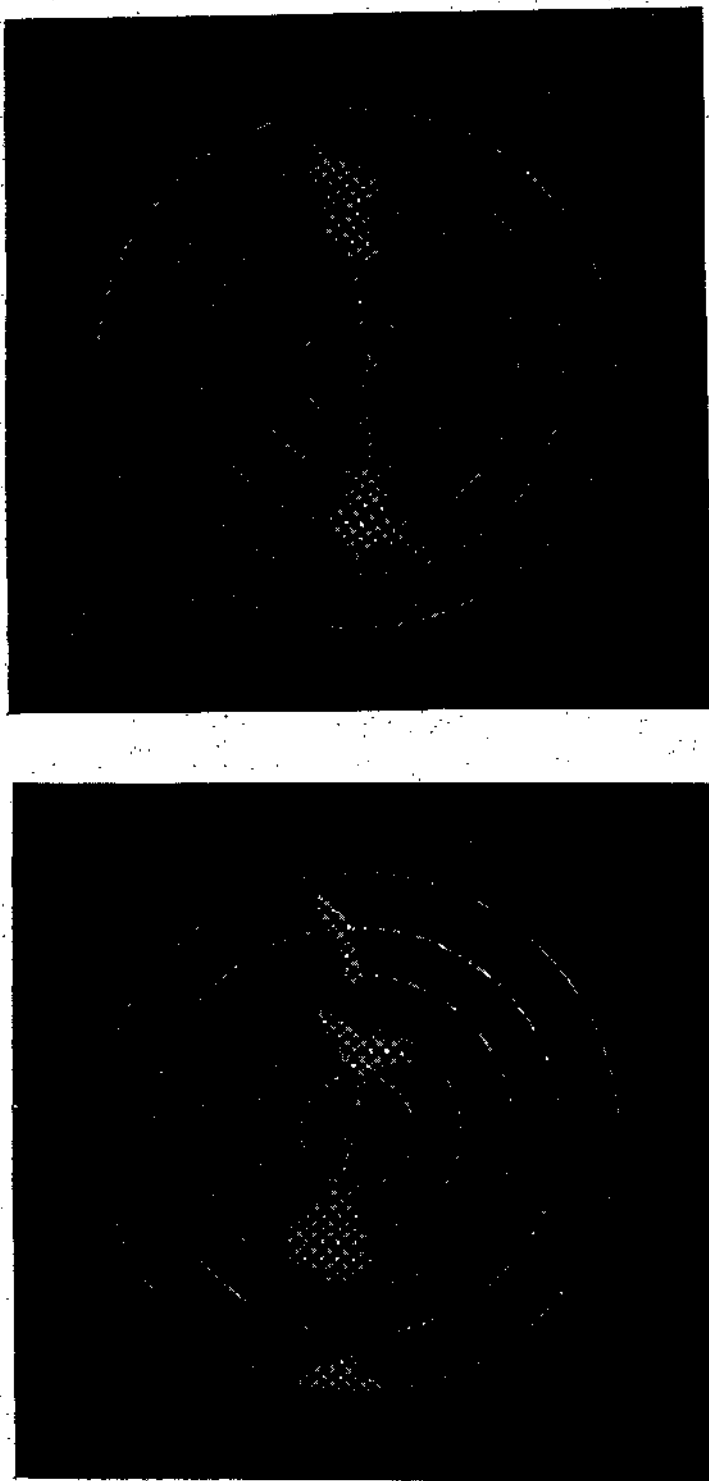


Рис. 148. Полет между грозовыми облаками с грозой на уровне изотермы -10° (а) и выше этого уровня (б).

азимутам и на карте определяется расположение грозových очагов.

Данные об атмосферах приобретают особо важное значение, когда нужно получить какие-либо сведения о погоде с территории, не освещенной метеорологическими наблюдениями.

Практические рекомендации

1. При ознакомлении с метеорологической обстановкой нужно выяснить, какие грозы возможны по трассе — внутримассовые или фронтальные, имея в виду, что наиболее опасными являются фронтальные грозы. В случае пересечения холодного фронта надо обращать внимание на те участки, где этот фронт замедляет свое движение и где в связи с этим возможно образование небольших волновых возмущений на фронте. Если при этом дневные температуры в теплой воздушной массе превышают 30° , то вблизи центральной части волны можно встретить в послеполуденные часы исключительно сильные грозы.

2. Внутримассовые грозы обычно возникают слева от оси струйного течения, т. е. на циклонической его стороне, причем чаще всего вблизи границы перехода от сильного ветра к слабому. Верхняя граница кучево-дождевой облачности находится при этом на высотах 6—9 км и обычно не достигает тропопаузы. Фронтальные грозы образуются главным образом на антициклонической стороне струйного течения, т. е. справа от его оси. Так как на этой стороне происходит значительное повышение тропопаузы по сравнению с ее положением на циклонической стороне струйного течения, то грозовые облака развиваются здесь до высоты 12—13 км в умеренных широтах и до 15—16 км в южных широтах (Закавказье, Средняя Азия, Дальний Восток). Вообще как внутримассовые, так и фронтальные грозы возникают, как правило, в передней части высотных ложбин, причем в той их части, где начинается расходимость воздушных течений, обнаруживаемая по некоторой разреженности изогипс на картах AT_{300} или AT_{200} .

3. В случаях влажнонеустойчивой стратификации теплой воздушной массы грозы могут возникать и на теплом фронте. Главная опасность состоит при этом в том, что грозовые облака всегда бывают замаскированы высоко-слоистыми облаками и поэтому летчик может неожиданно попасть в грозу. Это обстоятельство требует к себе особого внимания как при подготовке к полету, так и во время полета.

4. Когда реактивный самолет подлетает к обширному грозovому очагу, имеющему в поперечнике 200—300 км, с высоты 10—11 км визуально можно обнаружить большое число отдель-

ных грозовых облаков в разных стадиях развития: вполне развитые с мощными наковальнями или только начинающие наращивать наковальню.

Хаотический вид неба, выражающийся в одновременном появлении перистых, перисто-кучевых и высоко-кучевых облаков, свидетельствует о близости холодного фронта с грозами. При полете вблизи мощных кучевых и грозовых облаков на экране самолетного радиолокатора появляются светлые пятна с резко очерченными краями — радиоэхо ливневых очагов, связанных с этими облаками. Очаги фронтальных гроз располагаются на экране радиолокатора цепочкой вдоль линии фронта. Усиление радиопомех свидетельствует о близости грозовых очагов.

5. Для обеспечения безопасности полета очень большое значение имеет своевременное и правильное использование бортового радара, которыми должны быть оборудованы все самолеты с ТРД и ТВД. С этой целью во время полета вблизи зоны грозовой деятельности необходимо периодически изменять наклон антенны радиолокатора, чтобы обнаружить грозовые очаги и определить их положение относительно направления полета. Та часть грозового облака, которая хорошо отражается на экране радиолокатора, представляет большую опасность для полета самолета из-за сильной болтанки, воздействия града и угрозы разряда молнии в самолет. Поэтому *входить в мощную кучевую и грозовую облачность не разрешается.*

6. Грозы наиболее вероятны при тех кучево-дождевых облаках, верхняя граница которых доходит до уровня изотермы -25° и выше этого уровня. Наибольшую опасность в смысле возможного удара молнии в самолет представляет та часть кучево-дождевого облака, которая расположена на уровнях, где температура находится в пределах от 0 до -8° .

7. При необходимости пересекать зону фронтальных кучево-дождевых облаков с верхней границей выше 11 км полет следует совершать под отрогами «наковален» этих облаков на высоте 8—9 км, там, где расстояние между ливневыми очагами, измеренное по самолетному радиолокатору, не менее 50 км. Но если вблизи трассы полета имеются достаточно обширные водные пространства (море, крупные озера или реки), то рекомендуется в дневные часы обходить грозы, избирая маршруты полета над водной поверхностью. Ночью, наоборот, рекомендуется обходить грозы, пролетая над сушей.

8. Если по пути следования самолета на экране радиолокатора наблюдаются ливневые очаги, то полет над облачной системой фронта допускается в тех случаях, когда верхняя кромка облаков имеет ровную поверхность и находится на 500 м (или более) ниже эшелона или предельно допустимой высоты полета.

9. Если верхняя кромка облаков имеет ровную поверхность, но на ней наблюдаются отдельные возвышения кучево-дожде-

вых облаков, полет следует проводить в стороне от этих возвышений, не ближе чем на 10 км от них.

10. Если обстоятельства вынуждают пересекать зону грозовой деятельности, то необходимо: а) дать команду пассажирам пристегнуться ремнями, б) убрать выпускные антенны и выключить радиооборудование, в) перед входом в облачность проверить включение ПВД, обогрева воздухозаборников двигателей и другого оборудования, предусмотренного соответствующими руководствами по летной эксплуатации самолетов. Экипаж должен быть уверен, что все приборы и оборудование работают безотказно.

§ 4. ТУРБУЛЕНТНОСТЬ АТМОСФЕРЫ, ВЫЗЫВАЮЩАЯ БОЛТАНКУ САМОЛЕТОВ

Причины возникновения болтанки

Основной причиной болтанки является турбулентное состояние атмосферы, проявляющееся в образовании вихрей с неупорядоченными вертикальными и отчасти горизонтальными движениями воздуха. Физическая сущность возникновения болтанки заключается при этом в следующем.

Известно, что при горизонтальном и прямолинейном полете в спокойной атмосфере и при постоянной скорости полета должно осуществляться равенство между подъемной силой самолета A и его весом G . Иначе говоря, в этом случае отношение подъемной силы к весу самолета должно быть равно 1, т. е.

$$\frac{A}{G} = 1 = n.$$

В данном случае говорят, что перегрузка самолета n равна 1.

При полете же в турбулентной зоне самолет пересекает атмосферные вихри и под воздействием восходящих и нисходящих движений воздуха он поочередно то поднимается, то опускается. Угол атаки при этом соответственно увеличивается или уменьшается. Но так как в каждый момент перед подъемом или опусканием самолет по инерции сохраняет прямолинейность горизонтального движения, то действие вертикального ускорения вызывает дополнительную силу в виде приращения перегрузки (Δn), представляющей собой как бы увеличение или уменьшение веса самолета. Эти перегрузки хорошо ощущаются пассажирами, которые в случае положительной перегрузки (подъем самолета) с большой силой прижимаются к сидению, а при отрицательной перегрузке (опускание самолета) — отделяются от него, т. е. как бы теряют в весе.

Введем обозначения: v — скорость полета, w — вертикальная скорость воздушного потока, s — несущая поверхность крыла

самолета, ρ — плотность воздуха и C_y^a — коэффициент, характеризующий изменение подъема силы самолета в зависимости от угла атаки. Тогда величина перегрузки самолета будет определяться следующей формулой:

$$n = 1 \pm \frac{\rho v w}{2 \frac{G}{s}} C_y^a.$$

Знак плюс (+) относится к случаю восходящего потока, знак минус (—) — нисходящего. Второе слагаемое и есть приращение перегрузки, обозначаемое как Δn . Будем в дальнейшем под «перегрузкой» понимать величину Δn .

Из приведенного выражения следует, что *приращение перегрузки (Δn) прямо пропорционально плотности воздуха, скорости полета самолета, скорости вертикального порыва воздуха и производной от коэффициента подъемной силы по углу атаки*. С другой стороны, Δn обратно пропорционально удельной нагрузке на крыло (на квадратный метр крыла).

Таким образом, если полагать, что полет по трассе происходит при определенной и неизменной скорости и что плотность воздуха на заданной высоте меняется мало, то возникновение болтанки определяется главным образом значением скорости вертикального порыва воздуха. Но естественно, что при одних и тех же скоростях вертикальных порывов воздуха различные типы самолетов будут испытывать различные перегрузки.

Величина приращения перегрузки определяется в долях ускорения силы тяжести g ($g = 9,8 \text{ м/сек}^2$). Если $\Delta n = 0$, то это означает, что самолет не испытывает перегрузок; если $\Delta n = 1$, то вес самолета как бы увеличился вдвое. Указанные перегрузки самолета обычно измеряются с помощью инерционного прибора — акселерометра.

Данные табл. 10 дают представление о том, какая существует связь между скоростью вертикального порыва воздуха и перегрузками при заданных скоростях полета для различных типов самолета.

Так как вертикальные порывы воздуха имеют сравнительно небольшие поперечные сечения и периодически чередуются, то при полете в турбулентной зоне атмосферы сколько-нибудь существенных изменений высоты полета не отмечается. Значительные изменения высоты полета могут быть при пересечении кучево-дождевых или мощных кучевых облаков, а также с подветренной стороны горных хребтов. В том и другом случае нередко встречаются сильные вертикальные движения воздуха, до 15—20 м/сек, а иногда и больше. В практике летной эксплуатации были случаи, когда самолет в кучево-дождевом облаке под влиянием мощных вертикальных движений перемещался вверх или вниз на несколько сот метров. Кроме того, резкие и

при том весьма значительные изменения высоты полета могут наблюдаться в верхних слоях тропосферы, иногда при совершенно ясном небе, вблизи струйных течений. Во всех таких случаях возникает не обычная болтанка, а броски самолета вверх или вниз.

Таблица 10

Связь между скоростью вертикального порыва воздуха и перегрузками самолета (Δn)

Тип самолета	Скорость полета на высоте 5 км, км/час	Скорость вертикального порыва, м/сек	Δn (в долях g)
ТУ-104	600	1,0	0,06
ИЛ-12	280	1,0	0,07
ЛИ-2	230	1,0	0,08
АН-2	180	1,0	0,08
ТУ-104	600	3,0	0,17
ИЛ-12	280	3,0	0,22
ЛИ-2	230	3,0	0,23
АН-2	180	3,0	0,25
ТУ-104	600	5,0	0,28
ИЛ-12	280	5,0	0,37
ЛИ-2	230	5,0	0,39
АН-2	180	5,0	0,42
ТУ-104	600	10,0	0,56
ИЛ-12	280	10,0	0,74
ЛИ-2	230	10,0	0,78
АН-2	180	10,0	0,85

Как уже отмечалось выше, величина перегрузки самолета при полете в турбулентной зоне при прочих равных условиях тем больше, чем больше скорость полета. Поэтому в целях обеспечения безопасности полета по условиям прочности самолета скорость полета в турбулентной зоне должна быть уменьшена. Однако следует учитывать, что на меньших скоростях полета самолет может при встрече с вертикальными порывами выйти за критический угол атаки раньше, чем достигнет максимальной эксплуатационной перегрузки. Это, в свою очередь, может повлечь за собой срыв потока с крыла и сваливание самолета. Поэтому рекомендованная скорость полета в болтанку определяется с учетом в равной степени как безопасности по условиям прочности, так и срыва.

При меньших скоростях полета, чем рекомендованные, самолет при полете в турбулентной зоне будет испытывать меньшую перегрузку, но при этом будет приближаться к опасности по управляемости. Наоборот, при полете на скоростях больше рекомендованных самолет будет испытывать большие перегрузки, что создает угрозу в отношении прочности самолета.

Экспериментальные полеты ГНИИ ГВФ по изучению влияния скорости полета, а также удельной нагрузки на крыло ($\frac{q}{S}$) и на характер болтанки самолета показали, например, следующее. Самолеты ИЛ-18 и ИЛ-14 пролетали одновременно в однородной турбулентной атмосфере на одной высоте и с одинаковой скоростью. Последняя составляла для самолета ИЛ-18 $1,6 \sigma_{min}$ и для самолета ИЛ-14 $2,8 \sigma_{min}$. В результате оказалось, что самолет ИЛ-18 испытал лишь слабую болтанку с перегрузками $\Delta l = \pm 0,2 g$, тогда как для самолета ИЛ-14 создавалась сильная болтанка с перегрузками $\Delta l = \pm 0,5 g$. Различная интенсивность болтанки рядом летящих самолетов определялась разными величинами удельной нагрузки на крыло, которая на самолете ИЛ-18 была в два раза больше, чем на самолете ИЛ-14.

В данном случае, с точки зрения комфорта пассажиров, режим полета самолета ИЛ-18 был более приемлемый, чем самолета ИЛ-14. В то же время оценка выбранного режима скорости по условиям безопасности показывает, что этот режим был неправильным как для одного, так и для другого самолета. Скорость полета самолета ИЛ-18 была ниже рекомендованной скорости, поэтому самолет находился близко к опасной зоне по условиям срыва. Скорость же полета ИЛ-14 значительно превышала рекомендованные скорости, что уже не обеспечивало достаточно безопасности по условиям прочности.

Таблица 11

Максимально допустимые, минимальные и рекомендуемые скорости полета в болтанку для ряда самолетов

Тип самолета	Скорость по прибору, км/час.			Высота ограничения по скорости, м
	максимальная горизонтальная	минимальная, соответствующая началу тряски	рекомендуемая для полета в болтанку ¹	
ТУ-104	675	250	530—510 ($M = 0,75$)	6250
ИЛ-18	560	210	420—400	4000
АН-10	513	220	410—390	4000
ИЛ-14	393	120	270—250	Не ограничена
ИЛ-12	364	130	270—260	
ЛИ-2	300	120	240—220	
АН-2	250	85	180—160	

¹ Первое число соответствует начальному полетному весу, а второе — конечному.

В табл. 11 приводятся максимально допустимые крейсерские скорости, минимальные скорости, соответствующие началу тряски, и рекомендуемые скорости при полете в болтанку для различных типов самолетов.

Общая характеристика турбулентных зон в атмосфере

По современным представлениям атмосферная турбулентность имеет спектральный характер. Это означает, что в общем потоке существуют вихри различного размера. При этом чем больше скорость полета, тем больше число вихрей, пересекаемых самолетом в единицу времени, а следовательно, больше и частота смены знака (направления) перегрузок. Размер самолета определяет величину вихрей, которая улавливается при полете и вызывает перегрузку. Каждый тип самолета, таким образом, как бы отфильтровывает мелкие возмущения и реагирует только на те из них, которые соизмеримы с размерами самого самолета. Турбулентные вихри (порывы) со значительными вертикальными движениями воздуха не являются резко ограниченными. Когда самолет встречается с таким вихрем, то он проходит участок постепенного увеличения скорости порыва, пока не будет достигнута максимальная скорость.

Участок нарастания скорости называется градиентным расстоянием. Это расстояние возрастает с увеличением скорости порыва. Имеются указания на то, что на самолет сильнее всего влияют вихри с градиентным расстоянием, приблизительно равным девятикратной длине хорды крыла, что соответствует размерам вихря от 15 до 150 м.

Турбулентные зоны, встречающиеся в полетах, охватывают в большинстве случаев ограниченные области. Толщина возмущенных слоев чаще всего не превышает 300—600 м, а по горизонтальной протяженности они составляют в среднем 60—80 км. Наряду с этим встречаются случаи, когда турбулентность охватывает более мощные слои, до 2—3 км в толщину, а по горизонтали до 1000 км и более. Как правило, *чем интенсивнее турбулентность, тем меньше толщина и горизонтальная протяженность турбулентного слоя атмосферы.*

Турбулентные зоны обычно являются не сплошными возмущенными слоями, а прерывистыми, пятнистыми: участки, заполненные возмущениями, перемежаются с участками, на которых полет происходит совершенно спокойно. Они очень неустойчивы и во времени, вследствие чего болтанка, отмеченная одним летчиком на каком-либо участке трассы, может быть не отмечена другим пилотом, пролетавшим через тот же район, на той же высоте, но спустя 30—50 мин.

Статистические данные, встречающиеся в литературе, а также полученные по материалам полетов над нашей территорией,

Таблица 12

Шкала для оценки интенсивности болтанки самолета

Интенсивность болтанки		Диапазон перегрузок и их продолжений в долях	Характеристика поведения самолета при болтанке	Рекомендации по пилотированию	Характеристика комфорта пассажиров
название	обозначения отечеств. ИКАО				
Слабая болтанка	б ¹ 	$0,8 \leq n_y \leq 1,2$ $\Delta n = \pm 0,2$	Отдельные легкие вздрагивания самолета	Полет выполняется на автопилоте	Вызывает неприятное ощущение у отдельных пассажиров
Умеренная болтанка	б ² 	$0,5 \leq n_y \leq 1,5$ $\Delta n = \pm 0,5$	Частые толчки. Наблюдаются колебания стрелок индикаторов в пилотажных приборах. Установившийся режим полета сохраняется	Пилотирование допускается на автопилоте	Затрудняет ходьбу в самолете
Сильная болтанка	б ³ 	$0 \leq n_y \leq 2$ $\Delta n = \pm 1,0$	Резкие вздрагивания и отдельные броски самолета. Отмечается неустойчивая работа вариометра и указателя скорости. Установившийся режим полета нарушается	Пилотирование выполняется в соответствии с руководством по летной эксплуатации в условиях болтанки	Необходимо пристегивание пассажиров ремнями. Тяжело переносятся большинством пассажиров, утомляет экипаж
Штормовая или очень сильная болтанка	б ⁴ 	$-0,1 < n_y < 2,1$ $\Delta n \geq \pm 1,1$	Исключительно резкие броски самолета. Показания вариометра и указателя скорости сильно искажаются, неправильным действием пилота может быть создан режим, по скорости опасный для прочности самолета	Пилотирование самолета строго в соответствии с руководством по летной эксплуатации в условиях болтанки	Резкие и большие перегрузки вызывают у подавляющего большинства пассажиров болезненные явления

указывают, что болтанка наблюдается чаще всего в нижних слоях тропосферы, до высоты 3 км. В более высоких слоях вероятность болтанки уменьшается, но с приближением к тропopause она снова несколько увеличивается, хотя остается меньшей, чем в нижнем трехкилометровом слое. В стратосфере, по крайней мере до высоты 15—16 км, болтанка встречается очень редко.

Нужно сказать, что имеющиеся в настоящее время статистические материалы дают нам лишь самые общие представления о повторяемости болтанки и ее характеристиках. Нередко эти данные, полученные различными авторами, не вполне согласуются между собой. Это в значительной мере объясняется тем, что исходный материал, который приходится обрабатывать, получен в различных условиях, имеет много субъективных оценок и поэтому не вполне сравним между собой. Так, например, обрабатывая материал, полученный от самих летчиков (возвращенные бланки АВ-5), мы установили, что вероятность болтанки скоростных самолетов при полетах на воздушных трассах ГВФ на высотах 8—11 км составляет приблизительно 20%. В то же время по наблюдениям синоптиков, участвовавших в полетах по тем же воздушным трассам, эта вероятность составляет 60—80%. Разница объясняется тем, что синоптики отмечают все случаи более или менее беспокойного полета, тогда как летчики указывают на болтанку обычно только в тех случаях, когда она бывает достаточно ощутимой. Поэтому вполне надежные статистические данные можно иметь только тогда, когда турбулентность будет измеряться приборами, например акселерометрами. Однако и то, что мы имеем, знать весьма полезно.

Интенсивность турбулентности атмосферы обычно оценивается по характеристике поведения самолета в турбулентной среде (по ощущению пилота или бортаэролога) или по величине испытываемых им перегрузок. Оценка производится обычно по четырехбалльной шкале (табл. 12).

В умеренных широтах в большинстве случаев (около 80%) наблюдается слабая болтанка; повторяемость умеренной болтанки составляет около 16%, а сильной и очень сильной — всего лишь около 1—3%.

Связь болтанки с облаками

Прогноз турбулентности атмосферы, могущей вызвать болтанку самолетов, представляет собой наибольшие трудности по сравнению с прогнозами других элементов и явлений погоды. Это объясняется прежде всего тем, что мы не располагаем систематическими наблюдениями над болтанкой, а разрозненные данные по некоторым воздушным трассам трудно поддаются трехмерному анализу. Методику прогноза этого явления при-

ходится поэтому строить на анализе косвенных данных, определяющих развитие турбулентности или указывающих на ее существование при различных синоптических процессах. Очень большое значение имеют при этом облака.

Опыт метеорологического обеспечения полетов показывает, что болтанка часто наблюдается при полете в облаках. Это вполне понятно, поскольку образование облаков связано с вертикальными движениями в атмосфере, а вертикальные движения являются основной характеристикой турбулентности. Однако далеко не во всех случаях полет в облаках сопровождается болтанкой. Все зависит от того, какой характер имеют те вертикальные движения, которые обусловили образование данного вида облаков. Если эти движения носят упорядоченный характер и имеют скорости не более нескольких сантиметров в секунду, то полет в соответствующих облаках протекает спокойно. Типичными представителями таких облаков являются облака теплого фронта, а именно слоисто-дождевые, высоко-слоистые, перисто-слоистые и перистые облака. Если же вертикальные движения носят неупорядоченный, конвективный характер и скорости их достигают нескольких метров в секунду, то образующиеся облака имеют уже совсем другие формы. Это будут кучевые, мощные кучевые и кучево-дождевые облака, полет в которых проходит беспокойно. К такому же типу облаков следует отнести некоторые виды высоко-кучевых, перисто-кучевых, а также те перистые и перисто-слоистые, которые представляют собой верхнюю часть кучево-дождевых облаков.

В антициклонических подынверсионных облаках Sc также всегда наблюдается слабая или умеренная болтанка, особенно вблизи их верхней границы, где облака отличаются наибольшей плотностью.

Различный характер вертикальных движений существенно влияет на структуру облачности и на внешний вид ее верхней границы. Облака, обязанные своим происхождением упорядоченным вертикальным движениям, довольно однородны по своей плотности и сама плотность облаков сравнительно небольшая; верхняя поверхность таких облаков имеет спокойный, ровный или слабо «дымящийся» характер. Наоборот, облака, связанные с вертикальными движениями конвективного характера, отличаются большой плотностью или весьма неоднородным ее распределением. В связи с этим, *пролетая в облаках, самолет каждый раз испытывает болтанку, как только он попадает в плотную часть облачности*. Верхняя граница этих облаков обычно имеет сильно всхолмленную или волнистую структуру.

Таким образом, пролетая над облаками, можно по их внешнему виду судить о том, насколько они опасны в отношении болтанки: она наиболее вероятна, когда верхняя кромка облаков является всхолмленной или волнистой.

Всхолмлещность нередко встречается также и у слоисто-дождевых или высоко-слоистых облаков, образующихся на теплых фронтах. Это бывает в тех случаях, когда вследствие влажнонеустойчивой стратификации теплого воздуха фронтальная облачность $Ns - As$ местами приобретает характер Sb . Попадание в эту часть облачной системы обычно вызывает сильную болтанку, что может быть совершенно неожиданным для летчика, поскольку Sb были как бы замаскированы слоисто-дождевыми облаками.



Рис. 149. Перистые хребтовидные и беспорядочные облака.

Кроме этого, важно учитывать, когда внутри перисто-слоистой облачности имеются участки с просветами («колоды» в облаках): под этими просветами нередко наблюдается резкое усиление болтанки.

Болтанка в перистых облаках наблюдается главным образом в тех случаях, когда они образуются вблизи струйных течений. Они имеют при этом вид «перепутанных» облаков, спиралевидных или хребтовидных (рис. 149). При входе в такие облака самолет испытывает резкие толчки, которые иногда вызывают перегрузки, достигающие до $\pm 0,8 g$.

Связь турбулентности с вертикальными и горизонтальными градиентами температуры и скорости ветра

В гл. I, § 8, уже говорилось, что уровень турбулентной энергии в свободной атмосфере может быть оценен с помощью безразмерного параметра, называемого числом Ричардсона.

Было при этом показано, что турбулентность должна возрастать при $Ri < 1$ и, наоборот, затухать при $Ri > 1$. Иначе говоря, с уменьшением Ri , а значит, с увеличением фактического вертикального градиента температуры (γ), а также вертикального градиента векторной скорости ветра $\left(\frac{\Delta u}{\Delta z}\right)$, увеличивается интенсивность турбулентности, а следовательно, должна возрастать и интенсивность болтанки самолетов.

Имея в виду, что вертикальный градиент скорости ветра связан определенным образом с горизонтальным градиентом температуры воздуха, число Ri может быть записано в следующем виде:

$$Ri = 21,7 \sin^2 \varphi \frac{\gamma_a - \gamma}{\left(\frac{\Delta T}{\Delta n}\right)^2},$$

где $\frac{\Delta T}{\Delta n}$ — горизонтальный градиент температуры воздуха (в градусах на 1000 км), φ — широта места. Из этого выражения следует, что уровень турбулентной энергии должен зависеть и от величины горизонтальных контрастов температуры. Это, в свою очередь, означает, что болтанка должна наблюдаться во фронтальных зонах, где горизонтальные контрасты температуры достигают довольно больших значений, а число Ri , следовательно, может иметь очень малые значения. Поскольку же большим горизонтальным градиентам температуры соответствуют большие скорости ветра, то нужно сделать следующий вывод: *чем сильнее ветер, тем вероятнее болтанка* в соответствующем районе.

Таким образом, имея данные температурного зондирования, а также данные шаропилотных (радиопилотных) наблюдений, можно рассчитать значения числа Ri для отдельных слоев и для отдельных пунктов и, тем самым, получить представление о вероятном уровне развития турбулентности в отдельных слоях по вертикали и по горизонтали. Такие данные имели бы прежде всего диагностическое значение, так как они в известной мере заменили бы нам фактические наблюдения над болтанкой. Однако широкое использование числа Ri в оперативной работе (с учетом, что болтанка вероятна при $Ri < 1$) не дало желаемых результатов.

Анализ многих случаев как при наличии, так и при отсутствии болтанки показал, что для оценки уровня турбулентности

атмосферы и для определения тех слоев по вертикали, в которых может наблюдаться болтанка, нужно обращать внимание не столько на абсолютные значения Ri , сколько на характер изменения его с высотой, а следовательно, вертикального градиента скорости ветра $\left(\frac{\Delta u}{\Delta z}\right)$ и вертикального градиента температуры. Особое значение имеет изменение $\frac{\Delta u}{\Delta z}$.

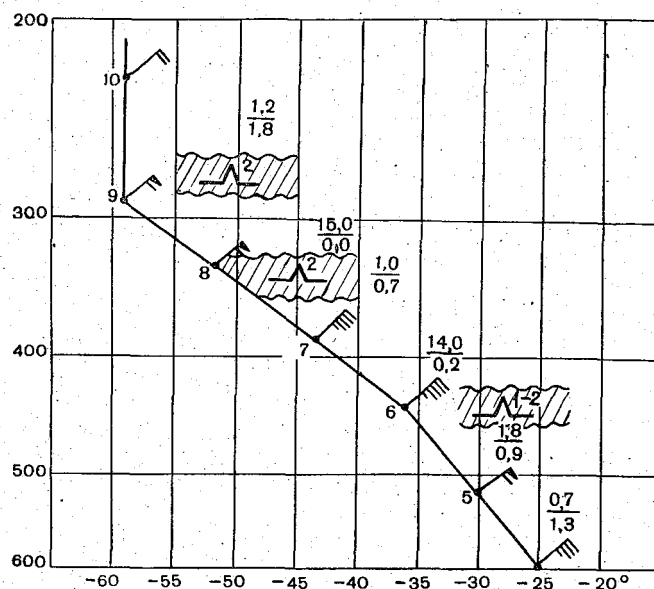


Рис. 150. Типичное распределение по вертикали Ri и $\frac{\Delta u}{\Delta z}$ при струйном течении. Каунас, 15 час. 23 января 1961 г.

Поясним это на конкретном примере. Рисунок 150 иллюстрирует расположение по высотам слоев с болтанкой в районе Каунаса 23 января 1961 г. около 15 час. На нем дана кривая стратификации для слоя 4—10 км и показаны направления и скорости ветра для отдельных высот через 1 км. Справа от кривой проставлены в виде дробей вертикальные градиенты скорости ветра в м/сек на 100 м (в знаменателе) и числа Ричардсона (в числителе). При подъеме самолета была отмечена слабая до умеренной болтанка в слое 5—6 км и умеренная в слоях 7—8 и 9—10 км.

Характерной особенностью распределения Ri и $\frac{\Delta u}{\Delta z}$ является в данном случае большая неоднородность их значений. Болтанка

отмечалась при этом на тех уровнях, где значения Ri испытывали большие изменения, а именно: вблизи уровня 6 км число Ri изменилось от 1,8 до 14,0 при изменении вертикального градиента скорости ветра от 0,9 до 0,2 м/сек на 100 м; вблизи уровня 8 км Ri изменилось от 1,0 до значения 15,0 при соответствующих изменениях $\frac{\Delta u}{\Delta z}$ от 0,7 м/сек на 100 м до нуля; вблизи уровня 9 км, где Ri изменилось от значения 15,0 до 1,2, а $\frac{\Delta u}{\Delta z}$ соответственно от нуля до 1,8 м/сек на 100 м.

В итоге следует еще раз отметить, что данный способ определения зон болтанки рекомендуется использовать главным образом как диагностический признак и только для района того пункта, где производится зондирование атмосферы.

Болтанка при термической конвекции

Термическая конвекция, о происхождении которой говорилось в гл. I, § 5, всегда создает условия, благоприятные для возникновения болтанки самолетов, особенно в нижней части тропосферы. Так как при этом образуются облака кучевых форм, то самый факт наличия этих облаков уже определенно говорит о существовании атмосферной турбулентности, могущей вызвать болтанку самолетов. При этом вертикальная мощность слоя болтанки будет такая же, как и мощность самих облаков. Следовательно, если в данной воздушной массе на некоторой высоте, например на высоте 3 км, существует задерживающий слой в виде инверсии, изотермии или замедленного падения температуры, то кучевые облака и связанная с ними болтанка развиваются обычно только до уровня 3 км; выше полет должен протекать совершенно спокойно. При мощном развитии облаков болтанка обычно отмечается во всей толще тропосферы, вплоть до тропопаузы, как под облаками, так и в облаках, а также и в просветах между ними.

Наиболее сильная турбулентность связана с кучево-дождевыми облаками. Турбулентные движения развиты как внутри, так и вокруг этих облаков, хотя интенсивность турбулентности около облаков значительно меньшая, чем внутри их. При экспериментальных полетах выяснилось, что интенсивность турбулентных движений зависит от стадии развития облака. Наиболее интенсивна турбулентность в зоне растущих кучево-дождевых облаков, имеющих форму так называемых «лысых» (рис. 151). Когда же эти облака превращаются в кучево-дождевые с накопительней, то болтанка, по крайней мере вблизи их, несколько ослабевает. Над растущими S_b турбулентная зона обычно толще, чем над разрушающимися облаками. Выяснилось, что над «лысыми» кучево-дождевыми облаками болтанка наблюдается до

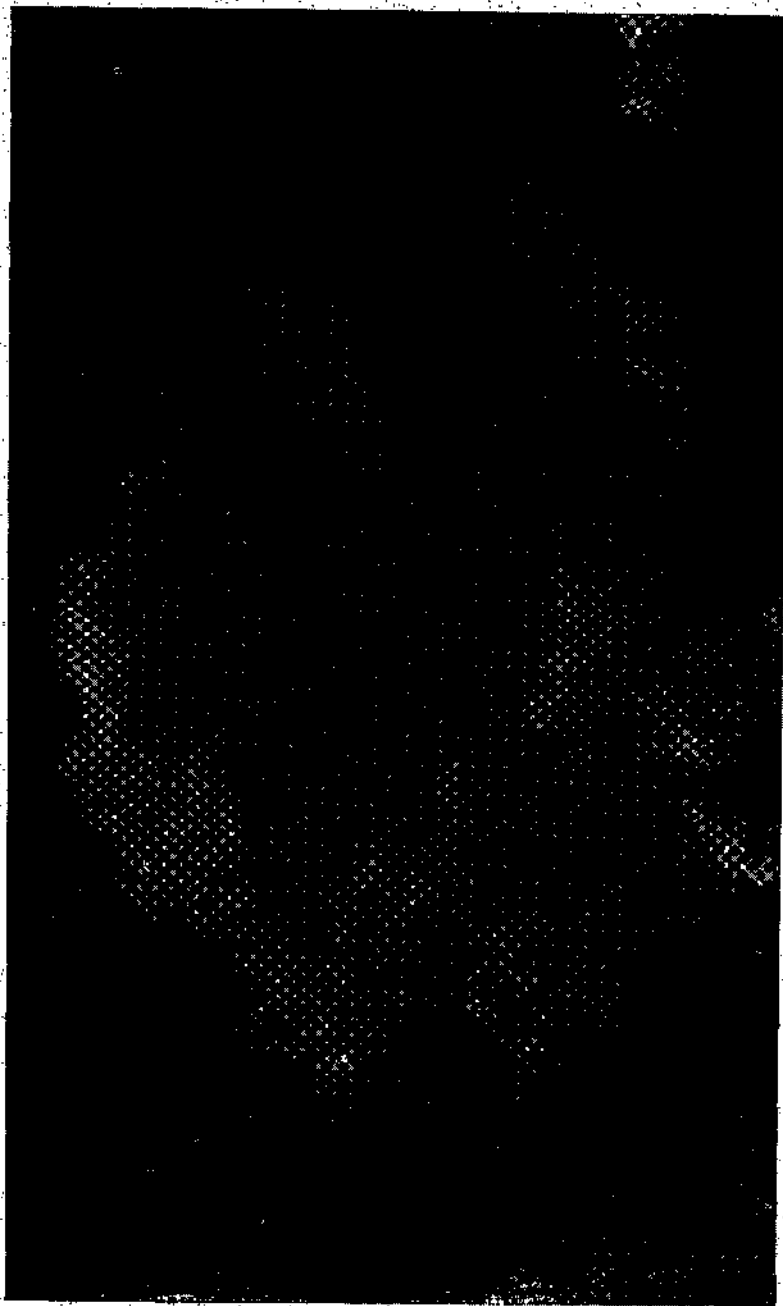


Рис. 151. Кучево-дождевое облако без наковацни — „лысое“.

высоты 200—300 м над их верхней границей. Площадь турбулентной зоны обычно в два-три раза больше площади сечения облака на данном уровне.

Если воздух имеет небольшую относительную влажность, то уровень конденсации может оказаться выше задерживающего слоя. В таких случаях кучевые облака не образуются, но вследствие существования конвективных токов сильная болтанка отмечается при ясном небе. Подобные условия погоды характерны для районов Средней Азии, Казахстана и Нижнего Поволжья, где в летнее время года при отсутствии облаков сильная болтанка бывает до высоты 3—4 км.

Термическая болтанка имеет отчетливо выраженный суточный ход. Она начинается у поверхности земли утром, примерно через час-полтора после восхода солнца, постепенно охватывая все более верхние слои. К моменту наибольшего дневного нагрева, т. е. примерно к 14—15 час., она достигает высоты 2—3 км, а над пустынями 3,5—4,0 км. Прекращается болтанка примерно за час до заката солнца, при этом ее ослабление и прекращение также начинается от поверхности земли.

Благоприятные условия для термической болтанки создаются в нижних слоях тропосферы, особенно в тех местах, где полет происходит над неоднородной подстилающей поверхностью с чередованием пашни, лесов, лугов, водоемов и др. При полетах на небольших высотах (до 400—500 м) отмечается усиление болтанки над лесом, свежевспаханном полем, над поверхностью, покрытой сухой, выжженной травой. Особенно заметно усиление болтанки весной, в период таяния снега, когда появляются проталины. Обычно над сушей болтает сильнее, нежели над водой.

Большое воздействие на термическую болтанку оказывает орография. Над высокими горами без снежного покрова болтанка обычно возникает раньше, чем над равниной. При этом очень большое значение имеет экспозиция горных склонов. Склоны гор, освещенные лучами солнца, являются местом, где прежде всего зарождается болтанка. И в остальные часы дня над освещенными склонами болтанка отличается большей интенсивностью по сравнению с затененными.

Склоны гор, покрытые снегом, обычно плохо прогреваются по сравнению с незаснеженными склонами, и поэтому болтанка над ними отсутствует или проявляется в слабой степени.

Неодинаковое время начала термической болтанки на равнине и в горах приводит к тому, что верхняя граница слоя болтанки хотя и повторяет профиль рельефа, но мощность этого слоя над горами значительно больше, чем над равниной.

Наиболее благоприятными синоптическими положениями для развития термической турбулентности являются области относительно повышенного давления или размытые барические

поля. Такие области отличаются небольшими барическими градиентами, следовательно, слабыми ветрами, что способствует интенсивному прогреванию воздушной массы и развитию в ней конвекции. Если над этими областями в средних и верхних слоях тропосферы располагаются очаги относительно холодного воздуха, то конвекция в этих случаях достигает наибольшей интенсивности и охватывает значительную толщу тропосферы.

Болтанка при термодинамической турбулентности

Сюда относится болтанка, которая возникает при вторжении с севера холодного неустойчивого воздуха. Турбулентное состояние атмосферы вызывается при этом как прогреванием холодно-

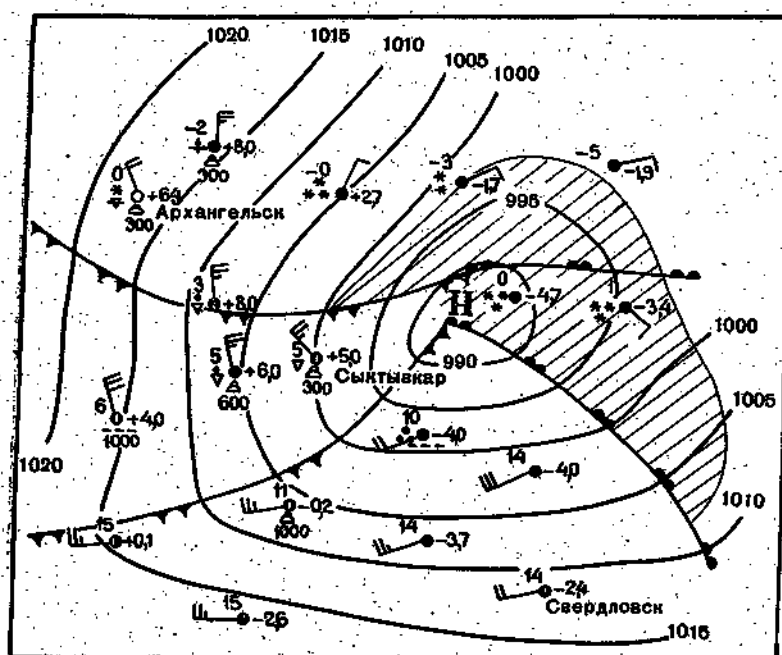


Рис. 152. Карта погоды, 15 час. 19 апреля 1962 г.

го воздуха, так и очень неровным порывистым ветром. У поверхности земли в это время наблюдается интенсивный рост давления (положительные барические тенденции). Так как при таком положении всегда образуется на некоторой высоте задерживающий слой в виде инверсии или изотермии, то зона интенсивной турбулентности в тылу циклона ограничивается нижним слоем атмосферы, до высоты приблизительно 3 км. Такое состояние

погоды типично для тыловой части циклона, что можно видеть при рассмотрении карты погоды по данным в 15 час. 9 апреля 1962 г. (рис. 152). По сведениям синоптиков АМСГ Сыктывкар, в этот день в тыловой части циклона, где рост давления доходил до 8 мб за 3 часа, наблюдалась настолько интенсивная болтанка в слое до 3 км, что все полеты пришлось отменить. Часто сильный порывистый ветер наблюдается и в передней части циклона. Направление ветра при этом обычно бывает южной четверти, чаще всего юго-западным. Сильная турбулентность охватывает в данном случае нижние слои атмосферы, до высоты 1,0—1,5 км.

Орографическая болтанка

Здесь рассматривается турбулентность, возникающая под воздействием горного препятствия на обтекающий его воздушный поток.

Сущность этого воздействия состоит в следующем. Когда воздушный поток встречает на своем пути орографическое препятствие в виде горного хребта, то за этим препятствием, т. е. с подветренной стороны хребта, часто образуются воздушные волны довольно большой амплитуды. Подветренные волны возникают при устойчивой стратификации атмосферы и при направлении ветра в слое толщиной 1—6 км, перпендикулярном к хребту или составляющем с направлением хребта угол не более 30°. Очень большое значение имеют при этом величины скорости ветра, а также характер распределения скоростей ветра над хребтом.

Рисунок 153 дает представление об образовании подветренных волн в зависимости от характера вертикального распределения скоростей ветра над хребтом. Последние изображены в виде стрелок различной длины с левой стороны рисунка для четырех типов воздушных течений (по Ферхтогту).

Тип А. В зоне хребта ветер очень слабый (< 5 м/сек). Линии тока следуют за формой хребта и на небольшой высоте от его вершины сглаживаются.

Тип Б. Ветер перед хребтом имеет большую скорость, чем в предыдущем типе, и составляет 5—7 м/сек. В этом случае на подветренной стороне хребта образуется «стоячий» вихрь, в нижней части которого имеется обратное течение. Максимум вертикального смещения линий тока наблюдается впереди по ветру от горы. Над вихрем воздушное течение спокойное.

Тип В. Скорость ветра перед хребтом составляет 8—10 м/сек и более, причем ветер с высотой усиливается. В этих случаях за хребтом наблюдаются волновые течения. Если воздух достаточно влажный, в гребнях каждой волны образуются чечевицеобразные облака. Под гребнями волновых течений, в самых нижних слоях атмосферы, образуются «стоячие» вихри с обратным

течением у поверхности земли. В той части вихря, где воздух поднимается вверх, образуются облака, имеющие разорванный вид (роторные облака).

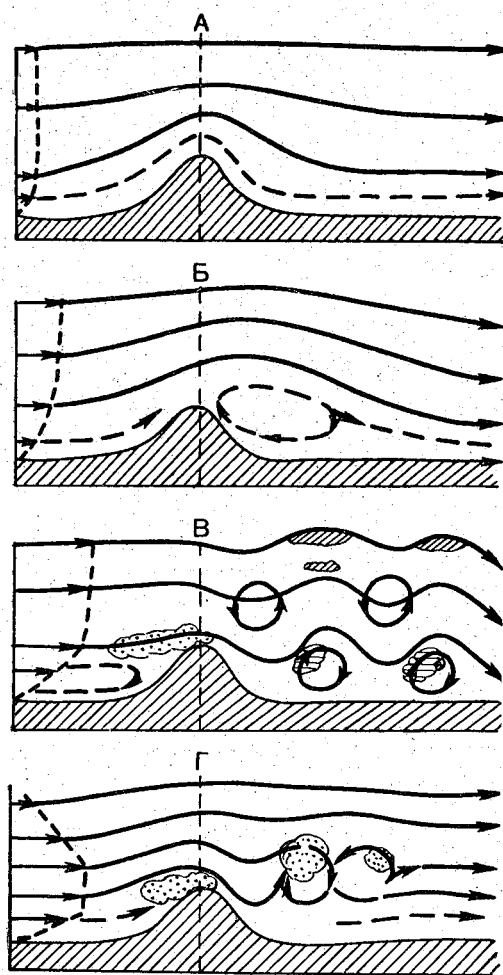


Рис. 153. Классификация воздушных течений за хребтом в зависимости от распределения ветра по высотам (типы А, Б, В и Г).

Тип Г. Этот тип течения наблюдается тогда, когда очень сильный ветер простирается до определенной высоты, не превышающей в полтора раза высоту хребта. Выше этого уровня ветер резко ослабевает. При данной ситуации с подветренной стороны в слое, соответствующем сильному ветру, образуется

система квазистационарных вихрей, вращающихся в противоположных направлениях. Как горизонтальная, так и вертикальная протяженность возмущенного потока значительно меньше, чем в волновых течениях.

Описанные подветренные волны, образующиеся главным образом при усилении ветра с высотой в достаточно мощном слое (тип В), получили название «стоячих» волн. Так они названы потому, что их гребни и долины находятся все время на одном и том же месте по отношению к хребту, хотя воздух на этих высотах движется с большой скоростью.

Установлено, что линии тока не на всех уровнях следуют за рельефом местности, а на некоторых высотах «обращаются», т. е. там, где поверхность земли поднимается, воздушный поток опускается, и наоборот. Эти перемены направления вертикального смещения линий тока могут происходить несколько раз по всей толще потока, о чем уже говорилось в гл. I, § 5 (рис. 38). Это значит, что в некотором слое над хребтом волновое движение будет иметь одну фазу, в следующем слое — противоположную фазу и т. д. Таким образом, волны над возвышенностью будут многослойными. Подобные волны распространяются в атмосфере до высот, которые в три-четыре раза, а иногда и более превышают высоту хребта.

Длина подветренных волн может быть от 4 до 19 км. За хребтом чаще всего отмечаются один-два гребня волны, иногда и больше, а дальше волны затухают. Амплитуда волн достигает 200—500 м, но чаще имеет величину 100—200 м.

Верным признаком существования подветренных волн являются высоко-кучевые чечевицеобразные облака (*As lenticularis*). Они образуются в гребнях волн и имеют вид неподвижных полос или валов, идущих параллельно горному хребту (рис. 154). Между полосами облаков небо ясное или затянуто гораздо менее плотными облаками.

На рис. 155 показана в плане схема расположения облаков, связанных с подветренными волнами на трассе Ташкент—Джамбул. Эти облака наблюдались 25 декабря 1956 г. во время полета ташкентского самолета-зондировщика. Было зарегистрировано шесть валов облаков на высоте около 2,5 км в районе хребтов Боролдайтау и Каратау. В это время ветер в данном районе был юго-западным со скоростью на высоте около 3 км 40—50 км/час. Полоса облаков была ориентирована с северо-запада на юго-восток, т. е. поперек господствующих воздушных течений. На северо-западе, над равнинными просторами Казахстана, эти валы сливались в единый облачный массив. Общая ширина зоны подветренных облаков составляла около 50 км.

Образование подветренных волн оказывает существенное воздействие на вертикальную структуру мощной фронтальной облачности *Ns—As*. Вследствие неоднократного «обращения»

линий тока и изменения направления вертикального их смещения мощная фронтальная облачность начинает расслаиваться. Такое расслоение облачности очень часто встречается к востоку от Уральского хребта, поскольку этот хребет ориентирован перпендикулярно к направлению господствующих западных ветров. По данным самолетного зондирования атмосферы в районе Свердловска, при подъеме до высоты 6—7 км нередко отме-



Рис. 154. Чечевицеобразные облака в подветренных волнах.

чается пять-шесть слоев облачности, разделенных сухими прослойками; тогда как к западу от хребта существует сплошной слой облаков до высоты 6—7 км.

Большое значение орографических волн для авиации состоит главным образом в том, что этим волнам нередко сопутствуют значительные вертикальные движения воздуха. Первоначальные данные об этих движениях были получены от планеристов, которых интересовали, прежде всего, восходящие движения, использование которых давало им возможность достигать больших высот. Направив планер навстречу потоку ветра так, чтобы

скорость полета была приблизительно равна скорости ветра (рис. 156), летчик может длительное время оставаться в одной и той же области волны, где господствует восходящее движение.

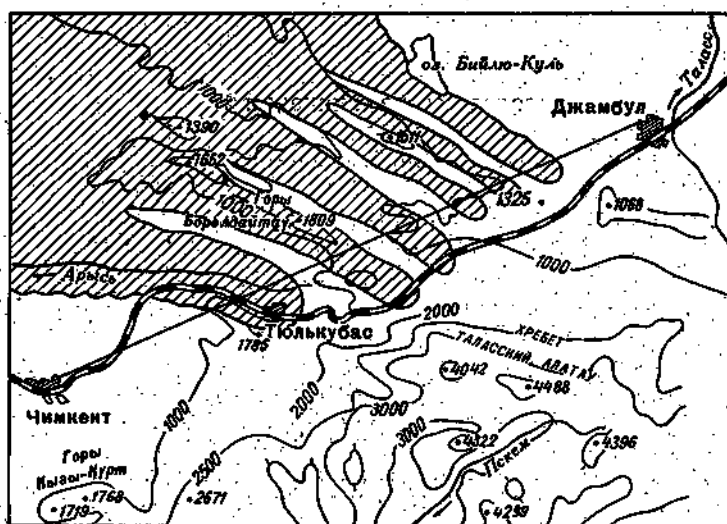


Рис. 155. Схема облаков в стационарных волнах в районе хребтов Биролдайтау и Каратау.

При полете на специально оборудованном планере удастся достигнуть высоты более 13 км.

Но для полетов самолетов необходимы были сведения и о нисходящих движениях. В последние годы таких сведений

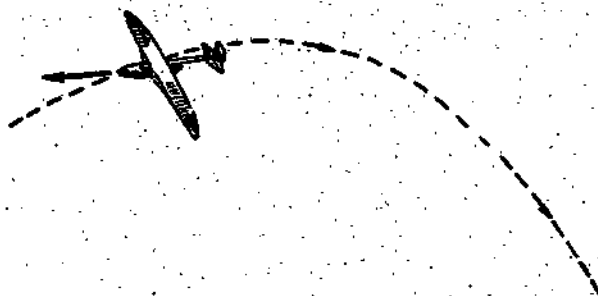


Рис. 156. Планер в воздушной волне.

стало накапливаться все больше; анализ их выявляет довольно сложную картину распределения вертикальных движений и их скоростей в связи с образованием подветренных стоячих волн.

В настоящее время хорошо известно, например, что очень большой интенсивности подветренные волны достигают над Сьерра-Невадой в США (высота гор около 4 км). По сведениям пилотов, летавших в этом районе на одноместном истребителе, восходящие потоки достигают здесь 40 м/сек. Это вынуждало летчиков застопоривать винты самолета и использовать его в качестве планера. Но это исключительные случаи. Более типичными являются следующие значения скоростей вертикальных движений в подветренных волнах: на высотах от 4,6 до 6,7 км — 10 м/сек, от 6,7 до 7,6 км — 5 м/сек, более 10 км — 2 м/сек.

Восходящие движения воздуха начинаются всегда с наветренной стороны гор. Расстояние от гор, на котором воздух начинает свое восходящее движение, зависит от высоты и крутизны хребта. Чем выше горы и меньше их крутизна, тем дальше от гор начинается подъем воздуха. Например, при высоте хребта 1000 м воздушный поток начинает восходящее движение на расстоянии примерно 25 км от хребта, а при высоте хребта 2500—3000 м — на расстоянии 65—80 км. Скорость восходящего потока по мере приближения его к вершине хребта увеличивается и может достигать 10—15 м/сек, а в отдельных случаях и более. Если наветренный склон нагревается солнцем, интенсивность восходящих потоков увеличивается. Непосредственно над самой вершиной хребта скорость ветра достигает наибольшей величины, особенно в слое высотой 300—500 м над хребтом.

Условия для полета при выходе на подветренную сторону хребта будут зависеть, прежде всего, от высоты полета по отношению к вершине хребта.

Если высота полета сравнительно небольшая, то создается значительная угроза попасть в сильную турбулентность в области вихрей с горизонтальной осью (роторов). Диаметр этих вихрей составляет 400—800 м, иногда до 1 км. Здесь же образуются роторные облака, которые, как указывалось выше, возникают под гребнями волн, на высоте, сравнимой с высотой гор. Измерения показали, что, например, при высоте горы 1400 м здесь наблюдались значительные изменения скорости ветра, от 10 до 25 м/сек, а вертикальные скорости изменялись в пределах ± 8 м/сек в течение 2—3 сек. Это могло вызвать перегрузки от 2 до 4 g. Чем крупнее и выше горы, тем интенсивнее роторная турбулентность. Очутившись в подобном положении при высоте гор 3—4 км, даже опытные пилоты полностью теряли на некоторое время управление самолетами.

Наиболее опасные положения создаются тогда, когда вследствие незначительной влажности роторные облака совсем не образуются или данный район полностью закрыт низкими облаками. Из-за этого летчик не будет видеть никаких признаков сильной турбулентности, и попадание в эту зону окажется со-

вершенно неожиданным. Нужно также иметь в виду, что если самолет летит против ветра в направлении к горному хребту, то, попадая в сильный нисходящий поток вблизи хребта, он может оказаться не в состоянии своевременно набрать достаточную высоту, чтобы пересечь хребет.

В связи с этим при достаточно сильном ветре, нормальном к хребту, рекомендуется перелетать горные хребты на высоте, превышающей высоту хребта не менее чем на 50%. Чтобы не попасть в нисходящий поток на подветренной стороне хребта, снижение целесообразно начинать пролетев 20—25 км. от горного хребта, а набор безопасной высоты полета производить заблаговременно.

Опишем два примера возникновения сильной болтанки в подветренных вихрях.

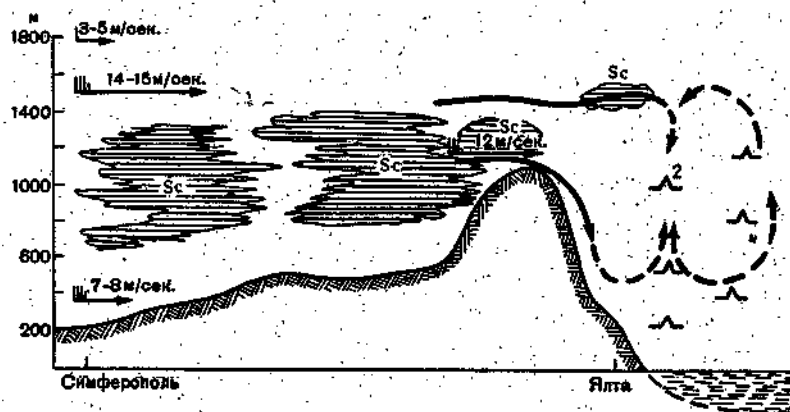


Рис. 157. Болтанка вдоль южного побережья Крыма 10 мая 1959 г.

1. Болтанка в районе Южного побережья Крыма 10 мая 1959 г. в период с 12 до 15 час. (по данным экспериментальных полетов ГНИИ ГВФ совместно с ЦИПом и ЦАО). Погода в Крыму в этот день определялась тыловой частью неглубокого циклона. Ветер при этом был северо-западным, т. е. он дул почти под прямым углом к направлению горного хребта. Судя по шаропилотным наблюдениям метеорологической станции Симферополь, ветер у поверхности земли был 7—8 м/сек, с высотой он усиливался, а на уровне 1500 м скорость ветра доходила до 14—15 м/сек; выше ветер стал ослабевать, на высоте около 1800 м скорость его составляла всего лишь 3—5 м/сек. Скорость ветра непосредственно над хребтом Ай-Петри была 12—14 м/сек (рис. 157).

В этот период производились экспериментальные полеты вертолета и самолета ЛИ-2 в направлении от Симферополя на

Байдарские ворота и далее вдоль побережья почти до Алушты и обратно. До Байдарских ворот наблюдалась облачность 8—10 баллов, полет был совершенно спокойным. Над хребтом отмечен резкий бросок вниз, затем вверх. Вблизи побережья над морем облачность уменьшилась до 2—3 баллов, что, очевидно, было вызвано нисходящими движениями воздуха с подветренной стороны гор. При полете над морем на расстоянии от берега около 5 км на высотах от 200 до 1000 м наблюдалась умеренная (до сильной) болтанка в виде бросков вверх и вниз с перегрузками от 0,2 до 0,6 g. Наиболее интенсивная болтанка отмечалась на тех участках полета, где хребет был ориентирован строго перпендикулярно к направлению ветра. Местами вертолет тянуло вниз со скоростью 1,5—2,0 м/сек на протяжении 10—30 мин. При удалении вертолета в сторону моря на расстояние 20 км от берега болтанка ослабевала. Но при подъеме вблизи побережья (в районе Ялты) до высоты 1000 м болтанка значительно усиливалась. Так как высота Ай-Петри составляет 1200 м, можно предположить, что турбулентный слой достигал высоты приблизительно 1700 м, т. е. уровня, где наблюдалось резкое ослабление ветра.

Полет ЛИ-2 производился над морем на расстоянии 50 км от берега на высотах от 400 до 1800 м над уровнем моря. Однако при приближении к берегу болтанка усиливалась до штормовой с перегрузками до 1 g, продолжать полет уже становилось невозможным.

На рис. 157 дана схема образования подветренных вихрей в рассматриваемом случае, которая, очевидно, должна быть аналогична схеме Г, приведенной на рис. 153.

2. Болтанка в районе Ставропольской возвышенности 21 ноября 1959 г. (по данным синоптика АМСГ Ставрополь И. М. Сухова). В 10 час. на Ставрополь вылетели два самолета типа ЯК-12, на буксире которых были планеры. При подходе к Ставрополю, на расстоянии 20—25 км от него, на высоте 700—900 м от поверхности земли самолеты с планерами попали в зону сильной болтанки. Самолеты бросало из стороны в сторону, вверх и вниз со скоростью 9—12 м/сек. Положение планеров и самолетов резко менялось как по высоте, так и по горизонту. У одного летчика произошло самоотцепление планера от самолета. У второго планер, подбрасываемый потоком вверх, часто ставил самолет в положение «пикирования». Чтобы избежать происшествия, летчик решил отцепить планер.

В данном случае над Северным Кавказом, в том числе и над Ставропольской возвышенностью, господствовали ветры восточной четверти, т. е. дули поперек возвышенности на высоте 800—1000 м со скоростью 17 м/сек, тогда как непосредственно над возвышенностью — около 10 м/сек. Мы не располагаем более подробными сведениями о распределении ветра по высоте, но,

очевидно, оно несколько отличалось от предыдущего случая и соответствовало типу В (рис. 153). Кроме этого, скорость ветра здесь была больше, поэтому и болтанка в рассматриваемом случае была интенсивная и распространялась на большую высоту по отношению к самой возвышенности. Как видно из схемы

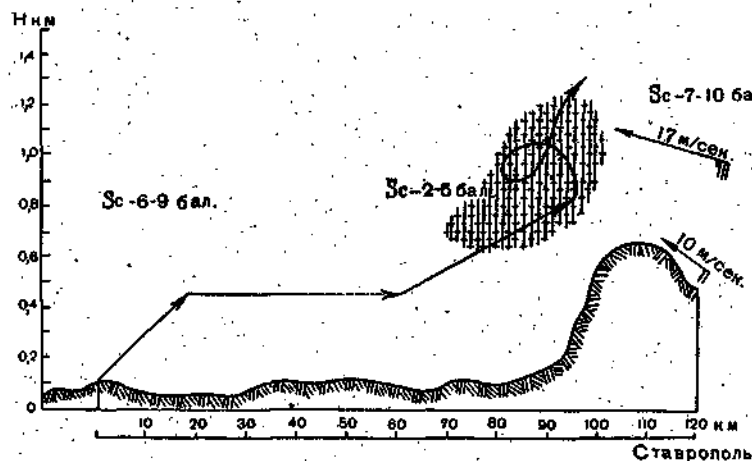


Рис. 158. Болтанка в районе Ставропольской возвышенности 21 ноября 1959 г.

полета, показанной на рис. 158, зона болтанки совпадала с подветренным крутым склоном возвышенности. Очевидно, здесь имели место сильно развитые роторные течения. На рисунке показана штриховкой только зона отмеченной болтанки, но, очевидно, эта зона должна охватывать и более нижние слои. Интересно, что как в первом, так и во втором случае ширина зоны подветренной болтанки составляла 20—30 км.

При полете на более высоких уровнях от вершины хребта самолет может попадать в стоячие волны. Практика полетов в таких волнах показывает, что, как правило, полет в этих слу-



Рис. 159. Полет в зоне атмосферных волн с малой скоростью (а) и с большой скоростью (б).

чаях не сопровождается существенной болтанкой. По-видимому, при относительно малой скорости полета в области волновых возмущений самолет успевает к ним приспособиться (рис. 159). Поэтому те изменения высоты полета, которые получаются при вхождении самолета в область восходящих и нисходящих

воздушных течений, не сопровождаются появлением заметных перегрузок. Тем не менее в некоторых случаях, в частности при полетах скоростных самолетов, наблюдается болтанка и в стоячих волнах. Но это преимущественно слабая болтанка. Очевидно, что при большой скорости полета самолет «врезается» в волновые возмущения, пересекает их и испытывает знакопеременные перегрузки циклического характера (рис. 159 б). Подобная болтанка встречается иногда на участке Свердловск — Курган на высотах 8—10 км при ветрах западной четверти.

Нельзя, конечно, исключать возможности и сильной болтанки в области стационарных волн, особенно при пересечении достаточно высоких горных хребтов (3—4 км и выше).

В заключение отметим, что с подветренной стороны обрывистых горных цепей могут наблюдаться значительные колебания давления. В связи с этим отсчеты высоты по баровысотомеру через небольшие промежутки времени (примерно 1 мин.) могут различаться на 300 м. По некоторым сообщениям летчиков, над горными вершинами высотой 4—5 км эти ошибки могут достигать около 1000 м. Как правило, ошибки происходят в сторону завышения высот, и чем больше скорости ветра, тем крупнее эти ошибки.

Причины указанных изменений давления около горных вершин пока еще полностью не выяснены, но, очевидно, в этом сказывается влияние интенсивных вихрей, образующихся с подветренной стороны круто обрывающихся горных хребтов и пиков.

Болтанка в струйных течениях

С тех пор, как начались полеты турбореактивных самолетов, было обнаружено, что сильная турбулентность нередко встречается и в верхних слоях тропосферы, а иногда и в нижней стратосфере. При этом болтанка может возникать при совершенно ясном небе. Это особенно опасно, так как отсутствие облаков вблизи уровня полета лишает летчика возможности обозреть какие-либо внешние признаки турбулентного состояния атмосферы, и поэтому сильная болтанка оказывается для него совершенно неожиданной.

Анализ метеорологических условий, при которых наблюдались подобные случаи болтанки, показал, что они чаще всего связаны с зонами струйных течений. При этом в одних случаях турбулентность наблюдается непосредственно в области сильного ветра, а в других случаях — вблизи этой области, т. е. в области относительно слабого ветра. В общем оказалось, что *значительная болтанка в верхних слоях тропосферы и нижней стратосферы встречается главным образом в тех местах, где имеется резкий переход от области сильных ветров к области относительно слабых ветров.* Иными словами, благоприятные

условия для возникновения болтанки в области струйных течений создаются главным образом горизонтальными градиентами скорости ветра, или так называемыми горизонтальными сдвигами ветра.

Как было показано в гл. I, § 6, в зоне струйных течений нужно различать два типа горизонтальных сдвигов ветра:

1) боковой сдвиг ветра. Он проявляется в значительном ослаблении ветра в направлении, перпендикулярном к потоку сильного ветра, а следовательно, в резком уменьшении горизонтального градиента геопотенциала при перемещении по нормали к изогипсам;

2) сдвиг ветра по потоку. Этот сдвиг возникает при ослаблении ветра в направлении потока, т. е. при уменьшении горизонтального градиента геопотенциала при перемещении вдоль изогипс.

Покажем на конкретных примерах, где и как возникает болтанка при струйных течениях.

Болтанка при боковых сдвигах ветра. На рис. 160 показано аэросиноптическое положение для уровня около 9 км (AT_{300}), типичное для возникновения болтанки при боковых сдвигах ветра. Мы видим здесь центр низкого давления к северо-востоку от Сыктывкара. Ось ложбины этого циклона направлена через Казань на юго-юго-запад между Ростовом-на-Дону и Тбилиси. К востоку от оси ложбины, т. е. в передней части высотной ложбины, наблюдается струйное течение, вдоль оси которого (показана жирной стрелкой) скорость юго-западного ветра составляет около 50 м/сек. К западу от оси ложбины господствуют северо-западные ветры со скоростью всего лишь 10—15 м/сек. В северной части ложбины, вблизи Сыктывкара, даже и юго-западный ветер имеет скорость только около 15 м/сек.

Таким образом, на циклонической стороне струйного течения, на ее окраине, наблюдаются значительные изменения скорости ветра, т. е. значительные горизонтальные сдвиги ветра. На рис. 160 показано также положение у поверхности земли квазистационарного фронта, который отделяет теплый воздух умеренных широт, расположенный к востоку от фронта, от холодного арктического воздуха к западу от фронта. Следовательно, ось струйного течения располагается со стороны холодного воздуха, т. е. к западу от приземной линии фронта.

Зоны фактически наблюдавшейся болтанки обозначены на рис. 160 штриховкой. Точечным пунктиром обведены районы предполагаемой болтанки. Такие обозначения зон болтанки будут и на последующих рисунках.

Мы видим, что болтанка при боковых сдвигах ветра отмечается в области сильного ветра, т. е. в самом струйном течении слева от его оси. Ширина этой зоны составляет 100—150 км. Таким образом, пересекая всю зону струйного течения в направле-

нии, нормальном к общему потоку, самолет может испытывать болтанку в течение 10—15 мин. После этого, несмотря на то, что полет будет происходить в области сильного ветра, болтанка прекратится, т. е. на антициклонической стороне струйного течения болтанка в данном случае будет отсутствовать.

Если же полет будет производиться в направлении, параллельном потоку (по ветру или против ветра), то болтанка,

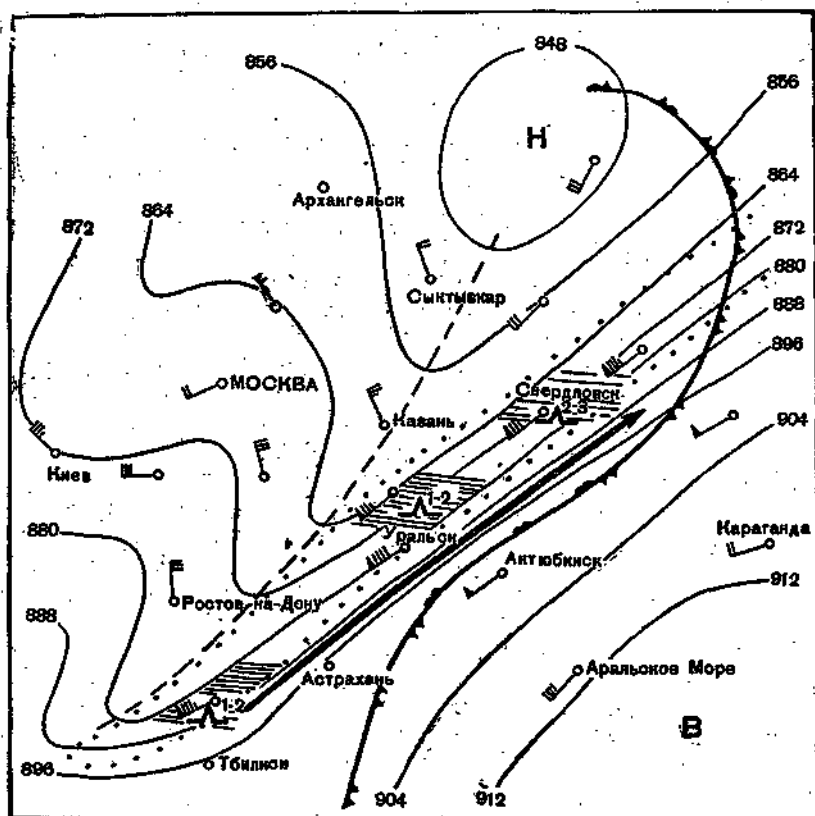


Рис. 160. Карта АТ₃₀₀, 3 часа 25 февраля 1959 г.

естественно, будет ощущаться на протяжении нескольких сот километров.

По наблюдениям многих опытных синоптиков, а также по сообщениям летчиков, интенсивность такой болтанки оценивается чаще всего как умеренная или сильная. Это — непрерывная, неправильная болтанка, напоминающая толчки при езде на телеге по булыжной мостовой. Удары о самолет то очень резки, то в какой-то степени приглушены. Периодичность толч-

ков непостоянна: периоды то короче, то длиннее, но какая-то регулярность в появлении толчков сохраняется.

Если полет совершается на высоте 8—10 км, то болтанка большей частью бывает над облаками или при совершенно ясном небе; при этом толщина зоны болтанки составляет до 2—3 км и доходит до нижней границы тропопаузы. В большинстве случаев это бывает при ветре южной четверти, особенно при юго-западном и южном.

Сопоставляя описанный тип процессов, вызывающий болтанку, со случаями, когда полет происходил через обширные высотные циклоны, но болтанка отсутствовала или была слабой, можно прийти к следующему выводу. Если в области высотного циклона отсутствуют резко выраженные сдвиги ветра, то, несмотря на значительные скорости ветра в передней и тыловой части циклона, болтанка в верхней тропосфере отсутствует или встречается лишь местами слабой интенсивности.

Значит, необходимым условием для возникновения турбулентности на циклонической стороне струйного течения должно быть наличие в непосредственной близости от него области со слабым ветром. Если при этом средний градиент скорости ветра составляет 25 км/час на 100 км или на небольшом участке превышает 50 км/час на 100 км, то в зоне струйного течения можно ожидать болтанку от умеренной до сильной.

Болтанка при горизонтальных сдвигах ветра по потоку. Эти сдвиги проявляются в более или менее резком ослаблении ветра в направлении самого струйного потока, что наблюдается в дельте высотной фронтальной зоны. Изогипсы здесь расходятся, и их кривизна переходит от циклонического или прямолинейного вида к антициклоническому. Ось струйного течения при этом поворачивает вправо.

Сдвиги по потоку заслуживают особого внимания, так как на них приходится наибольшее количество случаев сильной болтанки, причем многие из них наблюдаются при ясном небе. Приведем несколько случаев.

Пример 1. 26 июня 1960 г. наблюдалось струйное течение на юго-востоке европейской территории СССР (рис. 161). Его ось с максимальной скоростью юго-западного ветра около 45 м/сек проходила в направлении Ростов — Волгоград — Казань. В районе между Горьким и Казанью произошло значительное ослабление ветра, до 12—16 м/сек, что обнаруживалось и по хорошо выраженной расходимости изогипс. Здесь же и наблюдалась довольно интенсивная болтанка. Ближе к Свердловску, в области высотного гребня и при наличии у поверхности земли квазистационарного фронта наблюдались мощные облака Сb с грозами. Но они проходили несколько восточнее трассы и поэтому никакого осложнения для полета не представляли.

Пример 2. Рис. 162 иллюстрирует образование зоны расходимости (дивергенции) воздушных течений вблизи точки окклюзии циклона (одна зона в районе Хабаровск — Тирма, вторая к северо-востоку от Иркутска). Главной особенностью данного процесса является одновременное существование над одним и тем же районом зоны дивергенции и тропосферного фронта. Это создает здесь очень благоприятные условия для образования и развития мощных кучевых и кучево-дождевых облаков,

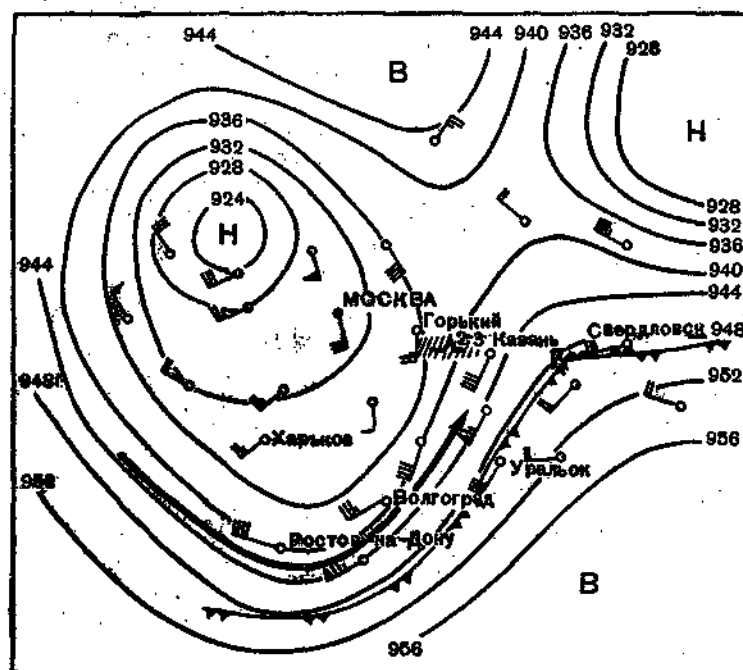


Рис. 161. Карта AT_{100} , 15 час. 26 июня 1960 г. Болтанка в районе Горький — Казань.

особенно в теплое время года. Таким образом, в данном случае болтанка на больших высотах наблюдается, как правило, при наличии мощных облаков с грозowymi явлениями, распространяющихся всегда до тропопаузы.

Ввиду большой важности зон дивергенции укажем на некоторые их особенности, которые следует учитывать при диагнозе и прогнозе болтанки самолетов в верхней тропосфере.

1. Область болтанки располагается над районом, где конвергентная часть струйного течения переходит в дивергентную. Так как у поверхности земли под конвергентной частью струи наблюдается рост давления, а под дивергентной — падение его, то

переходная зона от очага роста к очагу падения давления у поверхности земли указывает на положение зоны болтанки в верхней тропосфере.

2. Болтанка при горизонтальных сдвигах ветра по потоку, в отличие от боковых сдвигов, как правило, отмечается при относительно слабом ветре.

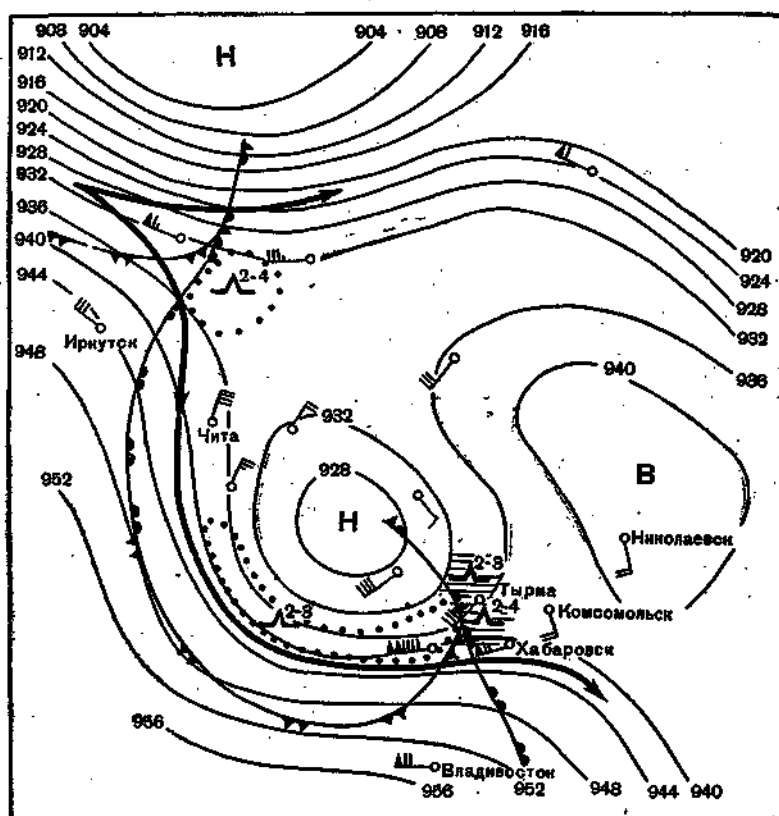


Рис. 162. Карта AT_{300} , 3 часа 31 августа 1959 г.

3. Чем сильнее ветер в конвергентной части струйного течения и чем резче выражена расходимость изогипс, тем вероятнее интенсивная болтанка в виде бросков, но тем меньше по протяженности зона турбулентности. Ширина зоны болтанки, простирающаяся в направлении ветра, в этих случаях составляет 100—150 км, а в поперечном направлении 200—400 км.

Если максимальные скорости ветра в конвергентной части фронтальной зоны составляют 120—130 км/час и более, в дивергентной ее части можно ожидать умеренную болтанку.

4. В случаях постепенно дивергирующих изогипс при активной адвекции теплого воздуха протяженность зоны болтанки может составить несколько сот километров. При максимальных скоростях ветра в конвергентной части струйного течения 180—200 км/час и более в дивергентной части фронтальной зоны болтанка бывает от умеренной до сильной, но, как правило, без значительных бросков.

5. В рассмотренных нами примерах направление ветра в струйном течении было юго-западным. Следует, однако, подчеркнуть, что в зависимости от того, как ориентировано струйное течение, болтанка может наблюдаться и при других направлениях ветра, в том числе и при ветрах северной четверти.

Во всех случаях главным признаком возникновения зон болтанки является наличие значительных сдвигов ветра. Но все же чаще всего такие зоны возникают при ветрах юго-западной четверти.

При использовании карт максимального ветра особенно важно обращать внимание на те районы, где струйное течение раздваивается, как это показано на рис. 124, или где оно круто поворачивает вправо (рис. 162). В этих случаях самолет может испытать особенно резкие и значительные броски.

Болтанка в зоне грозových очагов

В летнее время года болтанка на различных высотах в тропосфере наблюдается преимущественно во время полета в зоне грозových очагов. Так как грозы связаны с образованием мощных кучевых и кучево-дождевых облаков в неустойчивых воздушных массах или на фронтах (главным образом на холодных), то для прогноза болтанки нужно руководствоваться теми положениями, которые были изложены в предыдущем параграфе, посвященном грозам, а также в данном параграфе. Самое опасное положение может при этом создаться, если самолет попадет в кучево-дождевые облака, находящиеся в активной стадии своего развития. Но так как определить эту стадию не совсем легко, то при полете в зоне грозовой деятельности летчик всячески должен избегать попадания самолета в грозové облака. Наиболее опасной является при этом вторая треть облака, но как нижняя, так и самая верхняя части облака также могут представить большие осложнения в полете.

Опыт полетов в верхних слоях тропосферы убедительно показывает, что даже в умеренных широтах летчики, попадая в верхнюю часть кучево-дождевого облака, нередко испытывают значительную болтанку.

В связи с рассмотрением условий болтанки при грозам, которые также часто связаны со струйными течениями, возникает вопрос: может ли появиться болтанка на антициклонической

стороне струйного течения? На этот вопрос следует ответить утвердительно, хотя вероятность ее появления в этой части значительно меньше, чем на циклонической стороне струйного течения.

Описанный нами случай образования мощного кучево-дождевого облака в районе Воронежа днем 14 августа 1961 г. пришелся именно на антициклоническую сторону струйного течения. Это показано на рис. 143, на котором ясно видно, что ось струи в 15 час. располагалась западнее Воронежа. Чтобы понять, в каких случаях возможна болтанка на антициклонической стороне струйного течения, обратимся еще раз к рассмотрению карты АТ₃₀₀ (рис. 143 б). Она показывает, что район Воронежа находился под зоной расходимости воздушных течений: расстояния между изогипсами в этом районе заметно больше, чем расстояния между теми же изогипсами в более отдаленных районах к юго-западу от Воронежа. Иначе говоря, район Воронежа находился под влиянием горизонтального сдвига ветра по потоку. Это и есть главное условие для возникновения болтанки на антициклонической стороне струйного течения, что хорошо подтвердилось фактическими данными.

Интересно отметить и другую очень важную деталь. При возвращении в Москву самолет при снижении попал снова в зону интенсивной болтанки на высотах 8—9 км. Эта зона уже была на циклонической стороне струйного течения, под его осью, где наблюдались горизонтальные и вертикальные сдвиги ветра (рис. 145).

Болтанка и тропопауза

В настоящее время существуют следующие представления о связи тропопаузы с турбулентностью атмосферы, вызывающей болтанку самолетов на больших высотах.

Тропопаузу можно рассматривать как горизонтальную поверхность, разделяющую две воздушные массы разной плотности, вдоль которой образуются волны. Самолет, попадая в зону таких атмосферных волн, может испытывать циклическую болтанку. Действительно, такие случаи имеют место, но болтанка бывает слабой, и летчики, как правило, о ней ничего не сообщают. Высота тропопаузы не испытывает при этом существенных колебаний по трассе.

Умеренная и сильная болтанка в зоне тропопаузы может наблюдаться лишь тогда, когда этому благоприятствуют общие аэросиноптические процессы.

Вернемся к рассмотрению рис. 123, на котором проведены кривые стратификации, построенные по данным зондирования атмосферы в районе Москвы 15 марта 1962 г. в 3 часа (пунктирная линия с точками) и в 15 час. (сплошная линия). Сравнение этих кривых показывает, что в районе Москвы за прошедшие

12 час. в большой толще тропосферы произошло значительное повышение температуры, особенно в слое от 2 до 8 км. Одновременно с этим произошло повышение тропопаузы приблизительно от 8 до 10 км, что вызвало в этом слое существенное понижение температуры почти на 15° . В этом же слое наблюдалось образование плотной перистой облачности, в которой отмечалась умеренная болтанка.

Подобные случаи очень характерны для таких положений, при которых происходит активное распространение в тропосфере теплых воздушных масс при сильном южном, юго-западном или западном ветре. В данном случае по наблюдениям направления и скорости ветра в 15 час. мы видим, что почти во

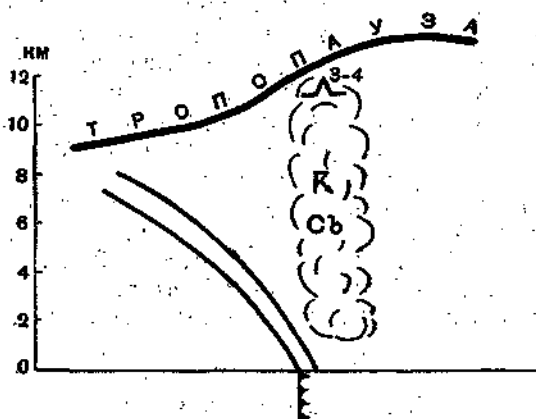


Рис. 163. Изменение высоты тропопаузы в зоне холодного фронта; опасная болтанка при пересечении мощных Сб.

всем прозондированном слое был юго-западный ветер, скорость которого доходила до 95 м/сек на высоте $9,4 \text{ км}$. Именно в этих случаях под тропопаузой всегда наблюдается умеренная и сильная болтанка.

Важную роль в образовании зон болтанки в верхних слоях тропосферы играет большой наклон тропопаузы на том или ином участке трассы. Но и здесь нужно подходить не формально, а с учетом особенностей развития синоптических процессов. При этом возможны следующие случаи.

1. Наклон тропопаузы связан с прохождением резко выраженного холодного фронта, как показано на рис. 163, причем этому фронту соответствует дивергенция высотных воздушных течений. Резкое повышение тропопаузы при переходе от холодного воздуха к тепловому создает весьма благоприятные условия для активного вертикального развития предфронтальных кучево-

дождевых облаков, что само по себе представляет большую опасность для полетов.

2. Тропопауза испытывает значительные изменения высот при пересечении высотного циклона, через его центральную часть (рис. 164). Если при этом в передней и тыловой частях

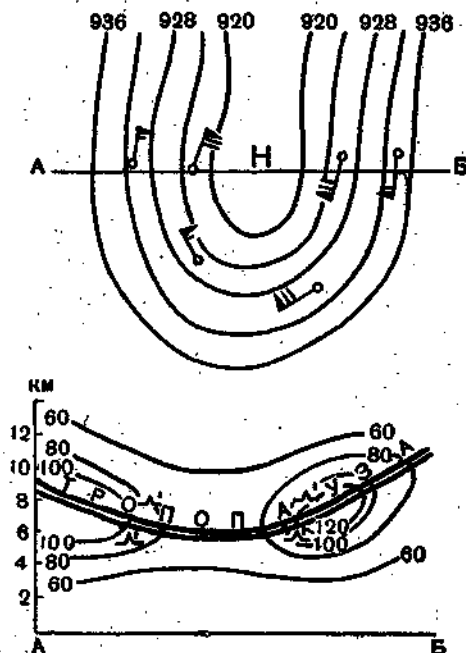


Рис. 164. Изменение высоты тропопаузы в области глубокого высотного циклона; слабая до умеренной болтанка в зоне горизонтального и вертикального сдвигов ветра.

циклона ветры хотя и различны по направлению, но существенно не различаются по скорости, то болтанка обычно бывает слабой или умеренной.

Практические рекомендации

Изложим основные положения, которыми нужно руководствоваться для предвидения встречи с зонами умеренной и сильной болтанки и для принятия правильного решения в выборе режима полета.

1. Болтанка в тропосфере возникает главным образом при тех условиях погоды, при которых образуются кучевые, мощные кучевые и особенно кучево-дождевые облака с ливнями и

грозами. Следовательно, при ознакомлении с метеорологической обстановкой необходимо особо обращать внимание на районы, занимаемые неустойчивой воздушной массой, на положение и направление перемещения холодных фронтов, на разновидность облачности теплых фронтов и фронтов окклюзий. При этом надо учитывать, что болтанка наблюдается как под облаками, так и в непосредственной близости к ним и особенно в самих облаках.

Полет через наковальню, даже не в центральной ее части, а в стороне, сопровождается умеренной или сильной болтанкой, тогда как полет поверху, на 200—300 м над ней, более спокоен.

Иногда несколько (3—5) грозовых облаков имеют общую наковальню, простирающуюся по горизонтали на сотни километров. В этом случае спокойные условия полета можно ожидать, только если возможен полет на 200—300 м выше верхней кромки объединенной наковальни.

Вертикальная мощность слоев с болтанкой при кучевых облаках распространяется, как правило, на всю толщу тропосферы, которую охватывают эти облака. Значит, чтобы предвидеть, до каких высот возможна болтанка и на каких высотах полет должен быть спокойным, нужно иметь сведения о высоте верхней границы указанных облаков.

2. Умеренную, а иногда и сильную болтанку следует ожидать не только в облаках, рассмотренных в п. 1. Она бывает также в слоисто-кучевых, высоко-кучевых (особенно имеющих башенкообразный и хлопьевидный вид) и в перисто-кучевых облаках. Обычно эти облака образуются под поверхностями инверсии температуры. Но мощность соответствующих турбулентных слоев бывает небольшой: достаточно изменить высоту полета на 100—400 м и болтанка прекращается.

3. Болтанка в облаках верхнего яруса редко бывает сильной. В оптически однородных перистых и перисто-слоистых облаках болтанка не наблюдается. Со стороны верхние облака, в которых нет болтанки, имеют вид однородной дымки или легкого тумана без резких границ. Обычно болтанка отсутствует также в таких облаках, у которых верхняя граница представляется идеально гладкой горизонтальной поверхностью. Если в верхних облаках просматриваются кучевообразные вкрапления, то в таких облаках отмечается умеренная болтанка.

Болтает на верхней границе перистых и перисто-слоистых облаков, если верхняя поверхность облачного слоя взлохмачена, имеет ряд выступов и кажется дымящейся. При этом в некоторых частях «клубы дымящихся облаков» кажутся более плотными, чем по соседству. Однако и здесь болтанка не превосходит умеренной.

4. Полет в многослойной облачности сопровождается болтанкой в облаках и между слоями, если промежутки между

облачными слоями заполнены дымкой. Это является признаком активного развития облачности и бывает при значительной влажности, обычно в углубляющихся циклонах. При отсутствии междуслойной дымки и при резко очерченных кромках облаков полет между слоями многослойной облачности протекает спокойно.

5. Когда самолет, летящий над обширными облачными массивами, попадает на большую лагуну (т. е. просвет ясного неба), то на границах такой лагуны может наблюдаться кратковременная умеренная болтанка. Вероятно, она связана с переменной знака вертикальных движений воздуха, восходящих в облаках и нисходящих в лагуне.

6. Болтанка в мощных слоях пыльной мглы, которые в Средней Азии могут достигать 3—5 и даже 7 км, обычно не превышает умеренной. Болтает только в «свежих», недавно возникших слоях мглы, связанных со штормовыми зонами или с передними (головными) частями холодных вторжений. Когда сильные ветры, связанные с этими процессами, утихают, болтанка поддерживается только конвекцией, которая в условиях старой мглы заметно ослаблена. Поэтому болтанка становится здесь слабой. В то же время иногда в мощных слоях мглы наблюдаются конвективные облака. В этих случаях они особенно сильного развития не получают, так как влаги в атмосфере мало, но болтанка в них сильная.

7. При полете в горных районах и над возвышенностями следует опасаться, прежде всего, вихрей и роторных течений, образующихся на подветренной стороне гор при ветре, дующем перпендикулярно хребту. При скорости ветра на уровне хребта 12 м/сек и больше на подветренной стороне возвышенности может возникнуть зона опасной болтанки. Чтобы избежать этой зоны, нужно совершать полет на уровне, отстоящем от вершины хребта не ниже половины высоты самого хребта. При этом, если полет совершается против ветра, т. е. с подветренной стороны, то высота должна набираться на расстоянии от хребта не меньше чем 50—40 км. Болтанка может возникнуть также при полете в орографических волнах, признаком которых являются характерные формы высоко-кучевых чечевицеобразных облаков. Эти волны могут развиваться гораздо выше гор, вплоть до тропоспаузы, а в редких случаях еще выше. Даже такие довольно низкие горы, как Крымские, оказываются в состоянии дать орографические волны. В орографических волнах могут наблюдаться крупномасштабные подъемы и опускания, при которых самолет непреодолимо тянет вверх или вниз. В худшем случае в сухом воздухе орографические волны есть, а характерные для них облака отсутствуют. Если имеются чечевицеобразные облака, то целесообразно лететь выше их верхней кромки. Поэтому вообще необходима осторожность при полете

над горами в случае сильных воздушных течений по нормали или под большим углом к хребту.

8. В верхних слоях тропосферы, помимо грозových очагов, умеренная и сильная турбулентность часто вызывается струйными течениями. При этом она встречается главным образом в тех местах, где имеется резкий переход от области сильных ветров к области относительно слабых ветров, т. е. при боковых горизонтальных сдвигах ветра и сдвигах ветра по потоку. При боковых сдвигах ветра болтанка отмечается, как правило, на циклонической стороне струйного течения, т. е. слева от его оси, причем сама зона болтанки совпадает с областью относительно сильного ветра.

При сдвигах ветра по потоку, характеризующихся дивергенцией высотных воздушных течений, в отличие от боковых сдвигов, болтанка наблюдается при относительно слабом ветре.

В связи с этим, изучая метеорологическую обстановку перед полетом, нужно обязательно выяснить, как в каждом конкретном случае располагаются струйные течения по отношению к маршруту полета, какова их интенсивность и где придется пересекать области значительных горизонтальных сдвигов ветра.

9. Изучение обстановки должно проводиться путем тщательного совместного анализа приземных карт, карт АТ₃₀₀ или АТ₂₀₀ и специальных карт струйных течений. Наиболее вероятно встреча с умеренной и сильной болтанкой над теми районами, которые находятся под влиянием молодых циклонов, движущихся с юга и юго-запада. Болтанка при этом может быть особенно ощутительной, если самолет летит навстречу циклону, против встречных южных и юго-западных ветров. Чаще всего болтанка начинается, когда расходящиеся перистые облака достигают зенита. Полет выше верхней кромки перистых облаков, как правило, бывает спокойным.

10. Особо благоприятные условия для возникновения сильной болтанки создаются в области разветвления струйного течения или вблизи резкого поворота струи вправо. Если при этом в данном районе проходит какой-либо фронт, вызывающий образование облаков, то зона болтанки будет совпадать с этими облаками. Если же фронты отсутствуют, то болтанка отмечается при ясном небе.

11. Антициклонические боковые сдвиги ветра (справа от оси струйного течения) могут вызвать сильную турбулентность, если эти сдвиги одновременно сочетаются со сдвигами ветра по потоку, т. е. совпадают с зоной дивергенции воздушных течений. Такое положение создается в верхних слоях в тех случаях, когда соответственно у поверхности земли на холодном фронте образуется волновое возмущение. Тропопауза в таких местах характеризуется большим наклоном.

12. Вообще же умеренная и сильная болтанка в зоне тропопauses может отмечаться лишь тогда, когда этому благоприятствуют общие аэросиноптические условия. В частности, для этого наиболее типичны те процессы, которые обуславливают активное распространение с юга или юго-запада теплых воздушных масс в тропосфере. Тропопауза при этом повышается, и под ней в слое толщиной до 2—3 км отмечается болтанка.

§ 5. ОБЛЕДЕНЕНИЕ САМОЛЕТОВ

Причины обледенения самолетов в полете. Понятие об интенсивности обледенения

Обледенение в полете может произойти в любое время года и всюду, если самолет летит в облаках, где температура ниже 0° . Главной причиной обледенения является замерзание переохлажденных водяных капель, которые, сталкиваясь с поверхностью летящего самолета, замерзают и образуют ледяные отложения на различных его деталях.

Столкновение переохлажденных капель облаков с поверхностью самолета в общих чертах представляется так: частицы воздуха, обтекая самолет, движутся по линиям тока, которые перед поверхностью крыла и других частей самолета круто изгибаются, повторяя его очертания (рис. 165).

Если в воздухе находятся очень мелкие капли, массой и инерцией которых мы можем пренебречь, то они также движутся по линиям тока и, следовательно, нигде, кроме точки K , не касаются крыла. Но если в воздухе содержатся более крупные капли, то на крутых поворотах и при большой скорости силы вязкости воздуха недостаточно, чтобы увлечь эти капли по линиям тока. Капли по инерции стремятся двигаться прямолинейно и поэтому наталкиваются на передние выступающие части самолета, где и примерзают. Чем крупнее капля, тем прямолинейнее ее траектория, тем легче выделяется она из воздуха и оседает на самолете. Подсчитано, что с поверхностью крыла сталкивается приблизительно 10—20% капель, находящихся в захватываемом им воздушном пространстве.

Теоретическими и экспериментальными исследованиями установлено, что количество образующегося льда в единицу времени,

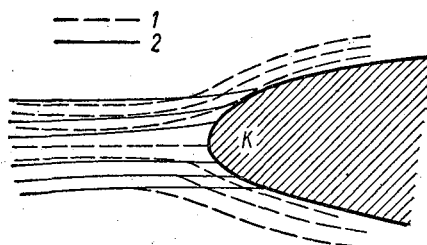


Рис. 165. Схема обтекания крыла воздушным потоком и водяными каплями.
1 — траектории частиц воздуха, 2 — траектории водяных капель.

т. е. интенсивность обледенения, определяется по формуле

$$I = \frac{1,67 \cdot 10^{-2}}{\rho_{\text{л}}} v w E \beta,$$

где $\rho_{\text{л}}$ — плотность льда (в г/см^3), v — скорость полета (в км/час), w — водность облака (в г/м^3), β — коэффициент замерзания, E — суммарный (интегральный) коэффициент захвата, с помощью которого учитывается как эффект обтекания самолета каплями, так и факт наличия в облаках капель разных размеров. Этот коэффициент растет с увеличением скорости полета и размеров капель облака и убывает с увеличением размера крыльев и их относительной толщины.

Так как размеры и относительная толщина крыльев уменьшаются к концам, то интенсивность отложения льда возрастает именно по направлению к концам крыльев. В связи с этим на различных деталях самолета с малыми поперечными размерами (трубка Пито, антенна и др.) интенсивность отложения значительно больше, чем на фюзеляже или плоскостях самолета. Плотность льда ($\rho_{\text{л}}$), а также коэффициент замерзания (β) при отрицательных температурах, близких к 0° , обычно приближаются к 1,0, а коэффициент E для самолетов типа ЛИ-2 и ИЛ-12 колеблется в пределах 0,25—0,50. В этих случаях при определенной скорости полета количество образующегося льда в 1 мин., т. е. интенсивность обледенения, зависит прежде всего от метеорологических факторов, главным образом от содержания капель воды в единице объема облака, т. е. от водности (w).

Для ориентировочных расчетов можно считать, что при температуре воздуха ниже -3° максимально возможное количество льда, отлагающееся в единицу времени на лобовой кромке крыльев транспортных самолетов типа ЛИ-2 и ИЛ-12, определяется формулой

$$I \approx 10^{-2} w v \text{ мм/мин},$$

где w — в г/м^3 , а v — в км/час . В графическом виде эта зависимость представлена на рис. 166. Например, при скорости полета 300 км/час и водности облака 2,0 г/м^3 следует ожидать обледенения, не превосходящего по интенсивности 6 мм/мин ; при той же скорости, но при водности облака 1,6 г/м^3 интенсивность обледенения будет составлять почти 5 мм/мин .

Следовательно, при наличии сведений о водности и переохлаждении облаков можно сравнительно легко определить возможную интенсивность нарастания льда на крыльях самолета.

Величины водности неодинаковы не только для различных форм облаков, но и для разных частей одного и того же облака. Интенсивность обледенения в облаках обычно колеблется от значений меньше 0,1 до 6,0 мм/мин и более. Принято считать обледенение слабым, когда лед откладывается со скоростью от

0,01 до 0,5 мм/мин, средним — от 0,51 до 1,0 мм/мин и сильным при охлаждении льда больше 1,0 мм/мин. В большинстве случаев во время полета в облаках преобладает слабая или средняя интенсивность обледенения.

Степень опасности обледенения для самолета зависит от общего количества отложившегося льда на его поверхности за некоторое время полета; в зависимости от этого степень обледенения самолета может быть слабой, умеренной и сильной.

Экспериментальными полетами установлено, что самолет типа ИЛ-12 при неработающих противообледенителях крыла и стабилизатора (в случае выхода их из строя) может совершать

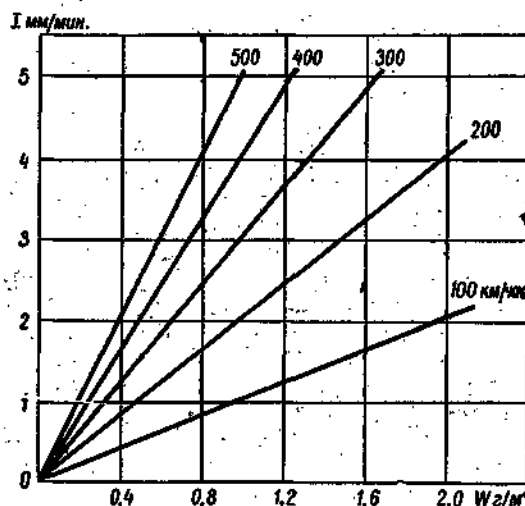


Рис. 166. Зависимость интенсивности обледенения от водности облаков при различных скоростях полета.

полет с отложением на крыле смешанного льда толщиной до 40—50 мм, а самолет ЛИ-2 — со льдом на крыле до 20—30 мм. Летные характеристики и возможности пилотирования самолета находятся при этом в допустимых пределах. Большое нарастание льда значительно ухудшает летные характеристики и ведет к отказу в работе отдельных агрегатов и оборудования, т. е. полет становится уже опасным. Такое сильное обледенение может возникнуть в течение 30—40 мин. полета без применения противообледенительных устройств, если средняя интенсивность отложения льда составляет около 1 мм/мин.

Командир корабля, принимая решение о продолжении полета в зоне обледенения или о выходе из нее, должен в первую очередь оценить величину общего отложения льда на самолете

и его форму, а также определить интенсивность обледенения. С этой целью при экспериментальных полетах ГНИИ ГВФ на самолете устанавливался визуальный указатель обледенения, который позволял просто и точно определять характеристики обледенения. Он представляет собой часть профиля с мерной рейкой — солдатиком, на которой через каждые пять миллиметров нанесены красные кольца по всей длине. Такой указатель крепится на правом борту фюзеляжа у окна второго пилота (рис. 167).

Аэродинамические потери от установки указателя на борту самолета не больше, чем от трубки приемника воздушного давления указателя самолета.

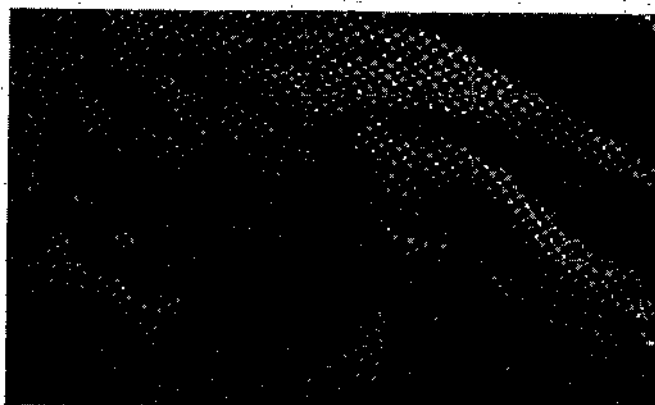


Рис. 167. Образование плотного полупрозрачного льда в виде желоба на визуальном указателе.

В течение полета в зоне обледенения на указателе откладывается лед, а пилоты и другие члены экипажа могут контролировать его толщину по количеству не закрытых льдом красных колец на солдатике, который хорошо виден даже в очень плотной облачности.

Зная величину отложения льда по указателю обледенения, экипаж самолета всегда имеет возможность принять правильное решение: своевременно включить противообледенители крыла и оперения и продолжать полет в зоне обледенения или, если имеется возможность, выйти из нее и, запросив разрешение РДС, изменить высоту эшелона.

При оценке льдообразования на крыле, стабилизаторе и т. д. по указателю обледенения следует учитывать некоторую поправку. Толщина отложения льда на крыле и стабилизаторе несколько меньше, чем на профиле указателя обледенения.

Если толщину льда на бортовом указателе принять за 100%, то на стабилизаторе она составит примерно 90%, а на консоли крыла — 80%. Это следует учитывать для того, чтобы правильно принять решение о продолжении или прекращении полета в зоне льдообразования, ориентируясь по указателю обледенения. Использование его особенно важно при полете в условиях обледенения ночью, когда затруднено распознавание облаков и летчик не имеет возможности определить наличие льда, а тем более интенсивность и характер обледенения. Отложение льда на стеклах фонаря происходит обычно неравномерно и не позволяет судить о характере обледенения всего самолета. Освещая переносной лампочкой или ручным фонариком бортовой указатель обледенения, летчик может следить по нему за нарастанием льда и изменением интенсивности льдообразования в полете и своевременно принимать решение о включении противообледенительных устройств или о выходе из зоны обледенения.

Таким образом, бортовой указатель обледенения значительно облегчает полет в зоне отложения льда и может быть рекомендован к установке на самолетах типа ИЛ-12 и ЛИ-2, особенно в зимний период.

Так как на обычных рейсовых самолетах указателей обледенения пока еще нет, то для приблизительной оценки его интенсивности можно наблюдать за отложением льда на различных выступающих частях самолета.

Об интенсивности обледенения можно также судить по изменению скорости самолета. Если через 5—10 мин. после входа в облака скорость уменьшится на 5—10 км/час, то это означает, что толщина льда на крыле достигает 5—10 мм и самолет находится в зоне интенсивного обледенения. Такое же уменьшение скорости через более длительное время полета указывает на слабую или умеренную интенсивность отложения льда.

Летчикам известно, что при обледенении самолета нередко кусочки льда, слетающие с винтов, ударяются о фюзеляж. Обычно это происходит тогда, когда толщина льда на крыле самолета составляет около 10 мм. Если удары слышны менее чем через 10 мин. полета в облачности, это значит, что самолет находится в зоне интенсивного обледенения. Учет этого сигнала имеет большое значение в полете ночью.

Обледенение самолетов при ясном небе и во время стоянки на земле

Кроме описанного механизма обледенения, встречаются случаи, когда отложение ледяного налета на поверхности самолета происходит при полете вне облаков, при ясном небе. Это бывает тогда, когда температура поверхности самолета оказывается заметно ниже температуры окружающего воздуха. Последнее

возможно, например, при быстром снижении самолета, когда он в течение короткого промежутка времени переходит из верхних холодных слоев воздуха в нижние более теплые слои или, наоборот, из нижних холодных слоев в верхние более теплые слои. В таких случаях происходит сублимация водяного пара на поверхности охлажденного самолета, что ведет к образованию слабого налета льда в виде инея. Подобные случаи обледенения встречаются нередко над азиатской территорией СССР, например в Якутии, зимой при антициклонической ясной погоде. В это время у поверхности земли температура воздуха доходит до -50° и ниже, а на высоте 1—2 км вследствие инверсии она повышается до -30 , -20° . При взлете и быстром подъеме самолета может начаться обледенение. Однако такое обледенение не имеет большого практического значения.

Можно говорить также о наземном обледенении, когда самолет покрывается льдом во время его стоянки на аэродроме. Такие случаи наблюдаются обычно при наличии общего обледенения наземных предметов, например при выпадении переохлажденного дождя (гололед) или замерзании мокрого снега, выпавшего перед наступлением резкого похолодания.

В ряде случаев самолет подвергается обледенению еще до взлета без явных признаков наземного обледенения. Это возможно при наличии слабой, почти незаметной мороси или при большой влажности и отрицательной температуре воздуха. Самолет в таких случаях может покрыться легким налетом льда, и если на таком самолете взлететь, то при попадании в облачность на нем начнется быстрое отложение льда.

При стоянке самолета на аэродроме при работающих моторах в указанных атмосферных условиях могут обледенеть воздушные винты, даже при отсутствии видимого обледенения поверхностей.

Если реактивный двигатель работает на больших оборотах, как в случае его прогрева перед взлетом, то происходит уменьшение давления и последующее охлаждение воздуха в воздухозаборнике; при этом двигатель не получает нужного ему количества воздуха и всасывает его. В условиях высокой относительной влажности наружного воздуха при температурах около 0° или даже несколько выше из-за конденсации может начаться интенсивное образование льда. Этот лед может отлетать и повреждать двигатель, если не применить антиобледенительное устройство.

Взлет при наличии на самолете снега или льда запрещается.

Виды и формы ледяных отложений на самолете

Виды обледенения многообразны и зависят как от количества водяных капель, попадающих на единицу поверхности в единицу времени, так и от размера капель и скорости их за-

мерзания. Как правило, большие капли образуют чистый лед, а мелкие — другие его формы.

Установлено, что при столкновении поверхности самолета с большими водяными каплями их сферическая форма изменяется, они как бы «разливаются» по поверхности и, соединяясь с другими каплями, образуют сплошную водяную пленку. При замерзании освобождается большое количество скрытой теплоты плавления, которая повышает температуру ледяных отложений нередко до 0° . Поэтому «разлившиеся» по поверхности большие капли воды замерзают постепенно и образуют прозрачный лед.

Маленькие же капли замерзают на обледеневающей поверхности настолько быстро, что они не успевают образовать водяную пленку, текущую по этой поверхности. При этом имеет значение большая выпуклость маленьких капель и сила сцепления

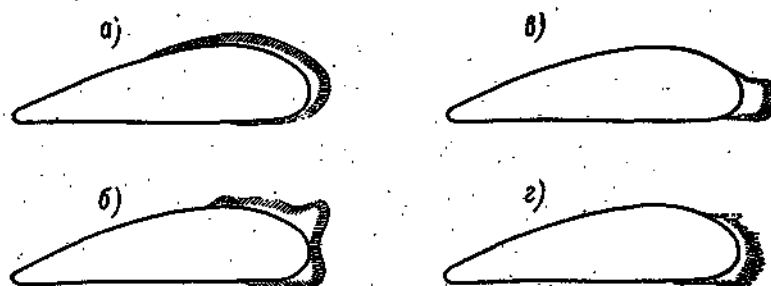


Рис. 168. Характерные формы ледяных наростов.

водяных частиц, которая сохраняет их сферическую форму и не дает растекаться по поверхности. В этих случаях обычно во льду образуются многочисленные воздушные пузырьки, что делает его оптически неоднородным, и он приобретает мутно-белый или даже белый цвет.

Различают следующие виды льда.

Прозрачный лед (гололед) образуется в тех случаях, когда самолет летит в среде, в которой имеются только крупные переохлажденные капли. Это может происходить под облачностью, в зоне переохлажденного дождя, при полете при температуре от 0 до -5° в облаках, состоящих из крупных капель, которые выпадают иногда в виде переохлажденного дождя в самих облаках. Иногда откладывается ровный, прозрачный и плотный налет льда, который очень крепко держится на поверхности самолета (рис. 168 а). Но чаще всего ледяное отложение имеет желобкообразный вид с неровной бугристой поверхностью (рис. 168 б), что встречается при полете в довольно водных облаках или в зоне переохлажденного дождя. Ледообразование

происходит при этом очень быстро и представляет наибольшую опасность для авиации.

Матовый полупрозрачный смешанный лед. Это часто встречающийся вид льда с шероховатой бугристой поверхностью (рис. 168 в). Отлагается он в тех случаях, когда облака содержат много переохлажденных капель различных размеров и представляют собой смесь кристаллов и водяных капель, из которых мелкие, сталкиваясь с поверхностью самолета, не растекаются, а быстро замерзают. Это приводит к тому, что *ледяное отложение растет в направлении потока.*

Такая форма отложения льда опасна, так как она резко ухудшает аэродинамические качества самолета. Образуется такой лед чаще всего при температуре -6 , -10° . Он искажает обтекаемую форму частей самолета, увеличивает коэффициент лобового сопротивления и уменьшает подъемную силу.

Белый крупнообразный лед образуется вследствие замерзания мелких капель при температуре ниже -10° . Судя по глории, часто наблюдающейся во время полета над облаками, в которых происходит слабое отложение белого льда, можно считать, что они состоят из однородных, очень мелких водяных капель. Эти облака отличаются небольшой плотностью (небольшая водность), а также небольшой вертикальной мощностью. В такой облачности видимость сравнительно хорошая. Белый лед пористый, он менее плотно пристает к поверхности самолета, легко отделяется от нее при вибрации в полете и слетает. Однако когда полет продолжается более часа, плотность такого льда возрастает и его отложение может увеличиться до опасных размеров.

Изморозь — белый крупнозернистый кристаллический лед; температура его образования обычно значительно ниже -10° . Отложение изморози происходит также при замерзании мелких капель, но с более активным участием ледяных кристаллов. Если полет продолжителен, то изморозь нередко достигает большой толщины, имеет неровную форму отложения с рваными выступающими краями, отдельными иглами и столбиками (рис. 168 г.). Это делает полет очень опасным.

Иней — белый мелкокристаллический налет. Водяной пар, сталкиваясь с охлажденной поверхностью самолета, непосредственно переходит в твердое состояние (сублимация) и образует иней, который не делает полет опасным. Иней легко отделяется от поверхности вследствие вибрации самолета или воздействия воздушного потока. Поэтому его отложение не оказывает серьезного влияния на полет. Может лишь возникнуть затруднение для летчика вследствие внезапного ухудшения видимости, вызываемого отложением инея на лобовом стекле. Образование инея прекращается после того, как самолет примет температуру окружающего воздуха, что при обычных скоростях полета бы-

вает через 2—3 мин. после попадания самолета из холодного воздуха в более теплый.

Форма образовавшегося льда зависит не только от размера переохлажденных капель, но и от того, какую температуру имеют разные участки поверхности самолета, покрываемые льдом. Температура в различных точках профиля крыла во время полета неодинакова. На передней точке профиля крыла она обычно выше, чем на удаленных.

Возможно, что температура передней точки профиля и близлежащих участков будет выше 0° , а остальной части — ниже. Поэтому в первом случае осевшая влага не замерзает, а сдувается воздухом к более холодным частям профиля, где она и примерзает к поверхности крыла. В результате по обе стороны носка крыла образуются ледяные наросты в виде желоба вдоль передней кромки крыла (рис. 168 б) и на указателе (рис. 167).

Влияние больших скоростей полета на условия обледенения

Вначале было показано, что чем больше скорость полета, тем интенсивнее протекает процесс обледенения. Однако нужно иметь в виду и другое, не менее важное обстоятельство, приводящее к противоположному эффекту: с увеличением скорости полета происходит быстрое повышение температуры поверхности самолета вследствие сжатия и трения встречного воздушного потока. Благодаря этому при прочих равных условиях достаточно большие скорости могут предохранить самолет от обледенения.

Величина кинетического (скоростного) нагрева (ΔT) у носка крыла самолета для случаев, когда полет происходит в безоблачной среде, может быть определена из выражения

$$\Delta T = \frac{v^2}{2000} = 5 \left(\frac{v}{100} \right)^2,$$

где v — скорость полета (в м/сек).

Как видно из данных табл. 13, нагрев поверхности самолета у передней кромки крыла достигает довольно большой величины. Этот нагрев может перекрыть наиболее часто повторяющиеся при обледенении отрицательные температуры воздуха в нижней половине тропосферы, что уменьшает вероятность обледенения самолетов с большими скоростями полета. Однако для определения действительных условий обледенения скоростных самолетов необходимо учитывать еще некоторые дополнительные факторы.

Во-первых, при полете в облаках кинетический нагрев меньше, чем при полете вне облаков, так как в облаках происходит некоторая потеря тепла вследствие испарения капельной влаги, оседающей на самолете. Считается, что кинетический нагрев

в облаках составляет около 60% величины $\frac{v^2}{2000}$, т. е. величины нагрева передней кромки крыла при полете вне облаков.

Таблица 13

Кинетический нагрев (ΔT) при различных скоростях полета (v) в сухом воздухе

v , км/час	100	200	300	400	500	600	700	800	900	1000
ΔT	0,4	1,6	3,5	6,2	9,6	13,9	19,0	24,6	31,2	38,7

Во-вторых, во время полета с большой скоростью температура на поверхности самолета распределяется весьма неравномерно. В частности, наиболее высокая температура отмечается у самой передней кромки крыла, где кинетический нагрев вследствие сжатия воздуха принимает наибольшее значение. По мере удаления от носка крыла к задней его части температура поверхности крыла существенно понижается. Это обстоятельство приводит к тому, что, например, на передней кромке крыла температура может быть положительной, в то время как на задней части — отрицательной. В подобном случае жидкая пленка воды, стекая с передних кромок крыла к задним, замерзает, вызывая опасную форму обледенения, изображенную на рис. 169. В действительности такие формы обледенения встречались на скоростных самолетах сравнительно небольших размеров. На современных скоростных транспортных самолетах такая форма льда пока не зарегистрирована.

Рис. 169. Одна из форм обледенения скоростных самолетов.

Теоретические положения приводят к следующим практическим выводам.

При обслуживании полетов обычных самолетов с поршневыми двигателями, имеющих сравнительно небольшие скорости (до 200—300 км/час), можно практически считать, что температура поверхности самолета равна температуре окружающего воздуха вследствие очень небольшого кинетического нагрева. Обледенение в этих случаях всецело определяется метеорологическими факторами.

При обслуживании полетов самолетов со скоростями более 300 км/час необходимо в первую очередь учитывать кинетический нагрев. С этой целью на основе теоретических и экспери-

ментальных данных построен специальный график (рис. 170), позволяющий выяснить условия, при которых возможно обледенение в зависимости от скорости полета и температуры окружающего воздуха. Здесь по оси абсцисс отложена скорость полета (в км/час), а по оси ординат — температура окружающего воздуха. На графике нанесены случаи, когда было обледенение — черные кружки и когда его не было — белые кружки; мы видим, что эти кружки ложатся вполне определенным образом. Между черными и белыми кружками можно провести четкую разграничительную кривую линию, обозначающую верхний предел температуры, при которой возможно обледенение при заданной скорости полета. Будем условно называть эту линию кривой начала обледенения.

Вероятность обледенения самолета может быть определена по указанному графику путем нахождения точки пересечения значений скорости полета и температуры воздушной среды. Все точки, лежащие левее кривой, будут характеризовать такое положение, когда при данной скорости полета и определенной температуре воздуха образование льда на самолете возможно. Если же при заданных значениях скорости полета и температуры воздуха точка лежит правее кривой, обледенение самолета невозможно. Например, при скорости полета 720 км/час обледенение возможно лишь при температуре воздуха не выше -10° . Отсюда следует также, что в ряде случаев увеличение скорости полета на 150—200 км/час может явиться эффективным средством борьбы с обледенением.

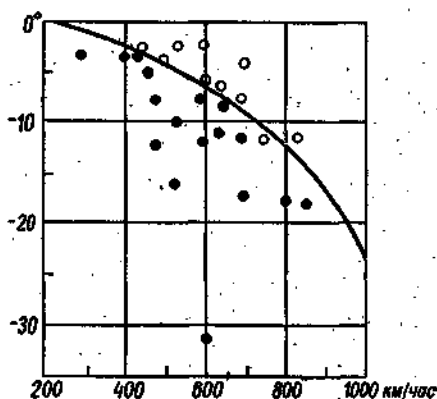


Рис. 170. Условия обледенения самолетов в зависимости от скорости полета и температуры воздуха.

Условия обледенения в облаках различных форм и осадках

Знание одних лишь температурных условий совершенно недостаточно для прогноза обледенения. Обледенение всех видов самолетов в очень большой степени зависит от микроструктурных особенностей облаков и, прежде всего, от их водности. Поэтому, если бы мы располагали регулярными наблюдениями над водностью, то и расчет обледенения не представлял бы больших трудностей (см. рис. 166). Но получение таких данных пока возможно лишь в единичных случаях. Поэтому прогноз

обледенения в настоящее время дается лишь на основе качественных физических заключений, полученных с помощью анализа синоптических карт и наших общих знаний о процессах образования различных форм облаков и их микроструктурных особенностей.

При оценке возможности обледенения в облаках нужно руководствоваться следующими основными положениями.

Наибольшая вероятность обледенения приходится на облака, состоящие только из переохлажденных водяных капель, т. е. на чисто водяные облака. Но так как водяные капли могут существовать в переохлажденном состоянии главным образом при температуре от 0 до -10° , то именно эти значения температуры являются наиболее опасными в отношении обледенения. Поскольку же эти температуры чаще всего встречаются в самых нижних слоях тропосферы, то отсюда следует, что обледенение наиболее вероятно именно в этих слоях, до высоты приблизительно 3 км. Обледенение будет встречаться при этом чаще всего в слоистых и слоисто-кучевых облаках, а также в нижней части слоисто-дождевых облаков.

Исключением из данного правила являются высоко-кучевые облака, располагающиеся обычно выше 3 км. Они являются преимущественно водяными, причем капли могут существовать в высоко-кучевых облаках в переохлажденном состоянии при температурах значительно ниже -10° (до -25 , -30°). Поэтому в высоко-кучевых облаках можно встретить обледенение, иногда довольно интенсивное, при температуре -25 , -30° . Названные формы облаков, как правило, не дают осадков или из них выпадают незначительные осадки.

В смешанных облаках, т. е. состоящих из смеси водяных капель и кристаллов и поэтому всегда дающих осадки, условия обледенения бывают самыми различными. В одних случаях в таких облаках обледенение вовсе отсутствует или бывает незначительным; в других случаях в смешанных облаках встречается очень интенсивное обледенение. Чем же объясняется это различие? Здесь нужно иметь в виду следующие физические процессы, происходящие в облаках при выпадении осадков.

При одновременном существовании в облаке водяных капель и кристаллов льда вследствие разности упругости водяного пара над водой и льдом происходит непрерывная переконденсация капель на кристаллы. В связи с этим размеры кристаллов увеличиваются и они выпадают в виде осадков. Облако вследствие этого обедняется капельной влагой и, следовательно, становится менее опасным в отношении обледенения. Образование кристаллов в облаке, как мы знаем, происходит быстрее всего при температуре ниже -10 , -12° . Это значит, что если облако при своем вертикальном развитии достигло уровня, где температура равна -10 , -12° , то оно начинает давать осадки, и, стало быть,

«способность» облака вызывать существенное обледенение резко уменьшается по сравнению с тем облаком, которое, не достигнув уровня указанных значений температуры, будет сохранять свою капельную структуру. В связи с этим в мощных фронтальных облаках Ns—As, из которых выпадают обложные осадки, мы часто обнаруживаем преимущественно одни кристаллы или кристаллы в смеси с очень мелкими каплями. Обледенение в таких облаках либо совсем отсутствует, либо имеет очень небольшую интенсивность.

Если в каком-либо смешанном облаке, несмотря на переконденсацию капель на кристаллы и выпадение осадков, происходит непрерывное и быстрое поступление новой влаги и в связи с этим быстрое образование и укрупнение новых капель, то в таком облаке, несмотря на осадки, будут находиться кристаллы в смеси с большим количеством капель самых различных размеров. Такое облако может вызвать значительное обледенение, причем оно возможно при температуре намного ниже -10° (до -35 , -40°). По существу, это будут кучево-дождевые облака.

Указанные различия в составе самой смешанной фазы зависят от характера и величины вертикальных движений воздуха, приводящих к образованию облаков. Упорядоченный подъем воздушных масс, при котором вертикальные скорости составляют в большинстве случаев $1-5$ см/сек, приводит к образованию смешанной фазы первого типа, не дающей заметного обледенения. Это типично для многих случаев облаков теплых фронтов.

Неупорядоченные вертикальные движения, проявляющиеся в виде термической или динамической турбулентности и имеющие скорость несколько метров в секунду, приводят к смешанной фазе второго типа, дающей значительное обледенение. Такие движения мы наблюдаем в облаках холодных фронтов, в облаках с наветренной стороны гор, а также в неустойчивых воздушных массах.

Обледенение в кристаллических облаках или в «сухом» снеге маловероятно. Однако при эксплуатации турбореактивных самолетов нужно учитывать следующее обстоятельство. Некоторые части воздухозаборника могут быть горячими. Если же полет происходит в облаках, состоящих из снега или ледяных кристаллов с высокой их концентрацией, то за счет скрытой теплоты, требуемой для таяния снега, поверхность воздухозаборника может быть охлаждена до 0° . Если эта поверхность находится в таком состоянии, что может собирать снег, то он, скользя вдоль стенок воздухозаборника в двигатель, может вызвать внезапное прекращение горения в реактивном двигателе.

Переходим к более конкретному рассмотрению условий обледенения в различных облаках в зависимости от синоптических процессов и применительно к полетам при небольших скоростях (до 300 км/час).

Обледенение в облаках однородных воздушных масс

Обледенение в слоистых и слоисто-кучевых облаках. Облака St и Sc являются преобладающими формами облаков над континентом в холодную половину года. Они образуются преимущественно в области антициклонов и в теплых секторах циклонов и почти всегда связаны с инверсиями температуры.

По своему строению эти облака в большинстве случаев являются водяными переохлажденными, редко смешанными и очень редко кристаллическими. Поэтому вероятность обледенения в St и Sc весьма велика, в среднем около 90%. Над европейской территорией СССР особенно велика вероятность обледенения в слоистых и слоисто-кучевых облаках, образующихся при вторжении зимой теплого и влажного воздуха с Атлантического океана. Для этих облаков характерны следующие особенности обледенения.

В тех случаях, когда из St — Sc не выпадают осадки, обледенение в нижней части облачности наблюдается слабой интенсивности или совсем отсутствует. По мере проникновения самолета в глубь облака (по высоте) обледенение становится более заметным, особенно у верхней границы облачности, т. е. вблизи слоя инверсии. Здесь интенсивность обледенения доходит до 0,6—1,0 мм/мин и в некоторых случаях превышает 1,0 мм/мин.

Если из слоистых или слоисто-кучевых облаков выпадают осадки в виде переохлажденной мороси, мелких снежинок, игл, снежных зерен, процесс обледенения обычно характеризуется умеренной или значительной интенсивностью, примерно 0,6—1,0 мм/мин, то во всей толще облака, а иногда (но редко) 1,0—2,0 мм/мин. При выпадении же осадков в виде крупных снежинок обледенение в этих облаках бывает небольшой интенсивности.

Мощность подынверсионных слоистых и слоисто-кучевых облаков, а также распределение капель и водности в них находятся в прямой зависимости от интенсивности процесса обогащения этих облаков новой влагой, поступающей снизу. Если увеличена турбулентность нижних слоев воздуха, возникающая обычно при больших значениях вертикального температурного градиента под облаком (0,7—1,0° на 100 м), то интенсивность обледенения в облаках будет повышенной. Наоборот, если турбулентность приземного слоя воздуха очень слаба, что наблюдается при очень малом вертикальном температурном градиенте или инверсии, начинающейся сразу от поверхности земли, перенос влаги снизу вверх почти отсутствует. У поверхности земли в таких случаях нередко образуется туман, который распространяется обычно до высоты 200—300 м. Его водность, так же как и размеры капелек, с высотой уменьшается, поэтому опасность обледенения также уменьшается. Следовательно, в тех случаях,

когда слоистые облака сопровождаются туманом у поверхности земли или сильной дымкой при очень слабом ветре (но без осадков), то обледенение в них бывает слабым (0,1—0,4 мм/мин) либо совсем не наблюдается. Наоборот, при хорошей видимости у поверхности земли, что обычно связано с более сильным ветром, интенсивность обледенения в указанных облаках доходит до 1,0 мм/мин. В дневное время вследствие усиления турбулентного переноса влаги снизу вверх обледенение в них обычно более интенсивно, чем в утренние часы.

Слоистые и слоисто-кучевые облака обычно располагаются невысоко и захватывают значительные площади. Верхняя граница их в среднем достигает 1200 м. Поэтому при соответствующем синоптическом положении на трассе всегда лучше лететь

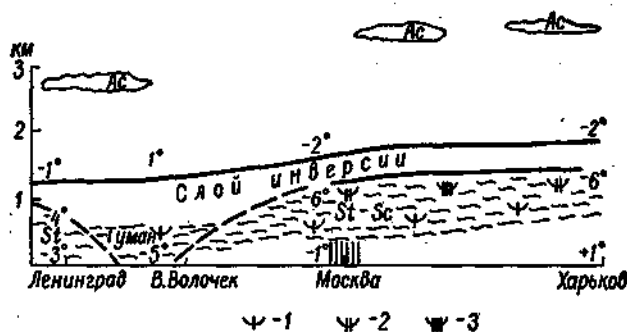


Рис. 171. Обледенение в слоистых и слоисто-кучевых облаках в области антициклона.

1 — слабое, 2 — умеренное, 3 — сильное.

выше облаков, учитывая, что нижние эшелоны 600—900—1200 м наименее благоприятны, так как они находятся в верхней части облачного массива, где наиболее интенсивно обледенение. Когда, пробивая эту облачность снизу, летчик замечает усиление обледенения, то это означает, что самолет находится недалеко от верхней границы облачного покрова.

Нередко выше первого основного слоя подынверсионных облаков имеется еще один или два слоя облаков, обычно высококучевых (выше 2 км), иногда не покрывающих все небо. Они также чаще всего связаны с высоко расположенными слоями инверсии. Условия обледенения в них в основном те же, что и в слоистых облаках.

На рис. 171 дан схематический вертикальный разрез атмосферы через антициклон, в области которого преобладает сплошная слоисто-кучевая облачность; центр антициклона находится в районе между Ленинградом и Вышним Волочком. Через всю область антициклона проходит слой инверсии, вблизи

увеличиваются. В большинстве случаев непосредственно над этими облаками имеются задерживающиеся слои, которые способствуют уплотнению облаков в их верхней части.

Основное различие рассматриваемых облаков заключается в том, что они имеют неодинаковую вертикальную мощность, зависящую от высоты расположения над данным районом задерживающего слоя. Если этот слой находится в нижней части тропосферы, на расстоянии 1—2 км от поверхности земли, что типично для антициклонической ситуации, то облака, развиваясь только до этой высоты, принимают вид слоистых или слоисто-кучевых. Если задерживающий слой находится значительно выше, например в тыловой части циклона на высоте

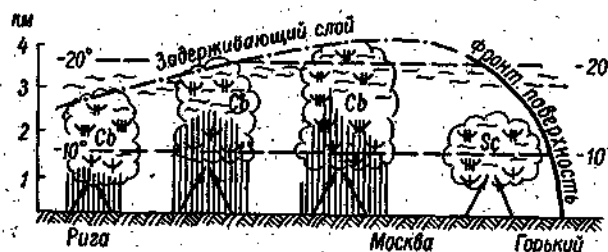


Рис. 172. Обледенение в кучевых и кучево-дождевых облаках в тыловой части циклона.

3—4 км, то облако, развиваясь по вертикали, превращается последовательно в кучевое, мощное кучевое и в кучево-дождевое (рис. 172).

Ввиду общих особенностей образования и развития внутримассовых облаков условия обледенения в них также сходны между собой. Характерно, что наиболее опасное обледенение встречается в верхней части облаков.

Иногда наблюдаются отклонения от этих особенностей облаков однородных воздушных масс. Так, например, верхняя часть внутримассовой слоистой или слоисто-кучевой облачности может захватить всю толщу инверсии. В этих случаях относительная влажность на уровне инверсии не убывает, а растет с высотой, что благоприятствует интенсивному обледенению почти во всей толще облаков.

Обледенение в облаках St — Sc наиболее интенсивно, если они образуются в воздушных массах, приходящих в холодную половину года на территорию СССР с Атлантики. В это время температура воздуха у поверхности земли бывает около 0°, а в облаках —4,—6° и в верхней части облачности на самолете интенсивно отлагается матовый полупрозрачный лед, а иногда чистый гололед.

Более холодные воздушные массы, вторгшиеся на континент из Арктики, вызывают обледенение в облаках в виде белого хрупкого льда или изморози.

Обледенение во фронтальных облаках

Пересекая фронты, летчики обычно встречают мощные облака, в которых можно встретить опасное обледенение. Но не все фронты одинаково опасны в отношении обледенения. Часто резко выраженные фронты вызывают образование мощной облачности со снегопадами и метелями, но в облаках обледенение отсутствует. Иногда же фронты выражены слабо, но в их облаках встречается весьма интенсивное обледенение. Один и тот же фронт вызывает сильное обледенение на одной высоте и не дает его на другой, нередко мало отличающейся от первой.

Чтобы показать, в каких случаях фронты представляют большую угрозу обледенения и когда она сравнительно невелика, мы разберем несколько наиболее типичных положений.

Мы касались условий обледенения в слоистых, слоисто-кучевых и кучево-дождевых облаках. При рассмотрении фронтов речь будет идти главным образом об условиях обледенения в слоисто-дождевых и высоко-слоистых облаках.

Обледенение на теплом фронте и окклюзии характера теплого фронта. Для правильной оценки условий обледенения на теплом фронте в каждом конкретном случае нужно тщательно изучить вертикальную мощность облаков и вид фронтальных осадков. Они могут быть различны на одном и том же фронте в зависимости, например, от расположения его отдельных участков в барическом поле и от того, насколько интенсивно падает давление перед фронтом.

Наибольшее падение давления наблюдается, как известно, перед тем участком фронта, который проходит в области хорошо выраженной циклонической циркуляции и особенно ближе к центру циклона. На периферийном участке давление падает медленнее или повышается.

Изменение же давления во фронтальной зоне указывает на степень активности упорядоченного восходящего скольжения теплого воздуха вдоль фронтальной поверхности. Там, где оно значительно падает, образуется мощная слоисто-дождевая и высоко-слоистая облачность, верхняя граница которой находится на высоте 6—8 км, и выпадают обложные осадки.

В тех местах, где давление перед фронтом падает незначительно или растет, облачность развивается менее активно, становится тоньше, иногда расчленяется на несколько слоев, осадки ослабевают и нередко принимают морозящий характер.

Изложенное позволяет сделать следующее заключение о возможности обледенения в условиях теплого фронта.

В области хорошо выраженного теплого фронта, на котором слоисто-дождевая и высоко-слоистая облачность дает обложные осадки, обледенение в облаках отсутствует или имеет слабую интенсивность. Такая облачность в большей своей толще, особенно выше уровня изотермы -10° , содержит сравнительно небольшое количество переохлажденных водяных капель, которые не могут дать существенного обледенения.

Подобные ситуации опасны в холодное время года, главным образом тогда, когда приходится пересекать теплый фронт или соответствующий фронт окклюзии на высотах ниже 1500 м.

Только в самой нижней части фронтальной поверхности происходит скопление более крупных переохлажденных капель, которые могут вызвать значительное обледенение. Здесь и температуры обычно бывают не ниже $-8, -10^{\circ}$. На больших же высотах при пересечении резко выраженных теплых фронтов, вызывающих снегопады и метели, обледенение неопасно. Но поскольку облачность таких фронтов захватывает большую территорию и полет может длительное время проходить в облаках, то на плоскостях и винтах самолета может образоваться значительное количество льда, который надо удалить противообледенительными устройствами.

Нередки случаи, когда резко выраженные фронты с большим контрастом температуры не сопровождаются падением давления и не вызывают обложных осадков. Давление перед таким фронтом слабо растет, а осадки отсутствуют или выпадают в виде мороси или слабого снега. Значит, фронтальная слоисто-дождевая облачность не получает большого вертикального развития, а сконцентрирована в ограниченной толще тропосферы и не достигает уровня активной кристаллизации. Водность таких облаков всегда велика, обледенение в них бывает в виде гололеда и характеризуется большой интенсивностью (до 1—3 мм/мин). Подобные случаи характерны для очень медленно движущихся фронтов (со скоростью 10—20 км/час), в зоне которых давление падает незначительно (1,0—2,0 мб) или даже немного растет, а температура у поверхности земли близка к 0° .

В этих условиях основной массив слоисто-дождевой облачности располагается в слое до 2,5—3,0 км. *Пересечение теплого фронта данного типа очень опасно при полете в нижних слоях атмосферы, до высоты 2,5—3,0 км, и лететь в этих случаях можно только выше облаков.*

Анализ данных температурного зондирования показывает, что подобные фронтальные поверхности проявляются в виде инверсии или изотермии с ростом удельной влажности с высотой.

Аналогичные условия для обледенения создаются на тех участках теплого фронта, которые проходят вдали от центральной части циклона, т. е. на фоне антициклонической циркуляции. Здесь обычно осадки не образуются, но полет через облач-

ность, которая простирается до высот 2—2,5 км, сопровождается интенсивным обледенением.

Следовательно, фронтальная слоисто-дождевая и высоко-слоистая облачность по своему строению и по условиям обледенения отличаются от облачности внутримассового типа.

Самые крупные капли, наибольшая водность и относительная влажность имеются в нижней части фронтальной облачности с постепенным уменьшением к верхней границе. Значит, самое интенсивное обледенение здесь может быть только в нижней части облака, с высотой интенсивность отложения льда уменьшается, тогда как во внутримассовых облаках наблюдается обратная картина.

В зоне теплого фронта иногда бывают осадки в виде переохлажденного дождя, образующего гололед на поверхности земли. Это очень опасное явление. Оно возникает в тех случаях, когда воздушные массы, разделяемые фронтом, имеют резко контрастные температуры, причем теплая масса сохраняет положительные температуры до высоты 1—2 км. Обледенение в зоне переохлажденного дождя обычно очень интенсивно, ширина опасной зоны перед фронтом достигает 100—200 км. Возникновение гололеда наиболее часто связано с очень пологими теплыми фронтами; а это значит, что фронтальная облачность в этом районе не имеет большого вертикального развития. *Поэтому если, например, на аэродроме наблюдается интенсивный гололед, то можно считать, что на высоте примерно 600 м от поверхности земли имеется слой воздуха с положительной температурой, а на высоте приблизительно 2000—2500 м можно выйти из облаков.* Стало быть, полет в зоне переохлажденного дождя очень опасен только в нижнем слое атмосферы, вблизи поверхности земли.

Обледенение на холодном фронте. Для авиации наиболее опасно обледенение в облаках холодных фронтов, как медленно, так и быстро движущихся.

Условия обледенения в слоисто-дождевых облаках холодного и теплого фронтов почти не отличаются между собой: при выпадении обложных осадков обледенение в облаках либо отсутствует, либо бывает слабой интенсивности. Лед быстро откладывается лишь в облаках, находящихся у линии фронта, так как они имеют здесь характер кучево-дождевых. За линией фронта в сторону холодного воздуха, где выпадают обложные осадки, облачность переходит в спокойную слоисто-дождевую и в ней обледенение не интенсивно или прекращается. Если же осадков нет или выпадает морось, то в облаках может быть интенсивное образование льда.

Иногда в зоне холодного фронта выпадает переохлажденный дождь и в нижних слоях атмосферы образуется очень опасная зона обледенения.

Наиболее мощные кучево-дождевые облака и ливневые осадки возникают в зоне холодного фронта второго рода. Принципиальной разницы в строении фронтальных кучево-дождевых облаков и внутримассовых нет и характер обледенения в них примерно одинаков. Основное различие состоит лишь в том, что фронтальные кучево-дождевые облака обычно являются более мощными по вертикали. Кроме того, располагаясь вдоль линии фронта, они занимают значительно большую площадь и тем самым представляют большую опасность, чем внутримассовые.

Рельеф местности и обледенение

Рельеф местности существенно влияет на обледенение. С наветренной стороны горных хребтов или возвышенностей воздушные массы получают дополнительный импульс к подъему, поэтому усиливается образование облаков, они делаются более мощными, плотными, начинаются вблизи от поверхности земли, закрывают вершины гор и в результате становятся весьма опасными в отношении обледенения.

Воздействие горных хребтов и возвышенностей одинаково сказывается как на фронтальных, так и на облаках однородных воздушных масс. Вот почему даже малоопасные над равнинной местностью слоисто-дождевые облака, связанные с теплым фронтом, с наветренной стороны хребтов приобретают характер кучево-дождевой облачности. Интенсивность обледенения в теплофронтовой облачности в горных районах даже при обильных осадках обычно высокая.

С противоположной (подветренной) стороны горных хребтов всегда частично или полностью размывается облачность вследствие нисходящих движений воздушных масс и «стена обледенения» разрушается, т. е. с подветренной стороны опасность обледенения уже невелика.

Ранее было показано, как влияет горный хребет на теплый, холодный фронты (рис. 104). Зона наиболее опасного обледенения теплофронтовой облачности начинается вблизи горного хребта и над ним. Толщина ее около 1500 м. На рис. 104 а показано, что когда холодный фронт приближается к горному хребту, зона осадков перед фронтом значительно расширяется и вертикальная мощность облаков увеличивается. Это происходит вследствие того, что более теплый воздух как бы зажимается между поверхностью фронта и горным хребтом и вынужден активно подниматься вверх.

Большие водные пространства также усиливают опасность обледенения на холодных фронтах, особенно зимой. Обильное содержание влаги над водной поверхностью и температурная инертность воды способствуют увеличению вертикальных градиентов температуры и, следовательно, создают условия для усиленного развития кучево-дождевой облачности.

Примеры обледенения поршневых самолетов ИЛ-12

Пример 1. Экспериментальный полет по трассе Ленинград — Рига и обратно 16 марта 1952 г. (9 час. 15 мин. — 18 час. 25 мин.). Циклон находился над Финляндией (рис. 173). Теплый фронт этого циклона проходил утром 16 марта по линии Хельсинки — Псков — Великие Луки, вызывая снегопады и ме-

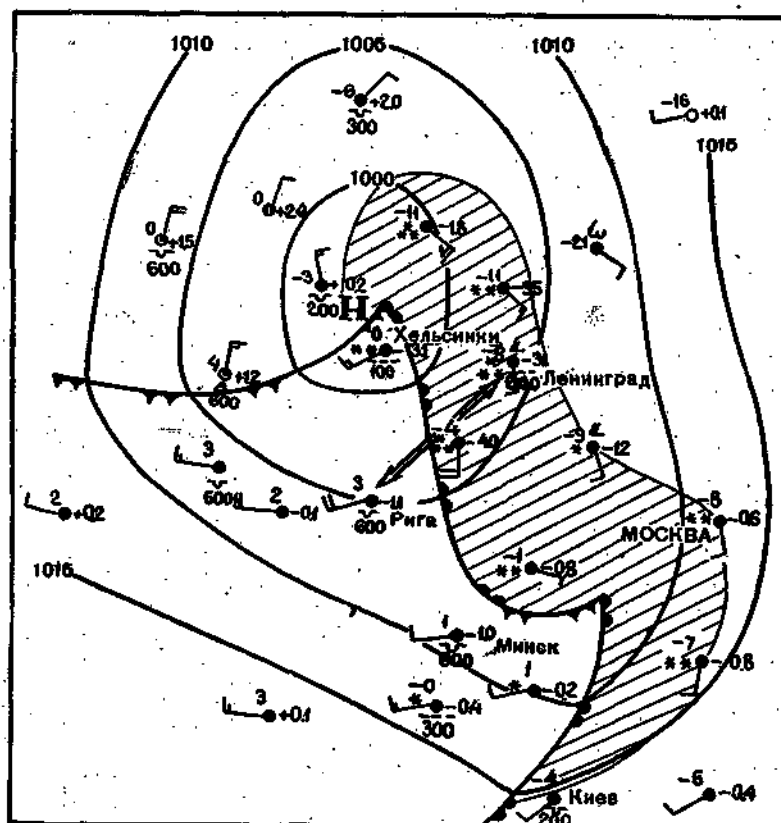


Рис. 173. Карта погоды, 13 час. 16 марта 1952 г.

тели. Температура воздуха в Ленинграде -8° , в Риге $+3^{\circ}$. Предстояло пересечь этот фронт, т. е. пролететь в облаках $Ns - As$ со снегопадом и далее, в районе Риги, попасть в облака теплой воздушной массы (рис. 173).

В Ленинграде в момент вылета (9 час. 15 мин.) наблюдалась сплошная высоко-слоистая облачность. Высота полета 1500 м. Через 30 мин. после вылета на расстоянии около 150 км от линии фронта самолет уже находился в нижней части сплошного

слоя N_s со снегопадом. Обледенение было очень слабым (при температуре -6°). За 30 мин. полета ледяное отложение составило всего лишь 2—3 мм. Облачность неплотная, болтанка отсутствовала.

На расстоянии около 50 км от Риги пересекли линию фронта и самолет оказался в теплом секторе. Появилась болтанка, облака оказались с большими разрывами, верхняя граница их около 1500 м. Обледенение в облаках усилилось и доходило до 0,7—1,0 мм/мин. Но так как самолет то входил, то быстро выходил из облаков, то общее отложение льда оказалось незначительным: за 60 мин. полета в районе Риги толщина льда на указателе обледенения составила всего лишь 15 мм.

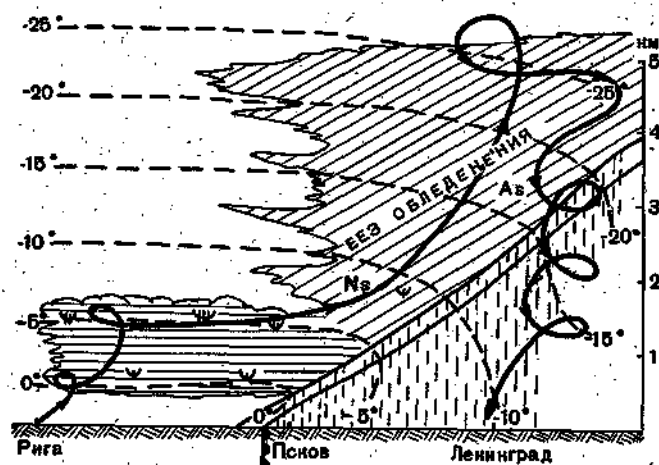


Рис. 174. Вертикальный разрез атмосферы по маршруту Рига—Ленинград, 16 марта 1952 г.

Обратный полет из Риги в Ленинград состоялся в 13 час. 33 мин.; температура у поверхности земли $+3,5^\circ$. Высота полета 1200 м. Облачность в начале полета 8 баллов с нижним основанием на высоте 600 м, с верхним — около 1300 м. Через 10 мин. полета облачность увеличилась до 10 баллов и верхняя граница ее была на высоте около 1500 м; облачность неспокойная, сильно всхолмленная. При полете в этой облачности на высоте 1200 м сразу началось интенсивное обледенение при температуре -3° . Облачность плотная, концы крыльев самолета туманятся; хорошо ощущается болтанка. Облака состояли из большого количества переохлажденных капель. За 50 мин. полета в такой облачности образовался плотный неровный матовый лед толщиной на указателе обледенения 58 мм.

После этого обледенение сразу прекратилось. Облачность

Полет в этой облачности на высоте 1200 м совершался около 40 мин., причем около 20 мин. по курсу на Ленинград и столько же по обратному курсу, но новый прирост льда составил за это время не более 3—4 мм. Было решено проверить, какова степень обледенения в более верхней части Ns — As. При

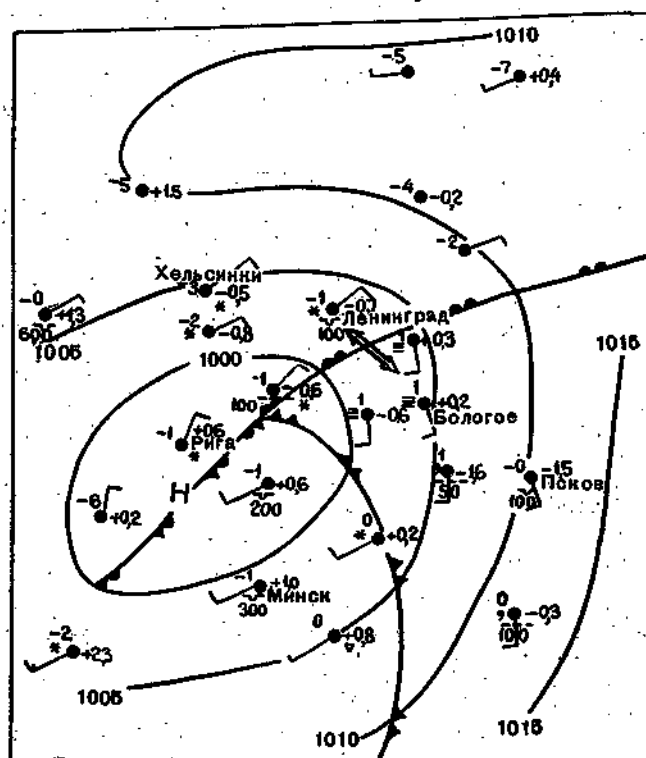


Рис. 175. Карта погоды, 9 час. 18 декабря 1952 г.

подъеме оказалось, что верхняя граница $Ns - As$ находится на высоте 5500 м. Во время полета в облаках обледенение отсутствовало. Облака неплотные, солнце просвечивало, как через матовое стекло; местами появлялись небольшие безоблачные прослойки, болтанки не было. Условия полета и зоны обледенения показаны на рис. 174.

Пример II. Полеты в районе Ленинграда 18 декабря 1952 г. Район Ленинграда находился под влиянием циклона с центром около Риги (рис. 175). В предыдущие сутки циклон углублялся,

а затем замедлил свое движение и стал заполняться. В связи с этим состояние погоды в зоне теплого фронта начало резко меняться: полоса предфронтальных осадков значительно сузилась и осадки стали выпадать лишь местами в виде слабого снега и мороси.

В 9 час. 18 декабря теплый фронт находился к югу от Ленинграда примерно на 150 км. В этот день в районе Ленинграда состоялись четыре полета: один на зондирование — в 5 час., два экспериментальных полета (ИЛ-12) — в период с 9 час. 25 мин. до 15 час. и один рейсовый полет (ЛИ-2) — в 10 час.

При полете на зондирование обледенение не наблюдалось, так как в это время фронт еще давал значительные осадки. В то же время в двух экспериментальных полетах, а также в рейсовом полете было отмечено исключительно сильное обледенение. Остановимся поэтому на этих случаях.

Первый экспериментальный полет состоялся в 9 час. 25 мин., высота облачности 200 м, температура у поверхности земли -2° . В 9 час. 32 мин. на высоте 1000 м при температуре -4° началось обледенение. В 9 час. 36 мин. на высоте 1500 м при температуре -5° обледенение продолжалось. Полет в облаках на этой высоте длился 38 мин. За это время на самолете образовался очень плотный лед, близкий к прозрачному, толщиной 40 мм. Интенсивность обледенения колебалась в пределах 0,6—1,2 мм/мин. Объяснялось это наличием в облаке большого количества капель радиусом до 18—20 м, а такие капли обычно оседают по большой ширине профиля. Обледенение резко ухудшило аэродинамические качества самолета и оказалось настолько сильным, что стало опасным и для экспериментального полета. Необходимо было выйти из зоны обледенения, что и было сделано выходом вверх. Верхняя граница облаков располагалась на высоте около 2000 м, где температура была около -10° .

Второй экспериментальный полет состоялся в 14 час. 10 мин., температура у поверхности земли -2° , снег. Общее синоптическое положение за прошедшие 5—6 час. существенно не изменилось, но фронт несколько приблизился к Ленинграду и находился на расстоянии 50—100 км. Центр циклона также немного сместился к северу и находился в районе Пскова. Такое сравнительно небольшое изменение синоптической обстановки сказалось, однако, в том, что осадки в районе Ленинграда стали выпадать более сильные.

При подъеме самолета на высоте 400 м при температуре -2° стекла кабины летчика стали быстро залепляться мокрым снегом. Полет в облаках проходил на высоте 1500—2000 м при температуре -6° — -12° . Все время отмечалось обледенение, но с меньшей интенсивностью, чем в первом полете. За 40 мин. образовался мутный лед толщиной 30 мм.

Рейсовый самолет ЛИ-2 поднялся с аэродрома около 10 час. Самолет сильно обледенел, не смог пробить облака и вынужден был вернуться в Ленинград.

Описанные случаи представляют собой типичные примеры сильных обледенений в зоне теплых фронтов, в слоисто-дождевых облаках небольшой вертикальной мощности. Основной массив облачности в этих случаях располагается не выше уровня изотермы -10° , т. е. не достигает уровня активной кристаллизации, и облачность является преимущественно водяной.

На рис. 176 дан вертикальный разрез приведенного случая теплого фронта по маршруту Ленинград — Москва.

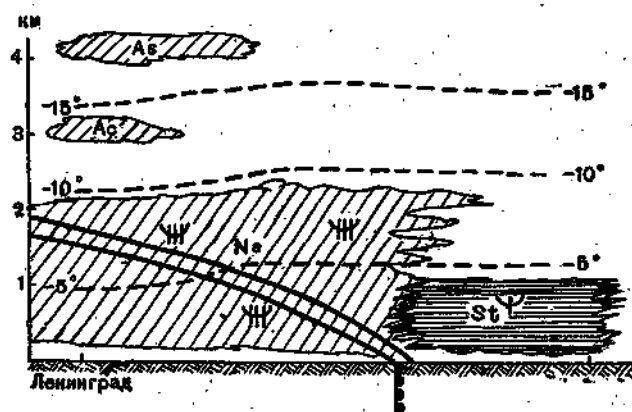


Рис. 176. Вертикальный разрез атмосферы по маршруту Ленинград — Москва, 18 декабря 1952 г.

Пример III. Экспериментальный полет по маршруту Киев — Львов 27 марта 1952 г. В этот день над Карпатами, несколько южнее Львова, располагался циклон, который сместился сюда со стороны Югославии (рис. 177). Теплый фронт этого циклона проходил от его центра на юго-восток, между Одессой и Киевом. Перед линией фронта имелась широкая зона обложных осадков. При этом в северной части этой зоны, приблизительно от широты Киева до широты Гомеля, осадки выпадали в виде снега при температуре у поверхности земли в пределах $-4, -9^{\circ}$. В южной части зоны выпадал дождь при температуре -2° в районе Киева.

В ночь с 26 на 27 марта в Киеве выпал сильный снег. К утру снег прекратился, и около 7 час. 30 мин. осадки перешли в переохлажденный дождь при температуре воздуха у поверхности земли $-2, -1^{\circ}$.

Ко времени вылета в 8 час. 30 мин. почти вся поверхность самолета покрылась толстым слоем прозрачного льда. Перед самым взлетом лед был удален с самолета горячей водой. Само-

лет поднялся в воздух в 9 час. 05 мин. Высота облачности 100 м, хотя земля полностью скрылась с высоты 150 м. Видимость 3 км.

Температура с высотой постепенно повышалась и на высоте 600 м находилась изотерма 0° . Еще выше температура перешла к положительным значениям, достигнув $+3,0^{\circ}$ на высоте 950 м. Выше она стала понижаться и на высоте 1800 м была обнаружена вторая нулевая изотерма. Облачность плотная с дождем.

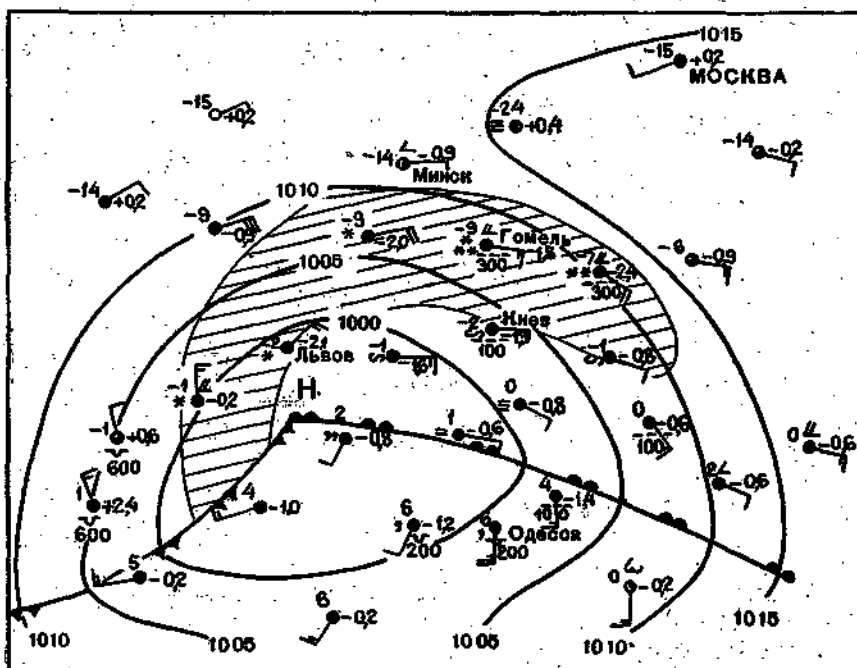


Рис. 177. Карта погоды, 9 час. 27 марта 1952 г.

Как только была достигнута нулевая изотерма на высоте 1800 м, началось обледенение. За 4 мин. образовался прозрачный неровный лед толщиной около 3 мм. В пробе обнаруживались средние и крупные капли. Но уже с этой высоты кончался первый слой облаков; выше, на высоте 3,0—3,5 км, наблюдались в небольшом количестве тонкие Ас.

Этот пример показывает, что в случае гололеда у поверхности земли, связанного с теплым фронтом, опасная зона обледенения располагается в самом нижнем слое, толщиной около 600 м. Выше этой зоны всегда должен быть слой облаков с положительной температурой, в котором исключается обледене-

ние. Что касается второй, выше расположенной зоны обледенения, то она не может представлять большой угрозы вследствие сравнительно небольшой вертикальной мощности облаков.

Выпадение переохлажденного дождя означает, таким образом, что клин приземного холодного воздуха имеет небольшую толщину, примерно 600 м, проходя через который капли не успевают замерзнуть. Малая же толщина клина холодного воздуха

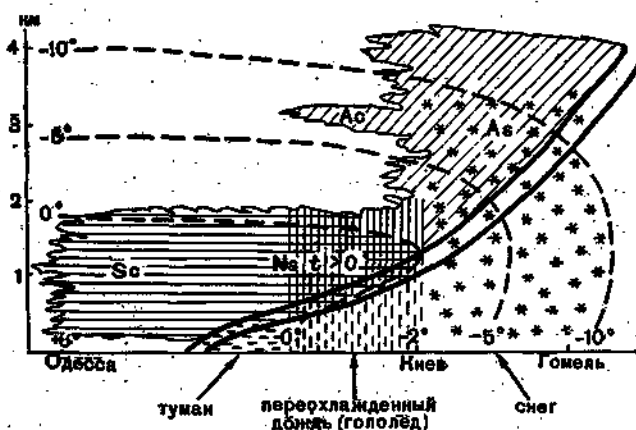


Рис. 178. Вертикальный разрез атмосферы по маршруту Одесса — Киев — Гомель.

указывает на большую пологость поверхности теплого фронта, что, в свою очередь, не обеспечивает большого вертикального развития облачности.

На рис. 178. представлен вертикальный разрез атмосферы в направлении Одесса — Киев — Гомель.

Обледенение скоростных самолетов

При оценке условий обледенения скоростных самолетов нужно прежде всего сопоставлять значения кинетического нагрева поверхности самолета при определенной скорости полета с предполагаемыми значениями температуры воздуха на заданных высотах полета. Зная скорость полета и температуру воздуха на высотах, можно с помощью графика, приведенного на рис. 170, определить вероятность обледенения в каждом конкретном случае. Однако нужно всегда помнить, что обледенение скоростных самолетов так же, как и обледенение поршневых самолетов, определяется не только температурой воздуха, но и описанными выше характерными микроструктурными особенностями облаков.

Рекомендуется иметь в виду следующие выводы, полученные на основе обработки фактических данных об обледенении скоростных самолетов.

В холодную половину года обледенение наиболее вероятно в нижнем трехкилометровом слое тропосферы в облаках, состоящих из переохлажденных водяных капель. Существенным является то обстоятельство, что самолеты, находясь в нижней половине тропосферы (при наборе высоты или при спуске), обычно имеют скорости 400—500 км/час. При этих скоростях кинетический нагрев еще недостаточно большой, чтобы перекрыть наиболее «опасные» температуры окружающего воздуха (-4 , -10°).

В верхней половине тропосферы, в облаках Cs—Ci, образующихся при упорядоченных восходящих движениях, обледенение скоростных самолетов, как и обледенение обычных самолетов, наблюдается в очень редких случаях. Обледенение весьма вероятно тогда, когда в связи с развитием значительных вертикальных движений указанные облака приобретают форму кучево-дождевых. При этом *интенсивное обледенение может наступить при очень низкой температуре воздуха, до -38 , -40° .*

Анализ ряда случаев обледенения транспортных скоростных самолетов в верхних слоях тропосферы показывает, что аэро-синоптическая обстановка в этих случаях совершенно тождественна некоторым аэро-синоптическим процессам, вызывающим болтанку самолетов на больших высотах. В частности, для этого типичны те процессы, когда болтанка, а следовательно, и обледенение в облаках связаны с дивергенцией высотных воздушных течений. При этих условиях, как мы знаем, усиливаются вертикальные движения воздуха, что, в свою очередь, при наличии достаточной влажности воздуха приводит к бурной конденсации водяного пара и образованию в облаках большого количества переохлажденных капель и кристаллов.

Приводим два примера обледенения скоростных самолетов.

Пример I. 17 апреля 1958 г. состоялся экспериментальный полет в районе Новосибирска в зоне вторичного холодного фронта (рис. 179) на высоте 1800 м в кучево-дождевой облачности. Температура воздуха была -5 , -6° ; скорость полета 400 км/час. Наблюдавшееся обледенение имело интенсивность 1,5—2,5 мм/мин. Через 6 мин. после входа в зону обледенения датчики сигнализатора зафиксировали лед на лопатках входного направляющего аппарата, а затем и на накладных спицах (при включенных противообледенителях двигателя).

Полет первоначально выполнялся с выключенными противообледенителями крыла и оперения. При достижении по указателю толщины льда в 20 мм противообледенители были включены. Время удаления льда с крыла составило 2 мин., со стабилизатора и киля — 2,5 мин. В дальнейшем полет производился с работающей противообледенительной системой.

Через 5 мин. полета интенсивность обледенения резко усилилась и достигла 6 мм/мин (за 3 мин. толщина льда на указателе увеличилась на 18 мм). В этих условиях наблюдалось стекание влаги с носков киля и стабилизатора и быстрое образование ледяных полос на необогреваемых участках поверхности, на расстоянии 0,5—0,8 м от передней кромки. Между секциями происходило нарастание значительного количества льда, который не удалялся. На крыле образования льда не наблюдалось. Носок правого воздухозаборника не обледеневал, но при этом

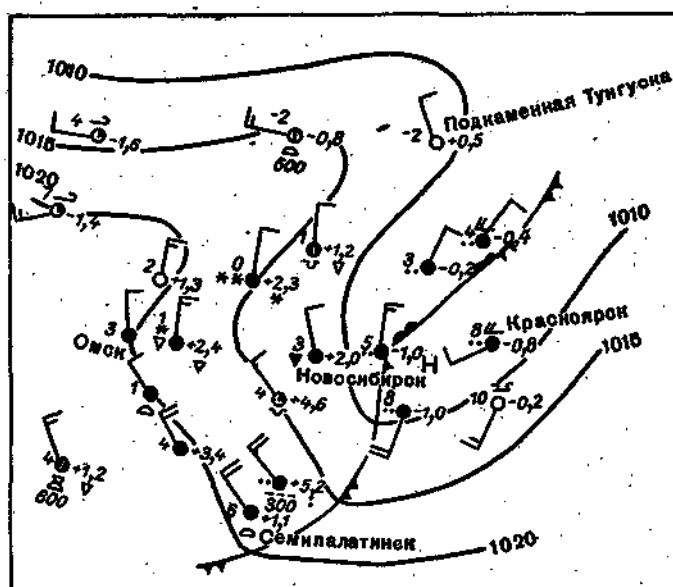


Рис. 179. Карта погоды, 9 час. 17 апреля 1958 г.

происходило образование ледяных полос на внешней поверхности воздухозаборника. На левом воздухозаборнике лед нарастал непосредственно на передней кромке, и образовывались ледяные полосы на верхней поверхности воздухозаборника. Включенный электрообогрев стекол удовлетворительно защищал их поверхность от обледенения.

В связи с быстрым ростом толщины льда было решено увеличить скорость до 650 км/час и выходить из зоны обледенения. При увеличении скорости до 650 км/час лед был удален со всех частей самолета и двигателя в течение 2 мин.

Существенного влияния обледенения на летные качества самолета при работающих противообледенительных устройствах в этом полете не наблюдалось.

После посадки при осмотре были обнаружены повреждения (погнутости) трех лопаток входного направляющего аппарата на правом двигателе.

Пример II. 5 октября 1961 г. при полете на Кубу самолет ИЛ-18 подвергся обледенению в районе Гандер на высоте около 8,5 км при температуре $-38, -40^{\circ}$. При скорости полета 600—620 км/час в течение 15—16 мин. на крыле образовался лед толщиной около 50 мм.

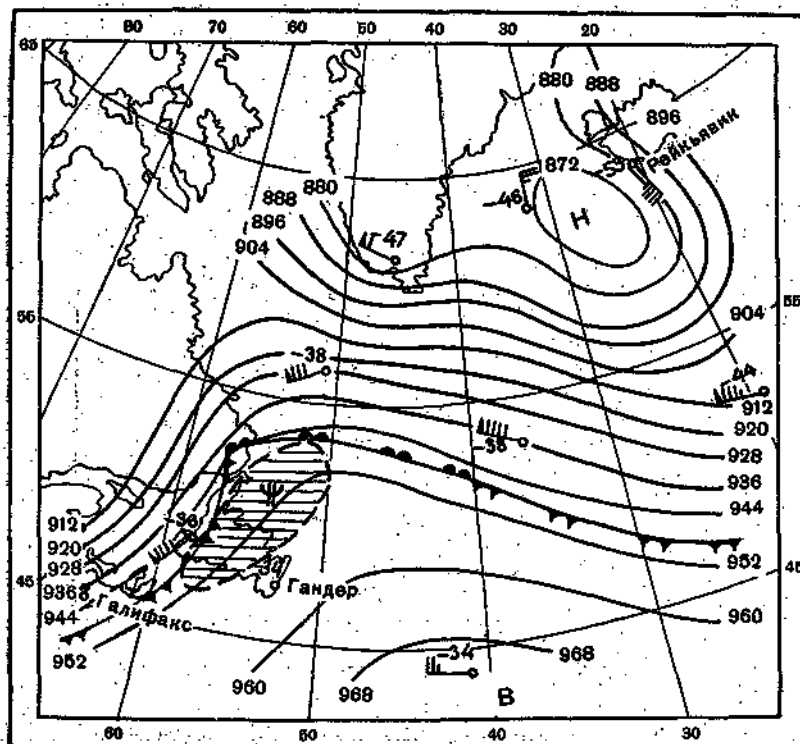


Рис. 180. Аэросиноптическое положение, 15 час. 5 октября 1961 г.

Анализ приземной и высотной карт погоды, которые в совмещенном виде представлены на рис. 180, показывает, что обледенение произошло в тот момент, когда самолет, по-видимому, вошел в верхнюю часть кучево-дождевого облака, образовавшегося в зоне холодного фронта. Это было на антициклонической стороне струйного течения, где в данном случае наблюдались как боковые горизонтальные сдвиги ветра, так и сдвиги ветра по потоку. Такое положение вполне соответствует и болтанке самолетов. На рис. 180 зона обледенения заштрихована.

Практические рекомендации

Чтобы избежать опасности обледенения рекомендуется руководствоваться следующими основными положениями.

1. При отрицательных температурах у поверхности земли самолеты могут подвергнуться обледенению еще во время стоянки. Это возможно в морозную погоду при большой влажности воздуха, при гололеде, а также при наступившем резком похолодании после выпадения мокрого снега. Такое обледенение резко ухудшает условия пилотирования самолета на взлете и может ускорить отложение нового льда при входе самолета в облачность. Поэтому при подготовке самолета к полету нужно обязательно очистить его поверхность от льда, снега, изморози или инея.

2. При ознакомлении с метеорологической обстановкой необходимо прежде всего определить, на каких высотах располагаются изотермы 0 и -10° , имея в виду, что зоны наиболее вероятного обледенения расположены в слоях воздуха с температурой от 0 до -10° . Одновременно с этим нужно выяснить, как распределяется облачность по горизонтали и вертикали и каковы ее микроструктурные особенности. Если облака (фронтальные и внутримассовые) не распространяются высоко за уровень изотермы -10° , то в них возможно интенсивное обледенение. В таком случае нужно скорее пробивать облака и лететь над ними. Если внутримассовые или фронтальные облака имеют характер кучево-дождевых, то интенсивное обледенение в них возможно на больших высотах при температуре до $-35, -40^{\circ}$. В случае гололеда при температуре у поверхности земли $-1, -3^{\circ}$ опасная зона обледенения обычно распространяется по высоте не более 800—1000 м.

3. При начавшемся обледенении не следует принимать поспешного решения о возврате, изменении эшелона или курса. Нужно убедиться, насколько оно опасно, чтобы принять наиболее правильное решение. Для этого следует пролететь 5—10 мин. Если при этом на эшелонах в пределах 600—2000 м встретилось умеренное или сильное обледенение, но однородное по своей интенсивности, то это указывает на однородность строения слоистой или слоисто-кучевой облачности, которая связана со слоем инверсии. В этом случае наиболее правильным решением будет пробивание облачности вверх.

4. Если интенсивность обледенения резко изменяется от слабой до сильной, то это указывает на то, что район полета занят неоднородной кучево-дождевой облачностью. Обычно в таких случаях наблюдается и резко выраженная болтанка. В этих случаях целесообразнее продолжать полет, не меняя эшелона, и периодически использовать противообледенительные устройства для сбрасывания льда. Пробивание облака вверх возможно

лишь при известной высоте верхней границы облачности; можно считать, что в холодное полугодие в тылу циклона она должна быть не менее 3,5—4,0 км.

5. Старые размытые фронты, так же как фронтальные раздели в антициклонических областях и в седловинах, очень часто зимой являются причиной сильного обледенения в нижних слоях. Ширина опасной зоны составляет при этом 50—100 км, а верхняя граница ее находится чаще всего не выше 1000 м.

6. Наиболее эффективными в смысле обледенения являются обостренные, медленно движущиеся фронты. Особо следует обращать внимание на те фронты, которые наряду с слоистой дождевой и высоко-слоистой облачностью вызывают также образование замаскированных кучево-дождевых облаков, в которых может произойти внезапное сильное обледенение.

7. Такие явления, как изморозь у земной поверхности, выпадение крупы большего или меньшего размера, являются признаками возможности обледенения в облаках.

8. В горных местностях опасность обледенения возрастает с наветренной стороны хребта и становится менее вероятной с подветренной стороны.

9. При полете в зоне обледенения на самолете, имеющем большой диапазон скоростей, нужно учитывать соотношение между температурой воздуха в зоне обледенения и скоростью полета. В нижних слоях атмосферы, где такие зоны встречаются обычно при температурах не ниже -10° , увеличение скорости до 600—700 км/час в большинстве случаев обеспечивает освобождение от обледенения. Однако в верхних слоях тропосферы, где при попадании в кучево-дождевые облака можно встретить обледенение при гораздо более низких температурах, увеличение скорости полета может привести к еще большему усилению обледенения. При этом нужно учитывать, что обледенение турбореактивных самолетов на больших высотах может произойти не только при наличии переохлажденных капель, но и вследствие высокой концентрации снежинок или ледяных кристаллов. Освобождаться от обледенения в подобных случаях следует либо путем выхода из облаков вверх, если известна высота верхней их границы, либо отклонением в сторону.

10. При полетах на турбореактивных самолетах в холодное полугодие большая осторожность должна проявляться во время снижения самолета и захода на посадку. Сравнительно небольшая скорость полета в этих случаях, не обеспечивая достаточного кинетического нагрева, может привести к внезапному интенсивному обледенению при пробивании переохлажденных облаков, расположенных в нижнем двух-трехкилометровом слое тропосферы.

Глава IV

ОПЕРАТИВНОЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ ГРАЖДАНСКОГО ВОЗДУШНОГО ФЛОТА¹

§ 1. ОБЩАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ ПОЛЕТОВ

Метеорологическое обеспечение Гражданского воздушного флота (ГВФ), так же как и других отраслей народного хозяйства, осуществляется в нашей стране Гидрометеорологической службой, возглавляемой Главным управлением гидрометеослужбы при Совете Министров СССР (ГУГМС).

В состав ГУГМС входят местные управления гидрометеорологической службы (УГМС), деятельность которых распространяется в пределах соответствующей союзной республики, края или нескольких областей (УГМС Украинской ССР, УГМС Центрально-черноземных областей, Якутское УГМС и т. д.).

Метеорологическое обеспечение ГВФ организуется и проводится в соответствии с Генеральным соглашением между ГУГМС и Главным управлением Гражданского воздушного флота (ГУГВФ). На основе Генерального соглашения местные УГМС заключают с территориальными управлениями Гражданского воздушного флота (ТУГВФ) локальные соглашения, уточняющие организационные вопросы метеорологического обеспечения применительно к запросам и особенностям работы гражданской авиации на данной территории.

Основным документом, определяющим общий порядок метеообеспечения, права и обязанности должностных лиц Гидрометеослужбы и Гражданского воздушного флота, является Наставление по метеорологическому обеспечению ГВФ, взаимосогласованное между ГУГМС и ГУГВФ.

Кроме того, по мере необходимости ГУГМС и ГУГВФ издают совместные приказы и указания по различным вопросам, связанным с метеорологическим обеспечением, обязательные для исполнения работниками ГМС и ГВФ.

¹ Глава написана П. А. Соколовым.

Непосредственное метеорологическое обеспечение летной работы в аэропортах ведут авиаметеорологические станции (АМСГ), организуемые управлениями Гидрометеослужбы по заявкам УГВФ. В зависимости от объема и характера летной работы в том или ином аэропорту Гидрометеослужбой содержатся АМСГ внеурядные, I, II и III разряда. Авиаметеорологические станции размещаются в служебных зданиях аэропортов смежно с другими оперативными службами ГВФ (диспетчерская, радиобюро).

АМСГ внеурядная (в/р) создаются в наиболее крупных узловых аэропортах с интенсивными круглосуточными полетами, в аэропортах базирования главного районного диспетчерского пункта (ГРДП) и районного диспетчерского пункта (РДП).

В составе АМСГ в/р, I и II разряда имеются синоптические группы, самостоятельно обеспечивающие полеты всеми видами авиационных прогнозов погоды.

В обязанности АМСГ входят следующие основные работы:

1) производство наблюдений над всеми элементами и явлениями погоды в районе аэропорта (на летном поле). Особое внимание при этом уделяется наиболее точному определению высоты нижней границы облаков, дальности горизонтальной видимости, скорости и направления ветра и наблюдениям над опасными для авиации явлениями погоды: грозами, туманами, пыльными бурями, шквалами и др. Результаты наблюдений сообщаются радиосредствами аэропорта на борт находящихся в воздухе самолетов, а также в аэропорты вылета;

2) сбор по радио и телеграфу метеорологических и аэрологических сведений, составление синоптических и аэрологических карт, построение аэрологических вертикальных разрезов и диаграмм;

3) анализ аэро-синоптических материалов и составление краткосрочных прогнозов погоды по району своего аэропорта, территории районной диспетчерской службы (РДС), а также по всем авиатрассам, по которым производятся полеты;

4) непосредственное обеспечение руководителей полетов, работников диспетчерской службы аэропорта, командиров кораблей и членов экипажей самолетов информацией о фактической погоде и всеми видами авиационных прогнозов погоды по районам аэропортов, авиатрассам и запасным аэродромам;

5) проведение исследований, направленных на изучение региональных (местных) аэроклиматических и синоптических особенностей района своего аэропорта и авиатрасс;

6) анализ неоправдавшихся прогнозов погоды в целях выявления причин ошибок, допущенных синоптиками, и выяснения региональных синоптических признаков;

7) проведение занятий с летным и диспетчерским составом по метеорологии.

Авиаметеорологические станции III разряда не имеют синоптических групп и пользуются при обслуживании полетов прогнозами погоды, которые по их заявкам составляются и передаются по радиосвязи или телеграфу из ближайших АМСГ, имеющих синоптическую службу.

Для выполнения всех перечисленных работ АМСГ оснащаются телетайпной аппаратурой, современными метеорологическими приборами и другим вспомогательным оборудованием и материалами.

Раньше составление всех приземных и высотных карт производилось непосредственно на АМСГ по цифровым материалам, принимаемым по радио, с последующей их обработкой. На это затрачивалось много ручного труда.

В настоящее время из синоптических центров Гидрометеослужбы по факсимильной связи передаются готовые, обработанные синоптические и аэрологические карты. Прием этих карт на АМСГ освобождает их от трудоемкой технической работы. Но дело не только в этом. Широкое внедрение факсимильных передач имеет очень важное значение для самой синоптической службы, так как дает возможность сосредоточить составление и анализ всех синоптических и аэрологических карт в крупных вычислительных прогностических центрах с применением электронных вычислительных машин и специальных устройств для автоматического нанесения данных на карты.

В результате централизации синоптической работы и применения новейшей техники достигается максимальное сокращение времени на составление аэросиноптических материалов и обеспечивается наиболее квалифицированный их анализ. Кроме того, количество исходных материалов, используемых в синоптической службе, все более и более увеличивается и обработка их на каждой АМСГ в отдельности становится практически невозможной. Вместе с этим на АМСГ сохраняется нанесение и обработка ряда карт, в том числе кольцевых, необходимых для анализа и прогноза погоды по району аэропорта и территории, по которой производятся полеты.

Особое значение в метеорологическом обеспечении ГВФ придается службе «штормовых» оповещений и предупреждений об опасных для авиации явлениях погоды. К этой службе привлекаются гидрометеорологические станции, расположенные вокруг аэропортов и на трассах. Каждая из этих станций, как только в поле зрения возникает то или иное опасное явление, немедленно сообщает об этом по телеграфу или другим средством связи в адреса АМСГ.

Телеграммы с индексом «шторм» передаются конторами связи в адреса АМСГ в первую очередь, без промедления.

Как только «штормовое» оповещение поступает на АМСГ, оно немедленно доводится до сведения должностных лиц ГВФ.

с тем, чтобы можно было принять срочные меры по обеспечению безопасности полетов в зоне возникшего явления. Однако задача синоптиков АМСГ заключается в том, чтобы заранее предупредить руководителей полетов и экипажи самолетов об ожидаемом опасном явлении до начала его возникновения.

§ 2. ПОРЯДОК И ФОРМЫ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ ПОЛЕТОВ

Наставление по метеорологическому обеспечению ГВФ охватывает следующий круг вопросов: 1) объем и программа работы АМСГ, 2) права и обязанности личного состава АМСГ и работа оперативных служб аэропортов в процессе метеорологического обеспечения полетов, 3) терминологию и оценку оправдываемости авиационных прогнозов погоды, 4) порядок и формы метеорологического обеспечения различных видов авиационных работ и др.

Согласно Наставлению, перед вылетом экипаж самолета (командир корабля) обязан получить у синоптика АМСГ подробную устную синоптическую консультацию, которая является важнейшим элементом предполетной подготовки и требует как от синоптика, так и от командира корабля большого внимания.

Давая консультацию, синоптик должен подробно рассказать о синоптической и метеорологической обстановке, которая ожидается в период полета, и ответить на дополнительные вопросы командира корабля. При этом используются все имеющиеся метеорологические и аэрологические сведения.

В распоряжении синоптика должны быть данные о фактической погоде (авиапогода) и «встречные» прогнозы погоды по районам аэропортов, полученные от пунктов посадки и запасных аэродромов.

Наибольшее внимание в консультации обращается на характеристику районов и зон, где ожидается болтанка, мощная облачность, грозовая деятельность, интенсивное обледенение, струйные течения на эшелоне горизонтального полета по трассе. Консультация сопровождается показом приземных и высотных синоптических карт и вертикальных разрезов атмосферы по данным ближайшего к вылету срока наблюдений.

Командиры кораблей должны уметь «читать» карты, так как только при этом условии можно говорить об эффективной метеорологической подготовке к полету. В случае сложной метеорологической обстановки нужно заранее подготовить себя к возможной встрече с опасными явлениями и продумать свои действия. Очень важно быть в курсе погоды на запасных аэродромах.

Кроме устной консультации, командиру корабля перед вылетом вручается на АМСГ бюллетень погоды специального образца АВ-5а (приложение 2), в который записываются следующие

сведения: 1) некоторые данные о фактической погоде в аэропорту вылета и в пункте посадки в ближайший срок наблюдений; 2) прогноз погоды и прогноз ветра по высотам по всему маршруту на период полета до пункта посадки в текстовом и графическом виде (на оборотной стороне бланка)¹; 3) прогноз погоды по району аэропорта посадки, а также прогнозы по запасным аэродромам (вписываются «встречные» прогнозы, полученные от АМСГ соответствующих аэропортов и аэродромов). Срок действия прогнозов должен соответствовать расчетному времени прилета самолета.

Диспетчер дает на бланке письменное разрешение на вылет, а командир корабля подтверждает свое решение о производстве полета.

При полетах небольшой продолжительности бюллетень погоды на руки командиру корабля (пилоту) не выдается, однако он обязан с ним ознакомиться.

Для полетов авиации спецприменения составляются прогнозы по площади, над которой должны выполняться авиационные работы.

В настоящее время в связи с развитием полетов самолетов с ТВД и ТРД внедряется новая форма обслуживания, заключающаяся в том, что экипажам самолетов наряду с обязательной устной предметной консультацией вместо бланка АВ-5а вручаются авиационные прогностические карты: особых метеорологических элементов и явлений и высотная (для уровня полета самолетов с ТВД и ТРД) на ближайшие часы. Прогностические карты, составляемые с заблаговременностью 24, 18 и 12 часов, передаются прогностическими центрами Гидрометеослужбы по факсимильным связям.

На картах условными обозначениями показываются ожидаемые аэросиноптическая обстановка и метеорологические элементы и явления, характеризующие состояние погоды как у поверхности земли, так и на высотах.

Для обозначения явлений погоды употребляются символы в соответствии с приложением 1, но в более сокращенном виде, как обозначается прошедшая погода (w). Дополнительные символы и обозначения приведены в табл. 14.

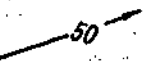
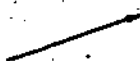
Имея такие карты и проложив на них маршрут полета, командир корабля получает наглядное представление о возможных метеорологических условиях полета.

Примеры указанных прогностических карт даны в приложениях 3 и 4. Они относятся к состоянию погоды 15 марта 1962 г.,

¹ Из двух шкал высот, приведенных на обратной стороне бланка, левая шкала применяется в случаях полета в нижней половине тропосферы, правая — для случаев полета в верхней половине тропосферы. Соответственно ненужную шкалу синоптик зачеркивает.

Таблица 14

Обозначения, употребляемые на прогностических картах

Вид	Значение
	Горные волны
	Гололед
	Град
	Слабое обледенение
	Умеренное
	Сильное
	Умеренная болтанка
	Сильная
	Линия шквалов
	Области с однородной погодой
	Направление ветра и его скорость (в км/час) на высотных картах
	Изоахны через 40 км/час
	Направление и скорость перемещения приземных барических центров и фронтов (в км/час)
$5-8 \cdot S_c \frac{400-500}{30-60}$	Количество и форма облачности, высота верхней границы облачности (в десятках метров)
$T_p \frac{-55^\circ}{900}$	Тропопауза (в числителе температура, в знаменателе высота в десятках метров)

т. е. к случаю, описанному в гл. II при рассмотрении вопроса об образовании струйных течений (рис. 121, 122, 123, 124), но к более ранним срокам суток. При рассмотрении прогностической карты особых явлений (приложение 3) мы видим, что наиболее неблагоприятные условия для полетов следует ожидать в той части Европы, которая находится под влиянием обширного циклона с центром над Адриатическим морем и связанных с этим циклоном фронтальных разделов. Здесь должна преобладать сплошная и мощная по вертикали облачность с осадками, причем вблизи линии фронта облака должны переходить в туман, а осадки — в морось и гололед. Важно отметить, что над южными и юго-восточными районами европейской территории СССР, где намечается прохождение малоактивных участков фронтов, неблагоприятные для полетов условия погоды создаются главным образом только в самых нижних слоях атмосферы, до высоты 1500—2500 м. Высота нижней границы облаков здесь будет находиться в пределах 50—200 м, но местами облачность может снижаться до поверхности земли, т. е. переходить в туман.

Прогностическая карта АТ₃₀₀ (приложение 4) указывает на существование очень сильных западных и юго-западных ветров, охватывающих значительную территорию Западной Европы и центральную полосу европейской территории СССР. Это струйное течение, на циклонической стороне которого, а также в его передней части (в дельте высотной фронтальной зоны) возможна умеренная и сильная болтанка.

Применение авиационных прогностических карт освобождает синоптика от заполнения большого количества бланков АВ-5 для каждого вылета. Эта техническая работа в условиях все увеличивающейся интенсивности полетов мешает синоптику проводить вдумчивый анализ исходных материалов для лучшего метеобеспечения полетов.

Существует практика самостоятельного составления командиром корабля перед вылетом на основании полученной синоптической консультации и прогноза погоды графического вертикального разреза ожидаемого распределения облачности и зон опасных явлений на маршруте полета. Это значительно повышает уровень предполетной метеорологической подготовки командира корабля.

Подробные устные консультации, информация и прогнозы выдаются АМСГ не только экипажам самолетов, но и обязательно руководителям полетов, диспетчерам аэропортов, так как без знания метеорологической обстановки нельзя планировать летную работу и активно ею руководить.

Метеорологическое обеспечение, начатое в период предполетной подготовки, продолжается затем на протяжении всего полета. С этой целью синоптики АМСГ непрерывно уточняют прогнозы погоды по маршрутам и районам аэропортов.

Уточненные прогнозы, а также информационные сведения о фактической погоде, в первую очередь штормовые оповещения об опасных явлениях погоды, передаются руководителю полетов, диспетчерам и по радио на борт самолетов, находящихся в воздухе.

Нельзя ограничиваться только предполетной метеорологической подготовкой, так как с течением времени в период полета могут произойти непредвиденные изменения условий погоды. Поэтому экипаж самолета, находясь в полете, должен непрерывно интересоваться по радио состоянием погоды на оставшемся участке пути, в пункте посадки, на запасных аэродромах. С этой целью принимаются циркулярные передачи авиапогоды и прогнозов погоды, осуществляемые аэропортами по расписанию; а также, при необходимости, производятся разовые запросы интересующих экипаж самолета сведений. Кроме того, в отдельных случаях командир корабля может вызвать на связь синоптика АМСГ и получить у него нужную консультацию.

Вместе с этим служебной обязанностью и долгом командира корабля и членов экипажа является «встречная» передача по радио в аэропорты сведений о фактических условиях полета. «Бортовая погода», как в обиходе называют эти сведения, является весьма важным источником информации для уточнения прогнозов и активного руководства полетами в интересах обеспечения безопасности и регулярности полетов по метеоусловиям.

В бортовую погоду включаются следующие сведения: наличие облачности под самолетом и над самолетом (или на эшелоне полета, когда полет производится в облаках), форма облачности, при этом выделяется мощная кучевая и кучево-дождевая облачность, верхняя граница облаков, очаги гроз и ливней, наличие и интенсивность болтанки, обледенения, осадков, скорость и направление ветра, высота нулевой изотермы, температура воздуха.

На заключительном этапе полета, при заходе на посадку, на борт самолета сообщаются самые последние данные об условиях посадки, прежде всего высота нижней границы облачности, дальность видимости, скорость и направление ветра на взлетно-посадочной полосе.

После посадки командир корабля должен зайти на АМСГ, сдать синоптику бюллетень погоды и рассказать ему по возможности подробнее об условиях погоды на трассе в период полета.

Во многих аэропортах к услугам синоптиков и руководителей полетов предоставляются самолеты-зондировщики, на которых проводится вертикальное и вертикально-горизонтальное зондирование атмосферы и разведка погоды. Широко используются также радиолокаторы, с помощью которых можно определять расположение очагов гроз и ливней.

Кроме полетов в пределах СССР, ГВФ производит систематические полеты по международным трассам, соединяющим Москву и некоторые другие крупные города СССР со столицами многих государств: Москва — Иркутск — Пекин, Москва — Ташкент — Дели, Москва — Прага, Москва — Каир, Москва — Копенгаген — Лондон и др. Метеорологическое обеспечение этих полетов производится на общих основаниях, однако имеются некоторые специфические особенности, обусловленные международными правилами. В частности, обмен метеорологической информацией и прогнозами между аэропортами, а также передача метеосведений на борт самолета производится цифровыми международными кодами, из которых наиболее широко применяются код АЭРО для передачи фактической погоды и код ТАФ (ТАФОР) для передачи прогнозов. Коды эти мало отличаются от обычного синоптического кода и имеют следующие схемы:

Аэро *GGgg Iiii Nddff VVwwW 8N_sCh_s^h (0TTtata)*

Таф *G₁G₁G₂G₂G₃ Iiii Nddff VVw₁w₁X 8N_sCh_sh_s 9i₃nnn*

C — род облаков; *dd* — направление ветра в десятках градусов; *ff* — скорость ветра; *GGgg* — время наблюдения в часах и минутах по среднему гринвичскому времени; *G₁G₁* — среднее гринвичское время начала действия прогноза; *G₂G₂* — среднее гринвичское время окончания действия прогноза; *G₃* — срок карты, по которой составлялся прогноз; *h_sh_s* — высота основания облаков, указанных в *C*; *Iiii* — номер станции; *N_s* — количество облаков, указанных в *C*; *N* — общее количество облаков; *i₃* — указатель дополнительных явлений; *nnn* — указания о дополнительных явлениях; 0, 8 и 9 — отличительные цифры групп; *TT* — температура воздуха; *tata* — точка росы; *W* — прошедшая погода (между сроками); *ww* — погода в срок наблюдения; *w₁w₁* — прогнозируемая погода; *X* — данные отсутствуют.

Главным условием успешного метеорологического обеспечения полетов является, как это подчеркивается в Наставлении, полное взаимопонимание, тесное взаимодействие и взаимопомощь между синоптиками АМСГ, руководителями полетов, диспетчерами аэропортов и экипажами самолетов.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
Введение	7
§ 1. Атмосфера, ее состав и строение	7
Состав атмосферы (7). Слои атмосферы (9). Международная стандартная атмосфера (МСА) (14).	
§ 2. Значение отдельных метеорологических элементов и явлений для работы авиации	15
§ 3. Методы изучения погоды и ее предсказания. Организация службы погоды	26
Синоптический метод (26). Синоптическая сеть станций. Сроки наблюдений (30). Составление карт погоды (31).	
Глава I. Метеорологические элементы и явления погоды	34
§ 1. Температура воздуха	34
Нагревание и охлаждение воздуха (34). Единицы измерения температуры (35). Суточный и годовой ход температуры (36). Изменение температуры с высотой (39). Тропопауза (40). Карты тропопаузы (44).	
§ 2. Атмосферное давление и плотность воздуха	45
Единицы измерения (45). Изменения давления и плотности воздуха (45). Барическое поле у поверхности земли (47). Использо- вание данных о давлении и температуре при оценке высоты полета (50).	
§ 3. Ветер у поверхности земли и на высотах	52
Силы, определяющие движение воздуха (52). Градиентный ветер (57). Характеристики ветра (59). Линии тока (61). Ветер на высотах (63). Метод барической топографии (65). Составле- ние и обработка карт барической топографии (67). Местные ветры (72).	
§ 4. Влажность воздуха	75
Единицы измерения (76). Конденсация водяного пара (77).	
§ 5. Вертикальные движения воздуха	79
Виды вертикальных движений (79). Устойчивость и неустой- чивость атмосферы (82). Аэрологическая диаграмма (87). Типы инверсий температуры (90).	
§ 6. Облака	94
Общие условия образования облаков (94). Классификация облаков (95). Облака верхнего яруса (97). Облака среднего яруса (99). Облака нижнего яруса (101). Облака вертикального развития. (105). Основные процессы, приводящие к образованию облаков разных форм (106). Микрофизическое строение обла- ков (114). Способы измерения высоты нижней границы обла- ков (117). Структура нижней границы облаков (123). Высота	

	верхней границы облаков и некоторые данные о их вертикальной мощности (125). Оптические явления в облаках (128). Облачные следы за самолетами (131).	Стр.
§ 7.	Осадки, их образование и классификация	132
§ 8.	Видимость	135
	Общие сведения (135). Определение видимости на метеорологических станциях и в аэропортах (137). Видимость на высотах (141). Вертикальная и посадочная (наклонная) видимость (144).	
Глава II. Воздушные массы. Фронты. Циклоны и антициклоны.		
	Струйные течения	149
§ 1.	Воздушные массы тропосферы	149
	Общее понятие о воздушной массе и ее формировании (149). Классификация воздушных масс (150). Характерные условия погоды в различных воздушных массах (153).	
§ 2.	Фронты	156
	Общие сведения о фронтах и их классификации (156). Теплые фронты (159). Холодные фронты (168). Фронты окклюзии (174). Влияние орографии на воздушные течения и фронты (178).	
§ 3.	Циклоны и антициклоны	182
	Образование циклонов, стадии их развития (182). Стадии развития антициклонов (187). Состояние погоды и положение тропопauses в циклонах и антициклонах (189). Серия циклонов (200). Тропические циклоны (201).	
§ 4.	Струйные течения	203
	Определение струйных течений и условия их образования (203). Струйные течения и тропопause (211).	
Глава III. Опасные для авиации явления погоды		
§ 1.	Введение	218
§ 2.	Явления, ухудшающие видимость	220
	Туманы (220). Метели (226). Пыльные бури и мгла (228). Примеры синоптических условий ухудшения видимости (229). Практические рекомендации (233).	
§ 3.	Грозы	236
	Общие условия образования гроз и вызываемых ими опасных явлений (236). Внутримассовые грозы (245). Фронтальные грозы (251). Обнаружение гроз (258). Практические рекомендации (262).	
§ 4.	Турбулентность атмосферы, вызывающая болтанку самолетов	264
	Причины возникновения болтанки (264). Общая характеристика турбулентных зон в атмосфере (268). Связь болтанки с облаками (270). Связь турбулентности с вертикальными и горизонтальными градиентами температуры и скорости ветра (273). Болтанка при термической конвекции (275). Болтанка при термодинамической турбулентности (278). Орографическая болтанка (279). Болтанка в струйных течениях (288). Болтанка в зоне грозных очагов (294). Болтанка и тропопause (295). Практические рекомендации (297).	
§ 5.	Обледенение самолетов	301
	Причины обледенения самолетов в полете. Понятие об интенсивности обледенения (301). Обледенение самолетов при ясном небе и во время стоянки на земле (305). Виды и формы ледяных отложений на самолете (306). Влияние больших скоростей полета на условия обледенения (309). Условия обледенения в облаках различных форм и осадках (311). Обледенение	

	Стр.
в облаках однородных воздушных масс (314). Обледенение во фронтальных облаках (319). Рельеф местности и обледенение (322). Примеры обледенения поршневых самолетов ИЛ-12 (323). Обледенение скоростных самолетов (329). Практические рекомендации (333).	
Глава IV. Оперативное метеорологическое обеспечение Гражданского воздушного флота	335
§ 1. Общая организация метеорологического обеспечения полетов	335
§ 2. Порядок и формы метеорологического обеспечения полетов	338
Приложения 1—4	вкл.

БИБЛИОТЕКА
ЛЕНИНГРАДСКОГО
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО
ИНСТИТУТА