

И.Г. ПЧЕЛКО

# АВИАЦИОННАЯ МЕТЕОРОЛОГИЯ



ГИМИЗ

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО ЛЕНИНГРАД. 1963

## ОПАСНЫЕ ДЛЯ АВИАЦИИ ЯВЛЕНИЯ ПОГОДЫ

## § I. 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 встречают 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 пред фронтальных 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 км<sup>1</sup>.

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 вызваны 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-

<sup>1</sup> 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. Необходимо 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 АТзоо, 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 выхоложенный 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 полет 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 сопек 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 польнями, 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 мороси. 5 И. Г. Пчелко

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 до —10°. При температуре выше +10° 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 расходится наибольшее количество жидкого топлива.

После прекращения топки 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.

Поземок 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 I.** 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.

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

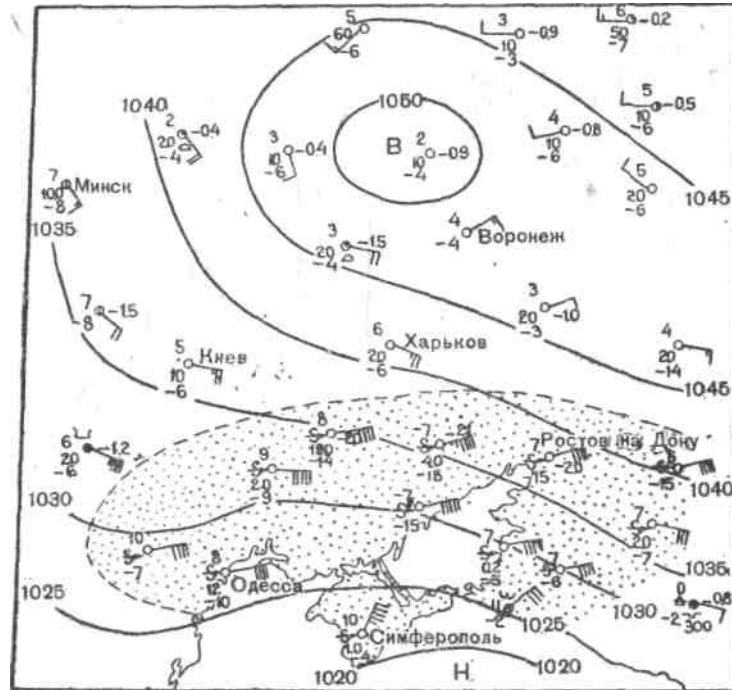


Рис. 130. Карта погоды, 15 час. 7 апреля 1960 г.

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

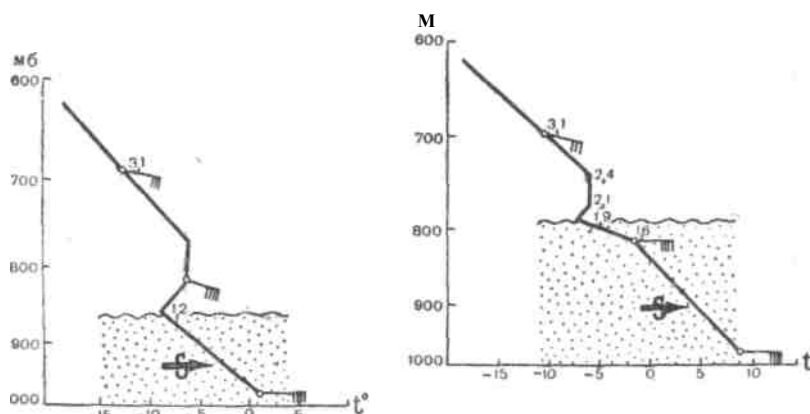


Рис 131. Данные зондирования атмосферы в Ростове-на-Дону (а) и Кривом Роге (б), 15 час. 7 апреля 1960 г.

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  $\pm 30$  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 пере ходные 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 по верхностный 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° 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  $-10$ ,  $-16^{\circ}$ , 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 наковальни. 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  $-25^{\circ}$  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,

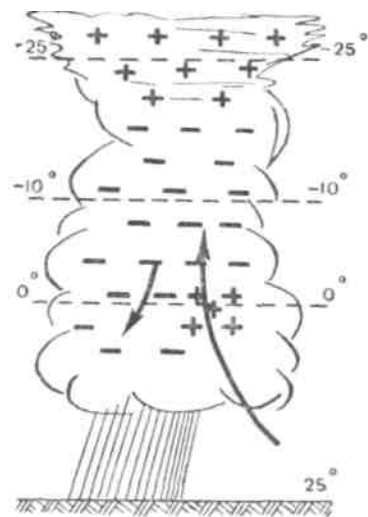


Рис. 132. Схема возникновения и разделения электрических зарядов в кучево-дождевом облаке.

сосредотачиваются в самой верхней части облака.

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  $0^\circ$ , где вертикальные движения имеют наибольшие скорости, и осадки достигают наибольшей интенсивности.

Центр области отрицательного заряда обычно сосредоточен вблизи уровня изотермы  $-8^\circ$ . 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 ж.

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  $-8^{\circ}$ , особенно вблизи изотермы  $0^{\circ}$ . При температуре воздуха у поверхности земли около  $25^{\circ}$  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).

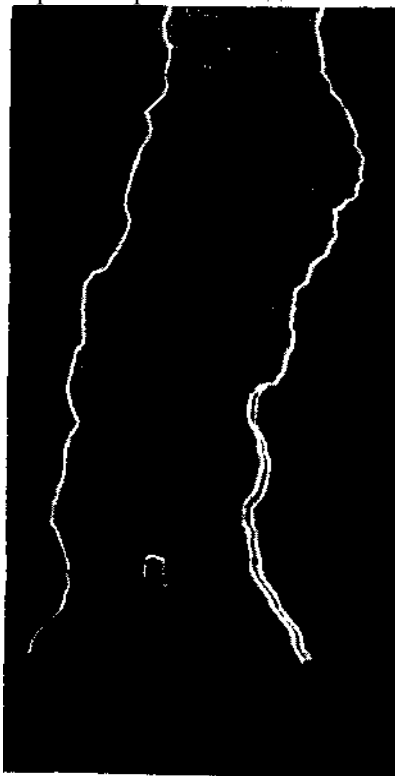
Иногда после интенсивного разряда линейной молнии появляется ярко светящийся шар различной окраски и величины. Это шаровая молния. Она перемещается в воздухе медленно и бесшумно и обладает способностью проникать внутрь зданий через щели, дымоходы, трубы и т. п. Часто, не причинив вреда, она незаметно 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 кучево-дождевая Рис. 133. Линейная молния. 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.



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 бортрадист попытался 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

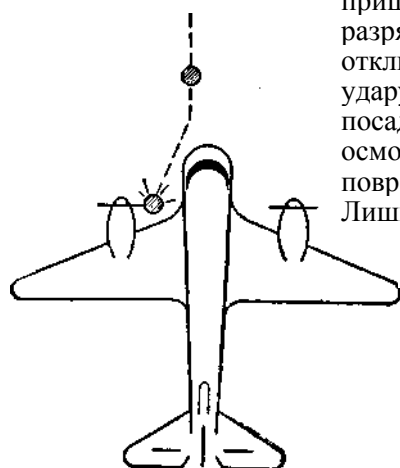


Рис. 134. Схема движения шаровой молнии с момента встречи с

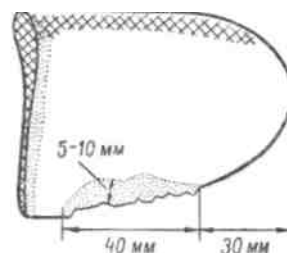


Рис. 135. Поврежденная лопасть винта.

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 беспрерывно 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  $-10^{\circ}$ , 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 ж, 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 грозное 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 западноевропейских странах он именуется тромбом, 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 ммб. 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 радиополукомпасов.



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<sup>1</sup> 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 расходимости (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 АТзоо (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 АТзоо 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

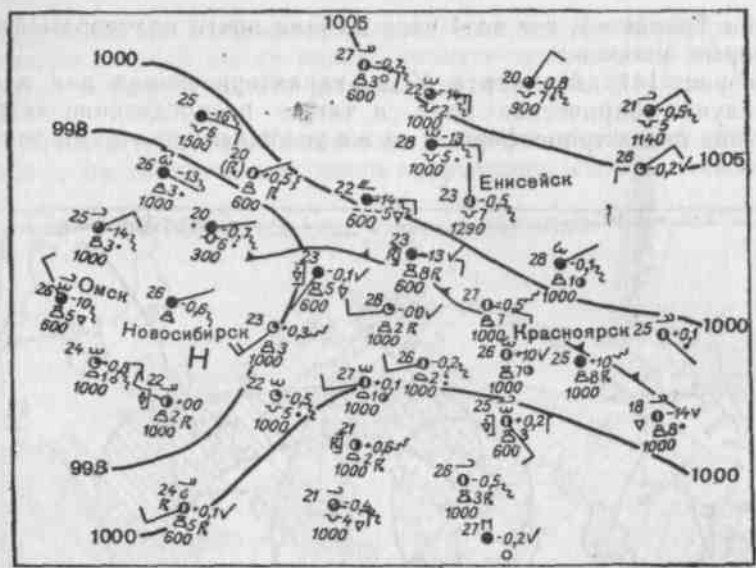


Рис. 140. Карта погоды, 15 час. 27 июля 1962 г.

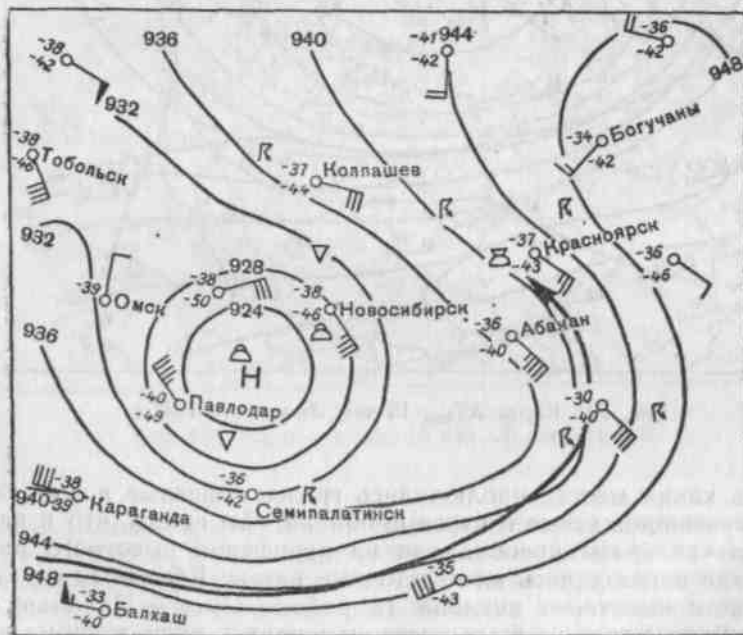


Рис. 141. Карта  $AT_{300}$ , 15 час. 27 июля 1962 г.

## 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 линии 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-

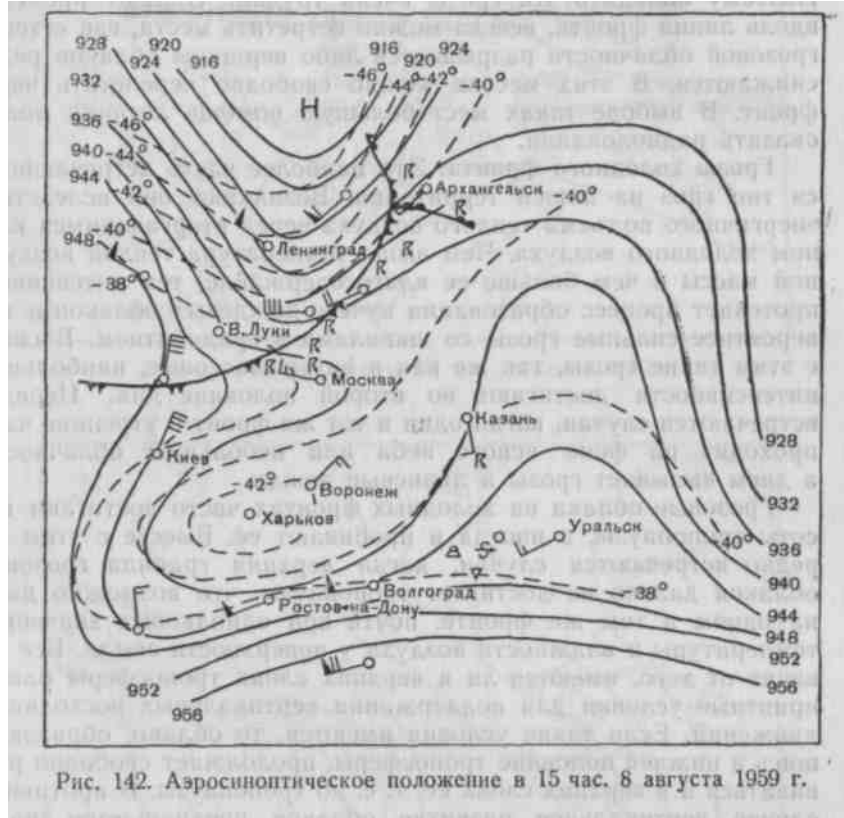


Рис. 142. Аэросиноптическое положение в 15 час. 8 августа 1959 г.

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 Сб до нижней границы тропопаузы (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 сказать, что хотя здесь



также наблюдались грозы, но облака СБ 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 СБ, 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 СБ, 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.

Тепло фронтовые 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  $30^{\circ}$  (до  $35^{\circ}$ ), 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  $20^{\circ}$ . 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.

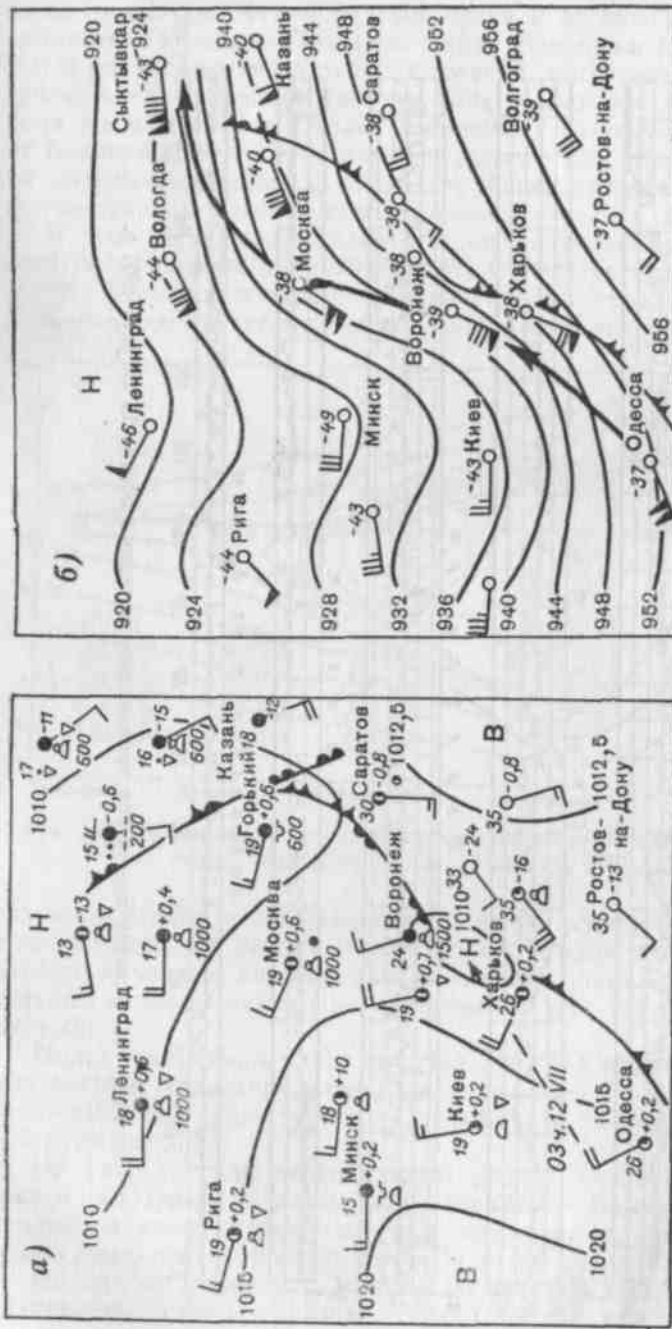


Рис. 143. Приземная (а) и высотная (б) карты погоды, 15 час. 14 августа 1961 г.

1 — траектория циклона, 2 — с-св. струйного течения.

азимутам и на карте определяется расположение грозовых очагов.

Данные об атмосфериках 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 — внутри массовые 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  $30^{\circ}$ , 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 АТ<sub>300</sub> или АТ<sub>200</sub>-

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 грозовому 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 высококучевых 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 —  $25^{\circ}$  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  $-8^{\circ}$ .

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 ( $An$ ), 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:  $u$  — скорость полета,  $w$  — вертикальная скорость воздушного потока,  $s$  — несущая поверхность крыла

самолета,  $\rho$  — плотность воздуха и  $C_v^a$  — коэффициент, характеризующий изменение подъема силы самолета в зависимости от угла атаки. Тогда величина перегрузки самолета будет определяться следующей формулой:

$$n = 1 \pm \frac{\rho v w}{2G} C_y^a.$$

Знак плюс (+) относится к случаю восходящего потока, знак минус (—) — нисходящего. Второе слагаемое и есть приращение перегрузки, обозначаемое как  $\Delta n$ . Будем в дальнейшем под «перегрузкой» понимать величину Ли.

Из приведенного выражения следует, что *приращение перегрузки ( $\Delta n$ ) прямо пропорционально плотности воздуха, скорости полета самолета, скорости вертикального порыва воздуха и производной от коэффициента подъемной силы по углу атаки*. С другой стороны,  $\Delta n$  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 Ли = 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

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,



Шкала для оценки интенсивности болтанки самолета

Интенсивность болтанки		Диапазон перегрузок и их приращений в долях	Характеристика поведения самолета при болтанке	Рекомендации по пилотированию	Характеристика комфорта пассажиров
название	обозначения отечести. ИКАО				
Слабая болтанка	б <sup>1</sup> — Λ —	$0,8 \leq n_y^0 \leq 1,2$ $\Delta n = \pm 0,2$	Отдельные легкие вздрагивания самолета	Полет выполняется на автопилоте	Вызывает неприятное ощущение у отдельных пассажиров
Умеренная болтанка	б <sup>2</sup> — Λ —	$0,5 \leq n_y^0 \leq 1,5$ $\Delta n = \pm 0,5$	Частные толчки. Наблюдаются колебания стрелок индикаторов в пилотажных приборах. Установившийся режим полета сохраняется	Пилотирование допускается на автопилоте	Затрудняет ходьбу в самолете
Сильная болтанка	б <sup>3</sup> — Λ —	$0 \leq n_y^0 \leq 2$ $\Delta n = \pm 1,0$	Резкие вздрагивания и отдельные броски самолета. Отмечается неустойчивая работа вариметра 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 <sup>4</sup> — Λ —	$-0,1 < n_y^0 < 2,1$ $\Delta n \geq \pm 1,1$	Исключительно резкие броски самолета. Показания вариметра 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 тропопаузе 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 неспокойного 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, высокослоистые, 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 высококучевых, перисто-кучевых, а также те перистые и перисто-слоистые, которые представляют собой верхнюю часть кучево-дождевых облаков.

В антициклонических под инверсионных 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.

Всхолмленность нередко встречается также и у слоисто-дождевых или высокослоистых облаков, образующихся на теплых фронтах. Это бывает в тех случаях, когда вследствие влажнонеустойчивой стратификации теплого воздуха фронтальная облачность Ns — As местами приобретает характер СВ. Попадание в эту часть облачной системы обычно вызывает сильную болтанку, что может быть совершенно неожиданным для летчика, поскольку СВ 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 («колодцы» 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  $(\gamma)$ , а также

градиента векторной скорости ветра  $\left(\frac{\Delta u}{\Delta z}\right)$ , увеличивается

интенсивность турбулентности, а следовательно, должна возрастать и интенсивность болтанки самолетов.

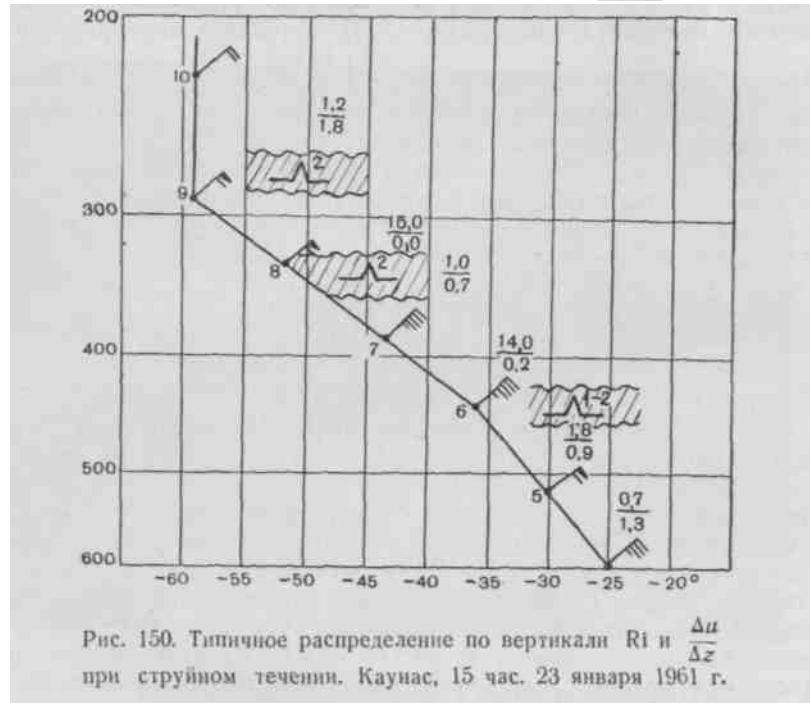
Имея в виду, что вертикальный градиент скорости ветра связан определенным образом с горизонтальным градиентом температуры воздуха, число  $Ri$  может быть записано в следующем виде:

где  $\frac{\Delta T}{\Delta n}$  — горизонтальный градиент температуры воздуха (в градусах на 1000 км),  $\phi$  — 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  $\frac{\Delta u}{\Delta z}$ .



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 является в данном случае большая неоднородность их

значений.  $Ri$  и  $\frac{\Delta u}{\Delta z}$  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 соот-

ствующих 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 1  $\frac{\Delta u}{\Delta z}$  до 1,2, а 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 наковальной, 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

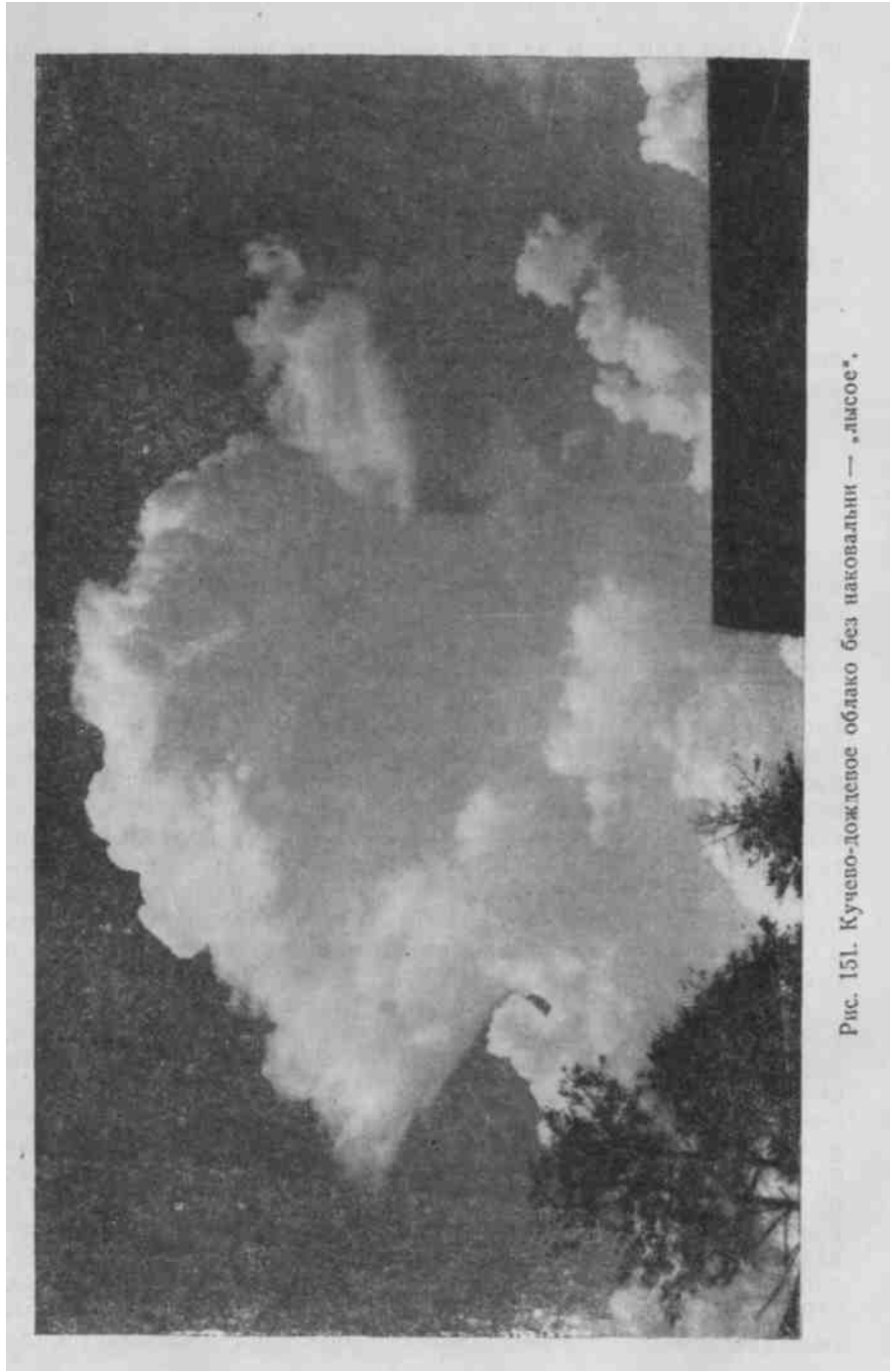


Рис. 151. Кучево-дождевое облако без наковальни — «лысое».



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, свежевспаханым 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 не заснеженными 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-

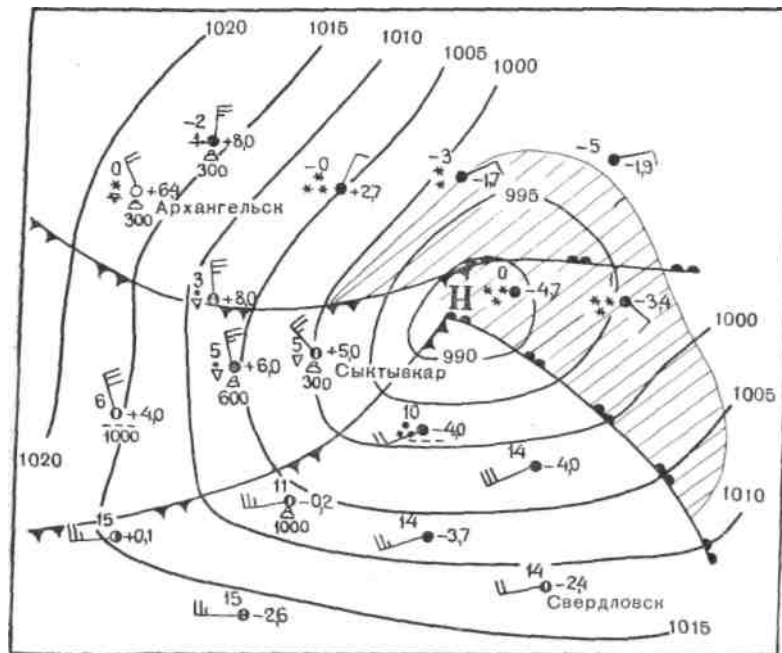


Рис. 152. Карта погоды, 15 час. 19 апреля 1962 г.

то 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 задерживающей 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).

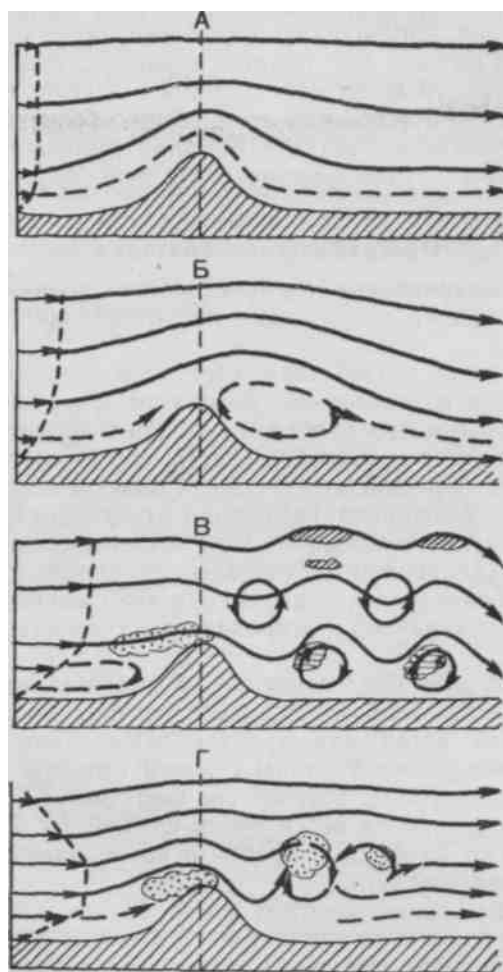


Рис. 153. Классификация воздушных течений за хребтом в зависимости от распределения ветра по высотам (типы А, Б, В и Г).

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.-

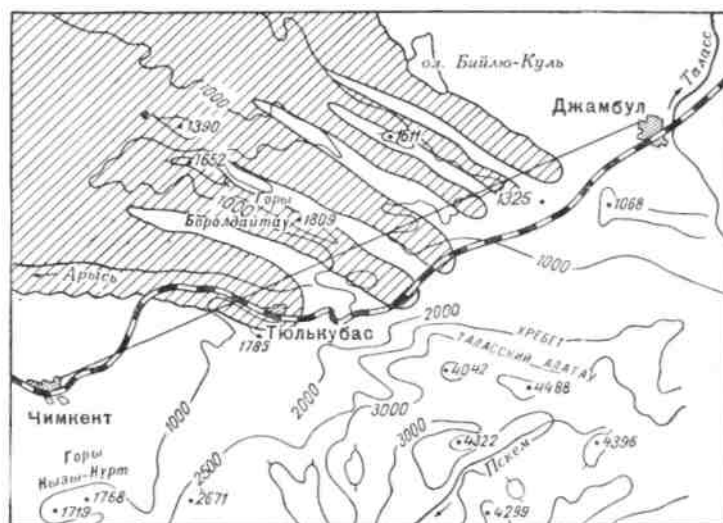


Рис. 155. Схема облаков в стационарных волнах в районе хребтов Биралдайтца и Каратау.

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  $\pm 8$  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-



вершено 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 пролетов 20—25 км от горного хребта, а набор безопасной высоты полета производить заблаговременно.

Опишем два примера возникновения сильной болтанки в подветренных вихрях.

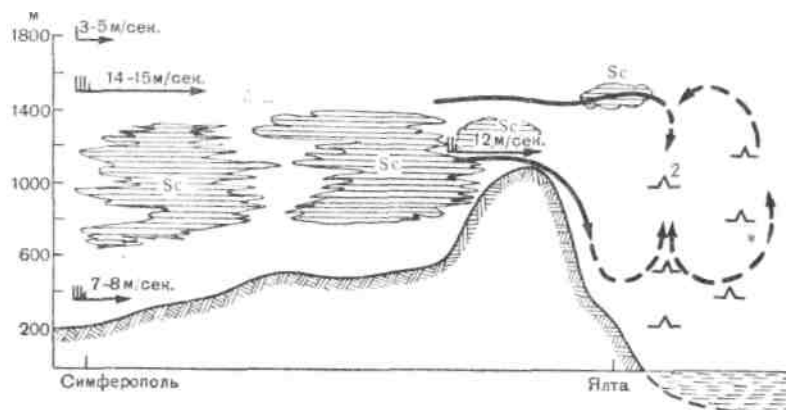


Рис. 157. Болтанка вдоль южного побережья Крыма 10 мая 1959 г.

1. Болтанка в районе Южного побережья Крыма 10 мая 1959 г. в период с 1.2 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

воздушных течениях, 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 (АТ<sub>300</sub>). 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,

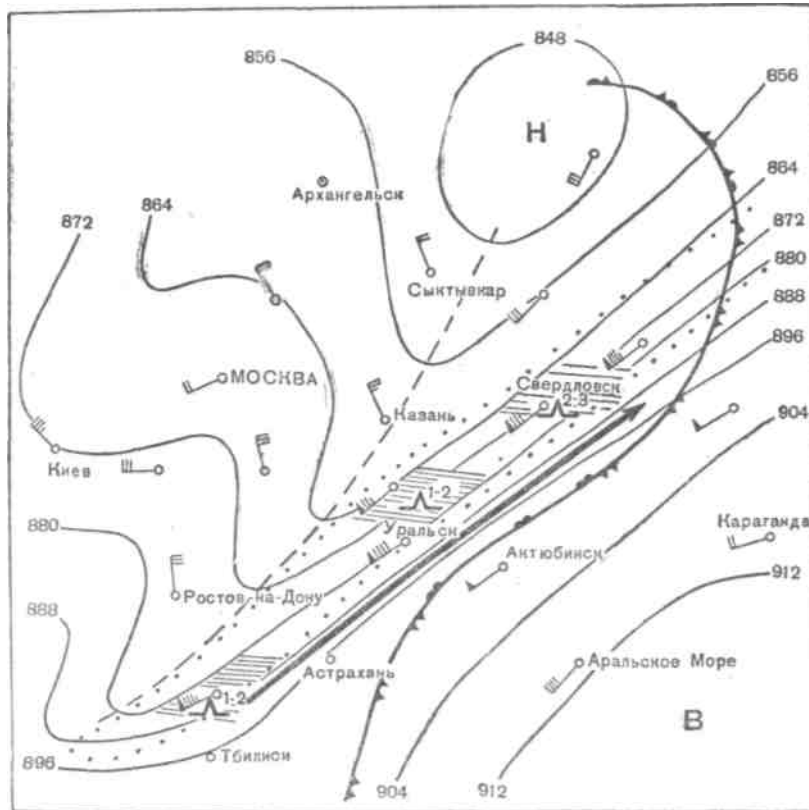


Рис. 160. Карта АТ<sub>300</sub>, 3 часа 25 февраля 1959 г.

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 СБ 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 — Тырма, 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,

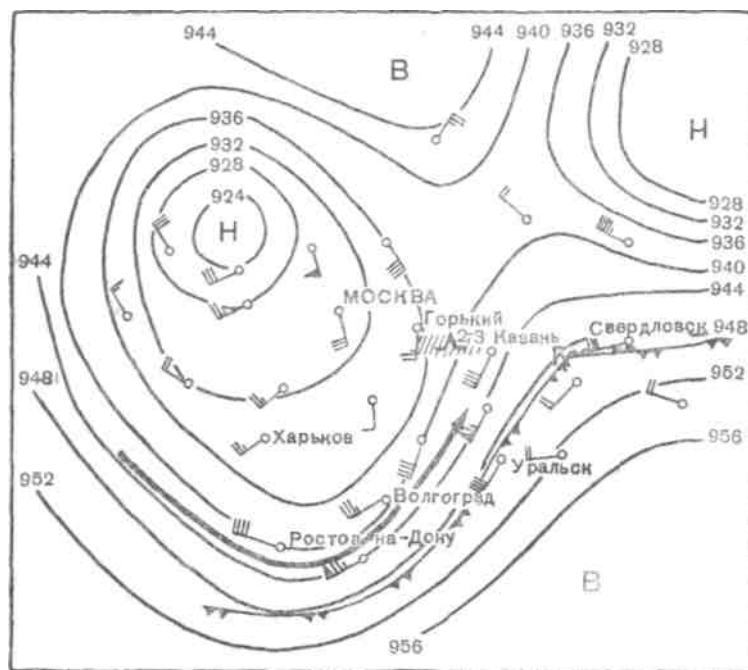


Рис. 161. Карта  $AT_{300}$  15 час. 26 июня 1960 г. Болтанка в районе Горький — Казань.

особенно в теплое время года. Таким образом, в данном случае болтанка на больших высотах наблюдается, как правило, при наличии мощных облаков с грозовыми 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.

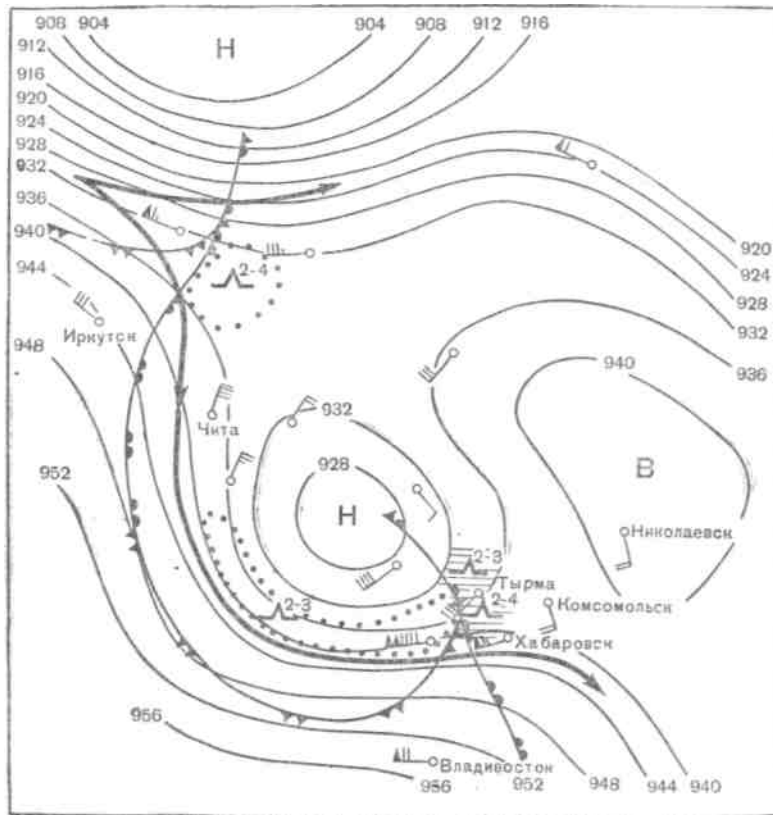


Рис. 162. Карта АТ<sub>300</sub> 3 часа 31 августа 1959 г.

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 грозных очагов**

В летнее время года болтанка на различных высотах в тропосфере наблюдается преимущественно во время полета в зоне грозных 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 грозной деятельности летчик всячески должен избегать попадания самолета в грозные 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 грозах, 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 АТзоо (рис. 143 б). Она показывает, что район Воронежа находился под зоной расходимости воздушных течений: 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 сточками) 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  $15^{\circ}$ . 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

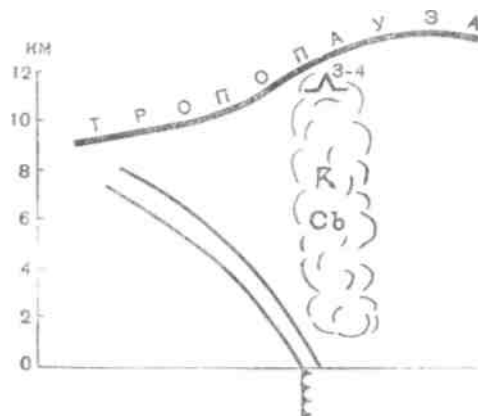


Рис. 163. Изменение высоты тропопаузы в зоне холодного фронта; опасная болтанка при пересечении мощных Со-

всем прондированном слое был юго-западный ветер, скорость которого доходила до  $95 \text{ м/сек}$  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

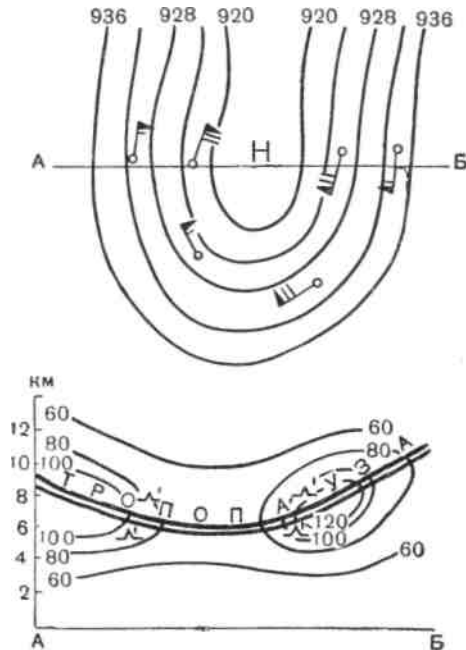


Рис. 164. Изменение высоты тропопаузы в области глубокого высотного циклона; слабая до умеренной болтанка в зоне горизонтального и вертикального сдвигов ветра.

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 окклюзии. 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) грозowych 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 тропопаузы, 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 чечевице-образные 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 АТ<sub>300</sub> или АТ<sub>200</sub> 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 тропопаузы 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  $0^{\circ}$ . 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.

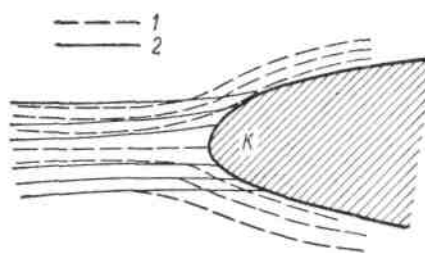


Рис. 165. Схема обтекания крыла воздушным потоком и водяными каплями  
1—траектории частиц воздуха, 2—траектории водяных капель.

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,

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  $-50^{\circ}$  и ниже, а на высоте 1—2 км вследствие инверсии она повышается до  $-30^{\circ}$ ,  $-20^{\circ}$ . 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  $0^{\circ}$  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  $0^{\circ}$ . 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

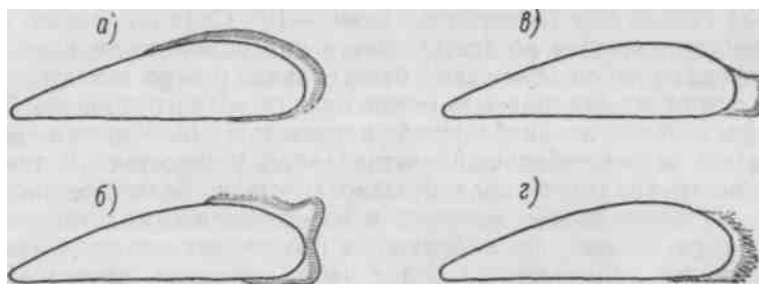


Рис. 168. Характерные формы ледяных наростов.

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  $-5^{\circ}$  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.

Льдообразование

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. 168в). 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  $-6$ ,  $-10^{\circ}$ . 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  $-10^{\circ}$ . 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  $-10^{\circ}$ . 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. 168г.). 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, покрывающиеся 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  $0^{\circ}$ , 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 ( $\Delta T$ ) 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.

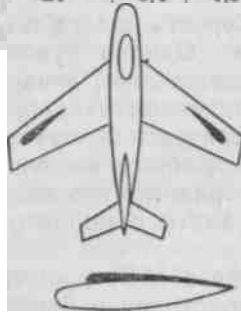
Во-первых, при полете в облаках кинетический нагрев меньше, чем при полете вне облаков, так как в облаках происходит некоторая потеря тепла вследствие испарения капельной влаги, оседающей на самолете. Считается, что кинетический нагрев

в облаках составляет около 60% величины  $2000$ , т. е. величины нагрева передней кромки крыла при полете вне облаков.

Таблица 13

Кинетический нагрев ( $\Delta T$ ) при различных скоростях полета ( $v$ ) в сухом воздухе

$v$ , км/час	100	200	300	400	500	600	700	800	900	1000
$\Delta T$	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

Рис. 169. Одна из форм обледенения скоростных самолетов 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.

Теоретические положения приводят к следующим практическим выводам.

При обслуживании полетов обычных самолетов с поршневыми двигателями, имеющих сравнительно небольшие скорости (до  $200\text{—}300$  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

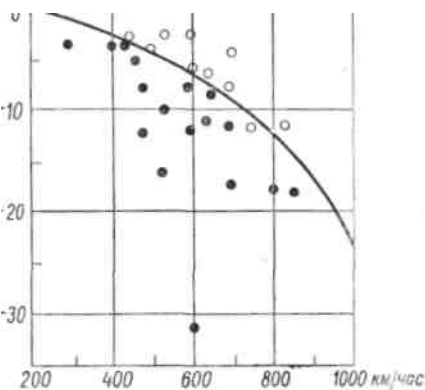


Рис. 170. Условия обледенения самолетов в зависимости от скорости полета и температуры воздуха.

лежит правее кривой, обледенение самолета невозможно. Например, при скорости полета 720 км/час обледенение возможно лишь при температуре воздуха не выше  $-10^{\circ}$ . Отсюда следует также, что в ряде случаев увеличение скорости полета на 150—200 км/час может явиться эффективным средством борьбы с обледенением.

#### 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 особенностях.

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 водные капли могут существовать в переохлажденном состоянии главным образом при температуре от 0 до  $-10^{\circ}$ , 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  $-10^{\circ}$  (до  $-25$ ,  $-30^{\circ}$ ). Поэтому в высоко-кучевых облаках можно встретить обледенение, иногда довольно интенсивное, при температуре  $-25$ ,  $-30^{\circ}$ . 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  $-10$ ,  $-12^{\circ}$ . Это значит, что если облако при своем вертикальном развитии достигло уровня, где температура равна  $-10$ ,  $-12^{\circ}$ , 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  $N_s$ — $A_s$ , 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  $-10^\circ$  (до  $-35$ ,  $-40^\circ$ ). 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  $0^\circ$ . 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 лО, 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

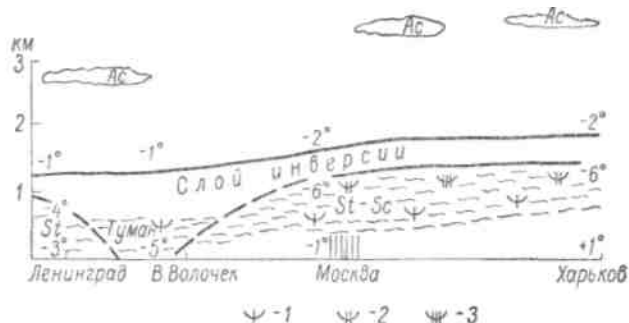


Рис. 171. Обледенение в слоистых и слоисто-кучевых облаках в области антициклона.

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

центра антициклона инверсия опускается до поверхности земли. Слоистые и слоисто-кучевые облака располагаются под слоем инверсии. В нижней части этих облаков отмечается слабое обледенение, а в верхней — умеренное и сильное.

**Обледенение в кучевых и кучево-дождевых облаках.** Эти облака возникают, как известно, главным образом в тыловой части циклона, где распространяется холодный воздух с севера или с северо-запада. Вследствие больших вертикальных градиентов температуры возникает усиленная турбулентность и значительные вертикальные восходящие движения воздуха. Если воздушная масса содержит много влаги, то в ней образуются сначала кучевые, а затем кучево-дождевые облака с ливневыми осадками.

Следует заметить, что над континентом форма этих облаков в холодное и теплое время года различна. Кучевые облака зимой по форме напоминают рваные слоистые. Кучево-дождевые облака чаще всего представляются в виде отдельных облачных образований с промежутками ясного неба между ними. Вследствие сильного ветра эти облака кажутся беспокойными, разорванными и по внешнему виду напоминают слоисто-дождевые и разорванно-дождевые, как нередко ошибочно их называют наблюдатели метеостанций. Ливневые осадки выпадают в виде крупы или сильного кратковременного снега («заряды»).

При особо благоприятных условиях (большое влагосодержание, неветренные склоны холмов и гор) конвекция иногда создает сплошные облачные массивы.

Указанные облака зимой над равнинной местностью имеют сравнительно небольшую вертикальную мощность, в среднем 3—3,5 км.

В кучевых и особенно в кучево-дождевых облаках наиболее интенсивно обледенение весной и осенью. Вследствие значительной турбулентности в нижних слоях атмосферы эти облака непрерывно обогащаются влагой, поступающей снизу, в них образуются крупные капли воды. Облака могут состоять одновременно из переохлажденных водяных капель и ледяных кристаллов. Обледенение отмечается во всей толще, если облако находится в зоне отрицательных температур, но, как правило, выше 1000 м от поверхности земли. Наибольшая интенсивность обледенения приходится на верхнюю половину облака, ближе к верхней его границе, где температура может быть значительно ниже  $-10^{\circ}$ . Интенсивное обледенение в кучево-дождевом облаке бывает при температуре  $-20^{\circ}$  и ниже. Интенсивность отложения льда в кучево-дождевых облаках холодной неустойчивой воздушной массы достигает 0,6—1,0 мм/мин, но в верхней половине облака, т. е. на уровне 2,5—3,5 км, она доходит до 1—2 мм/мин и в отдельных случаях до 3,0—6,0 мм/мин.