



А. М. ЯКОВЛЕВ

АВИАЦИОННАЯ МЕТЕОРОЛОГИЯ

А. М. ЯКОВЛЕВ

АВИАЦИОННАЯ МЕТЕОРОЛОГИЯ

Утверждено УУЗ МГА СССР в качестве учебника для летных училищ гражданской авиации



ИЗДАТЕЛЬСТВО «ТРАНСПОРТ»
Москва 1971

Авиационная метеорология. Яковлев А. М. Изд-во «Транспорт», 1971 г., стр. 1—248.

В учебнике рассматриваются состав и строение атмосферы, метеорологические элементы и их влияние на полеты, синоптические процессы, атмосферные фронты, барические системы, метеорологические условия полетов на различных высотах. Даны комплексный анализ и прогноз синоптического положения и метеорологических условий по приземным и высотным картам, а также освещены вопросы метеорологического обеспечения полетов и организации метеослужбы в гражданской авиации.

Учебник предназначен для курсантов летных училищ гражданской авиации. Он может быть использован летным и диспетчерским составом гражданской авиации, ВВС и ДОСААФ. Рис. 150, табл. 7.

Оканов

Глава I

ПРЕДМЕТ И ЗНАЧЕНИЕ НАУКИ МЕТЕОРОЛОГИИ

Наука, изучающая физические процессы и явления, происходящие в атмосфере — воздушной оболочке Земли, называется **метеорологией**¹. Можно сказать, что метеорология в широком ее понимании является наукой о погоде. **Погодой** называется состояние атмосферы у земной поверхности и в более высоких слоях.

Характер погоды, ее изменения оказывают большое влияние на всю деятельность человека и на большинство отраслей народного хозяйства. От погоды в большой степени зависят сельское хозяйство, строительные работы, средства связи, работа всех видов транспорта и т. д. Такие явления погоды, как засуха, ливни, наводнения, гололед, снежные заносы, ураганы, гроза, град, приносят колоссальные убытки всем отраслям хозяйства.

В большой зависимости от погоды находится авиация. Вся деятельность последней происходит в атмосфере. На полет самолета оказывают влияние такие элементы погоды, как температура, давление воздуха, направление и скорость ветра, количество, характер и высота облаков, осадки и т. д.

От условий погоды зависят подготовка и производство полетов. Есть условия погоды, исключающие взлет и посадку самолетов, например сильный шквалистый ветер, густой туман. Некоторые явления погоды сильно усложняют полеты, а иногда делают их и невозможными. К ним относятся очень низкие облака, плохая видимость, грозы, сильная болтанка самолета, вызываемая атмосферными вихрями, и т. д.

Современное самолетное и пилажное оборудование, применяемое для обеспечения безопасности полетов в сложных метеорологических условиях, все еще не исключает зависимость авиации от погоды.

В мировой практике известны случаи катастроф самолетов, попавших в тяжелые метеорологические условия.

¹ Атмосфера — от греческих слов: «атмос» — пар, воздух; «сфайра» — шар, сфера.

Метеорология — от греческих слов: «метеоро» — находящийся сверху, в воздухе; «логос» — учение, наука, знание.

Руководящие документы гражданской авиации запрещают какие бы то ни было полеты без знания пилотом метеорологической обстановки.

Состояние погоды характеризуется метеорологическими элементами и явлениями, наблюдаемыми в определенный момент времени. К числу метеорологических элементов относятся: атмосферное давление, температура и влажность воздуха, облачность, ветер, видимость (прозрачность воздуха).

Метеорологические явления — это электрические и оптические явления (грозы, круги и венцы вокруг Солнца и Луны), туманы, осадки, метели, гололед, обледенение, бури и т. п.

Метеорологические элементы и явления, в комплексе создающие погоду, непрерывно изменяются по времени и в пространстве.

Отрасль метеорологии, занимающаяся изучением влияния погодных условий на деятельность авиации, называется **авиационной метеорологией**. Наряду с изучением влияния погоды на полеты авиационная метеорология рассматривает также вопросы организации обеспечения деятельности авиации от стоянки самолетов на земле до полета сверхзвуковых самолетов на больших высотах. В частности, в гражданской авиации в задачу авиационной метеорологии входит организация и производство такого метеорологического обслуживания, которое обеспечило бы безопасность, регулярность и экономичность полетов самолетов.

Выделению авиационной метеорологии как отдельной отрасли предшествовало длительное развитие основной науки — метеорологии.

Человек с давних пор, чтобы уменьшить свою зависимость от погоды, вынужден был наблюдать за метеорологическими элементами и явлениями, находить взаимосвязь между ними, изучать различные приметы погоды, пытаться предвидеть погоду. Впервые попытка обобщить данные о погоде была сделана древнегреческим ученым-философом Аристотелем (384—322 гг. до н. э.). Им была написана книга «Метеорология». В ней давались объяснения некоторых явлений погоды, однако научных толкований этих явлений было мало.

В России большая заслуга в деле развития метеорологии принадлежит М. В. Ломоносову (1711—1765 гг.). Он много внимания уделял вопросам теоретической и практической метеорологии. В ряде трудов Ломоносова рассматриваются и объясняются атмосферные явления, связанные с погодой, предлагаются приборы для наблюдений за метеорологическими элементами. Ломоносов впервые в мире высказал мысль об организации сети метеорологических станций на большой территории и необходимости производства одновременных наблюдений за погодой.

Авиационная метеорология возникла вместе с зарождением авиации. В России впервые метеорологические станции по обслуживанию полетов были организованы в 1910 г. в городах Гатчино и Севастополе при летных училищах. К этому времени метеоро-

логическая наука в России имела достаточную базу для обеспечения полетов. Было в наличии необходимое приборное, хотя и не совсем совершенное оборудование. На территории России действовала сеть метеорологических станций, обеспечивающая необходимую для полетов того времени метеорологическую информацию. Составлялись карты погоды, позволяющие предвидеть погоду на некоторый срок вперед.

Большой скачок в развитии метеорологии в нашей стране произошел после Великой Октябрьской социалистической революции. В июне 1921 г. В. И. Лениным был подписан Декрет об организации государственной метеорологической службы. Этот декрет открыл широкие возможности роста, оснащения приборами и средствами связи сети метеостанций; дал толчок подготовке кадров и развитию метеорологической науки, а следовательно, и созданию условий для более полного и качественного обеспечения метеорологической информацией авиации.

В настоящее время вся метеорологическая служба в СССР объединена в единую организацию, возглавляемую Главным управлением гидрометеорологической службы при Совете Министров СССР (ГУГМС при СМ СССР). На ГУГМС возложено метеорологическое обслуживание всех отраслей народного хозяйства, в том числе и обеспечение гражданской авиации (в ГУГМС существует отдел обслуживания авиации, рис. 1).

ГУГМС метеорологическое обеспечение гражданской авиации осуществляет в соответствии с постановлением Совета Министров СССР от 11 сентября 1963 г. и согласно генеральному соглашению, заключенному между Главным управлением гидрометеорологической службы и Министерством гражданской авиации. Порядок метеорологического обеспечения рассматривается в Наставлении по метеорологическому обеспечению гражданской авиации.

В подразделениях гражданской авиации развернута сеть авиационных метеорологических центров (АМЦ) и авиационных метеорологических станций (АМСГ, здесь Г означает, что станция гражданская), занимающихся непосредственным метеорологическим обеспечением гражданской авиации.

ГУГМС несет ответственность за качество и своевременность метеорологического обеспечения гражданской авиации, основной задачей которого является содействие безопасности, регулярности и эффективности полетов самолетов.

В настоящее время метеорологическая служба вследствие некоторого несовершенства методики прогнозирования погоды не может полностью обеспечить запросов авиации. Однако из года в год она все более совершенствует технику измерения метеорологических элементов и улучшает методику прогнозирования погоды. Метеорологические подразделения ГУГМС быстро оснащаются современной аппаратурой, дистанционными приборами для измерения направления и скорости ветра, температуры, влажности воз-

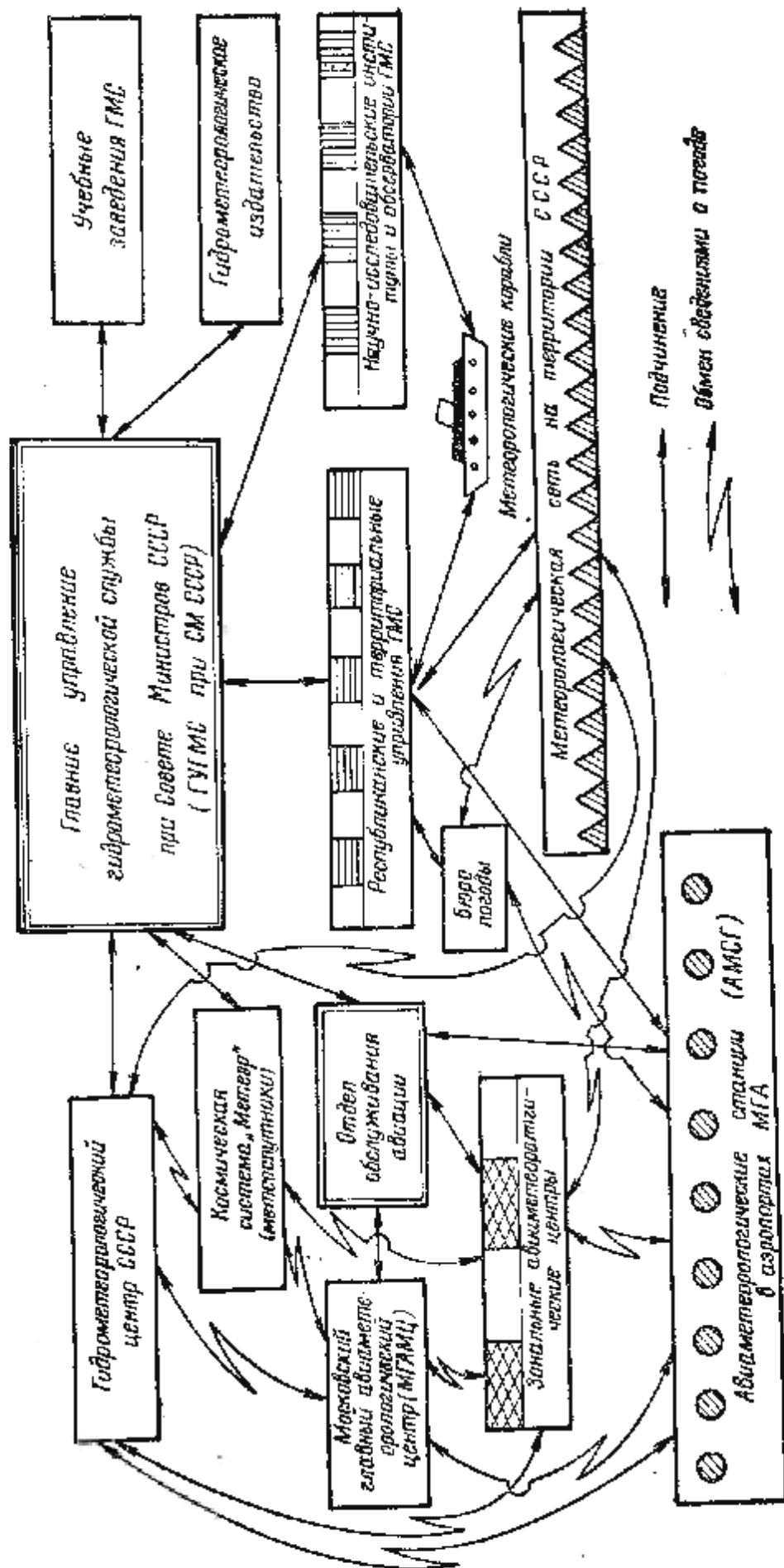


Рис. 1. Схема организации ГУГМС при Совете Министров СССР

духа, видимости, высоты нижней кромки облаков. Ряд метеостанций, обеспечивающих гражданскую авиацию, имеют радиолокаторы для обнаружения опасных явлений погоды, фототелеграфную аппаратуру, позволяющую принимать из метеорологических центров готовые карты погоды.

Развиваются вычислительные методы, позволяющие рассчитывать ожидаемые значения некоторых метеорологических элементов (температуру, давление воздуха). Постепенно развиваются и внедряются методы активного воздействия на погоду.

Все более широкое применение в метеорологической службе находят метеорологические спутники, дающие быструю обширную и очень ценную информацию о погодных процессах над земным шаром.

В системе ГУГМС имеется большое количество научных учреждений, занимающихся исследованием вопросов, косвенно или непосредственно касающихся авиационной метеорологии. К таким учреждениям относятся ордена Ленина Гидрометеорологический научно-исследовательский центр СССР (одновременно являющийся одним из трех мировых метеорологических центров), Главная геофизическая обсерватория, Центральная аэрологическая обсерватория, Научно-исследовательский институт климатологии, Научно-исследовательский институт гидрометеорологического приборостроения, Главный авиационный метеорологический центр и зональные авиационные метеорологические центры.

В области метеорологии обширные исследования ведутся также в Академии наук СССР и в ряде учебных заведений, таких, как МГУ, ЛГУ и др.

Обширные исследования, ведущиеся в области метеорологии, и результаты этих исследований дают основания считать, что авиационная метеорология с каждым годом делает более значительный вклад в обеспечение безопасности полетов.

Контрольные вопросы

1. Что понимается под наукой метеорологией?
2. Какими элементами и явлениями характеризуется погода?
3. Какими основными вопросами занимается авиационная метеорология?
4. Кто осуществляет метеорологическое обеспечение гражданской авиации?
5. Каковы общие задачи метеорологического обеспечения гражданской авиации?

Глава II

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ АТМОСФЕРЫ

Земля окружена газообразной оболочкой, называемой атмосферой. Основная масса атмосферы сосредоточена в нижнем слое — до высоты 15 км; здесь наблюдается $\frac{9}{10}$ всей массы атмосферы.

Плотность воздуха, т. е. количество его массы в единице объема, уменьшается с высотой. На уровне моря она составляет в среднем 1270—1300 г на 1 м³, на высоте 20 км — около 90 г на 1 м³ и на высоте 100 км — лишь около 1 мг на 1 м³. На верхней границе атмосферы плотность воздуха приближается к плотности вещества, заполняющего межпланетное пространство.

§ 1. СОСТАВ АТМОСФЕРЫ

Совершенно чистый и сухой воздух содержит¹: азота 78%, кислорода 21%, аргона 0,9%. В незначительном количестве (0,1%) в воздухе имеются углекислый газ, неон, гелий, водород, криптон, ксенон, озон, радон и другие природные и промышленные газы. Количество их отличается большой изменчивостью.

В реальных условиях в воздухе содержится также и водяной пар-газ, количество которого может колебаться от незначительного до 4% в данном объеме. Кроме того, в атмосфере всегда находятся твердые и жидкие примеси — пыль, частицы дыма, капли и кристаллы облаков, микроорганизмы и т. д. Особая роль в температурном режиме атмосферы принадлежит таким газам, как: водяной пар, углекислый газ и озон. Все они являются отопителями атмосферы, так как сильно поглощают длинноволновую тепловую инфракрасную радиацию, излучаемую Землей². Кроме того, озон улавливает коротковолновую ультрафиолетовую радиацию, излучаемую Солнцем.

Озон O₃ является одной из важных составных частей атмосферы, несмотря на то, что содержание его в атмосфере ничтожно — около 0,000001%. Озон наблюдается главным образом в слое от земной поверхности до высоты 55 км.

В приземных слоях содержание O₃ незначительно и весьма изменчиво. Максимальная его концентрация наблюдается на высотах 20—25 км. Полная толщина слоя озона, приведенная к нормальным условиям ($t=0^{\circ}\text{C}$, $p=760$ мм рт. ст.) невелика и составляет в среднем около 3 мм (при тех же условиях толщина слоя атмосферного азота — 6200 м, кислорода — 1560 м).

Атмосферный озон улавливает значительную часть ультрафиолетового излучения Солнца.

Слой озона, или как его называют озоносфера, вследствие по-

¹ Цифры округлены до целых значений.

² Солнечная коротковолновая радиация почти не поглощается атмосферой (поглощается всего лишь 14%). Около половины всей коротковолновой солнечной радиации (44%) поглощается Землей и излучается ею уже в виде длинноволновой тепловой радиации по законам черного тела.

Нагреваясь, земная поверхность сама становится источником излучения тепловых лучей. Таким образом, земная поверхность служит «трансформатором», преобразующим коротковолновое излучение Солнца в тепловое излучение земли. Длинноволновое тепловое излучение Земли сильно поглощается атмосферой. Главными газами-поглотителями являются водяной пар, углекислый газ и озон.

глощения ультрафиолетовых лучей¹, выполняет в стратосфере роль теплового резервуара и определяет температурный режим стратосферы².

Коэффициент поглощения озоном ультрафиолетовых лучей настолько велик, что их энергия поглощается почти целиком там, где солнечный луч только еще вступает в слой озона, т. е. в самой верхней части этого слоя (на высотах 50—55 км). Здесь вследствие этого значительно возрастает температура воздуха.

Озон совершенно не пропускает на Землю ультрафиолетовые лучи с очень короткой длиной волны. Это наиболее вредные лучи. Они убивают все живое, и при наличии их органическая жизнь на земле была бы невозможной. Озон фильтрует и только частично пропускает ультрафиолетовые лучи с большой длиной волны. Эти лучи весьма важны для человечества, они усиливают жизнедеятельность организма, убивают вредные бактерии, вызывают загар, содействуют образованию в организме витамина Д и т. д. Роль озона в атмосфере не ограничивается поглощением вредной ультрафиолетовой части солнечных лучей. Озон задерживает (не пропускает) около 20% теплового излучения Земли, что повышает согревающее действие стратосферы.

В очень небольших количествах озон образуется в нижних, приземных, слоях атмосферы при грозовых разрядах. Количество его при этом очень мало и непостоянно.

Вследствие наблюдающегося непрерывного вертикального перемешивания атмосфера на всех высотах является азотно-кислородной с ничтожным содержанием других газов. Однако на высотах 90—100 км молекулы кислорода O_2 под действием ультрафиолетовой радиации Солнца расщепляются на атомы O и в более высоких слоях уже наблюдаются в виде атомов (атомарный кислород — O).

Кислородное «голодание», наблюдаемое при полетах на высотах более 4—5 км, объясняется не уменьшением процентного содержания кислорода в воздухе (что не имеет места, как мы видели выше), а уменьшением его парциального (собственного) давления.

Есть предположение, что на высоте около 200 км молекулы азота N_2 также распадаются на атомы. Таким образом, выше 200 км кислород и азот, составляющие атмосферу, находятся в виде атомов.

§ 2. СТРОЕНИЕ АТМОСФЕРЫ

Атмосфера на высоте делится на несколько слоев или сфер (рис. 2), отличающихся между собой физическими свойствами. Самый нижний слой называется тропосферой, вышележащие —

¹ Ультрафиолетовая радиация — область солнечного спектра, примыкающая к его видимой части со стороны фиолетовых лучей и простирающаяся до рентгеновских лучей.

² Подробно о стратосфере см. § 2 гл. II.

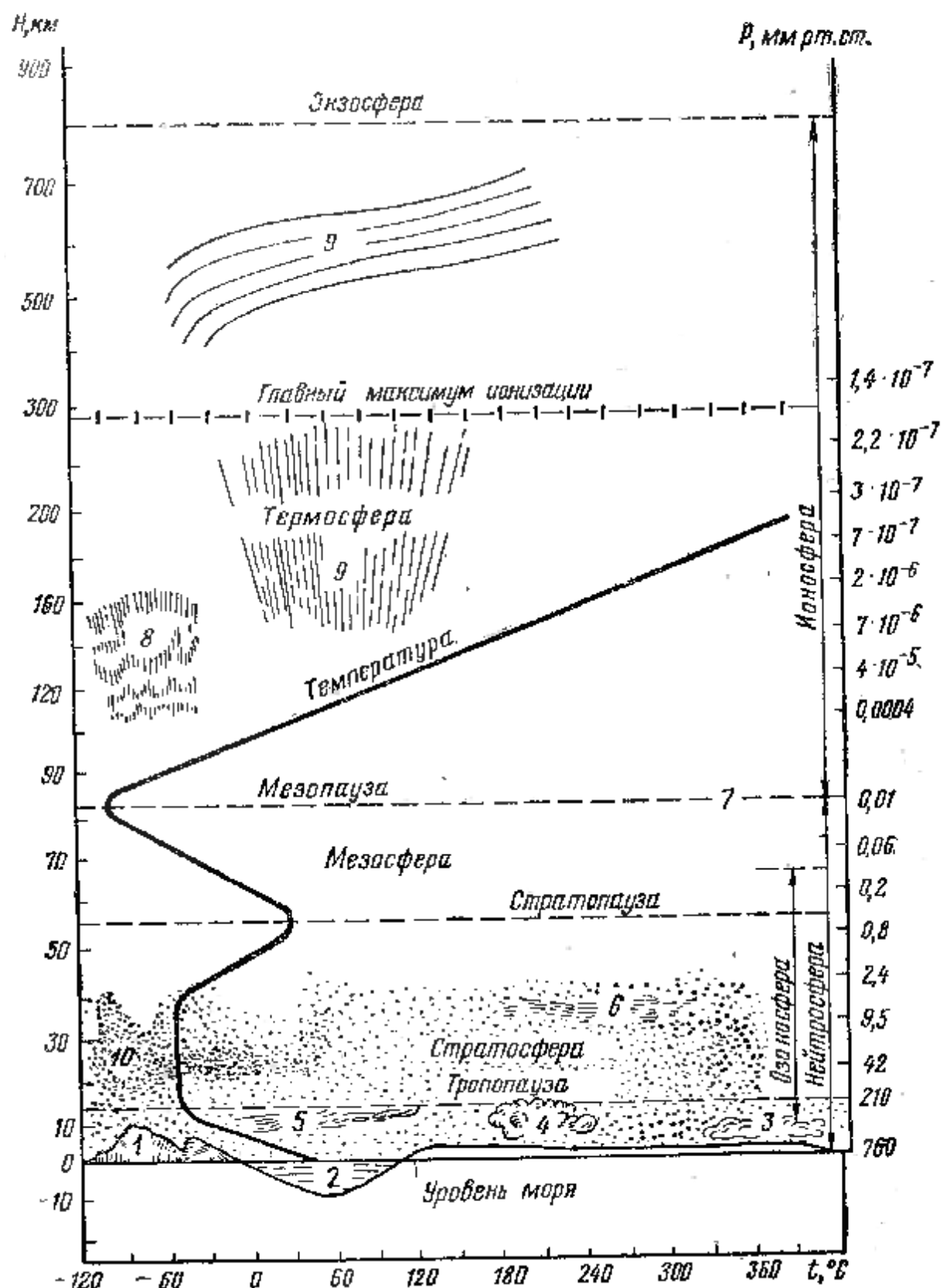


Рис. 2. Схема вертикального строения атмосферы:

1 — наибольшая высота гор (Эверест); 2 — наибольшие глубины океана; 3 — облака нижние; 4 — облака конвекции; 5 — облака перистые; 6 — облака перламутровые; 7 — облака серебристые; 8 — полярные сияния в нижней ионосфере; 9 — изолированные сияния в верхней ионосфере; 10 — слой наибольшей концентрации озона

стратосферой, мезосферой, термосферой и экзосферой. Между указанными слоями лежат переходные прослойки — тропопауза, стратопауза, мезопауза и термопауза.

Тропосфера простирается от земной поверхности до высоты 10—11 км. У полюсов она бывает ниже, у экватора выше. В тропосфере сосредоточено около 79% всей массы атмосферы и почти весь водяной пар. Здесь наблюдается понижение температуры с высотой, происходит образование облаков и осадков, имеют место вертикальные движения воздуха, преобладают западные ветры. По погодным особенностям тропосфера подразделяется на три слоя.

1. Пограничный слой (слой трения) простирается от земли до высоты в среднем 1 000 м. В этом слое сказывается тепловое и механическое воздействие земной поверхности. Наблюдается суточный ход метеорологических элементов. Имеет место усиление ветра с высотой и поворот его вправо.

Нижняя часть пограничного слоя, от поверхности земли до высоты 50—100 м, носит название приземного слоя. Здесь сильнее всего сказывается влияние подстилающей поверхности, вследствие чего такие метеорологические элементы, как температура, влажность воздуха, ветер, испытывают резкие изменения с высотой.

Характер подстилающей поверхности в значительной степени определяет погодные условия приземного слоя.

2. Средний слой располагается от верхней границы пограничного и простирается до высоты 6 км. В этом слое почти не сказывается влияние подстилающей поверхности. Здесь погодные условия определяются главным образом атмосферными фронтами, о которых подробно говорится в гл. VIII, и вертикальными конвективными токами воздуха.

3. Верхний слой лежит выше среднего и простирается вплоть до тропопаузы. Под ее влиянием в слое происходит некоторое скопление водяного пара, пыли, бывают облака кристаллического строения, наблюдаются сильные ветровые потоки — струйные течения, на внешних границах которых встречаются турбулентные зоны.

Выше тропосферы располагается переходная воздушная прослойка — тропопауза. Ее толщина может быть от нескольких сотен метров до 2—3 км. Тропопауза играет важную роль в погодных процессах верхней тропосферы, так как является мощным воздушным задерживающим слоем.

Стратосфера простирается от тропопаузы до высоты 50—55 км. В ней сосредоточено около 20% всей массы атмосферы. Вследствие незначительного содержания водяного пара в стратосфере облака не образуются, за исключением изредка возникающих на высоте 20—30 км перламутровых облаков, природа которых не выяснена.

В нижние слои стратосферы могут из верхней тропосферы проникать вершины кучево-дождевых облаков. При полетах в ниж-

них слоях стратосферы иногда наблюдается сильная болтанка самолетов.

По мере подъема в стратосфере температура вначале не изменяется (этот слой называют изосферой) и лишь к верхней границе несколько повышается, достигая среднего значения 0°C . Однако над различными участками земной поверхности температура в изосфере на одной и той же высоте может быть различной. Она может также меняться и над одним и тем же пунктом с течением времени.

Температурный режим стратосферы в значительной степени определяется озоном, наибольшее количество которого сосредоточено на высотах 20—25 км.

Зимой в стратосфере преобладают западные ветры. Летом такие ветры наблюдаются лишь в нижнем слое. Они с высотой ослабевают и выше 20—25 км переходят на восточные. Слой, где наблюдается затишье и смена ветра, называется **велопаузой**. Толщина ее около 1,5—2,5 км.

В верхней части стратосферы могут наблюдаться сильные ветровые потоки — стратосферные струйные течения.

Выше стратосферы лежит воздушная прослойка — **стратопauза**, отделяющая стратосферу от мезосферы.

Мезосфера располагается от высоты 50—55 км и простирается до 80 км. Здесь сосредоточено около 0,25% всей массы атмосферы. С высотой в мезосфере наблюдается понижение температуры, которая у верхней границы достигает значения около -80°C . Зимой в мезосфере преобладают сильные западные ветры, летом — восточные. У верхней границы слоя, примерно на высоте около 80 км, изредка наблюдаются серебристые облака, природа которых не выяснена.

Переходным слоем между мезосферой и термосферой является мезопauза.

Термосфера простирается от 80 до 800 км. Здесь сосредоточено всего 0,006% массы атмосферы. В этом слое атмосферы с высотой наблюдается повышение температуры до нескольких тысяч градусов по Цельсию. Характерной особенностью термосферы является происходящая там ионизация воздуха. Особенно активно она протекает на высотах около 100 и 200 км. Выше термосферы предполагается наличие переходной прослойки термопauзы, отделяющей термосферу от экзосферы.

Экзосфера лежит над термосферой и простирается до внешней границы атмосферы. Здесь масса атмосферы ничтожна (около $10^{-8}\%$). Молекулы и атомы газов вследствие их малого количества имеют колоссальные скорости и могут, преодолевая земное притяжение, уходить в межпланетное пространство.

По современным представлениям верхняя граница атмосферы располагается на высоте 2 000—3 000 км.

§ 3. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ

В настоящее время исследования атмосферы производятся с широким применением различных методов. Для наблюдения за воздушными течениями (ветром) применяются шары-пилоты и радиопилоты. В этом случае в свободный полет выпускается резиновый шар, наполненный водородом, за полетом которого наблюдают в оптический или радиотеодолит. По вертикальным и горизонтальным углам, получаемым в результате наблюдения, определяется направление и скорость ветра на различных уровнях.

Для измерения на высотах давления, температуры и влажности воздуха применяются: прибор-самолисец (метеорограф), устанавливаемый на самолете-разведчике погоды, и прибор радиозонд, выпускаемый в свободный полет на резиновом шаре-пилоте. Радиозонды снабжаются небольшими радиопередатчиками, с помощью которых ведется автоматическая передача на землю сигналов о давлении, температуре и влажности.

Границы облачных слоев определяются с помощью шаров-пилотов, прожекторов, светолокаторов и радиолокаторов, а также с самолетов и аэростатов. Радиолокаторами ведутся наблюдения за грозowymi очагами, представляющими большую опасность для авиации. При помощи самолетов изучается микроструктура облаков, обледенение, очаги турбулентности (завихрений) в атмосфере.

Для исследований более высоких слоев атмосферы применяются метеорологические ракеты и искусственные спутники Земли, снабженные специальной аппаратурой. Применяются два вида ракет: геофизические и метеорологические. Первые используются для исследований атмосферы на высотах более 100 км, вторые — до 100 км. Приборы, устанавливаемые на ракетах, дают возможность вести наблюдения за температурой, давлением и плотностью воздуха, его химическим составом, электрическими зарядами и т. д.

Искусственные спутники Земли предназначаются для исследования высоких слоев атмосферы и космического пространства. Специальные метеорологические спутники (в СССР — типа «Космос», «Метеор», в США — «Тайрос», «Нимбус», «Эссо») используются для изучения крупномасштабных метеорологических процессов, протекающих в тропосфере и определяющих изменения погоды. Метеорологические спутники снабжаются телевизионными камерами и средствами наблюдения за инфракрасным излучением, которые позволяют следить за распределением облачности по всему земному шару днем и ночью или вдоль определенных больших участков земли. С помощью различной аппаратуры, имеющейся на спутниках, ведутся исследования и ряда других факторов, оказывающих существенное влияние на формирование погоды.

Кроме прямых методов, ценную информацию о состоянии высоких слоев атмосферы дают косвенные методы, основанные на изучении геофизических явлений, происходящих в высоких слоях атмосферы. Эти явления, зависящие от состояния высоких слоев,

позволяют судить о наблюдающихся там метеорологических условиях, таких, как температура, давление, плотность воздуха, особенности его состава, электрическом состоянии и т. п. К указанным геофизическим явлениям, используемым для косвенного изучения атмосферы, относятся: аномальное распространение звука, метеоры, полярные сияния, свечение ночного неба, спектроскопические и спектрофотометрические исследования солнца, колебания атмосферного давления, серебристые облака, сумеречные явления, вариации земного магнетизма и некоторые другие. Наиболее изученными являются нижние слои атмосферы, где систематически проводится зондирование с помощью шаров-пилотов, радиопилотов, радиозондов и самолетов.

§ 4. СТАНДАРТНАЯ АТМОСФЕРА

Состояние реальной атмосферы довольно изменчиво. Такие характеристики, как температура, давление и плотность воздуха, оказывающие влияние на полет самолета, могут значительно меняться в течение суток, года, а также отличаться между собой над различными географическими районами. Все это затрудняет использование указанных данных для расчетов аэродинамических характеристик самолетов, сравнения этих характеристик, производить градуировку самолетных приборов и т. д.

Для облегчения этой задачи применяется стандартная атмосфера (СА). Эта «постоянная» атмосфера рассчитана по среднегодовым характеристикам основных метеорологических элементов атмосферы.

В СССР применяется СА по ГОСТ 4401—64. При ее расчете взяты летние среднегодовые метеорологические условия средних широт (40—50° с. ш.) без учета их возможных изменений. Исходными данными взяты следующие условия.

За нулевую высоту принят уровень моря. Барометрическое давление на нулевом уровне принимается равным $p_0 = 1013,25 \text{ мб} = 760 \text{ мм рт. ст.}$ (в системе СИ $p_0 = 101,4 \cdot 10^3 \text{ н/м}^2$); температура на этом же уровне $T_0 = 15^\circ \text{ C} = 288,15^\circ \text{ K}$; изменение температуры с высотой принято равным $0,65^\circ$ на каждые 100 м; влажность в пределах всей атмосферы принята равной нулю; скорость звука на нулевом уровне равна 340,28 м/сек.

Для расчета данных метеозлементов на высотах в стандартной атмосфере применяются различные формулы (уравнение идеального газа, барометрическая формула и т. д.).

В табл. 1 приводятся данные СА для некоторых высот и отклонения температуры от стандартных, наблюдаемые в реальных условиях.

В связи с тем что все летные характеристики самолетов приведены к стандартным условиям, то отличные от стандартных, наблюдаемые значения метеозлементов в реальной атмосфере, приводят к изменению этих летных характеристик. Чем больше

Таблица 1

Данные СА			Фактическая температура воздуха, наблюдавшаяся в реальных условиях атмосферы	
Высота, км	Давление, мм рт. ст.	Температура, °С	Минимум температуры, °С	Максимум температуры, °С
0	760,00	15,00	—88	58
1,5	634,30	5,25	—60	42
11,0	170,19	—56,49	—87	—17
25,0	18,948	—56,49	—91	—17

разница между данными СА и данными реальной атмосферы, тем больше бывают эти изменения.

Расчеты указанных изменений и обоснования учета их приводятся в руководствах по летной эксплуатации каждого типа самолета.

Контрольные вопросы

1. Каков химический состав воздуха?
2. Какую роль для погодных условий играют газы: водяной пар, углекислый газ и озон?
3. Из каких слоев и прослоек состоит атмосфера?
4. Каковы основные характеристики тропосферы?
5. Каковы основные характеристики стратосферы?
6. Какова роль тропопаузы в формировании погодных условий в верхней тропосфере?
7. Какие методы применяются для исследования атмосферы?
8. Что собой представляет стандартная атмосфера? Для каких условий она введена? Что следует учитывать при каждом полете в отношении СА?

Глава III

ОСНОВНЫЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ПОЛЕТЫ

§ 1. ТЕМПЕРАТУРА ВОЗДУХА

Источники тепла и процессе нагревания

Основным источником тепла на Земле является лучистая энергия Солнца, называемая солнечной радиацией. Солнце, посылающее на нашу планету свою лучистую энергию, представляет собой газовый шар с температурой излучаемой поверхности около $6\,000^{\circ}\text{C}$. Внутри Солнца температура по расчетным данным достигает около $40\,000\,000^{\circ}\text{C}$. Эта огромная температура в центральном ядре Солнца достигается и поддерживается за счет происходящих в нем ядерных реакций.

Энергия, излучаемая Солнцем в мировое пространство, громадна. Однако на Землю попадает очень небольшой пучок солнечных

лучей, несущий менее одной двухмиллиардной доли всей энергии, излучаемой солнцем.

Лучистая энергия звезд, планет и Луны, достигающая Земли, настолько мала, что практически никакого значения для теплового состояния атмосферы не имеет. Внутреннее же тепло Земли, поступающее на ее поверхность, также ничтожно мало и в состоянии повысить температуру земной поверхности всего лишь на $0,1^{\circ}$.

Основная часть (99,9%) солнечной радиации является коротковолновой. Она атмосферой поглощается незначительно — всего 14%. Около 42% этой радиации отражается атмосферой обратно в мировое пространство, 44% поглощается земной поверхностью. Земная поверхность нагревается и в свою очередь отдает тепло прилегающим слоям воздуха, но уже в виде длинноволновой тепловой радиации¹.

Эта передача тепла от земной поверхности в атмосферу осуществляется путем следующих основных процессов: 1) термической конвекции, 2) турбулентности, 3) излучения.

Термическая конвекция представляет собой вертикальный подъем воздуха, нагретого над отдельными участками земной поверхности. Наиболее сильное развитие термической конвекции наблюдается в дневные (послеполуденные) часы, т. е. в период наибольшего притока солнечной радиации.

Термическая конвекция может распространяться до верхней границы тропосферы, осуществляя теплообмен во всей толще тропосферного воздуха.

Турбулентность представляет собой бесчисленное множество мелких вихрей (от латинского «турбо» — завихрение, водоворот), возникающих в движущемся воздушном потоке благодаря его трению о земную поверхность и внутреннему трению частиц.

Турбулентность способствует перемешиванию воздуха, а следовательно, и обмену тепла между нижними (нагретыми) и верхними (холодными) слоями воздуха. Турбулентный обмен тепла, главным образом наблюдается в приземном слое до высоты 1—1,5 км.

Излучение представляет собой отдачу земной поверхностью тепла, полученного ею в результате притока солнечной радиации.

Тепловые лучи поглощаются атмосферой, вследствие чего происходит повышение температуры воздуха и охлаждение земной поверхности. Излучаемое тепло нагревает приземный воздух, а земная поверхность вследствие потери тепла охлаждается. Более нагретые слои воздуха в свою очередь излучают тепло к менее нагретым слоям. Процесс излучения имеет место ночью, а зимой может наблюдаться в течение всех суток.

¹ Так как температура поверхности Солнца составляет около 6000°C , а средняя температура поверхности Земли около 20° , то солнечная радиация является радиацией коротковолновой (высоких температур), а земная — длинноволновой (низких температур).

Из рассмотренных трех основных процессов передачи тепла от земной поверхности в атмосферу главную роль играют: термическая конвекция и турбулентность.

Следует добавить, что, кроме указанных процессов, в нагревании воздуха большую роль играет процесс, не связанный непосредственно с земной поверхностью. Этот процесс представляет собой конденсацию водяного пара, находящегося в атмосфере. В результате конденсации выделяется большое количество скрытой теплоты, которая идет на нагревание воздуха. Горизонтальный перенос тепла осуществляется путем адвекции (горизонтального перемещения) воздушных масс вдоль земной поверхности.

Определение температуры

Атмосферный воздух является смесью газов. Молекулы в этой смеси находятся в непрерывном движении, называемом тепловым движением¹.

Каждому состоянию газа соответствует определенная скорость движения молекул. Температура воздуха является мерой средней скорости движения его молекул. Чем больше средняя скорость движения молекул, тем выше температура воздуха. Температура характеризует степень нагретости воздуха (тела).

Для количественной характеристики температуры приняты следующие шкалы: стоградусная Цельсия, абсолютная Кельвина. Температуру по Цельсию обычно обозначают $^{\circ}\text{C}$ или маленькой латинской буквой t° . Температуру по Кельвину обозначают $^{\circ}\text{K}$ или большой латинской буквой T° .

Стоградусная шкала — шкала Цельсия. На этой шкале 0°C соответствует точке плавления льда, 100°C — точке кипения воды (при $p=760$ мм рт. ст.). Промежуток между этими крайними точками разбит на 100 равных частей. Одно деление соответствует 1° .

Абсолютная шкала — шкала Кельвина. Нуль этой шкалы 0°K отвечает полному прекращению теплового движения молекул, т. е. самой низкой возможной температуре. По шкале Цельсия это будет $-273,18 \pm 0,03^{\circ}$. Но на практике за абсолютный нуль принимается в точности -273°C . Величина одного градуса абсолютной шкалы равна величине градуса шкалы Цельсия. Нуль шкалы Цельсия соответствует 273° абсолютной шкалы (рис. 3).

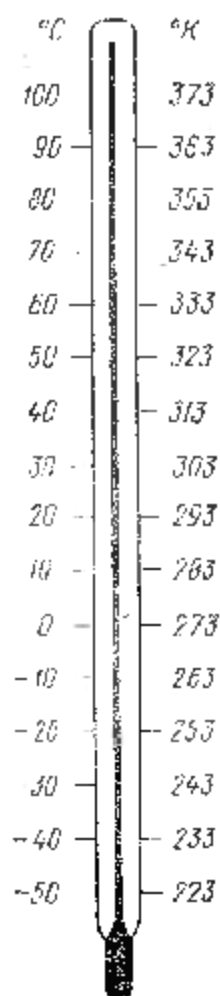


Рис. 3. Соответствие шкал Цельсия и Кельвина

соответствует

¹ У твердых тел колебательное движение молекул также называется тепловым движением.

Для перевода градусов Кельвина в градусы Цельсия существует следующая формула $T^{\circ}K = t^{\circ}C + 273$.

Самая низкая температура у земли отмечена в августе 1960 г. в Антарктиде на ст. «Восток» и составляет $-88,3^{\circ}C$. Самая высокая температура зафиксирована в Африке (близ Триполи), — в тени $+58^{\circ}C$.

Изменения температуры

Температура может изменяться как по горизонтали (вдоль земной поверхности), так и по вертикали (с подъемом вверх).

В первом случае величину изменения температуры характеризует горизонтальный, во втором вертикальный градиенты температуры.

Величина горизонтального градиента температуры выражается в градусах на определенное расстояние (чаще всего это расстояние составляет 100 км). В однородной воздушной массе, занимающей большие площади, величина горизонтального градиента температуры составляет десятые доли градуса на 100 км. При переходе из одной воздушной массы в другую (например, из холодной в теплую) он может превышать 10° на 100 км.

Так как в атмосферу тепло поступает главным образом от земной поверхности, то в тропосфере температура с высотой обычно понижается.

Величина, характеризующая вертикальные изменения температуры воздуха, называется вертикальным температурным градиентом. Он обозначается греческой буквой γ и обычно рассчитывается в градусах $^{\circ}C$ на 100 м высоты.

Величина вертикального температурного градиента не постоянна и зависит от характера воздушной массы, времени суток, года и других причин. При обычном понижении температуры с высотой вертикальный температурный градиент счи-

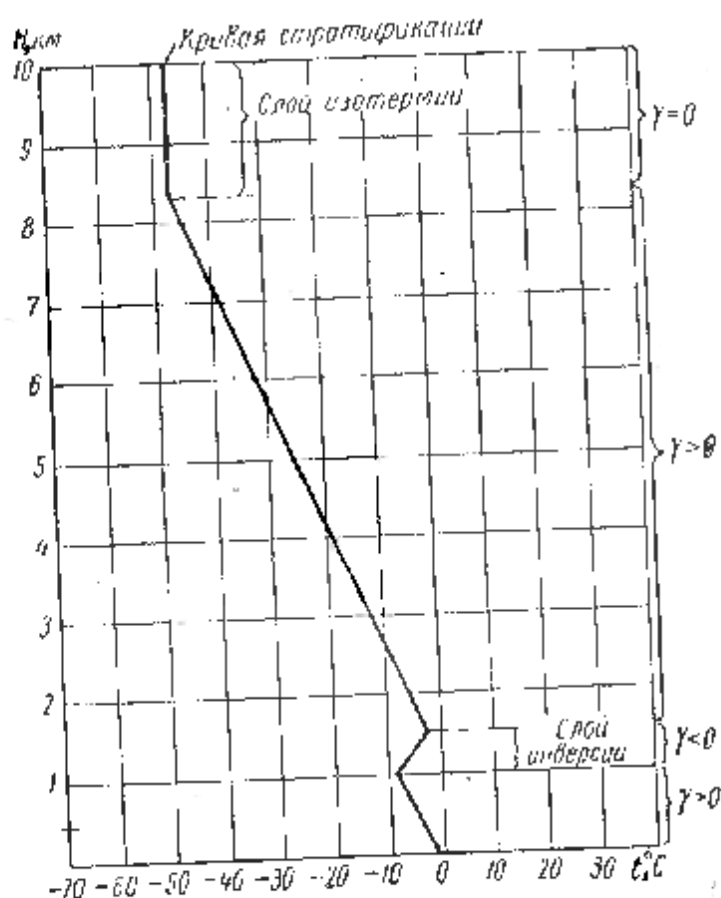


Рис. 4. График распределения температуры по высотам (кривая стратификации)

тается положительной величиной, т. е. $\gamma > 0$. При росте температуры с высотой, он является отрицательной величиной, т. е. $\gamma < 0$, а слой воздуха, где это наблюдается, называется инверсией.

При неизменной температуре с высотой вертикальный градиент температур равен нулю, т. е. $\gamma = 0$, а слой носит название изотермии.

В стандартной атмосфере вертикальный температурный градиент принят равным $0,65^\circ/100 \text{ м}$.

Вертикальный температурный градиент характеризует температурное строение атмосферы или ее термическую стратификацию. При помощи этого градиента можно рассчитать температуру на любой высоте по формуле

$$T_H = T_0 - \gamma \frac{H}{100},$$

где T_H — температура на высоте H ;

T_0 — температура у земли;

γ — вертикальный температурный градиент;

H — высота в метрах, для которой рассчитывается температура.

Наглядное представление о распределении температуры по высотам дает график температурной стратификации. На этом графике по горизонтальной оси откладывается температура (от меньшего значения к большему — слева направо), по вертикальной оси — высота, или давление воздуха, соответствующее данной высоте. Нанесенные на этот график точки наблюдаемой температуры по высотам (по данным радиозонда или самолета) соединяются между собой, в результате чего получается кривая, называемая кривой стратификации (рис. 4). Наклон кривой влево соответствует нормальному падению температуры с высотой ($\gamma > 0$); наклон кривой вправо соответствует инверсии ($\gamma < 0$); если кривая идет вертикально вверх ($\gamma = 0$), наблюдается слой изотермии.

Для наглядного представления о поле температур на какой-либо площади или вдоль вертикального разреза атмосферы по маршруту строятся линии одинаковых температур, называемые изотермами (рис. 5).

Адиабатические изменения температуры

Выше мы рассматривали изменения температуры в спокойном воздухе, где решающую роль в изменении температуры играла подстилающая поверхность Земли, под влиянием которой воздух нагревался или охлаждался, а следовательно, изменялся и его вертикальный температурный градиент. Но есть процессы, не зависящие от подстилающей поверхности, вызывающие изменения температуры в поднимающемся или опускающемся воздухе за счет его расширения или сжатия. Эти процессы называются **адиабатическими**¹, а изменения температуры, вызываемые ими, называются адиабатическими изменениями температуры.

¹ От греческого «адиабатос» — непроходимый.

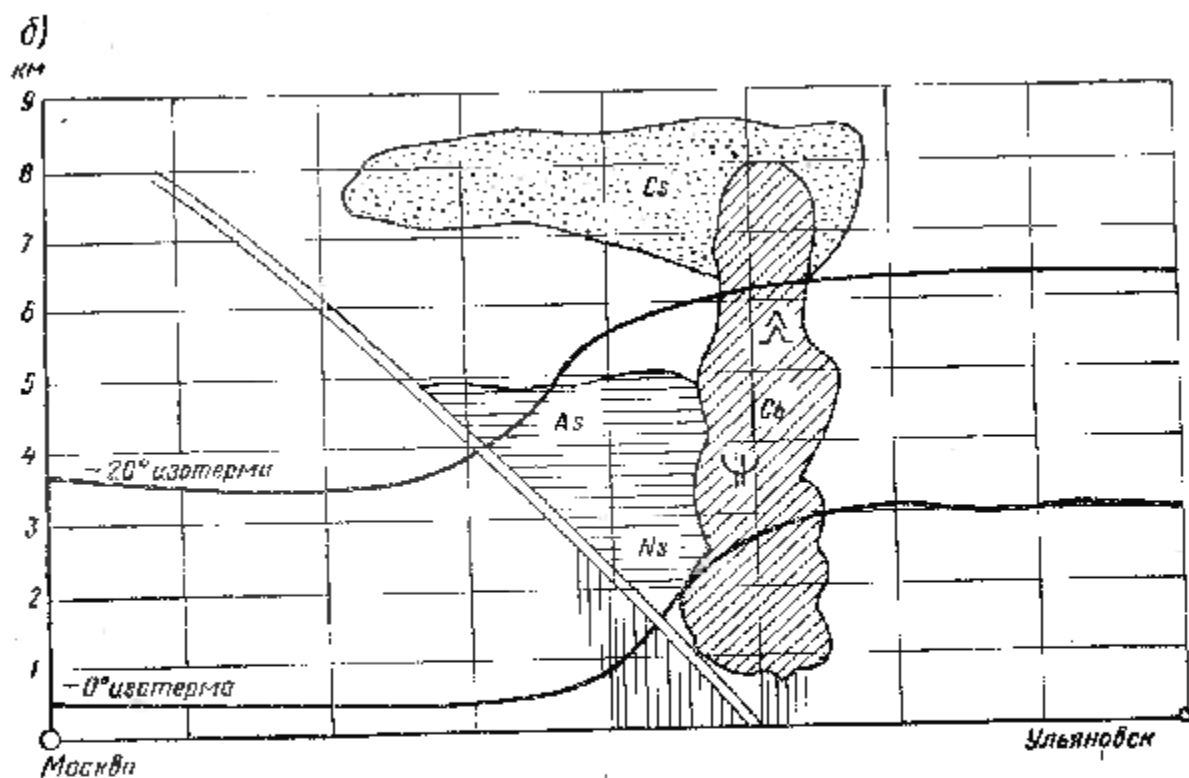
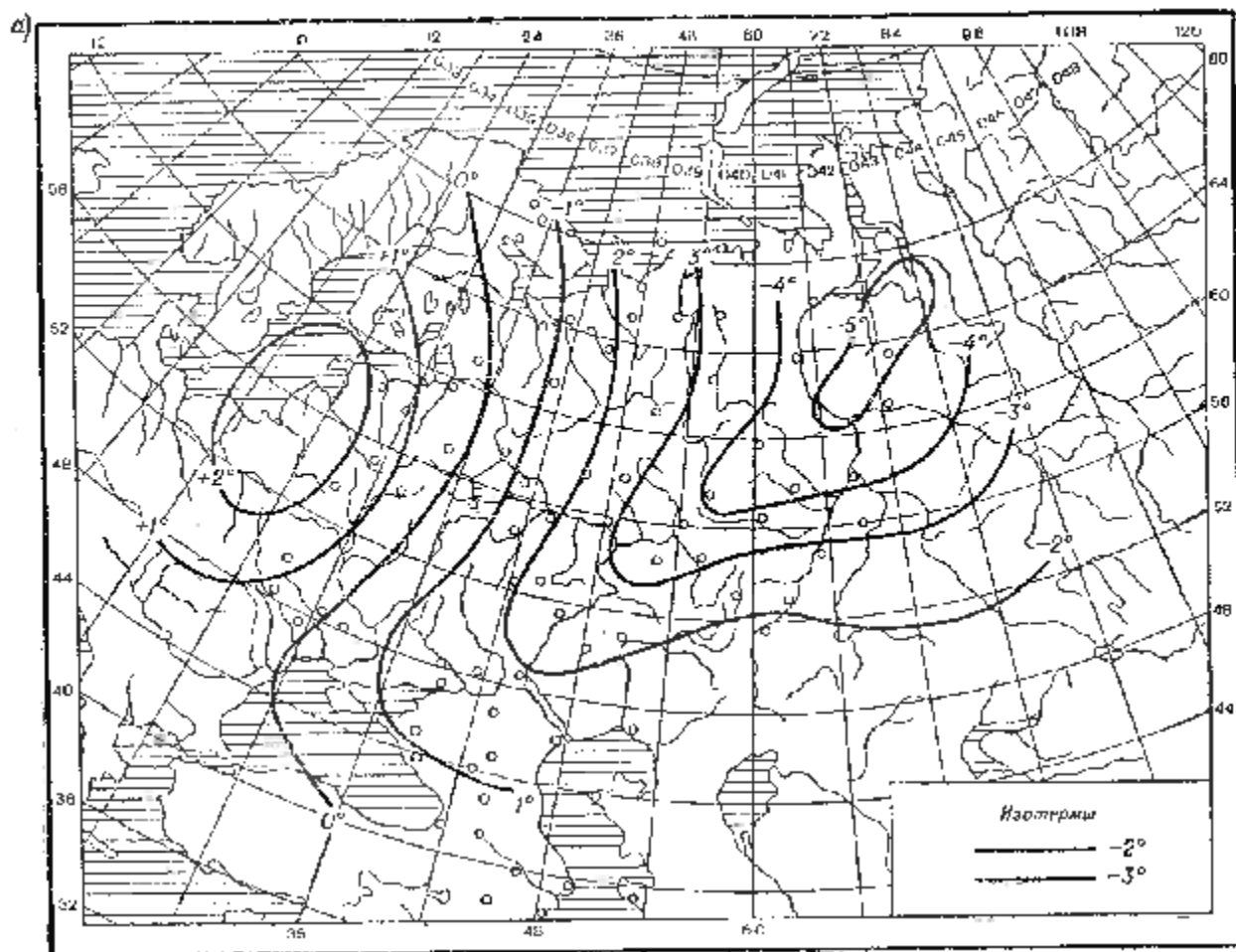


Рис. 5. Изотермы:
 а — на площади; б — вдоль вертикального разреза атмосферы по маршруту

Адиабатический процесс — это процесс, происходящий в объеме воздуха за счет его внутренней тепловой энергии без отдачи и поглощения тепла из окружающего воздуха.

С подъемом происходит расширение объема воздуха, на что тратится его тепловая энергия. При опускании происходит сжатие объема за счет приложения внешних сил давления окружающего воздуха, и воздух в объеме нагревается.

Мерой охлаждения или нагревания воздуха при адиабатическом процессе служит адиабатический градиент температуры. Если воздух сухой, то величина адиабатического градиента всегда равна 1° на 100 м ($1^\circ/100$ м). При этом при подъеме объема воздуха температура в нем понижается, при опускании повышается. Адиабатический градиент $1^\circ/100$ м называется сухоадиабатическим градиентом γ_a .

Если в воздухе имеется водяной пар и его количество полностью насыщает данный объем воздуха, то адиабатический градиент при подъеме будет несколько меньше, чем 1° на 100 м, а при опускании останется без изменения, т. е. остается равным 1° на 100 м. При подъеме насыщенного водяным паром воздуха адиабатический градиент называется влажноадиабатическим $\gamma_{ва}$.

Адиабатические процессы играют большую роль в формировании облаков и возникновении некоторых явлений, опасных для авиации (например, гроз).

Изменение температуры при адиабатических процессах можно изобразить графически с помощью линий, называемых **адиабатами**.

Линия, характеризующая изменение температуры в поднимающемся или опускающемся сухом воздухе, изображенная на графике, где по вертикали нанесены высоты, а по горизонтали — температура воздуха, называется **сухой адиабатой**.

Линия, характеризующая изменение температуры в поднимающемся воздухе, насыщенном водяным паром, называется **влажной адиабатой**.

Сухие и влажные адиабаты, рассчитанные для различных значений температуры и влажности воздуха, нанесены на специальный бланк, называемый **аэрологической диаграммой**.

С помощью этой диаграммы можно построить кривую, характеризующую изменения температуры в поднимающемся воздухе. Такая кривая называется кривой состояния.

Более подробно адиабатические процессы рассматриваются в гл. V.

Суточные изменения температуры

Температура воздуха в приземном слое имеет хорошо выраженный суточный ход. Это является следствием того, что земная поверхность, являющаяся основным источником тепла для атмосферы, наиболее сильно нагревается днем и охлаждается ночью.

Суточные колебания температуры наблюдаются в слое воздуха от земной поверхности до высоты 1—1,5 км, что обусловлено непрерывным турбулентным перемешиванием, происходящим в пограничном слое тропосферы. В суточном ходе температурный максимум наблюдается около 14—15 ч местного времени, минимум наступает незадолго до восхода солнца.

Разница между максимумом и минимумом температуры называется **суточной амплитудой температуры воздуха**. Величина этой амплитуды зависит от широты места, времени года, земной поверхности, рельефа местности, растительного покрова, облачности.

Рассмотрим влияние указанных факторов.

Широта места. С возрастанием широты уменьшается полуденная высота солнца над горизонтом. Это является причиной уменьшения суточной амплитуды температуры воздуха по мере увеличения широты места.

Наибольшие амплитуды наблюдаются в субтропических широтах (особенно в пустынях, располагающихся на этих широтах). Здесь они достигают 15—20° С и более. Наименьшие амплитуды бывают в полярных районах, где они составляют 2—3° С.

Время года. Летом суточные амплитуды температуры наибольшие (в этот период полуденная высота солнца и продолжительность дня большие), зимой амплитуды наименьшие. В среднем летом они составляют 10—15° С, зимой 3—5° С.

Земная поверхность. Над водной поверхностью суточные колебания температуры меньше, чем над сушей, так как поверхность воды имеет более постоянную температуру, чем суша. В среднем суточная амплитуда температуры над океаном составляет 1—1,5° С, а на той же широте в глубине континента может достигать до 15—20° С и более.

Рельеф местности. Суточная амплитуда температуры бывает большей в котловинах и меньшей на возвышенностях. Объясняется это тем, что в ночные часы в котловины стекает холодный воздух.

Растительный покров. Над почвой, покрытой растительностью, суточные амплитуды температуры меньше, чем над обнаженной почвой.

Облачность. В ясные дни суточные амплитуды бывают значительно большими, чем в пасмурные.

Выше пограничного слоя суточная амплитуда температуры уменьшается. Так, в умеренных широтах на высотах 4—6 км она составляет около 2° С, на 8—10 км — около 5—6° С и на 12—14 км — около 4° С. Некоторый рост амплитуды на высотах 8—10 км объясняется влиянием излучения тепла тропопаузой.

Основной максимум температуры на всех указанных уровнях наблюдается в послеполуденные часы (14—16 ч), минимум — в ночные часы (вскоре после полуночи).

Годовые изменения температуры

На континенте максимум температуры воздуха наблюдается в июле, минимум — в январе. На океанах и побережьях время наступления крайних температур запаздывает по сравнению с континентом и наблюдается максимум чаще всего в августе, минимум — в феврале или начале марта.

Годовой ход температуры воздуха зависит от широты места, близости моря и высоты места над уровнем моря.

Зависимость от широты места выражается в том, что наименьшие амплитуды годовых колебаний температуры наблюдаются в экваториальной зоне, где приток тепла в течение года мало изменяется. С увеличением широты местности годовая амплитуда температуры увеличивается, достигая наибольших значений в полярных широтах.

Близость моря уменьшает амплитуду годового хода температуры. С удалением от моря амплитуда увеличивается. С высотой годовая амплитуда температуры уменьшается.

Инверсии температуры

Большое значение для развития атмосферных процессов играют инверсии температуры. Они являются задерживающими слоями. Инверсии гасят вертикальные движения воздуха; под ними происходит скопление водяного пара или других твердых частиц, ухудшающих видимость, образуются туманы и различные формы облаков. Слои инверсий являются тормозящими слоями и для горизонтальных движений воздуха. Во многих случаях эти слои являются поверхностями разрыва ветра (над и под инверсией имеет место резкое изменение скорости и направления ветра).

Инверсии в тропосфере могут наблюдаться у земли и на различных высотах во все сезоны года. Мощным слоем инверсии зачастую является тропопауза.

В зависимости от причин возникновения различают следующие типы инверсии: 1) радиационные, 2) адвективные, 3) сжатия или оседания и 4) фронтальные.

Радиационные инверсии возникают вблизи земной поверхности вследствие излучения (радиации) ею большого количества тепла. Этот процесс сильнее всего происходит при ясном небе в теплое полугодие ночью, а в холодное — в течение всех суток. Радиационная инверсия начинается от самой поверхности земли. В теплое полугодие их вертикальная мощность не превышает нескольких десятков метров. С восходом солнца такие инверсии обычно разрушаются. В зимнее время радиационные инверсии могут простираться вверх на несколько сотен метров (иногда до 1—1,5 км) и удерживаться в течение нескольких суток и даже недель.

Адвективные инверсии образуются при перемещении (адвекции) теплого воздуха по холодной подстилающей поверхности. Нижние слои воздуха охлаждаются вследствие соприкосновения с холодной поверхностью. Это охлаждение путем турбулентного перемешивания передается в более высокие слои. В слое резкого убывания турбулентности наблюдается некоторый рост температуры (инверсия). Выше охлажденного слоя текут теплые воздушные массы, в которых наблюдается обычное падение температуры с высотой.

Адвективные инверсии возникают на высоте нескольких сотен метров от земной поверхности. Их вертикальная мощность составляет несколько десятков метров. В умеренных широтах этот тип инверсий наблюдается главным образом в холодную половину года.

Инверсии сжатия или оседания образуются в области повышенного давления (антициклоне) в результате опускания верхних слоев воздуха и адиабатического нагревания этого слоя на 1°C на каждые 100 м. Опускающийся нагретый воздух не распространяется до самой земной поверхности (этому мешает замедленное движение нижних приземных слоев воздуха вследствие трения их о земную поверхность), а растекается на некоторой высоте (рис. 6), образуя слой с повышенной температурой (инверсией).

Инверсии сжатия имеют большую горизонтальную протяженность. Их вертикальная мощность составляет несколько сотен метров. Чаще всего эти инверсии образуются на высоте 1—3 км.

Фронтальные инверсии связаны с фронтальными разделениями, являющимися переходными слоями между холодными и теплыми массами воздуха. На этих разделах холодный воздух всегда располагается внизу в виде острого клина, а теплый воздух — выше холодного. Переходный слой между этими воздушными массами, называемый фронтальной зоной или поверхностью, представляет собой слой инверсии толщиной в несколько сотен метров (рис. 7).

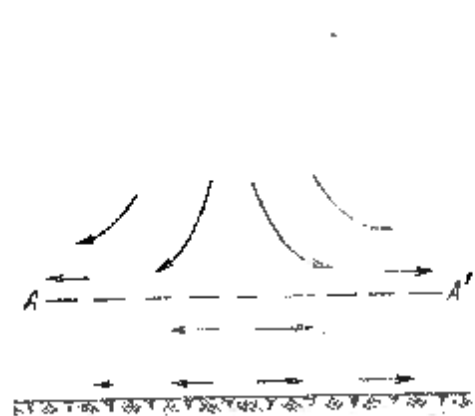


Рис. 6. Инверсия сжатия: A—A' — уровень растекания воздуха, соответствующий инверсии

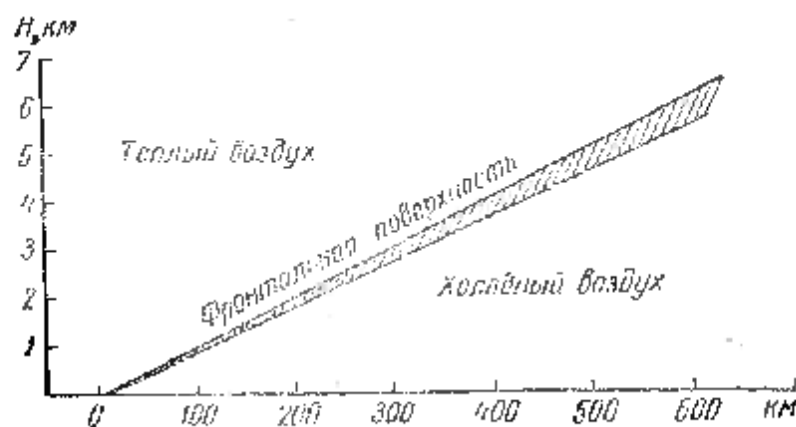


Рис. 7. Фронтальная поверхность (переходная зона), представляющая собой слой инверсии

Инверсии, наблюдаемые в приземном слое, усложняют условия погоды, создавая затруднения для посадки и взлета самолетов, а также полетов на малых высотах. Под такими инверсиями при определенных условиях (см. далее) образуются дымка, туман, облака. Первые сильно ухудшают горизонтальную видимость, последние имеют очень низкую нижнюю границу, что значительно затрудняет (а иногда и лишает возможности) выполнять визуальную посадку и взлеты самолетов.

Ограниченная видимость и малая высота низких облаков входит в определение «минимума погоды»¹.

С инверсиями, наблюдаемыми на высотах (в том числе и на больших высотах — слой тропопаузы), связаны многие формы облаков, толщина которых иногда достигает нескольких километров. На поверхности инверсий могут возникать волны (наподобие волн вдоль водной поверхности, но со значительно большей амплитудой). При полетах вдоль таких волн или при их пересечении самолет испытывает периодическую болтанку.

Под слоями высотных инверсий наблюдается некоторое усиление ветра, а иногда возникают и сильные ветровые потоки, усложняющие полеты (под тропопаузой такие ветровые потоки называются струйными течениями).

Более подробно роль инверсий при различных атмосферных процессах будет рассмотрена в соответствующих разделах курса.

Влияние температуры на работу авиации

Температура воздуха может оказывать прямое и косвенное влияние на работу авиации.

Прямое влияние — это характер погоды, в значительной степени обусловливаемый температурой. Очень низкие и высокие температуры воздуха, наблюдаемые у земли, сильно усложняют работу технического состава по подготовке авиационной техники, а также усложняют ее эксплуатацию.

Температура воздуха, близкая к 0°, может привести к непредвиденному замерзанию воды в радиаторах, а также способствовать образованию гололеда. В последнем случае на поверхности взлетно-посадочной полосы (ВПП) появляется сплошная ледяная корка или отдельные «блюдца» льда. Лед на ВПП осложняет руление, взлет и посадку самолетов. Торможение на скользкой поверхности ВПП может привести к самопроизвольному развороту, потере управляемости на пробеге и выходу самолета за пределы рабочей части летной полосы. Ледяные «блюдца» ускоряют разрушение шин колес самолета.

При температурах ниже 0° при полете в облаках может произойти обледенение самолета — отложение льда на лобовых частях

¹ Минимум погоды — минимально допустимые значения высоты нижней границы облаков и горизонтальной видимости, при которых обеспечивается возможность безопасного взлета и посадки самолета или вертолета.

самолета и входных устройствах двигателей. Обледенение представляет опасность для летящего самолета.

Косвенное влияние температуры заключается в следующем. От температуры зависит плотность воздуха, которая определяет режимные характеристики полета самолета.

Из аэродинамики известно, что действующая на летящий самолет полная аэродинамическая сила

$$R = c_R S \frac{\rho V^2}{2},$$

где c_R — коэффициент полной аэродинамической силы;

S — площадь крыла;

ρ — массовая плотность ($\rho = \frac{\text{масса}}{\text{объем}}$);

V — воздушная скорость самолета.

Величина $\frac{\rho V^2}{2}$ носит название скоростного напора q , который играет важную роль в оценке различных режимных характеристик полета.

Из выражения $q = \frac{\rho V^2}{2}$ видно, что скоростной напор зависит от плотности воздуха ρ . Чем она больше, тем больше бывает скоростной напор и, следовательно, большей бывает аэродинамическая сила. Плотность же воздуха в свою очередь зависит от температуры. Из курса элементарной физики известно уравнение состояния идеального газа Клапейрона — Менделеева. Согласно этому уравнению,

$$\rho = \frac{p}{RT},$$

где p — давление воздуха;

R — газовая постоянная;

T — температура газа (абсолютная).

Как видно из формулы, при повышении (увеличении) температуры плотность уменьшается, а следовательно, уменьшается и скоростной напор. При понижении (уменьшении) температуры наблюдается обратная картина.

Изменение скоростного напора вызывает изменение тяги двигателя, подъемной силы, лобового сопротивления и, следовательно, горизонтальной и вертикальной скоростей самолета.

Повышение температуры воздуха на больших высотах на 10°C приводит к понижению практического потолка самолета на 400 – 500 м.

Изменение температуры воздуха влияет на скорость звука a . Эта зависимость определяется уравнением $a = 20 \sqrt{T}$. Скорость же звука характеризует сжимаемость воздуха. Сжимаемость воздуха прямо пропорциональна скорости полета самолета V и обратно пропорциональна скорости звука a .

Отношение скорости полета к скорости звука называется числом M :

$$M = \frac{V}{a}.$$

Число M является важной режимной характеристикой скорости самолета.

В значительной степени зависят от температуры взлетно-посадочные данные самолета. Длина разбега и взлетной дистанции в зависимости от температуры изменяется в широких пределах. Так, при переходе из условий, где температура воздуха равна -30°C , к температуре $+30^{\circ}\text{C}$ длина разбега может удвоиться.

Длина пробега и посадочной дистанции обратно пропорциональна плотности воздуха и, следовательно, температуре. Уменьшение температуры на 15°C уменьшает на 5% длину пробега и взлетной дистанции.

Влияние температуры видно из следующего примера. Повышение температуры воздуха на 10°C приводит к тому, что полная коммерческая нагрузка современного транспортного самолета с турбореактивными двигателями должна быть уменьшена примерно на 2000 кг.

Измерение температуры воздуха

Измерение температуры воздуха производится с помощью термометров. Они бывают жидкостные (наиболее распространенные), биметаллические, электрические, термоэлектрические и манометрические.

У жидкостных термометров жидкость (ртуть или спирт) помещается в небольшой стеклянный резервуар, соединенный со стеклянной трубкой, имеющей небольшое (капиллярное) отверстие. При нагревании жидкость расширяется и поднимается по трубке, при охлаждении опускается. Трубка снабжается шкалой, разбитой на градусы.

Биметаллические термометры состоят из двух спаянных (сваренных) пластинок из различных металлов. Каждая из пластинок имеет свой коэффициент расширения, а следовательно, при изменении температуры по-разному меняет свои линейные размеры. Это вызывает изгиб спаренной пластинки. Один конец ее закрепляется, а к другому прикрепляется стрелка, которая на шкале показывает температуру. Биметаллические термометры обычно устанавливаются на некоторых самопишущих приборах.

У электрических термометров принцип работы основан на свойствах металлов менять электрическое сопротивление с изменением температуры. Такие термометры устанавливаются на дистанционных приборах, т. е. приборах, удаленных от места наблюдения.

У термоэлектрических термометров приспосабливаемой частью служат два спаянных концами проводника. В замкнутой цепи возникает электрический ток, сила которого пропорциональна разности между температурами спаев.

Манометрический термометр представляет собой изогнутую металлическую трубку, наполненную спиртом. При повышении температуры объем спирта увеличивается и трубка распрямляется, при понижении температуры трубка сгибается. Один конец трубки закрепляется, другой имеет стрелку, которая на прикрепленной шкале показывает температуру.

На метеорологических станциях наблюдения за температурой производятся чаще всего с помощью жидкостных термометров, шкалы которых дают возможность производить отсчеты с точностью до $0,2$ или $0,5^\circ \text{C}$.

Для наблюдений за самой низкой (минимальной) температурой, бывшей в течение суток, служит специальный минимальный термометр.

Измерение самой высокой (максимальной) температуры, наблюдавшейся в течение суток, производится с помощью максимального термометра (его устройство такое же, как и медицинского термометра).

Для устранения влияния прямых солнечных лучей термометры помещают в специальные будки, имеющие жалюзийные стенки¹. Температуру приземного слоя воздуха принято измерять на высоте 2 м над поверхностью почвы.

§ 2. АТМОСФЕРНОЕ ДАВЛЕНИЕ И ПЛОТНОСТЬ ВОЗДУХА

Единицы измерения

Атмосферным давлением называется сила, действующая на единицу горизонтальной поверхности (1 см^2), вызываемая весом столба воздуха, простирающегося вверх через всю атмосферу. Величина атмосферного давления обычно измеряется высотой ртутного столба в барометре, уравновешенного столбом воздуха. В этом случае единицей давления является длина ртутного столба, выраженная в миллиметрах (*мм рт. ст.*). Эта единица не отражает физическую сущность давления, так как здесь мера длины (*мм*) характеризует силу.

Международной единицей давления в настоящее время является миллибар². Один миллибар (*мб*) приблизительно равен давлению, которое оказывает тело весом в 1 г на поверхность в 1 см^2 .

¹ Жалюзийная стенка состоит из рядов наклонных пластинок (жалюзи), не соприкасающихся друг с другом.

² Миллибар представляет собой силу в 1000 дин , оказывающую давление на площадь 1 см^2 . Дина — сила, сообщаящая массе в 1 г ускорение, равное 1 см/сек^2 .

Соотношение между указанными единицами давления следующее¹:

$$1 \text{ мм рт. ст.} = 1,333 \text{ мб};$$

$$1 \text{ мб} = 0,75 \text{ мм рт. ст.}$$

Для перевода давления из миллиметров ртутного столба в миллибары необходимо величину давления (мм рт. ст.) умножить на 1,333 (или на $\frac{4}{3}$).

Для перевода миллибар в миллиметры ртутного столба надо величину давления (мб) умножить на 0,75 (или на $\frac{3}{4}$).

На практике перевод величин атмосферного давления из миллиметров ртутного столба в миллибары и обратно производится с помощью специальных таблиц.

За нормальное давление принято давление 760 мм рт. ст. (1013,25 мб) при температуре 0° С на широте 45°. Это же давление принято за давление на нулевом уровне в стандартной атмосфере при температуре 15° С.

Плотность воздуха

Наряду с атмосферным давлением важной характеристикой воздуха является его плотность. Как было указано в предыдущей главе, плотность воздуха ρ является одной из величин, характеризующих аэродинамическую силу самолета.

Плотность воздуха представляет собой отношение массы воздуха к его объему (такую плотность называют **массовой плотностью**). Плотность воздуха непосредственно не измеряется. Она может быть определена с помощью уравнения состояния газов (Клапейрона - Менделеева)

$$\rho = \frac{p}{RT},$$

где p - атмосферное давление;
 T - абсолютная температура воздуха;
 R - газовая постоянная.

Из уравнения видно, что чем больше давление и ниже температура воздуха, тем больше величина плотности воздуха, т. е. плотность воздуха прямо пропорциональна давлению и обратно пропорциональна температуре воздуха.

Кроме указанных величин p и T , плотность воздуха зависит и от влажности воздуха, т. е. от содержания в воздухе водяного

¹ Между миллиметром ртутного столба и миллибаром существует следующее соотношение. Вес столба ртути высотой 1 мм и сечением в 1 см² равен произведению его объема V на плотность ртути d и ускорение силы тяжести g , т. е. Vdg . Объем V равен произведению основания на высоту, т. е. $V = 0,1 \text{ см} \times 1 \text{ см}^2 = 0,1 \text{ см}^3$. Плотность ртути d при 0° равна 13,59 г/см³. Ускорение силы тяжести g равно 980,6 см/сек². Следовательно, $Vdg = 0,1 \times 13,59 \times 980,6 = 1333 \text{ дин/см}^2$, или 1 мм рт. ст. = 1333 дин/см², откуда 1 мм рт. ст. = 1,333 мб (1 мб = 1000 дин/см²). Очевидно, что 1 мб = 0,75 мм рт. ст.

пара, как известно, представляющего собой газ. Так как водяной пар, входящий в состав воздуха, является газом менее плотным, чем сухой воздух, то при наличии водяного пара в атмосфере плотность влажного воздуха будет всегда несколько меньше, чем плотность сухого воздуха¹. Следует отметить, что эта разность невелика и обычно не превосходит 1%. Поэтому в практической деятельности при расчете плотности воздуха влажность не учитывается, а все расчеты делаются для сухого воздуха. С высотой плотность воздуха резко убывает. Это объясняется уменьшением по мере подъема давления, которое оказывает большее влияние на изменение плотности, чем наблюдаемое понижение с высотой температуры (согласно формуле $\rho = \frac{p}{RT}$ плотность прямо пропорциональна давлению воздуха p и обратно пропорциональна температуре T).

Для Европы плотность у земной поверхности в среднем составляет 1250 г/м³, на высоте 5 км — 735 г/м³, 10 км — 411 г/м³, 20 км — 87 г/м³.

Изменение давления

Атмосферное давление у земли непрерывно изменяется. Эти изменения обычно не превышают нескольких миллиметров ртутного столба в сутки, но иногда они могут достигать и 10—20 мм рт. ст. (такие изменения обычно бывают при сменах барических систем, о которых будет сказано далее). Изменение давления воздуха за некоторый промежуток времени (обычно берется 3 ч) называется барической тенденцией.

Самое высокое давление, приведенное к уровню моря, наблюдалось в г. Барнауле и составляло 808,8 мм рт. ст. (1078,3 мб). Самое низкое давление, также приведенное к уровню моря, было отмечено в Тихом океане и составляло 665,3 мм рт. ст. (887 мб).

Атмосферное давление убывает с высотой в связи с уменьшением вышележащего столба воздуха. Изменение давления происходит быстрее в нижних слоях и медленнее в верхних. Это видно из табл. 2, показывающей распределение давления по высотам в стандартных условиях.

Для определения величины давления на заданной высоте, а также для расчета высоты по известному давлению применяется

Таблица 2

H , км	0	5	10	15	20	25	30	40	50
p , мм, рт. ст.	760,00	405,37	198,70	90,81	41,45	18,95	8,88	2,20	0,80

¹ При давлении 750 мм рт. ст. и температуре 20° С плотность сухого воздуха составляет 1,189 кг/м³, а плотность воздуха, где водяной пар находится в максимальном количестве при тех же условиях давления и температуры, составляет 1,178 кг/м³, т. е. на 0,011 кг/м³ меньше.

барометрическая формула Лапласа¹ (ее также называют гипсометрической формулой)

$$H = 18\,400 \left(1 + \frac{1}{273} t_{\text{ср}}^{\circ} \right) \lg \frac{p_0}{p_H} \text{ м},$$

где H — высота, м;

p_0 — давление на нижнем уровне;

p_H — давление на высоте H ;

$t_{\text{ср}} = \frac{t_0 + t_H}{2}$ — средняя температура слоя воздуха, °С;

$\frac{1}{273} \approx 0,004$ — коэффициент объемного расширения газа.

Для высот менее 1 000 м можно пользоваться упрощенной формулой Бабинне. Она получена при допущении, что плотность воздуха ρ в рассматриваемом слое воздуха на всех уровнях остается неизменной. Формула Бабинне имеет вид:

$$H = 16\,000 \left(1 + \frac{1}{273} t_{\text{ср}}^{\circ} \right) \frac{p_0 - p_H}{p_0 + p_H} \text{ м}.$$

С помощью указанных формул можно решать следующие задачи:

1. Найти превышение одного уровня (пункта) над другим (т. е. определить H), если известно p_0 , p_H и $t_{\text{ср}}^{\circ}$.
2. Определить давление по заданной высоте p_H , если известно p_0 и $t_{\text{ср}}^{\circ}$.
3. Привести измеренное давление p_H на высоте H к уровню моря или к уровню ВПП (т. е. определить p_0).

Приведение давления к уровню моря производится всеми метеорологическими станциями. Эти данные наносятся на карты погоды, где можно сравнивать, насколько больше или меньше давление в различных пунктах.

Для обеспечения безопасности полетов экипажам самолетов передается давление воздуха, приведенное к уровню ВПП.

При производстве полетов и руководстве ими необходимо знать изменение высоты в зависимости от вертикального изменения давления. Эту величину характеризует барическая ступень.

Барическая ступень представляет собой высоту, на которую надо подняться или опуститься, чтобы давление изменилось на один миллиметр ртутного столба или один миллибар. Другими словами, барическая ступень представляет собой толщину слоя воздуха, соответствующую вертикальному изменению давления на 1 мм рт. ст. или 1 мб. Величина барической ступени h определяется по формуле

$$h = \frac{8000}{p_0} \left(1 + \frac{1}{273} t^{\circ} \right) \text{ м},$$

где p_0 и t° — давление и температура, соответствующие тому уровню, где определяется барическая ступень.

¹ С помощью этой формулы тарируют высотомер.

Таблица 3

$H, км$	$h, м$	$H, км$	$h, м$	$H, км$	$h, м$
0	10,5	6	19,5	12	40,4
1	11,6	7	21,8	14	47,0
2	12,8	8	24,4	16	76,0
3	14,2	9	27,5	18	103,0
4	15,8	10	31,0	20	143,0
5	17,5				

Из формулы видно, что чем теплее воздух, т. е. чем выше температура воздуха t° , тем большей бывает барическая ступень, и чем меньше давление (например, с увеличением высоты полета), тем также будет барическая ступень большей.

Если у земли $p_0 = 760$ мм рт. ст., то барическая ступень при различных температурах воздуха будет следующей: $t^\circ = 20^\circ \text{C}$, $h = 11,4$ м; $t^\circ = 10^\circ \text{C}$, $h = 10,9$ м; $t^\circ = 0^\circ \text{C}$, $h = 10,5$ м; $t^\circ = -10^\circ \text{C}$, $h = 10,1$ м; $t^\circ = -20^\circ \text{C}$, $h = 9,7$ м.

С увеличением высоты и уменьшением давления (при давлении в миллиметрах ртутного столба и стандартных условиях) величина барической ступени на различных высотах изменяется и имеет значения, приведенные в табл. 3.

Изобарические поверхности. Изобары

Для анализа пространственного распределения давления на высотах путем специальных расчетов в атмосфере выделяются поверхности с одинаковым атмосферным давлением. Такие поверхности называют изобарическими (от греческого «изос» — равный и «барос» — тяжесть, давление).

Изобарические поверхности располагаются одна над другой (с большим давлением — ниже, с меньшим давлением — выше) и не параллельны уровню моря, что объясняется неравномерным горизонтальным распределением температуры и давления воздуха, а следовательно, и различной барической ступенью. Над областью тепла изобарические поверхности повышаются, над областью холода понижаются. Эти поверхности бывают выше над областями с повышенным давлением и ниже над областями, где давление понижено.

Таким образом, каждая изобарическая поверхность имеет свой рельеф, а отдельные ее участки могут быть по-разному наклонены к поверхности уровня моря или к любому другому параллельному ему уровню. Угол наклона в этом случае бывает очень

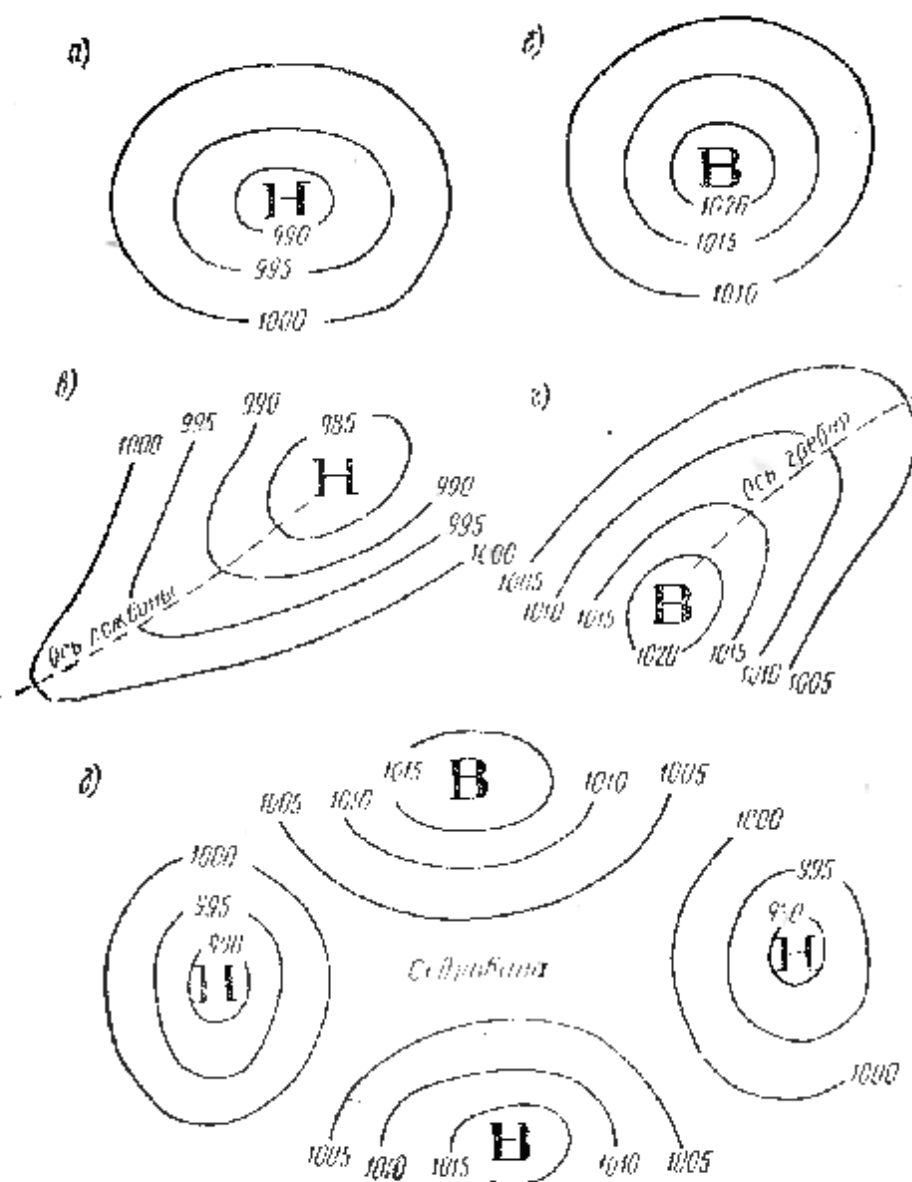


Рис. 8. Основные формы барического поля:
 а — циклон; б — антициклон; в — ложбина; г — гребень;
 д — седловина

мал и измеряется секундами градуса (наклон может наблюдаться от $\frac{1^*}{2000}$ до $\frac{1}{10000}$).

Некоторые изобарические поверхности могут пересекаться с поверхностью уровня моря, образуя плавные кривые линии, называемые изобарами. Очевидно, что вдоль изобары давление всегда одинаково. Изобары не пересекаются друг с другом. На приземных картах погоды они проводятся через 5 мб (иногда через 2,5 мб) и показывают распределение давления воздуха на уровне

* Отношение $\frac{1}{2000}$ означает, что на удалении 2000 км от места пересечения изобарической поверхности с горизонтальным уровнем превышение этой поверхности над уровнем составляет 1 км.

моря вдоль земной поверхности. Эту картину давления называют барическим рельефом или барическим полем.

Основными формами барического поля являются следующие:

Циклон (барический минимум) представляет собой область пониженного давления, ограниченную системой замкнутых изобар (рис. 8, а). Наименьшее давление наблюдается в центре системы. На картах погоды циклон обозначается буквой *H* (за рубежом буквой *L*).

Антициклон (барический максимум) представляет собой область повышенного давления, ограниченную системой замкнутых изобар (рис. 8, б). Наибольшее давление наблюдается в центре системы. На картах погоды антициклон обозначается буквой *B* (за рубежом буквой *H*).

Ложбина представляет собой вытянутую область пониженного давления от центра циклона (рис. 8, в). Ложбина имеет ось, вдоль направления которой изобары испытывают наибольший излом.

Гребень представляет собой вытянутую область повышенного давления от центра антициклона. В гребне также имеется ось, вдоль которой изобары испытывают наибольший прогиб (рис. 8, г).

Седловина представляет собой барическое поле, заключенное между двумя крест-накрест расположенными циклонами и антициклонами (рис. 8, д).

Циклон и ложбина характеризуются в общем плохими условиями погоды, антициклон и гребень — наиболее благоприятными, седловина — слабо выраженными промежуточными условиями погоды.

Изобарические поверхности в области циклона испытывают прогиб вниз, образуя форму воронки (рис. 9). В области антициклона изобарические поверхности располагаются в виде изогнутых поверхностей, обращенных выпуклостью вверх, образуя купол.

Изобарические поверхности располагаются гуще в холодном воздухе и реже в теплом воздухе (рис. 10).

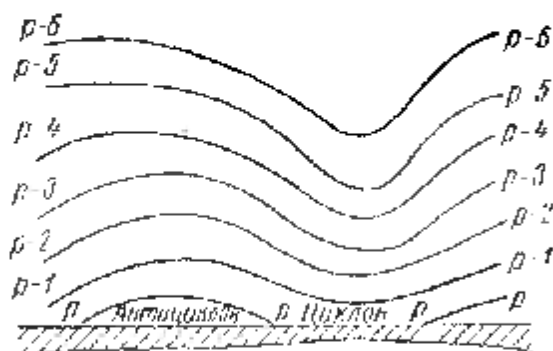


Рис. 9. Изобарические поверхности над циклоном и антициклоном (вертикальный разрез)

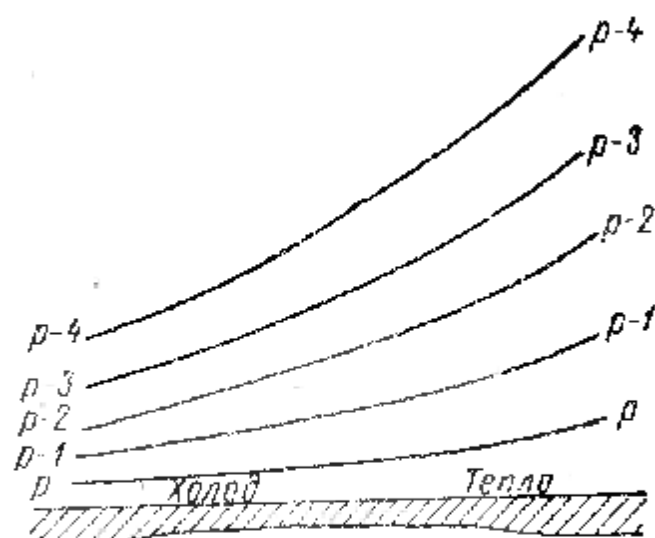


Рис. 10. Изобарические поверхности в теплом и холодном воздухе (вертикальный разрез)

Влияние давления и плотности воздуха на работу авиации

Изменение давления воздуха у земли оказывает влияние на показания барометрического высотомера, который по существу представляет собой чувствительный барометр-анероид (см. следующий раздел), шкала которого проградуирована по барометрической формуле для стандартной атмосферы. Для устранения влияния изменения давления в показания прибора вводится поправка. Перед взлетом самолета она вводится путем установления стрелки прибора на нулевое деление, что соответствует давлению на уровне ВПП взлета (величина этого давления видна будет на соответствующей шкале).

Для учета давления в аэропорту посадки на борт самолета передается давление воздуха (в мм. рт. ст.), приведенное к уровню ВПП. Это давление устанавливается пилотом на барометрическом высотомере, после чего прибор будет показывать высоту относительно ВПП посадки.

Ошибка в определении давления на уровне ВПП дает неправильные показания высотомера, при этом иногда существенные, угрожающие безопасности посадки. Так, если на уровне ВПП наблюдается давление 750 мм рт. ст., а на самолет ошибочно передано давление на уровне ВПП 755 мм рт. ст., то ошибка в определении высоты достигнет примерно 50 м в сторону завышения, что при сложных метеорологических условиях может привести к столкновению самолета с землей.

Изобарические поверхности позволяют реально представить профиль полета самолета на заданном эшелоне. Так как в полете высота эшелона выдерживается по барометрическому высотомеру, т. е. полет происходит при постоянном давлении, то фактически полет осуществляется по изобарической поверхности. Например, эшелону 600 м соответствует изобарическая поверхность с давлением 943,19 мб, эшелону 3000 м — 700,98 мб, эшелону 9000 м — 307,25 мб и т. д.

Неравномерное по высоте залегание изобарических поверхностей приводит к тому, что высота полета самолета вдоль заданного эшелона будет меняться в зависимости от изменения высоты изобарической поверхности, вдоль которой летит самолет. Так, над циклоном высота полета будет ниже высоты заданного эшелона (рис. 11), выдерживаемого по барометрическому высотомеру, над антициклоном — выше. Это следует учитывать при определении безопасного эшелона и при полетах на высотах, близких к практическому потолку самолета.

При полетах на малых высотах, где барическая ступень равна примерно 11 м, показания барометрического высотомера на расстоянии в несколько сот километров может изменяться (при неизменной высоте полета) на 120—240 м, а иногда и больше.

От плотности воздуха, как было показано ранее, зависят режимные характеристики полета самолета; она определяет величину скоростного напора ($q = \frac{\rho V^2}{2}$). Сама же плотность зависит от температуры и давления воздуха ($\rho = \frac{p}{RT}$). Влияние температуры (обратно пропорциональное ее величине) было рассмотрено ранее. Влияние атмосферного давления на плотность прямо пропорционально. С увеличением (ростом) давления увеличивается и плотность воздуха, а следовательно, увеличивается и скоростной напор, с уменьшением (падением) давления скоростной напор уменьшается.

Измерение атмосферного давления

Измерение атмосферного давления производится с помощью барометров. Они бывают ртутные и anerоиды.

Ртутные барометры представляют собой по существу весы, где давление столба воздуха, единичного сечения, простирающегося через всю атмосферу, уравнивает столб ртути, заключенный в стеклянную трубку, из которой выкачан воздух (рис. 12).

К стеклянной трубке прикреплена шкала, по которой отсчитывается величина давления (мм рт. ст. или мб). Ртутные барометры требуют поправки на температуру (ее изменения сказываются на высоте ртутного столба). Обычно показания барометра приводятся к температуре ртути 0°C . Кроме того, вводится поправка на силу тяжести, которая зависит от географической широты. (На полюсе сила тяжести наибольшая, на экваторе наименьшая). Показания барометра принято приводить к нормальной силе тяжести на широте 45° . Есть еще инструментальная поправка, которая возникает при изготовлении барометра. Все поправки обычно сводятся в специальные таблицы, имеющиеся на метеостанции для каждого барометра.

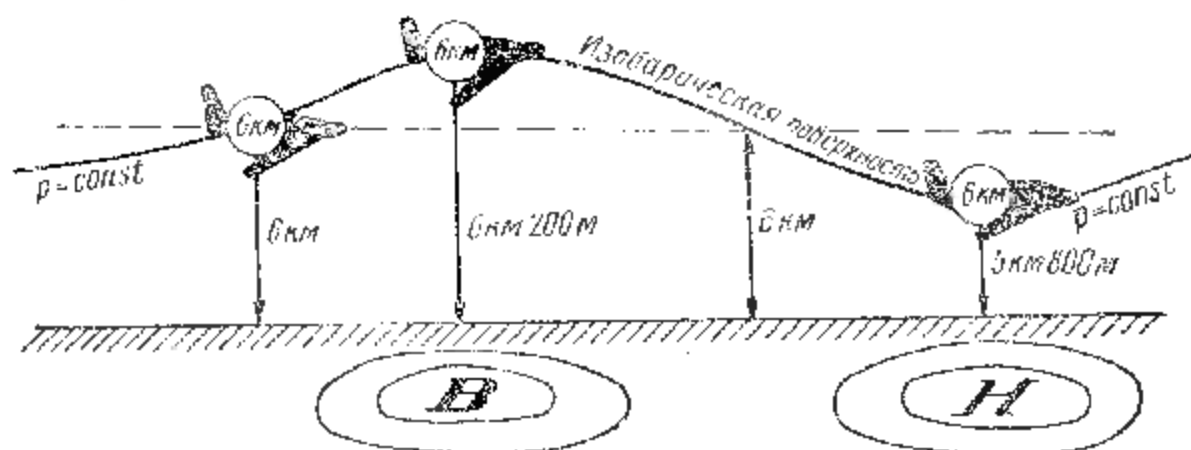


Рис. 11. Полет самолета вдоль эшелона в зависимости от расположения барических центров (пример)

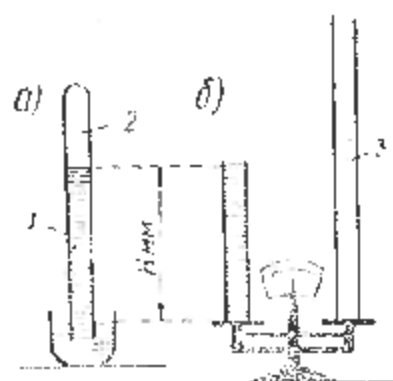


Рис. 12. Схема (а) и принцип устройства (б) ртутного барометра:
1—ртуть; 2—вакуум; 3—столб воздуха через всю атмосферу

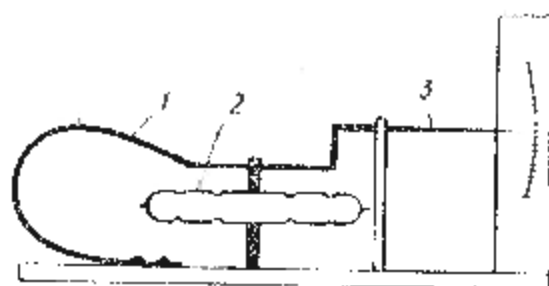


Рис. 13. Схема устройства барометра анероида:
1 — пружина;
2 — анероидная коробочка;
3 — стрелка

Барометры анероиды предназначены главным образом для измерения давления в полевых условиях. Приемником атмосферного давления в анероиде служит металлическая волнистая цилиндрическая коробочка, из которой выкачан воздух. Коробочка одним концом (нижним) прикреплена к неподвижному основанию, к верхней ее части присоединена пружина (рис. 13). При увеличении атмосферного давления коробочка сжимается, а при уменьшении, под действием пружины, распрямляется. Эти изменения передаются системой рычагов на стрелку, которая перемещается вдоль шкалы с нанесенными делениями, соответствующими давлению в миллиметрах ртутного столба или миллибарах.

Барометр анероид устанавливается в помещении. Он снабжен термометром. Показания барометра анероида нуждаются в температурной поправке (они приводятся к 0°C). Кроме того, вводятся поправки шкаловая и добавочная. Все поправки даются в сертификате (свидетельстве) прибора.

Для непрерывной регистрации атмосферного давления и его изменения применяется прибор (самонисец) барограф. Он состоит из приемной части (несколько анероидных коробочек), передающего устройства (система рычагов с пером) и барабана с часовым механизмом, на который накручивается лента, разграфленная по вертикали линиями, означающими время, по горизонтали линиями, означающими величину давления.

Есть барографы с суточным и недельным заводом часового механизма.

При увеличении атмосферного давления анероидные коробочки сжимаются и линия, которую чертит перо на барабане, поднимается вверх. При уменьшении давления происходит обратное явление. С помощью графического изображения хода давления на ленте определяется барическая тенденция.

Барограф устанавливается внутри помещения и является одним из наиболее показательных приборов, позволяющих наглядно и непрерывно следить за ходом атмосферного давления. Изменение же давления, как будет показано далее, является одним из признаков изменения погоды (понижение давления свидетельствует о приближении циклона — области с относительно плохой погодой, повышение давления говорит о приближении антициклона — области с относительно хорошей погодой).

При отсутствии барографа и барометра (например, при стоянке самолетов авиации специального назначения на полевых аэродромах) об изменении давления (его понижении или повышении) можно судить по показаниям барометрического высотомера, имеющегося на каждом самолете. Принцип действия прибора основан на измерении атмосферного давления, для чего служит anerоидная коробочка, заключенная в корпусе прибора. Изменение положения стрелки высотомера (при стоянке самолета на земле) говорит об изменении давления воздуха. При повышении давления стрелка перемещается в сторону меньших высот, при понижении стрелка отклоняется в сторону больших высот.

§ 3. ВЛАЖНОСТЬ ВОЗДУХА

Фазовое состояние воды

Вода является веществом, которое может при одной и той же температуре одновременно находиться в различных агрегатных состояниях: газообразном (водяной пар), жидком (вода) и твердом (лед). Эти состояния иногда называют **фазовыми состояниями воды**. При определенных условиях вода из одного фазового состояния может переходить в другое. Так, водяной пар может перейти в жидкое состояние (процесс конденсации) или, минуя жидкую фазу, перейти в твердое состояние — лед (процесс сублимации). В свою очередь вода и лед могут перейти в газообразное состояние — водяной пар (процесс испарения).

Под влажностью понимается одно из фазовых состояний воды — содержащийся в воздухе водяной пар. Он поступает в атмосферу путем испарения водных поверхностей, почвы, снега, растительного покрова и т. п.

В результате испарения часть воды переходит в газообразное состояние, образуя над испаряющейся поверхностью слой пара. Этот пар воздушными потоками переносится в вертикальном и горизонтальном направлениях.

Процесс испарения обычно продолжается до тех пор, пока над испаряющейся поверхностью количество водяного пара не достигнет состояния насыщения, т. е. максимального количества, возможного в данном объеме при неизменном давлении и температуре воздуха.

Единицы влажности

Количество водяного пара, находящегося в воздухе, характеризуют следующие единицы.

Упругость водяного пара. Как и всякий другой газ, водяной пар имеет собственную упругость и оказывает давление, которое измеряется в миллиметрах ртутного столба или миллибарах. Количество водяного пара в этих единицах обозначается: фактическое — буквой e , насыщающее пространство — буквой E . На метеостанциях наблюдения за влажностью производятся путем измерения упругости водяного пара в миллибарах.

Абсолютная влажность представляет собой количество водяного пара в граммах, содержащееся в одном кубическом метре воздуха ($г/м^3$). Буквой a обозначается фактическое количество, буквой A — насыщающее пространство. Абсолютная влажность по своей величине близка к упругости водяного пара, выраженной в миллиметрах ртутного столба, но не в миллибарах, и поэтому иногда эти величины отождествляются.

Удельная влажность представляет собой количество водяного пара в граммах, содержащееся в одном килограмме воздуха ($г/кг$). Буквой q обозначается фактическое количество, буквой Q — насыщающее пространство.

Удельная влажность является удобной величиной для различных теоретических расчетов, так как она не меняется при нагревании, охлаждении, сжатии и расширении воздуха (если только при этом не происходит конденсации водяного пара). Вследствие указанного распределение удельной влажности в атмосфере можно рассматривать вне связи с происходящими изменениями температуры и давления воздуха.

Величина удельной влажности применяется для всевозможных расчетов на аэрологической диаграмме, составляемой на АМСГ.

Относительная влажность представляет собой процентное отношение количества водяного пара, содержащегося в воздухе, к тому количеству, которое насыщало бы данное пространство при одной и той же температуре. Относительная влажность обозначается буквой r . Согласно определению

$$r = \frac{e}{E} 100\%, \text{ или } r = \frac{a}{A} 100\%, \text{ или } r = \frac{q}{Q} 100\%.$$

Количество водяного пара, насыщающего пространство в различных условиях, может быть различным и зависит от того, сколько молекул пара может вылететь из испаряющейся поверхности. Насыщение воздуха водяным паром зависит прежде всего от температуры воздуха. Чем выше температура, тем больше количество насыщающего пара и, наоборот, чем ниже температура, тем оно меньше (рис. 14). Так, при температуре воздуха $+30^\circ\text{C}$ количество насыщающего водяного пара имеет упругость 42 ммб, а при температуре -30°C всего 0,5 ммб, т. е. в первом случае количество насыщающего водяного пара значительно больше, чем во втором.

Понижение температуры воздуха является основным процессом, приводящим водяной пар к состоянию насыщения. Повышение температуры удаляет водяной пар от состояния насыщения.

Представление о том, при какой температуре наступит насыщение водяного пара, дает величина точки росы.

Точка росы — это та температура, до которой надо охладить воздух, чтобы содержащийся в нем водяной пар достиг полного насыщения. Точка росы обозначается T_d или t . Обычно она ниже температуры воздуха и бывает равна ей лишь в случае полного насыщения, т. е. при $r = 100\%$. Разность между температурой воздуха и точкой росы (т. е. $T - T_d$) называется **дефицитом точки росы**.

Он показывает, на сколько градусов надо охладиться воздуху, чтобы содержащийся в нем водяной пар достиг состояния насыщения.

При малом дефиците точки росы насыщение воздуха наступает значительно быстрее, чем при большом дефиците.

Количество насыщающего пара зависит также от агрегатного состояния испаряющейся поверхности и от ее кривизны.

В первом случае при одной и той же температуре количество насыщающего пара бывает большим над водной поверхностью и меньшим над льдом (лед имеет более прочные молекулярные связи). Во втором при той же температуре количество насыщающего пара будет большим над выпуклой поверхностью (например, поверхностью капли), чем над ровной испаряющейся поверхностью.

Все эти факторы играют важную роль в процессе образования тумана, облаков и осадков. Так, понижение температуры воздуха приводит к насыщению имеющегося в воздухе водяного пара, а затем и конденсации этого пара. При попадании больших капель в пространство, занятое малыми каплями и насыщенное во-

дяным паром по отношению к этим малым каплям, большие капли начинают быстро расти за счет малых капель, так как по отношению к большим каплям пространство оказывается перенасыщенным водяными парами (упругость насыщения над малыми каплями больше, чем упругость насыщения над крупными, потому что их кривизна различна).

Если в среду, насыщенную водяным паром и имеющую водяные капли,

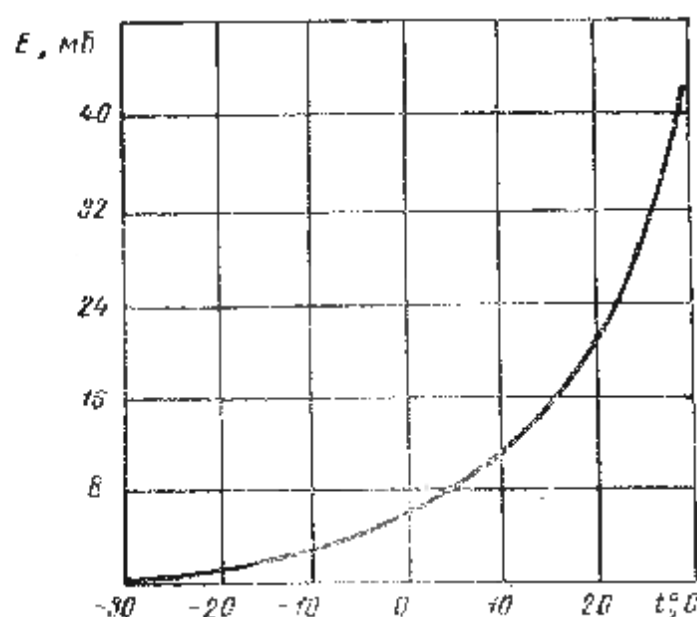


Рис 14. График зависимости количества насыщающего пара E от температуры

попадут ледяные кристаллы, то будет наблюдаться бурный рост кристаллов за счет капель, так как над кристаллами водяной пар окажется в значительном перенасыщении (причиной этому является разность в насыщении из-за агрегатного состояния капель и кристаллов).

Влияние влажности на работу авиации

Как указывалось в § 2 гл. III, от влажности воздуха зависит плотность воздуха, являющаяся одной из важных величин, определяющих аэродинамические характеристики самолета. Однако зависимость плотности воздуха от влажности невелика, и поэтому все расчеты аэродинамических характеристик обычно производятся для сухого воздуха (без учета влажности).

Влажность воздуха оказывает существенное влияние на характер погоды, определяя таким образом условия полетов. Наличие водяного пара приводит к образованию явлений, ухудшающих видимость (дымка, туман), образованию облаков, осадков, гроз и других явлений, усложняющих производство полетов, а иногда и препятствующих им (например, сильные грозы, ледяной дождь и т. д.). Подробно эти явления будут рассмотрены в соответствующих разделах.

Измерение влажности воздуха

Влажность воздуха в приземном слое определяется психометрическим методом, который заключается в следующем. Производятся наблюдения за температурой воздуха с помощью двух термометров с сухим и смоченным резервуаром. Термометр, у которого резервуар смочен, дает более низкие показания (испарение понижает температуру). По разности показаний указанных термометров с помощью формул или специальных психометрических таблиц вычисляются упругость водяного пара, относительная влажность, точка росы и другие величины.

Прибор, с помощью которого производятся наблюдения за термометрами (сухим и смоченным), называется **психрометром**. Он бывает стационарным и переносным; последний называется аспирационным психрометром (рис. 15).

Для наблюдения за относительной влажностью применяется прибор **гигрометр** (рис. 16). Датчиком в приборе является пленочная мембрана, соединенная со стрелкой. При изменении влажности меняется натяжение мембраны, а следовательно, меняется и положение стрелки, которая своим концом указывает на прикрепленной шкале процентное значение относительной влажности. Наблюдения за относительной влажностью по гигрометру обычно производятся при температурах воздуха ниже -5° .

Для непрерывной регистрации изменений относительной влажности служит прибор самописец **гигрограф**.

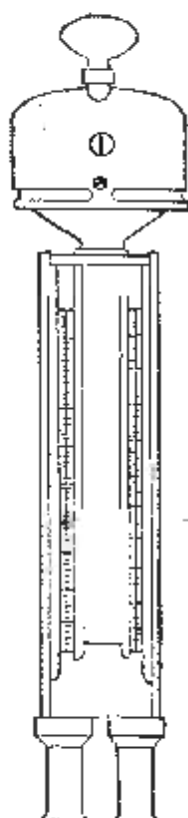


Рис. 15. Аспирационный психрометр

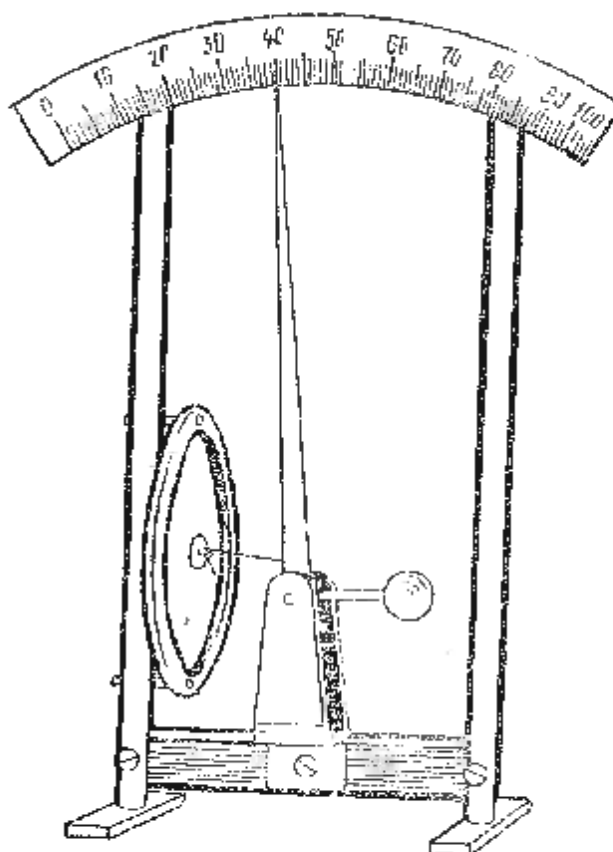


Рис. 16. Пленочный гигрометр

Все приборы, с помощью которых производится наблюдения за влажностью, устанавливаются в специальной жалюзийной будке. Только переносный психрометр может подвешиваться на открытом воздухе, так как он имеет специальную защиту от прямых солнечных лучей.

Контрольные вопросы

1. Что является основным источником тепла на земле? Как происходит процесс нагревания и охлаждения воздуха?
2. Что понимается под температурой воздуха?
3. С помощью каких шкал измеряют температуру воздуха? Как перевести $^{\circ}\text{K}$ в $^{\circ}\text{C}$ и обратно?
4. Что такое вертикальный температурный градиент и в каких пределах он меняется?
5. Как вычислить температуру воздуха на заданной высоте, зная вертикальный температурный градиент и температуру воздуха у земли?
6. Что называется адиабатическим процессом? Как и почему изменяется температура воздуха при подъеме и опускании объема воздуха?
7. Что такое сухадиабатический и влажадиабатический градиенты?
8. Что собой представляет суточный ход температуры воздуха и от чего он зависит?
9. Какой годовой ход температуры воздуха и от чего он зависит?
10. Каково значение инверсий температуры в атмосферных процессах?
11. Виды инверсий?
12. Какое влияние оказывает температура на работу авиации?

13. Какие существуют термометры для измерения температуры воздуха? Принципы их устройства?
14. Какие условия должны соблюдаться при измерении температуры воздуха в приземном слое атмосферы?
15. Что понимается под атмосферным давлением?
16. Какими единицами измеряется давление и какова связь между этими единицами?
17. От каких метеорологических элементов зависит величина массовой плотности воздуха?
18. Что такое барическая тенденция и как она измеряется?
19. Какие применяются формулы для расчета давления на высоте или расчета высоты по известному давлению?
20. Что такое барическая ступень, как она рассчитывается, от чего зависит?
21. Что собой представляют изобарические поверхности и изобары?
22. Каковы основные формы барического поля?
23. Какое влияние оказывает давление p и плотность ρ воздуха на работу аэрации?
24. С помощью каких приборов измеряется атмосферное давление? Принцип устройства этих приборов?
25. Какими приборами определяется барическая тенденция?
26. В каких агрегатных состояниях может находиться вода?
27. Что собой представляют процессы конденсации, сублимации и испарения?
28. Что собой представляет состояние насыщения водяного пара?
29. Какие единицы характеризуют влажность воздуха?
30. Какой основной процесс приводит водяной пар в состояние насыщения?
31. Что такое точка росы?
32. Какие дополнительные факторы влияют на состояние насыщения водяного пара?
33. Каким образом влажность воздуха оказывает влияние на производство полетов?
34. Как измеряется влажность воздуха?

Глава IV

ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ВОЗДУХА (ВЕТЕР)

§ 1. ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕТРА

Ветер представляет собой горизонтальное движение воздуха. Основными характеристиками ветра являются: направление и скорость. В метеорологии направление ветра указывается той частью горизонта, откуда он дует¹. Для обозначения направления ветра употребляются градусы или румбы. Градусы считаются от северного направления географического (истинного) меридиана и далее по часовой стрелке. В метеорологии пользуются также 16 румбами, которые сокращенно отмечаются русскими или латинскими буквами.

¹ Для навигационных целей (пирманских расчетов) берется направление, куда дует ветер (т. е. направление ветра на 180° отличается от метеорологического).

Таблица 4

Направление ветра (откуда дует)	Градусы	Румб (русское обозначе- ние)	Румб (между- народное обозначение)
Северный	360 (0)	С	N (Nord)
Северо-северо-восточный	22,5	ССВ	NNE
Северо-восточный	45	СВ	NE
Востоко-северо-восточный	67,5	ВСВ	ENE
Восточный	90	В	E (Est) ¹
Востоко-юго-восточный	112,5	ВЮВ	ESE
Юго-восточный	135	ЮВ	SE
Юго-юго-восточный	157,5	ЮЮВ	SSE
Южный	180	Ю	S (Sud)
Юго-юго-западный	202,5	ЮЮЗ	SSW
Юго-западный	225	ЮЗ	SW
Западо-юго-западный	247,5	ЗЮЗ	WSW
Западный	270	З	W (West)
Западо-северо-западный	292,5	ЗСЗ	WNW
Северо-западный	315	СЗ	NW
Северо-северо-западный	337,5	ССЗ	NNW

¹ В морской терминологии — Ost.

Подробная характеристика направления ветра в градусах и румбах дается в табл. 4.

Скорость ветра измеряется в метрах в секунду (*м/сек*) или в километрах в час (*км/ч*). Для перевода метров в секунду в километры в час надо скорость ветра, выраженную в метрах в секунду, умножить на коэффициент 3,6.

За рубежом скорость ветра иногда указывается в узлах. Один узел составляет около 0,5 *м/сек*.

В морской практике скорость ветра выражается в условных единицах — баллах и тогда она называется силой ветра (по таблице, введенной английским адмиралом Бофортом сила ветра оценивается по двенадцатибалльной шкале).

Для словесной характеристики ветра в зависимости от его скорости употребляется следующая терминология:

- слабый — 2—3 *м/сек*;
- умеренный — 4—7 *м/сек*;
- сильный — 10—12 *м/сек*;
- очень сильный — более 15 *м/сек*;
- шторм — более 20 *м/сек*;
- жесткий шторм — более 25 *м/сек*;
- ураган — более 30 *м/сек*.

Ветру свойственна порывистость скорости и изменчивость направления. Обычно для характеристики ветра определяется средняя скорость и среднее его направление. Ровным ветром считается

ся ветер, скорость которого в течение 2 мин почти не меняется или отклоняется от средней не более чем на 4 м/сек; порывистым считается ветер с резкими колебаниями скорости (более 4 м/сек). Резкое усиление ветра в течение короткого промежутка, сопровождающееся изменениями его направления, называется **шквалом**. При шквале скорость ветра нередко превышает 20—30 м/сек. Шквал обычно продолжается несколько минут.

Постоянным (по направлению) называется ветер, который в течение 2 мин удерживается в пределах одного румба; меняющимся считается ветер, меняющий свое направление за указанное время более чем на один румб.

§ 2. ПРИЧИНЫ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ВЕТРА

Ветер возникает в результате неравномерного горизонтального распределения давления. Воздух из области высокого давления перемещается в область низкого давления.

Картину распределения давления вдоль земной поверхности дают приземные карты погоды, где с помощью изобар нанесено барическое поле, позволяющее видеть область с низким давлением (циклоны, ложбины) и высоким давлением (антициклоны, гребни). Такие карты составляются по наблюдениям метеостанций всего земного шара за 3; 9; 15; 21 и московского времени.

По картам погоды можно рассчитать изменение (перепад) давления вдоль земной поверхности. Эта величина носит название горизонтального барического градиента Γ_p . Он представляет собой изменение давления на единицу расстояния в том направлении, в котором давление убывает наиболее быстро; направлен барический градиент по нормали в сторону убывания давления. За единицу расстояния берется 1° меридиана (111 км) или 100 км.

Если изобразить горизонтальное распределение давления системой изобар (рис. 17) p_1 и p_2 и взять их разность $p_2 - p_1 = \Delta p$ *, а расстояние между ними (по нормали) обозначить через ΔS (см. рис. 17), то в общем виде величина горизонтального барического градиента будет:

$$\Gamma_p = \frac{\Delta p}{\Delta S},$$

где $\Delta p = p_2 - p_1$; $\Delta S = S_2 - S_1$.

* Греческая буква Δ (дельта) обозначает разность двух величин.

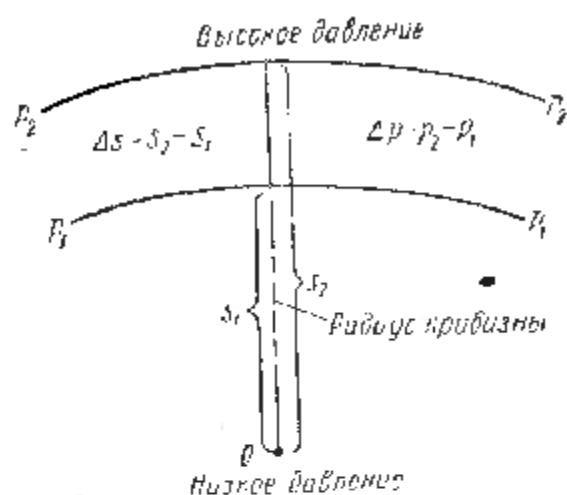


Рис. 17. К выводу величины барического градиента

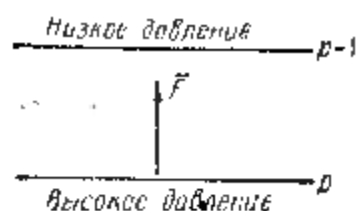


Рис. 18. Сила барического градиента F



Рис. 19. Отклоняющая сила вращения Земли F_k (сила Кориолиса) в Северном полушарии (U — направление ветра)

Горизонтальный барический градиент, отнесенный к единице массы ($\rho = \frac{\text{масса}}{\text{объем}} = \frac{g}{\text{см}^3}$), представляет собой силу барического градиента F , под влиянием которой частица (масса) воздуха приходит в движение. Эта сила

$$F = \frac{\Delta p}{\rho \Delta S} \text{ см/сек}^2.$$

Из формулы видно, что чем больше разность (перепад) между областью высокого и низкого давления, т. е. величина Δp , и чем меньше расстояние между этими областями, т. е. величина ΔS , тем больше сила барического градиента, а следовательно, тем быстрее будет скорость движения воздуха (т. е. ветер).

Силу барического градиента изображают вектором, направленным от большего давления к меньшему (рис. 18).

Как только в атмосфере создается разность давления в горизонтальном направлении, под воздействием силы барического градиента масса воздуха начинает перемещаться в направлении вектора силы барического градиента, т. е. от большего давления к меньшему по наискорейшему расстоянию.

Однако с началом движения воздуха на его массу сразу же начинают оказывать влияние другие силы. К ним относятся:

отклоняющая сила вращения Земли;

сила трения, оказывающая влияние в приземном километровом слое воздуха;

центробежная сила, влияющая при движении воздуха по криволинейному пути.

Отклоняющая сила вращения Земли

Отклоняющая сила вращения Земли F_k , называемая силой Кориолиса (по фамилии открывшего ее французского ученого), возникает вследствие вращения Земли вокруг своей оси¹.

* см/сек^2 представляет размерность ускорения. Из физики известно, что сила, действующая на единицу массы, численно равна производимому ею ускорению.

¹ Каждая точка земного экватора за сутки совершает один полный оборот вокруг оси, т. е. проходит путь длиной 40 000 км со скоростью 464 м/сек.

Отклонение движущегося воздушного потока происходит потому, что он по инерции сохраняет первоначальное направление движения относительно мирового пространства, в то время как Земля под воздушным потоком поворачивается вокруг своей оси. Сила Кориолиса не меняет скорости движения потока относительно Земли, а лишь влияет на его направление. Она всегда действует в направлении, перпендикулярном к направлению движения воздуха: вправо — в Северном полушарии и влево — в Южном (рис. 19).

Величина силы Кориолиса, действующая на единицу массы

$$F_k = 2\omega U \sin \varphi,$$

где ω — угловая скорость вращения Земли;

U — скорость воздушного потока;

φ — широта места.

Как видно из приведенной выше формулы, величина силы Кориолиса зависит от географической широты φ и скорости воздушного потока U .

При неизменной скорости потока наибольшее значение сила Кориолиса имеет в высоких широтах, где $\varphi = 90^\circ$, а $\sin 90^\circ = 1$; наименьшее в низких, где $\varphi = 0^\circ$, а $\sin 0^\circ = 0$. Следовательно, наибольшее отклонение от своего первоначального направления воздушный поток под воздействием силы Кориолиса будет иметь у полюса и наименьшее у экватора (на самом экваторе сила Кориолиса равна нулю).

С ростом скорости потока сила Кориолиса будет увеличиваться, а следовательно, и сильнее будет сказываться отклоняющее действие вращения Земли. Численно силы барического градиента и Кориолиса соизмеримы.

Сила трения

Сила трения F_T действует в нижних приземных слоях воздуха. Она возникает вследствие трения движущегося воздушного потока о подстилающую поверхность, а также под влиянием вязкости воздуха. Сила трения (рис. 20) обычно направлена в сторону, противоположную движению¹.

Величина силы трения, действующей на единицу массы,

$$F_T = kU,$$

где U — скорость воздушного потока;

k — коэффициент трения (он больше над сушей и меньше над морем).

Сила трения уменьшается с высотой и практически оказывает заметное влияние лишь до высоты 500—1000 м (слой воздуха от земли до указанной высоты иногда называется слоем трения).

¹ Сила трения несколько отклонена влево (на 38°) от этого направления. Однако для простоты рассуждений можно не считаться с этим.

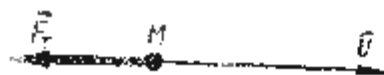


Рис. 20. Сила трения F_T

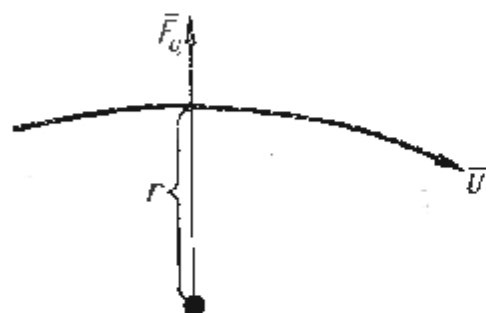


Рис. 21. Центробежная сила F_c

Численно величина силы трения соизмерима с силой барического градиента и силой Кориолиса.

Центробежная сила

Центробежная сила F_c возникает при криволинейном движении воздушного потока. Она направлена от центра вращения по радиусу кривизны (рис. 21). Величина этой силы, действующей на единицу массы,

$$F_c = \frac{U^2}{r},$$

где U — скорость воздушного потока;
 r — радиус кривизны.

Так как в реальных условиях атмосферы траектория движения воздушных частиц имеет небольшую кривизну (например, радиус кривизны циклона и антициклона достигает 1000 км и более), то величина центробежной силы по сравнению с силой барического градиента Кориолиса и трения оказывается очень незначительной и при расчетах не учитывается.

§ 3. ДВИЖЕНИЕ ВОЗДУХА В СЛОЕ ТРЕНИЯ

У земной поверхности в слое трения (до высоты 1000 м) на движущуюся массу воздуха действуют три силы: сила барического градиента, отклоняющаяся сила вращения Земли и сила трения.

При постоянной скорости воздушного потока, т. е. установившемся движении¹, эти силы уравновешивают друг друга. В этом случае силу барического градиента уравновешивает сумма сил Кориолиса и трения (рис. 22).

Под воздействием этих уравновешенных сил воздушный поток (ветер) в слое трения отклоняется вправо от направления силы барического градиента на угол, меньший 90°. Этот угол, образованный вектором силы барического градиента и вектором ветра, называется **углом отклонения α** .

Величину угла отклонения можно определить следующим образом. Пусть в какой-либо момент в слое трения наблюдается постоянная скорость воздушного потока (т. е. установившееся движение), а следовательно, для каждой частицы воздуха имеет место равновесие трех сил — барического градиента, Кориолиса и

¹ Под установившимся или стационарным движением воздуха понимается такое движение, когда в каждой точке пространства величина и направление вектора скорости не изменяются со временем. В этом случае в каждой точке силы, действующие на точку, должны уравновешивать друг друга (равнодействующая сил равна нулю).

трения. Это положение сил изображено на рис. 23. Из него видно, что вектор суммы сил трения и Кориолиса (т. е. $F_K + F_T$) равен и противоположен вектору силы барического градиента F и уравнивает его. В заштрихованном прямоугольном треугольнике один катет представляет собой вектор силы трения F_T , второй — вектор силы Кориолиса F_K , а гипотенуза — суммарный вектор $F_K + F_T$.

Из треугольника видно, что

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{F_K}{F_T} = \frac{2\omega U \sin \varphi}{kU}, \text{ или } \operatorname{tg} \alpha = \frac{2\omega \sin \varphi}{k}.$$

Отсюда следует, что угол отклонения зависит от коэффициента трения k и широты места φ .

Угол отклонения будет тем больше, чем меньше коэффициент трения. Если коэффициент трения k уменьшается (т. е. если k стремится к нулю), то угол α приближается к 90° (деление числителя на 0 дает бесконечность ∞ , а $\operatorname{tg} 90^\circ = \infty$).

Над сушей, где сила трения больше и, следовательно, больше коэффициент трения, угол отклонения α примерно составляет 30° – 45° . Над морем, где сила трения меньше, угол отклонения может быть близок к 90° .

Кроме указанного, угол отклонения также зависит и от широты места φ . На экваторе, где $\varphi = 0$, угол $\alpha = 0$, движение воздуха должно совпадать с направлением силы барического градиента. Самое большое отклонение ветра от силы барического градиента (в правую сторону в Северном полушарии) будет наблюдаться на полюсе, где $\varphi = 90^\circ$, а $\sin 90^\circ = 1$. Здесь величина $\operatorname{tg} \alpha = \frac{2\omega}{k}$, т. е. имеет наибольшее значение.

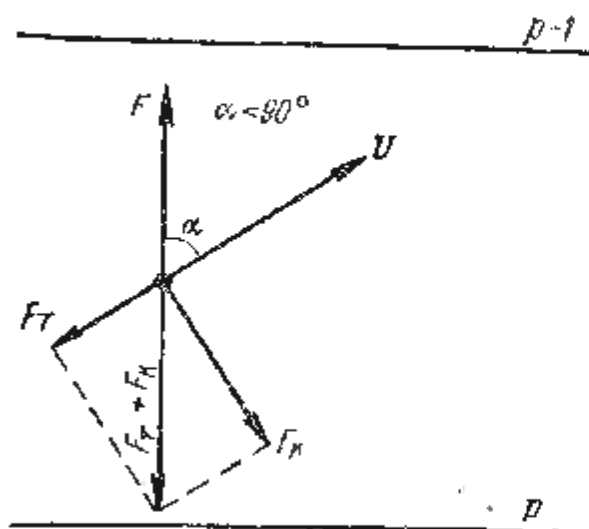


Рис. 22. Взаимодействие сил в слое трения при установившемся движении воздуха

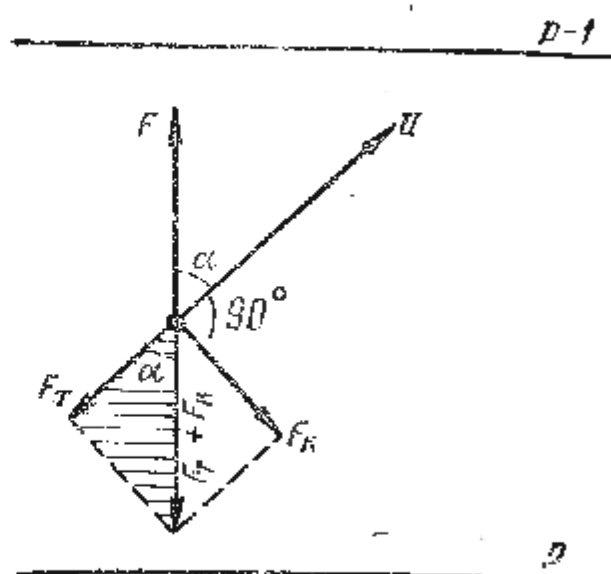


Рис. 23. К выводу формулы для определения величины угла отклонения α воздушного потока

§ 4. ДВИЖЕНИЕ ВОЗДУХА ВЫШЕ СЛОЯ ТРЕНИЯ

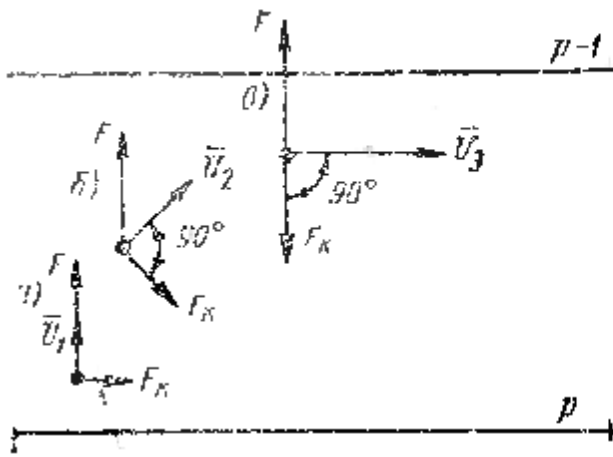


Рис. 24. Образование градиентного ветра

Выше слоя трения движение массы воздуха (градиентный ветер) происходит под действием двух сил: силы барического градиента и силы Кориолиса (сила трения в этом случае отсутствует). В первоначальный момент под действием силы барического градиента масса воздуха будет двигаться в направлении вектора силы барического гра-

диента (рис. 24, а). Однако с началом движения под влиянием силы Кориолиса частицы воздуха начнут отклоняться вправо (рис. 24, б). Это будет происходить до тех пор, пока сила барического градиента и сила Кориолиса не уравновесят друг друга ($F = F_K$) и окажутся направлены в противоположные стороны (рис. 24, в).

Движение воздуха станет установившимся и будет направлено вдоль изобар, так как сила барического градиента и сила Кориолиса окажутся противоположными друг другу и лежащими на одной прямой, перпендикулярной к изобарам (см. рис. 24, в). Скорость воздушного потока (ветра) в рассмотренном случае определяется только силой барического градиента (сила Кориолиса на скорость не влияет), и поэтому такой поток называется градиентным ветром.

Таким образом, градиентный ветер представляет собой установившееся горизонтальное движение воздуха выше уровня трения, направленное вдоль изобар так, что низкое давление всегда будет находиться слева от потока (см. рис. 24, в).

Скорость градиентного ветра определяется из его условия: $F = F_K$.

Так как $F = \frac{\Delta p}{\rho \Delta S}$, а $F_K = 2\omega U \sin \varphi$, то $\frac{\Delta p}{\rho \Delta S} = 2\omega U \sin \varphi$.

Из этого уравнения находим U — скорость градиентного ветра:

$$U = \frac{\Delta p}{\rho 2\omega \sin \varphi \Delta S}.$$

Согласно уравнению Клапейрона, $\rho = \frac{p}{RT}$, здесь R — газовая постоянная, тогда

$$U = \frac{RT}{p 2\omega \sin \varphi} \frac{\Delta p}{\Delta S}.$$

Величину $\frac{RT}{p2\omega}$ обозначим буквой K , тогда

$$U = \frac{K}{\sin \varphi} \frac{\Delta p}{\Delta S}.$$

Полученная формула является формулой скорости градиентного ветра. Если в ней привести в соответствие систему единиц, а величину K подставить известные числовые значения¹ R и ω , положить $T = 0^\circ$, а $p = 1000$ мб, то формула скорости градиентного ветра примет вид:

$$U = \frac{536}{\sin \varphi} \frac{\Delta p}{\Delta S} \text{ м/сек, или } U = \frac{1931}{\sin \varphi} \frac{\Delta p}{\Delta S} \text{ км/ч,}$$

где φ — широта места;

Δp — разность давления (в миллибарах) между изобарами, лежащими по обе стороны места (пункта), где определяется ветер;

ΔS — расстояние по нормали между взятыми изобарами (снимается с карты погоды, учитывая ее масштаб), км.

При T и p , отличающихся от 0°C и 1000 мб, величина несколько изменяется.

Согласно указанным формулам, скорость градиентного ветра можно рассчитать по приземным картам погоды только для высоты 500—1000 м, т. е. для уровня, где сила трения перестает оказывать свое действие. В более высоких слоях все расчеты скорости градиентного ветра производятся при помощи карт барической топографии, о которых будет сказано ниже. Там же будет показана градиентная линейка, рассчитанная по приведенным формулам скорости градиентного ветра. С помощью такой линейки определение скорости ветра производится быстро и без особых затруднений.

§ 5. ВОЗДУШНЫЕ ПОТОКИ В ОСНОВНЫХ БАРИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ

Зная влияние сил на движущуюся массу воздуха, можно представить направление движения воздушных потоков в барических системах в слое трения и выше его.

Под действием сил барического градиента, трения и силы Кориолиса в нижних слоях основных барических систем (циклоне и антициклоне) воздушные потоки отклоняются от направления силы барического градиента, образуя громадные вихри. Выше слоя трения, где действуют лишь две силы — барического градиента и Кориолиса, воздушный поток направлен вдоль изобар.

В циклоне (рис. 25) сила барического градиента направлена к центру. В слое, где сказывается влияние силы трения, т. е. от

¹ R — для воздуха $287 \cdot 10^4 \text{ см}^2/\text{сек}^2 \cdot \text{град}$;
 ω — $0,0000729 \text{ 1/сек}$.

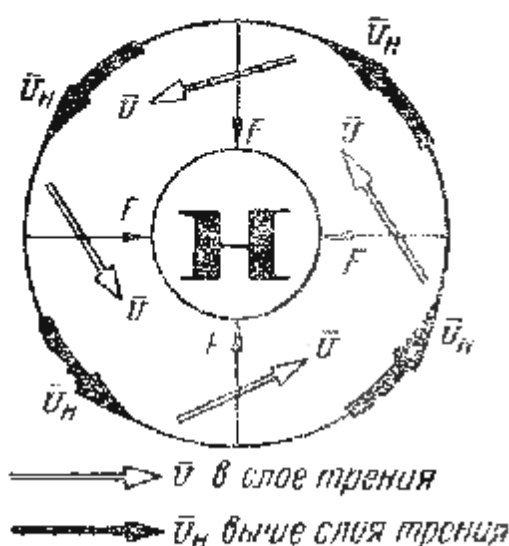


Рис. 25. Ветер в циклоне

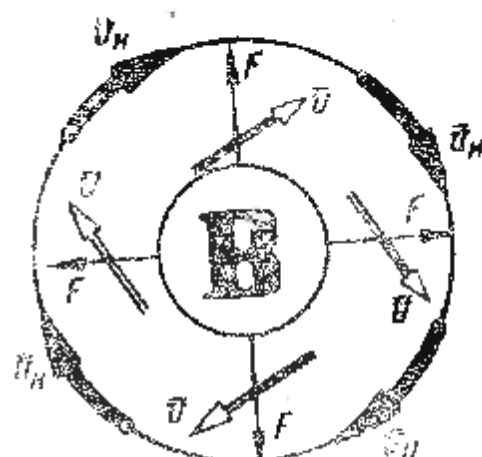


Рис. 26. Ветер в антициклоне

земли до высоты 1 000 м, ветры дуют от периферии к центру, против часовой стрелки, отклоняясь от вектора силы барического градиента направо на угол, меньший 90° . Выше слоя трения направления ветра совпадает с направлением изобар.

В антициклоне (рис. 26) сила барического градиента направлена от центра. В слое от земли до высоты 1000 м ветры дуют от центра к периферии по часовой стрелке, отклоняясь от вектора силы барического градиента влево на угол, меньший 90° . Так же, как и в циклоне, выше слоя трения направление ветра совпадает с направлением изобар.

Учитывая направление движения воздушных потоков в циклоне и антициклоне, можно по направлению ветра судить о расположении центров этих барических систем.

Существует следующее правило (закон Бейс-Балло)¹.

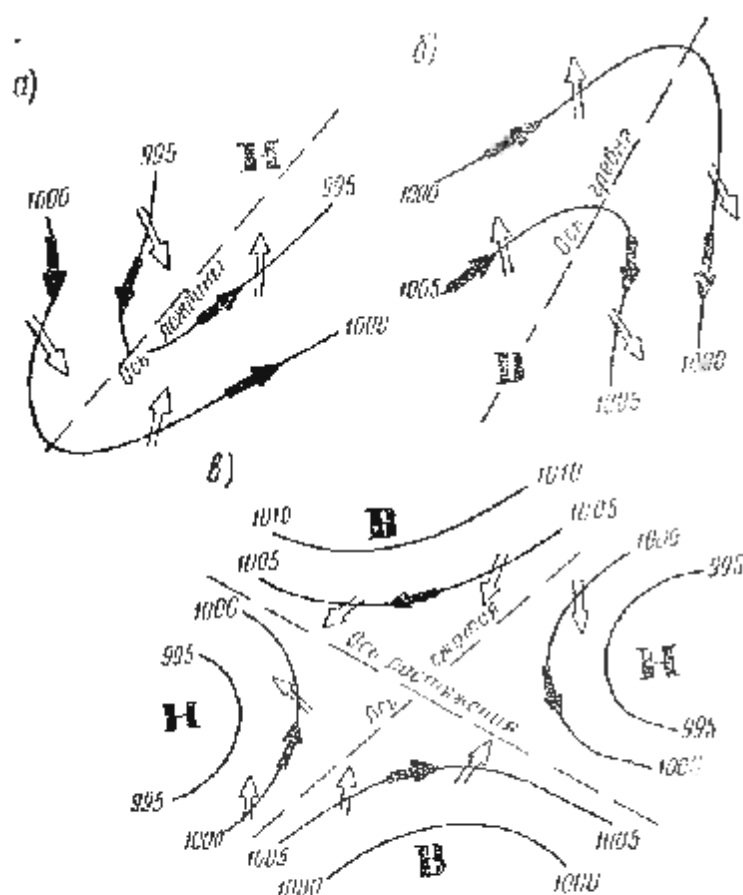


Рис. 27. Ветер в ложбине, гребне и седловине

¹ Бейс-Балло — голландский ученый (1818—1890 гг.).

Если встать спиной к ветру, то у земли низкое давление будет находиться слева и несколько впереди; а высокое — справа и несколько позади наблюдателя.

При полете по ветру низкое давление всегда находится слева, высокое — справа.

Направление движения воздушных потоков в слое трения и выше его в других барических системах (ложбине, гребне, седловине) представлено на рис. 27.

Указанные правила годны только для Северного полушария. Для Южного полушария все рассуждения аналогичны, но так как сила Кориолиса направлена влево от направления движения, то и все потоки будут иметь противоположное направление относительно Северного полушария.

§ 6. ИЗМЕНЕНИЕ СКОРОСТИ И НАПРАВЛЕНИЯ ВЕТРА С ВЫСОТОЙ

С подъемом в атмосфере происходит изменение скорости и направления ветра. В слое трения, т. е. от земли до 1 000 м, с высотой сила трения уменьшается и поэтому скорость ветра возрастает (на высоте 500 м скорость ветра примерно в 2 раза больше, чем у земли). Наряду с увеличением скорости с высотой происходит поворот ветра вправо (правое вращение ветра). Угол отклонения, зависящий от силы трения, постепенно увеличивается и наконец на высоте 500—1 000 м достигает 90° (рис. 28).

Таким образом, усиление и отклонение ветра вправо в слое трения происходит под влиянием ослабления силы трения.

Выше слоя трения, в свободной атмосфере, скорость ветра может как возрастать, так и убывать. Здесь встречаются и правые и левые повороты ветра, а иногда могут наблюдаться воздушные течения, противоположные направлению ветра у земной поверхности.

Так как выше слоя трения ветер направлен вдоль изобар соответствующего уровня, например уровня 1, 2, 3 км и т. д., то в свободной атмосфере изменение ветра обусловлено перестройкой высотного барического поля, а следовательно, и изменением направления силы барического градиента. Эта перестройка определяется и учитывается при помощи карт барической топографии, составляемых на авиационных метеорологических станциях.

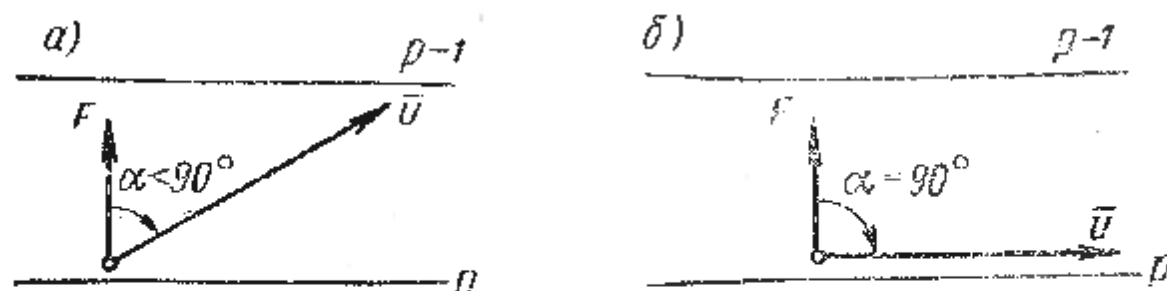


Рис. 28. Ветер U в слое трения (а) и выше слоя трения (б)

§ 7. ХАРАКТЕР ВЕТРА В РЕАЛЬНОЙ АТМОСФЕРЕ

В реальной атмосфере ветер не представляет собой устойчивого течения, т. е. не является постоянным во времени и в пространстве. Ветру свойственна порывистость, вызываемая турбулентностью. Скорость и направление ветра с течением времени изменяются, особенно резко поблизи поверхности земли, благодаря наблюдающейся здесь повышенной турбулентности.

Скорость ветра имеет ярко выраженный суточный ход. В приземном слое она максимальная днем и минимальная ночью. На средних и больших высотах в отличие от приземного слоя максимальная скорость ветра наблюдается ночью, минимальная — днем (ночью отсутствует тормозящее действие конвекции).

С увеличением высоты скорость ветра обычно возрастает, достигая максимального значения под тропопаузой, выше указанного уровня скорость ветра убывает. Под тропопаузой в верхней тропосфере зачастую имеют место очень сильные ветровые потоки однородного направления со скоростью, превышающей 30 м/сек. (100 км/ч). Такие ветры называются струйным течением. Максимальная скорость в таком потоке отмечена над Японией и представляет собой 700 км/ч.

§ 8. НАБЛЮДЕНИЯ ЗА ВЕТРОМ

Наблюдения за ветром заключаются в определении его направления и скорости. У земли эти элементы определяются с помощью приборов, имеющих различные конструкции, но устроенных по общему принципу. Для определения направления ветра применяется флюгарка¹, которая под воздействием ветра бывает всегда направлена вдоль ветрового потока. По положению флюгарки ветер может быть определен вне помещения на глаз или в помещении с помощью специальных электрических устройств по указателю.

Для определения скорости применяются анемометры (от греческого слова «анемос» — ветер), имеющие датчик в виде мельничек (типа самолетного винта) или в виде крестообразно расположенных полушарий. В обоих случаях скорость ветра определяется на специальных циферблатах приемной части по скорости вращения мельнички или полушарий.

На некоторых метеорологических станциях для определения направления и скорости ветра у земли применяется устаревший прибор — флюгер Вильда. С его помощью направление ветра определяется по флюгарке, скорость — с помощью подвешенной металлической большой доски (по ее отклонению от вертикального положения).

¹ Флюгарка представляет собой одну или две расположенные под углом пластинки, уравновешенные противомосом и обладающие способностью при вращении около вертикальной оси всегда устанавливаться противомосом навстречу ветру, т. е. указывать румб ветра.

Широкое применение на авиационных метеорологических станциях находят автоматические электрические приборы для определения скорости и направления ветра на расстоянии¹ — анеморумбометры и дистанционные метеорологические станции (ДМС). С помощью первых в рабочем помещении определяется только направление и скорость ветра, с помощью вторых, кроме направления и скорости ветра, определяется также температура и влажность наружного воздуха.

Направление и скорость ветра, наблюдаемое на высотах, определяется с помощью шаропилотных и радиопилотных наблюдений. В обоих случаях в свободный полет выпускается шар-пилот с известной скоростью подъема, представляющий собой резиновую оболочку, наполненную водородом. При радиопилотных наблюдениях к шару-пилоту прикрепляется активная мишень. С помощью специальных теодолитов (в первом случае оптического теодолита, во втором — радиотеодолита) за шаром-пилотом ведут наблюдения и через определенные промежутки времени фиксируют его положение с помощью вертикального и горизонтального углов.

Зная эти углы и скорость подъема шара, на специальном планшете (круг Молчанова) строится проекция выпущенного шара-пилота и по ней определяется направление и скорость ветра на требуемых высотах.

Кроме указанных способов, направление и скорость ветра на высоте могут быть определены в полете штурманом самолета.

§ 9. ВЛИЯНИЕ ВЕТРА НА РАБОТУ АВИАЦИИ

Ветер оказывает большое влияние на работу авиации. Выбор и строительство взлетно-посадочной полосы (ВПП), построек аэродрома зависит прежде всего от направления преобладающего ветра. От направления и скорости ветра по отношению ВПП зависит безопасность взлета и посадки самолета. Ветер влияет на длину разбега самолета. У самолетов с турбореактивными двигателями влияние ветра на длину разбега меньше, чем у самолетов с поршневыми двигателями. Однако при достаточно сильном ветре длина разбега может существенно сократиться. Для транспортного самолета весом примерно 20 т встречный ветер со скоростью 70 км/ч сокращает длину разбега на 50%.

Ветер также оказывает существенное влияние на длину пробега. При посадке со встречным ветром в 20 км/ч длина пробега уменьшается на 20—25%, а при ветре 40 км/ч — на 35—40%.

Ветер вызывает опасные явления, препятствующие производству полетов или усложняющие их. К таким явлениям относятся ураганы, шквалы, пыльные бури, метели.

Кроме указанного, ветер непосредственно влияет на полет самолета. Это влияние проявляется двояким образом. Во-первых,

¹ Датчики анеморумбометра и ДМС могут быть установлены на расстоянии до 100 м от приемного устройства.

ветер как движущаяся воздушная среда изменяет скорость и направление полета самолета по отношению к земной поверхности. Во-вторых, вследствие того, что структура ветра носит турбулентный характер, нарушается равновесие аэродинамических сил у летящего самолета и он испытывает болтанку и броски.

С горизонтальным перемещением воздуха (ветром) связан перенос тепла и холода, водяного пара, облаков и различных погодных явлений, прямо или косвенно влияющих на производство полетов.

§ 10. ЭЛЕМЕНТЫ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ

В атмосфере постоянно существуют воздушные течения, из которых складывается общая ее циркуляция. Посредством этих течений осуществляется обмен воздушными массами между отдельными частями земного шара.

Общая циркуляция атмосферы обусловлена главным образом неравномерным притоком солнечной энергии на различные широты, отклоняющим действием вращения Земли и неоднородностью земной поверхности (ее расчлененностью на материки и океаны). Если бы земля имела однородную подстилающую поверхность и была неподвижна, то атмосферная циркуляция была бы очень проста. В каждом полушарии наблюдался бы замкнутый круговорот воздуха между полюсом и экватором: в нижних слоях — от полюса к экватору, а в верхних — от экватора к полюсу. В действительности под воздействием трех указанных факторов в каждом полушарии возникает целый ряд отдельных циркуляций (колец), взаимно связанных друг с другом.

Рассмотрим циркуляцию в Северном полушарии (рис. 29). Одно из наиболее очевидных вертикальных колец циркуляции имеет место между экватором и субтропическими широтами (широта субтропиков $25-40^\circ$).

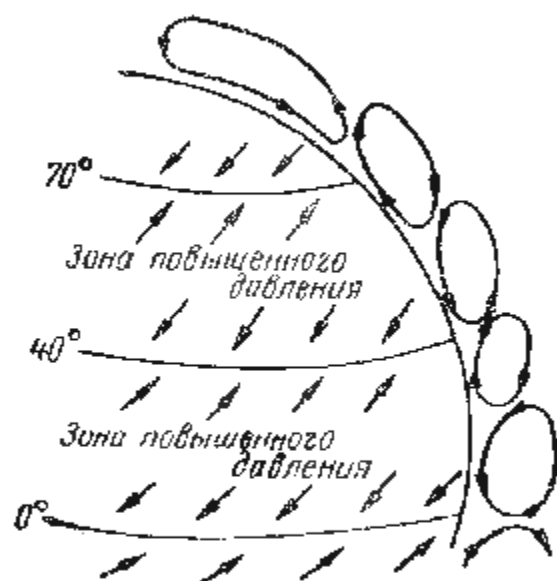


Рис. 29. Упрощенная схема общей циркуляции атмосферы в Северном полушарии

У экватора вследствие сильного нагревания воздух поднимается в верхние слои атмосферы и оттуда в виде южных потоков, называемых антипассатами, движется к северу. Под воздействием отклоняющей силы вращения Земли южное направление антипассатов сменяется юго-западным и на широте около 30° оно принимает западное направление. Здесь воздух накапливается и, опускаясь вниз, образует пояс высокого давления, расчлененный на отдельные антициклоны, что обусловлено на-

личием материков и океанов. В нижних слоях от широты 30—35° наблюдаются потоки воздуха к экватору, называемые пассатами. Пассаты вначале имеют северное направление, а по мере удаления к югу становятся северо-восточными. Они наблюдаются круглый год. Их скорость составляет 5—6 м/сек, а вертикальная мощность в среднем 4 000 м.

Опускающийся в субтропиках воздух оттекает не только к экватору, но и направляется к северу в виде юго-западных потоков. На широте около 40—50° он встречается с воздушными течениями умеренных широт и образует замкнутое кольцо циркуляции.

Воздух умеренного пояса имеет два слабо выраженных кольца циркуляции. На широте около 70—75° он встречается с сильно выхолаженными воздушными потоками, направленными от Северного полюса к югу. Северный холодный воздух в свою очередь образует отдельное замкнутое кольцо циркуляции.

Таким образом, в Северном полушарии можно обнаружить пять замкнутых колец циркуляции¹. В нижней тропосфере в местах смыкания колец циркуляции встречаются разнородные воздушные течения, отделяющиеся друг от друга узкими переходными зонами, называемыми атмосферными фронтами. На атмосферных фронтах возникают циклоны и антициклоны, которые в значительной мере нарушают схему общей циркуляции атмосферы, придавая ей сложный и переменный характер. В связи с этим приведенная на рис. 29 схема общей циркуляции атмосферы является грубоприближенной и обнаруживается лишь на многолетних климатических картах среднего распределения давления и преобладающих направлений ветров.

По новейшим исследованиям циркуляция атмосферы не ограничивается только тропосферой. Установлено, что различные слои атмосферы физически взаимосвязаны и между ними имеет место вертикальный воздухообмен. Предполагается наличие целой системы колец стратосферной, мезосферной и термосферной циркуляции, смыкающихся с кольцами тропосферной циркуляции.

Схему вертикальной циркуляции можно представить чередующимися циклоническими и антициклоническими областями, располагающимися друг над другом. Над циклоном в тропосфере возникает антициклон в нижней стратосфере (10—20 км), циклон в верхней стратосфере (20—50 км), антициклон в мезосфере (50—80 км), циклон в термосфере (выше 80 км). Все циркуляционные кольца связаны между собой в единую систему.

Если, например, усиленный активностью Солнца поток солнечной радиации нагревает какой-либо верхний слой атмосферы, а в нем наблюдается антициклоническая циркуляция, то эта циркуляция усилится, что в свою очередь усилит циклоническую циркуляцию в нижнем слое. Это усиление будет передаваться все ниже от слоя к слою, и, если в самом нижнем атмосферном слое — тропосфере — наблюдается циклон, он тоже углубится.

¹ Аналогичные кольца циркуляции наблюдаются и в Южном полушарии.

§ 11. МЕСТНЫЕ ВЕТРЫ

Местные особенности расположения суши и водных бассейнов, наличие и расположение гор, долин и т. д. накладывают свой отпечаток на характер воздушных течений. Под воздействием указанных причин возникают так называемые местные ветры, характерные и свойственные только для данной местности (района).

К местным ветрам относятся бризы, муссоны, горнодолинные ветры, фён, бора и др.

Бризы и муссоны являются следствием неравномерного нагревания суши и водной поверхности.

Бризы — ветры с суточной периодичностью. Они возникают в прибрежных морских районах летом при безоблачной (антициклональной) погоде и слабом ветре, вследствие различного нагревания в течение суток воды и суши.

Дневной бриз начинается около 10 ч утра и дует с моря на нагретое побережье; распространяется в глубь суши на 20—40 км и имеет верхнюю границу 200—300 м.

Ночной бриз дует с суши на море. Он слабее, чем дневной, так как разность температур между сушей и морем меньше. Ночной бриз распространяется в море на 8—10 км.

Бризы могут наблюдаться на берегах крупных озер и широких рек.

Муссоны — ветры сезонного характера, меняющие свое направление от зимы к лету. Причины их возникновения те же, что и в случае бризов, только в значительно больших масштабах. Муссоны имеют периодичность в холодную и теплую половину года: зимой они дуют с суши на море, летом с моря на сушу.

Муссонная циркуляция распространяется на сотни километров, охватывая слои воздуха до 2—4 км по вертикали.

Особенно большого развития муссоны достигают на восточных берегах Азии (ДВК); несколько слабее — в северных прибрежных районах Сибири.

На Дальнем Востоке муссоны являются самым важным фактором климата. Летний юго-восточный муссон приносит с океана и Японского моря много влаги и осадков и делает температуру умеренной в прибрежной полосе суши. Зимой северо-западный муссон приносит сухой и холодный воздух континента, сильно понижает температуру и делает зиму малооблачной и суровой даже в сравнительно низких широтах. Так, например, во Владивостоке, расположенном на широте Сухуми ($\varphi = 43^\circ$), средняя температура января равна -14° , т. е. она не выше, чем в Архангельске. В Сухуми средняя температура января равна $+6,2^\circ$.

Горно-долинные ветры имеют суточную периодичность. Днем склоны, прогреваясь, нагревают воздух и появляется долинный ветер (к вершинам). Он наблюдается с 9 ч утра до захода солнца.

Ночью склоны, сильно излучая тепло, охлаждаются. Воздух, охлаждаясь, стекает вниз, образуя так называемый горный ветер.

Мощность слоя долинного ветра около 1 км. Южный горный ветер слабее долинного, вертикальная мощность его меньше. Долинный ветер развивается только в хорошую погоду. Горный ветер наблюдается даже при полной облачности и осадках.

Фён — теплый сухой ветер, дующий вниз по склонам гор. Поток относительно теплого воздуха, перетекая через горы, опускается на их подветренный склон. Опускаясь, он нагревается по сухадиабатическому закону (на 1° на 100 м).

Если на наветренной стороне наблюдается облачность, она при переваливании ветра рассеивается.

Фёны наблюдаются в горных районах: Альпах, Карпатах, на Кавказе, в горах Средней Азии и Дальнего Востока и т. д. Изменение температуры и влажности при фёне можно видеть на следующем примере. В г. Батуми 23 февраля наблюдались следующие метеоусловия: в 7 ч (до фёна) температура воздуха была 9°C , относительная влажность — 99%; в 13 ч — соответственно 10°C и 95%; в 21 ч (во время фёна) — $24,4^\circ\text{C}$ и 16%.

Бора — холодный шквальный ветер штормовой силы на подветренной стороне невысоких горных перевалов, возникающий при перетекании через них холодных воздушных масс. Холодный воздух вначале накапливается на наветренной стороне, затем обваливается. Вертикальная мощность боры невелика — около 200 м. При переваливании воздух адиабатически нагревается, но так как высота хребта мала и воздух сильно выхоложен, то он остаеться холодным.

Особенно резко выражен бора у Новороссийска, где благоприятные орографические условия. Севернее города расположен хребет Варада, имеющий Мархотский перевал ($H=435$ м), который является естественными воротами для воздушных потоков со стороны северо-востока. Здесь скорость низвергающегося ветра достигает до 20 м/сек; отдельные порывы доходят до 60 м/сек. Помимо Новороссийска, бора наблюдается на северо-восточных берегах Адриатического моря (в городах Триесте, Фиуме). Аналогичные по условиям образования и свойствам ветры встречаются также и в других местах. Таковы, например, сарма — северо-западный ветер на западном берегу оз. Байкала, бора на западном побережье Новой Земли (называемая также «восток»).

К местным орографическим ветрам можно отнести также афганец — юго-западный ветер, дующий по среднему течению р. Аму-Дарьи и часто наблюдающийся в г. Термезе (Средняя Азия). Афганец связан с вторжением с севера и северо-запада холодных масс воздуха в пределы Туранской низменности. Изменение направления ветра на юго-западное происходит под влиянием горных хребтов, расположенных в Иране и Афганистане.

При афганце наблюдаются пыльные бури, вызывающие сильное помутнение атмосферы. Пыль и мелкий песок нередко поднимаются до высоты 2—3 км и более. Видимость бывает значительно меньше 1 км, а порывы ветра достигают большой силы.

Влияние местных ветров на работу авиации

Местные ветры, свойственные определенным районам, оказывают большое влияние на работу авиации и особенно на полеты самолетов специального применения и полеты на местных воздушных линиях. Усиление ветра, вызванного особенностями рельефа данной местности, затрудняет пилотирование самолета на малых высотах, а иногда является и опасным для выполнения полета.

Учет местных ветров особенно существен при полетах в горных районах, а также в районах с пересеченной местностью. Нисходящие потоки воздуха с сильными завихрениями на подветренной стороне возвышенностей вызывают сильную болтанку и броски самолета, создают угрозу столкновения самолета с землей. В целях обеспечения безопасности полетов в горных районах наставлением по производству полетов устанавливаются безопасные (истинные) высоты полетов над горами различной высоты.

Местные ветры зачастую оказывают влияние на состояние аэродромов (особенно грунтовых), способствуя быстрейшему сходу снежного покрова и их просыханию.

Ветры, наблюдаемые в Средней Азии, а также и в другой пустынной местности, зачастую вызывают пыльные бури, сильно ухудшающие видимость, что нередко препятствует выполнению полетов.

Изучение местных особенностей, вызывающих различные проявления погоды, учет этих особенностей при проведении полетов являются важными факторами обеспечения безопасности полетов.

Контрольные вопросы

1. Каковы основные характеристики ветра и как они определяются?
2. Какая сила вызывает движение воздуха в горизонтальном направлении?
3. Что собой представляет сила отклоняющего действия вращения земли (сила Кориолиса) и как она действует в Северном и Южном полушариях?
4. От чего зависит сила трения и как она направлена?
5. Какова природа и величина центробежной силы?
6. Каково движение воздуха в слое трения под воздействием сил барического градиента, Кориолиса и трения? Что такое угол отклонения и чем определяется его величина?
7. Что такое градиентный ветер?
8. Как определяется направление и скорость градиентного ветра?
9. Как изменяется ветер с высотой (в слое трения и выше его)?
10. Каков характер ветра в реальной атмосфере?
11. Как производится наблюдение за направлением и скоростью ветра у земли и на высотах?
12. Какое влияние оказывает ветер на деятельность авиации?
13. Какие воздушные течения характерны для общей циркуляции атмосферы?
14. Что собой представляют местные ветры и каково их влияние на производство полетов?

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ВОЗДУХА

§ 1. ПРИЧИНЫ И ВИДЫ
ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ВОЗДУХА

В атмосфере постоянно происходят вертикальные движения. Они играют важнейшую роль в таких атмосферных процессах, как перенос тепла и водяного пара по вертикали, образование облаков и осадков, рассеяние облаков, развитие гроз, возникновение турбулентных зон и т. д.

В зависимости от причин возникновения различают следующие виды вертикальных движений воздуха.

Термическая конвекция. Этот вид вертикальных движений возникает вследствие неравномерного нагревания воздуха от подстилающей поверхности. Термическая конвекция может быть в виде неупорядоченных токов воздуха (рис. 30), которые иногда называют термической турбулентностью, и, кроме того, в виде мощных упорядоченных движений больших масс воздуха, охватывающих почти всю тропосферу (рис. 31).

Скорость конвективных движений может достигать нескольких метров в секунду, а в отдельных случаях, например в кучево-дождевых облаках, и более 20—30 м/сек.

Горизонтальная протяженность областей с конвективными вертикальными движениями воздуха может составлять несколько километров, а иногда и десятки километров.

Динамическая конвекция, или динамическая турбулентность. Этот вид представляет собой неупорядоченные вихревые движения, возникающие при горизонтальном перемещении и трении воздуха о подстилающую поверхность (рис. 32). Вертикальные составляющие неупорядоченных вихрей могут достигать несколько десятков сантиметров, а иногда и метров в секунду.

Динамическая конвекция наблюдается в слое от земли до высоты 1—1,5 км (пограничный слой).

Термическая и динамическая конвекции зачастую наблюдаются одновременно, определяя неустойчивое состояние атмосферы.

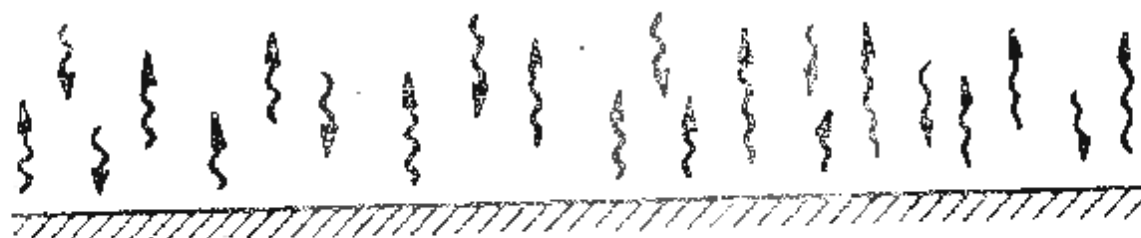


Рис. 30. Неупорядоченная термическая конвекция

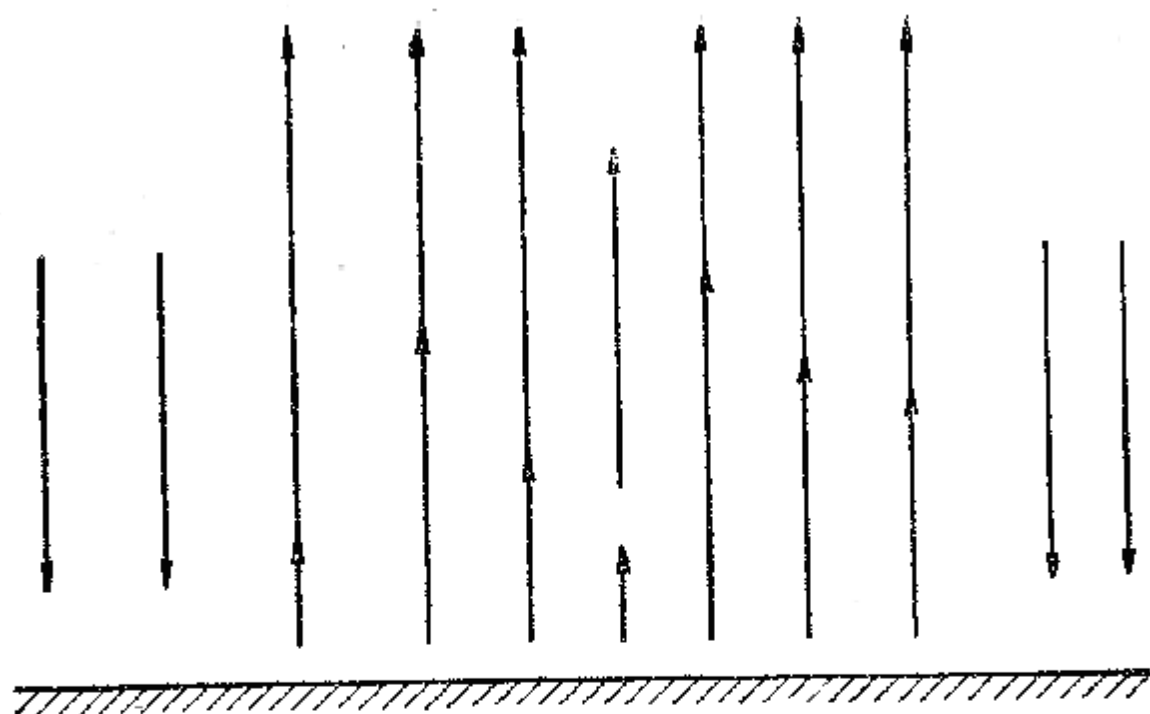


Рис. 31. Мощная (упорядоченная) термическая конвекция

Вынужденные вертикальные движения воздуха. Они бывают в виде упорядоченных восходящих скольжений и в виде вертикальных движений.

Восходящие скольжения наблюдаются при натекании теплого воздуха на клин холодного (рис. 33, а). Вертикальная скорость таких движений составляет несколько сантиметров в секунду, а горизонтальная протяженность зон — несколько сотен и даже тысяч километров (например, на теплом атмосферном фронте).

Вертикальные движения наблюдаются при активном подклинивании холодного воздуха под теплый (например, на холодном фронте) (рис. 33, б) и, кроме того, при встрече и натекании воздуха на крупные препятствия, такие, как холмы, сопки, горные хребты (рис. 33, в) и т. д.

Вертикальная скорость при таких вынужденных вертикальных движениях может быть от нескольких десятков сантиметров в се-

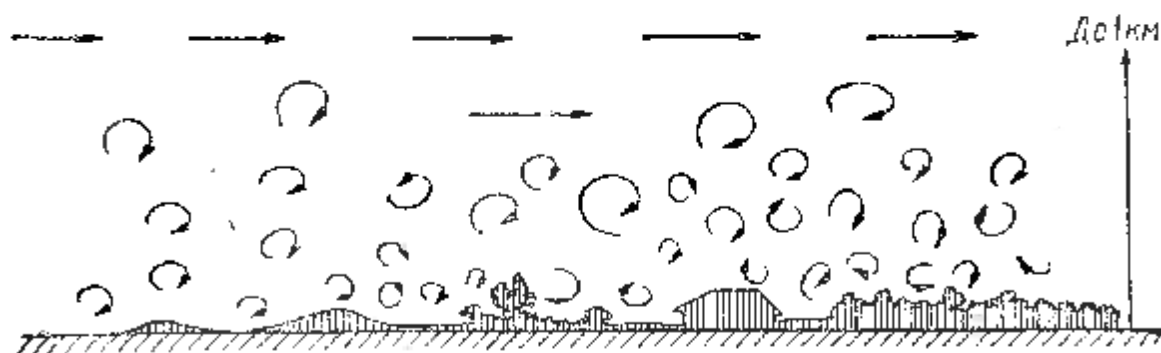


Рис. 32. Динамическая конвекция или динамическая турбулентность



Рис. 33. Вынужденные вертикальные движения

кунду (например, на медленно движущемся холодном атмосферном фронте) до нескольких метров в секунду, а иногда и до 15—20 м/сек (например, в облаках быстро движущегося холодного атмосферного фронта¹ и при вынужденном движении воздуха вдоль склонов гор).

Волновые движения воздуха.

Чаще всего эти движения возникают на слоях инверсий (на их верхней и нижней границах) вследствие разности плотности и скорости движения воздуха над и под инверсией. В вершинах волн имеет место восходящее, в долинах нисходящее движение воздуха (рис. 34).

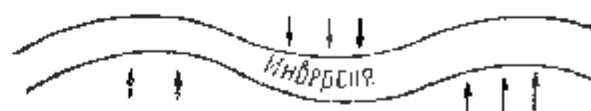


Рис. 34. Волновые движения воздуха

Волновые движения в атмосфере также могут наблюдаться и над горами на их подветренной стороне (подветренные или стоячие волны).

§ 2. УСЛОВИЯ ВЕРТИКАЛЬНОЙ УСТОЙЧИВОСТИ АТМОСФЕРЫ

На развитие возникших вертикальных движений воздуха и их интенсивность существенное влияние оказывает соотношение между температурой поднимающегося или опускающегося объема воздуха и температурой воздуха, окружающего данный объем.

Такое отношение определяется величиной вертикального температурного градиента γ , наблюдающегося в окружающем воздухе.

Покажем это на примере, для чего рассмотрим четыре случая, характеризующие развитие вертикальных движений воздуха в зависимости от величины вертикального температурного градиента γ . Сухоадиабатический градиент γ_a будем брать равным 1°C на 100 м. Влажноадиабатический градиент $\gamma_{ва}$ для простоты рассуждений возьмем равным средней его величине, т. е. $0,5^\circ\text{C}$ на 100 м.

1. Пусть вертикальный температурный градиент окружающего воздуха γ будет больше сухоадиабатического градиента γ_a , а следовательно, больше и влажноадиабатического $\gamma_{ва}$ и равняется $1,2^\circ\text{C}$ на 100 м ($\gamma = 1,2^\circ/100$).

¹ Атмосферные фронты — разделы между теплыми и холодными воздушными массами — подробно рассматриваются в гл. VIII.

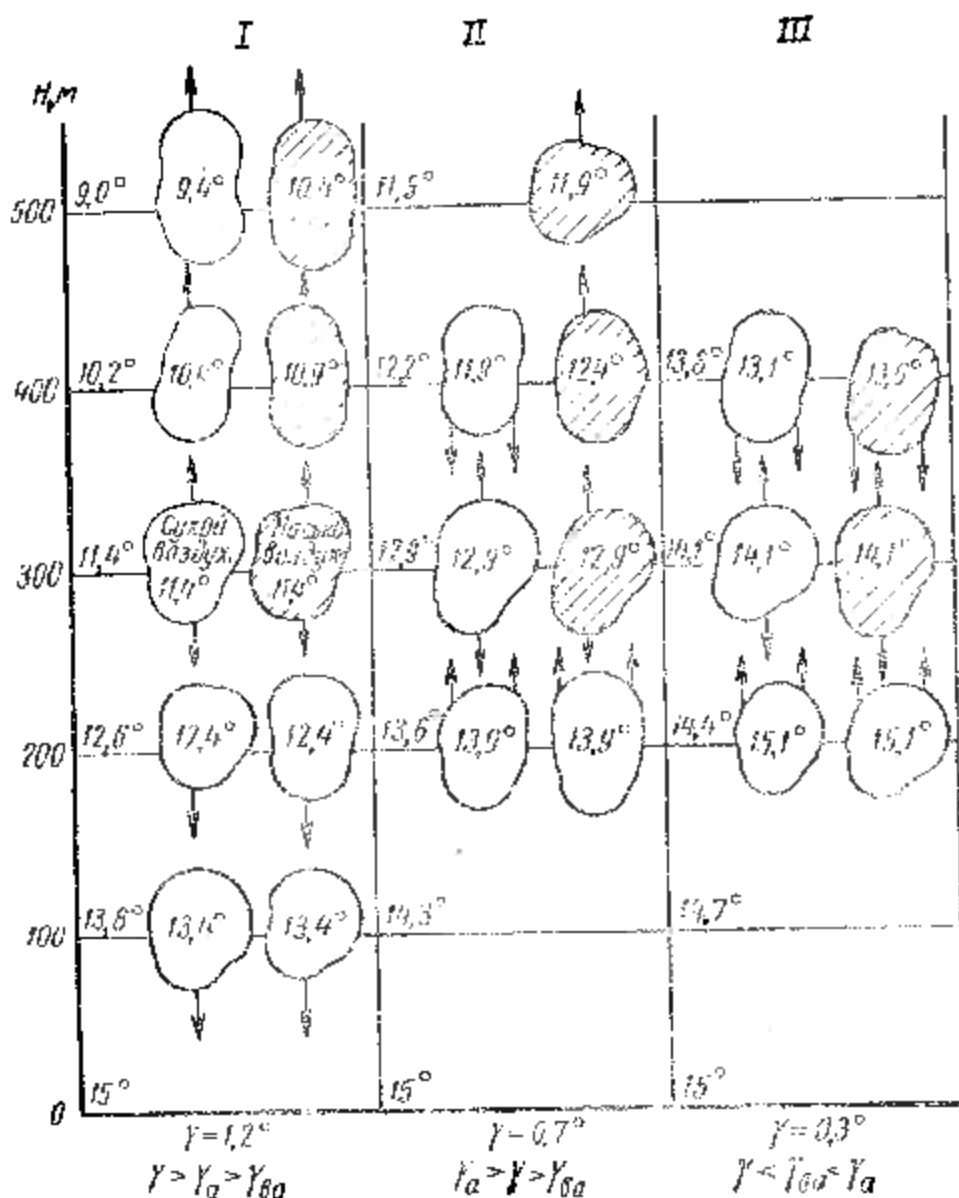


Рис. 35. Условия равновесия воздуха (пример)

Выделим мысленно два объема воздуха сухого и насыщенного на высоте 300 м (рис. 35, I). Пусть в начальный момент температура в этих объемах равна температуре окружающего воздуха, т. е. 11,4° С.

Предположим, что оба объема по каким-либо причинам начали подниматься. Объем сухого воздуха с подъемом будет адиабатически охлаждаться на 1° С на каждые 100 м (так как $\gamma_a = 1^\circ/100 \text{ м}$). На высоте 400 м его температура станет 10,4° С, на высоте 500 м — 9,4° С и т. д. Во всех случаях поднимающийся объем сухого воздуха будет теплее окружающего воздуха, что будет являться причиной его дальнейшего движения вверх.

Если этот же объем сухого воздуха по каким-либо причинам пойдет вниз, то он при опускании начнет нагреваться на 1° С на каждые 100 м. На высоте 200 м его температура станет 12,4° С, на высоте 100 м — 13,4° С и т. д. Температура опускающегося воздушного объема окажется холоднее окружающего воздуха, имею-

щего температуру на высоте 200 м $12,6^{\circ}\text{C}$ и на высоте 100 м $13,8^{\circ}\text{C}$. По этой причине опускание сухого воздуха будет продолжаться.

Аналогичная картина наблюдается при подъеме и опускании воздуха, насыщенного водяными парами. При поднятии он будет охлаждаться только на $0,5^{\circ}\text{C}$ на каждые 100 м (так как $\gamma_{\text{ва}} = 0,5^{\circ}/100$) и, следовательно, будет еще более теплым по отношению к окружающему воздуху, поэтому его подъем будет более энергичным. При опускании вниз насыщенный воздух будет нагреваться по сухадиабатическому закону, т. е. на 1°C на 100 м, а значит, и продолжать опускаться как сухой воздух.

Таким образом, если вертикальный температурный градиент воздуха больше сухадиабатического и влажнодиабатического ($\gamma > \gamma_{\text{а}}$ и $\gamma > \gamma_{\text{ва}}$), то выведенные из состояния равновесия и сухая и насыщенная воздушные массы становятся неустойчивыми, т. е. будут подниматься или опускаться (развиваются вертикальные токи воздуха). Такое состояние называется неустойчивым равновесием воздуха.

2. Пусть вертикальный температурный градиент окружающего воздуха γ будет меньше влажнодиабатического $\gamma_{\text{ва}}$, а следовательно, меньше и сухадиабатического $\gamma_{\text{а}}$ и равняется $0,3^{\circ}\text{C}$ на 100 м ($\gamma = 0,3/100$ м).

Если в этом случае мы выделим два объема воздуха сухого и насыщенного на высоте 300 м с температурой, равной температуре окружающего воздуха (в нашем случае $14,1^{\circ}\text{C}$), и сообщим этим объемам движения вверх и вниз, то увидим (рис. 35, III), что при подъеме они окажутся холоднее окружающего воздуха, а при опускании — теплее. И в первом и во втором случае оба объема будут стремиться возвратиться в первоначальное положение, т. е. сохранить устойчивость.

Таким образом, если вертикальный температурный градиент воздуха меньше влажнодиабатического и сухадиабатического ($\gamma < \gamma_{\text{ва}}$ и $\gamma < \gamma_{\text{а}}$), то выведенная из состояния равновесия и сухая и насыщенная воздушные массы будут возвращаться в прежнее устойчивое состояние (возникшие вертикальные токи будут гаситься). Такое состояние называется устойчивым равновесием воздуха.

3. Если вертикальный температурный градиент окружающего воздуха будет меньше сухадиабатического, но больше влажнодиабатического ($\gamma < \gamma_{\text{а}}$ и $\gamma > \gamma_{\text{ва}}$), например равняется $0,7^{\circ}\text{C}$ на 100 м (рис. 35, II), то будет наблюдаться устойчивое равновесие в случае подъема и опускания сухого воздуха, а также устойчивое равновесие при опускании насыщенного воздуха. В случае же вынужденного подъема насыщенного воздуха будет неустойчивое равновесие.

Такое состояние воздуха, когда он остается устойчивым, будучи сухим (ненасыщенным), и становится неустойчивым, как только

насыщается водяными парами, называется влажнонеустойчивым равновесием (или влажноустойчивостью).

4. В атмосфере может наблюдаться также и безразличное равновесие. В этом случае некоторый объем воздуха, поднятый или опущенный под действием внешних сил на какую-либо высоту, здесь же и остается. Это бывает, когда температура в поднимающемся или опускающемся объеме воздуха будет равна температуре окружающего воздуха, т. е. если вертикальный градиент температуры будет равен сухоадиабатическому или влажноадиабатическому градиенту ($\gamma = \gamma_a$ или $\gamma = \gamma_{ва}$).

В заключение следует отметить, что в насыщенном воздухе восходящие движения возникают легче, чем в сухом и ненасыщенном, и притом тем легче, чем выше температура насыщенного воздуха. Подтверждением указанного является легко возникающие вертикальные токи в облаках, вызывающие болтанку самолетов.

Насыщенный воздух всегда является более неустойчивым, чем сухой, при той же величине вертикального температурного градиента. При неустойчивом состоянии атмосферы вертикальные движения воздуха интенсивно развиваются. Начавшееся движение воздуха вверх или вниз будет продолжаться с возрастающей скоростью. Полет при таком состоянии воздуха сопровождается бросками самолета или болтанкой.

При устойчивом состоянии атмосферы вертикальных движений воздуха обычно не наблюдается, а если они по каким-либо причинам и возникают, то затем быстро затухают.

§ 3. УРОВЕНЬ КОНДЕНСАЦИИ И КОНВЕКЦИИ

В поднимающемся и опускающемся воздухе, как указывалось ранее, наблюдаются адиабатические изменения температуры. В первом случае она понижается, во втором — повышается.

При подъеме ненасыщенного воздуха водяной пар, содержащийся в нем, вследствие понижения температуры приближается к состоянию насыщения.

Высота, на которой водяной пар в поднимающемся воздухе достигает насыщения, называется **уровнем конденсации**. Очевидно, что на уровне конденсации температура воздуха равна точке росы, а высота уровня конденсации зависит от дефицита точки росы у земли. Чем меньше этот дефицит, тем ниже уровень конденсации.

Высоту уровня конденсации h_k можно определить с помощью следующих формул:

$$h_k = 17(100 - R) \text{ м}; \quad h_k = 123(t_0 - \tau) \text{ м},$$

где R — относительная влажность у земли;

t_0 — температура воздуха у земли;

τ — точка росы у земли.

При подъеме воздуха выше указанного уровня происходит конденсация водяного пара и образование облаков. Их нижняя гра-

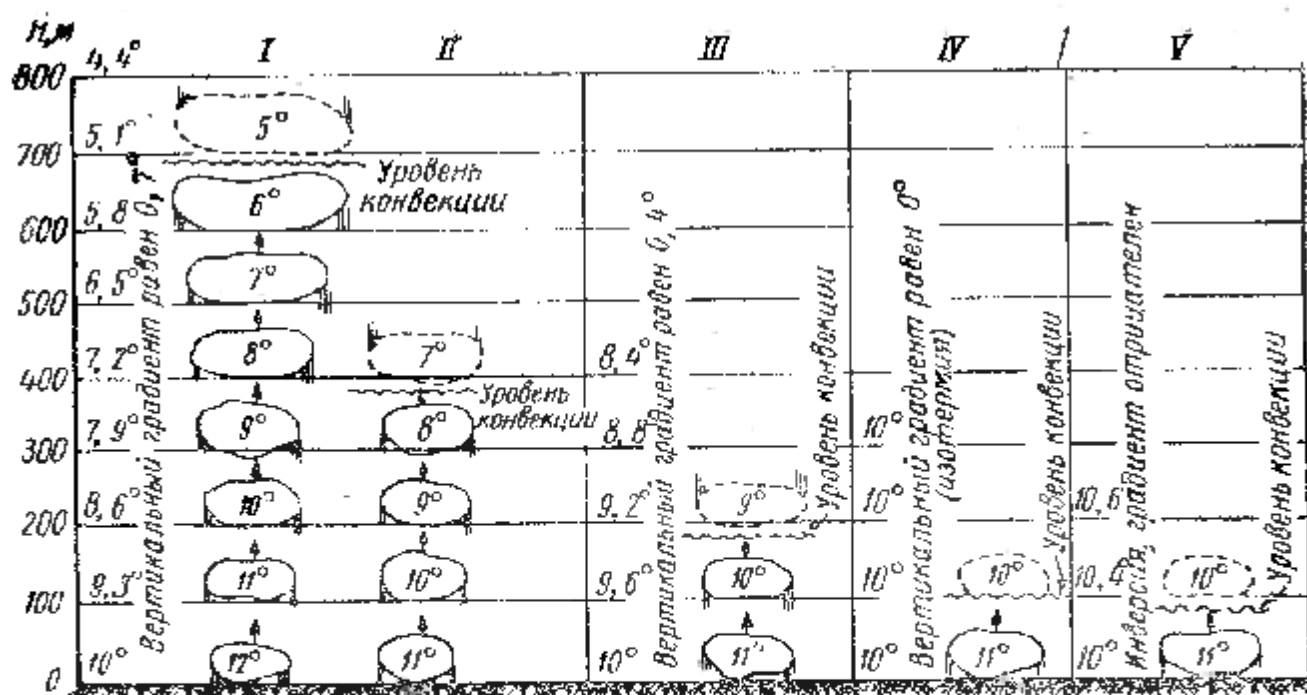


Рис. 36. Примеры развития конвекции

ница обычно на 100—200 м превышает уровень конденсации. Объясняется это тем, что для образования видимого облака должно сконденсироваться определенное количество влаги, для чего требуется некоторое добавочное охлаждение насыщенного воздуха ниже точки росы.

При вертикальных движениях воздушная масса может подниматься вверх до тех пор, пока ее температура не сравняется с температурой окружающего воздуха.

Высота, до которой может распространяться восходящий воздушный поток, называется **уровнем конвекции**. Уровень конвекции обычно бывает тем ниже, чем меньше величина вертикального температурного градиента γ воздуха (рис. 36).

Для образования облаков существенное значение имеет взаимное расположение уровней конвекции и конденсации. Если уровень конвекции лежит выше уровня конденсации, то между этими

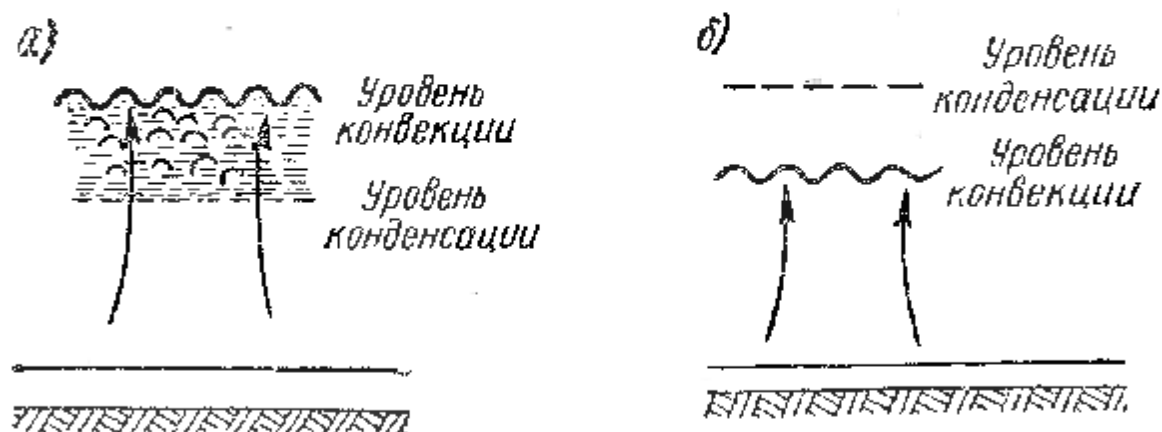


Рис. 37. Расположение уровней конденсации и конвекции, благоприятных для образования облаков (а) и неблагоприятных для их возникновения (б)

слоями, как правило, возникают облака (рис. 37, а). Если уровень конвекции лежит ниже уровня конденсации (например, в засушливой местности), то восходящие токи не приводят к образованию облаков (рис. 37, б).

Уровень конвекции является также верхней границей болтанки самолетов, вызываемой неустойчивым состоянием атмосферы.

§ 4. ВЛИЯНИЕ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ВОЗДУХА НА РАБОТУ АВИАЦИИ

Вертикальные движения воздуха могут оказывать непосредственное воздействие на летящий самолет и, кроме того, вызывать явления погоды, опасные для полетов или усложняющие их.

При полетах в воздушной массе, где наблюдаются сильно развитые вертикальные токи, самолет испытывает болтанку и броски, усложняющие пилотирование и утомляюще действующие на экипаж и пассажиров.

Вертикальные потоки воздуха крупного масштаба могут вызвать большие, не зависящие от летчика вертикальные перемещения самолетов иногда на несколько тысяч метров вверх или вниз. Это бывает особенно опасным при полетах на высотах, близких к практическому потолку самолета, где восходящий поток может поднять самолет на высоту, значительно превышающую его потолок, или при полетах в горных районах на подветренной стороне хребта, где нисходящий воздушный поток может явиться причиной столкновения самолета с землей.

Вертикальные движения воздуха приводят к образованию опасных для полетов кучево-дождевых облаков, сопровождающихся грозowymi явлениями, шквалистыми ветрами, ливневыми осадками, а иногда и крупным градом. Восходящие движения воздуха создают на атмосферных фронтах (разделах между воздушными массами) мощные облачные образования и обширные зоны осадков. При полетах в таких облаках летом можно встретить грозвые очаги, зимой зоны, где может произойти обледенение самолета, т. е. отложение льда на его поверхности, винтах и входных устройствах двигателя.

Контрольные вопросы

1. Каковы причины возникновения вертикальных движений воздуха?
2. Какие условия необходимы для дальнейшего развития возникнувших вертикальных движений воздуха?
3. Какой будет устойчивость воздуха ненасыщенного (сухого) и насыщенного водяным паром:
 - а) при вертикальном градиенте температуры, большем сухадиабатического;
 - б) при вертикальном градиенте, меньшем сухадиабатического, но большем влажадиабатического;
 - в) при вертикальном градиенте, меньшем влажадиабатического?
4. Что такое уровень конденсации и как его определить по формулам?
5. Что такое уровень конвекции? Что он характеризует?

ВОДА В АТМОСФЕРЕ

§ 1. КОНДЕНСАЦИЯ И СУБЛИМАЦИЯ ВОДЯНОГО ПАРА

Наряду с процессом испарения воды в природе всегда происходит и обратный процесс — переход водяного пара в жидкое или непосредственно в твердое состояние. Первый процесс называется **конденсацией**, второй — **сублимацией**.

Конденсация происходит только в том случае, если воздух насыщен водяным паром и в атмосфере имеются ядра конденсации. Ядрами конденсации являются мельчайшие твердые, жидкие и газообразные частицы, постоянно имеющиеся в атмосфере. Наиболее распространенными являются ядра, содержащие соединения хлора, серы, азота, углерода, натрия, кальция, причем наиболее часто встречающимися ядрами являются соединения натрия и хлора, обладающие гигроскопическими свойствами.

Ядра конденсации в атмосферу попадают главным образом из морей и океанов (около 80%) путем испарения и разбрызгивания их с водной поверхности. Кроме того, источниками ядер конденсации являются продукты горения, выветривания почв, вулканической деятельности и т. д.

Конденсация водяного пара наблюдается при температуре воздуха до -30° — -40° С. При температуре ниже -30° — -40° С наблюдается процесс сублимации. Водяной пар, минуя жидкую стадию, превращается непосредственно в ледяные кристаллы. При этом при температуре -30° — -40° С частично, а при температуре ниже -40° С весь водяной пар превращается в кристаллы.

В результате конденсации и сублимации в атмосфере образуются мельчайшие капельки воды и кристаллики льда. Скопление их в приземном слое воздуха дает дымку, туман, в вышележащих слоях облака. Слияние мелких облачных капель или нарастание ледяных кристаллов приводит к образованию различного рода осадков: дождя, снега.

§ 2. ОБЛАКА

Причины образования. Строение облаков

Главной причиной образования облаков является адиабатическое понижение температуры в поднимающемся влажном воздухе, приводящее к конденсации водяного пара. Причинами подъема воздуха в этом случае могут являться: 1) конвекция, 2) восходя-



Рис. 38. Основные формы облаков и их средние высоты

щее скольжение по наклонной фронтальной поверхности, 3) волнообразные движения, 4) турбулентность.

Кроме указанного, понижение температуры может произойти и вследствие радиационного выхолаживания (от излучения) верхних слоев инверсий или верхней границы облаков.

В результате конденсации водяного пара в атмосфере образуются облачные элементы двух видов: мелкие водяные капельки (с радиусом около 50 мк) и ледяные кристаллики, имеющие вид шестигранной призмы (гексагональная система кристаллов).

Облака могут состоять только из капель, только из кристаллов и быть смешанными, т. е. состоять из капель и кристаллов. Водяные капли в облаках при отрицательных температурах находятся в переохлажденном состоянии¹. Капельножидкие облака в большинстве случаев наблюдаются до температуры -12°C , чисто ледяные (кристаллические) — при температуре ниже -40°C , смешанные — от -12 до -40°C .

Облака характеризуются водностью. Водность — это количество воды в граммах, содержащееся в одном кубическом метре облака (г/м^3). Водность в капельножидких облаках колеблется от 0,01 до 4 г в кубическом метре облачной массы (в отдельных случаях наблюдается и более 10 г/м^3).

В ледяных облаках водность менее 0,02 г/м^3 , а в смешанных облаках до 0,2—0,3 г/м^3 . При большой водности и отрицательных температурах в облаках наблюдается интенсивное обледенение самолетов.

Согласно международной классификации, облака по внешнему виду делятся на 10 основных форм, а по высотам на четыре яруса (рис. 38).

¹ Водяные капли в переохлажденном состоянии могут наблюдаться при температуре воздуха вплоть до -40°C .

Классификация облаков по ярусам и основным формам¹

А. Облака верхнего яруса (высота основания от 6 км и выше)

1. Перистые — *cirrus* (циррус) — *Ci*.

2. Перисто-кучевые — *cirrocumulus* (циррокумюлюс) — *Cc*.

3. Перисто-слоистые — *cirrostratus* (цирростратус) — *Cs*.

Б. Облака среднего яруса (высота основания 2—6 км).

4. Высоко-кучевые — *altocumulus* (альтокумюлюс) — *Al*.

5. Высоко-слоистые — *altostratus* (альтостратус) — *As*.

В. Облака нижнего яруса (высота основания ниже 2 км)

6. Слоисто-кучевые — *stratocumulus* (стратокумюлюс) — *Sc*.

7. Слоистые — *stratus* (стратус) — *St*.

8. Слоисто-дождевые — *nimbostratus* (нимбостратус) — *Ns*.

Г. Облака вертикального развития (высота основания — в нижнем ярусе, верхняя граница — до тропопавзы)

9. Кучевые — *cumulus* (кумюлюс) — *Cu*.

10. Кучево-дождевые — *cumulonimbus* (кумулонимбус) — *Cb*.

В зависимости от причин образования различают следующие три группы облачных форм.

Кучевообразные. Причиной их возникновения являются различные виды конвекции (рис. 39, а). К этому виду относятся облака *Cu*, *Cb*, *As* (хлопьевидные и башенковидные), *Cc* (кучевообразные).

Слоистообразные. Причиной их возникновения являются восходящие скольжения воздуха вдоль пологих фронтальных разделов

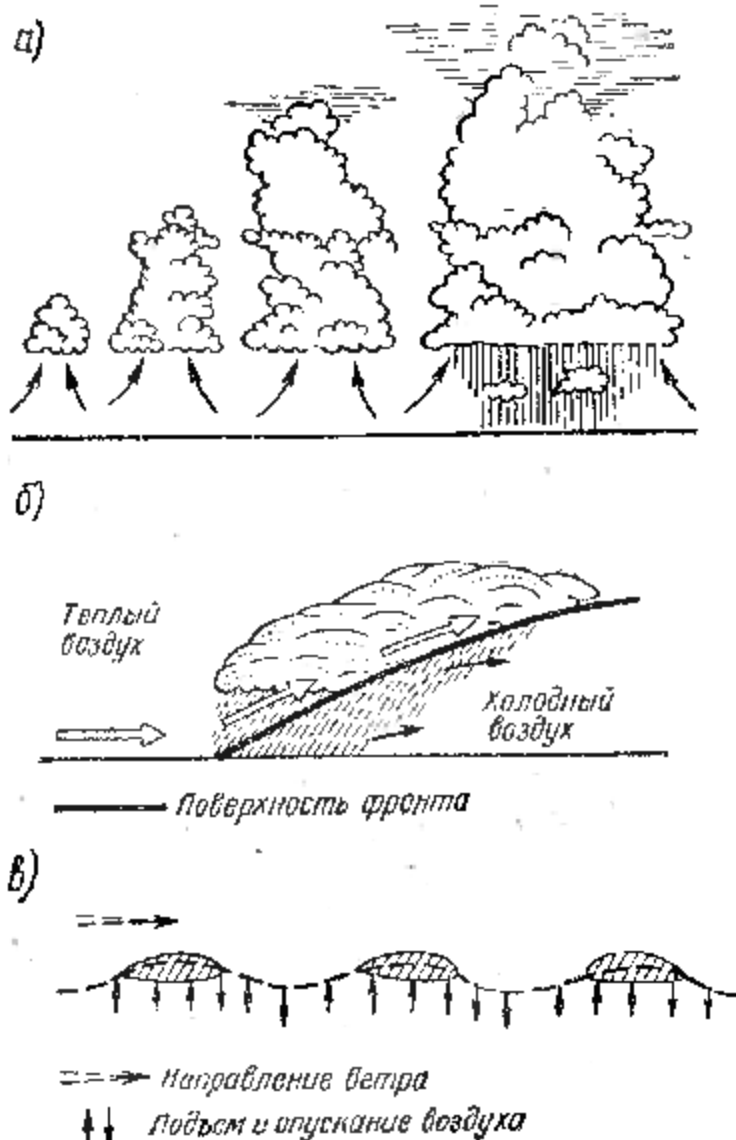


Рис. 39. Три вида облаков в зависимости от причин их образования

¹ Фотографии формы облаков даны в «Атласе облаков» (М., Гидрометеониздат, 1957).

(рис. 39, б). К этому виду относятся облака *Ns*, *As*, *Cs*, *Сi*. Кроме того, сюда относятся облака, возникающие в результате движения относительно теплого воздуха по холодной подстилающей поверхности. К ним относятся облака *St* и *St fr* (разорвано-слоистые).

Волнистые. Причиной их возникновения являются волновые колебания (рис. 39, в) на задерживающих слоях (инверсий, изотермии и слоях с небольшим вертикальным градиентом температуры). К этому виду относятся облака *Sc*, *Ac* (волнистые и др.), *Cc* (волнистые).

В отдельную группу следует выделить искусственные перистые облака *Сi fr*, возникающие за летящим самолетом в верхней тропосфере. Их называют конденсационными следами. Возникают они в результате сублимации водяного пара, выделяющегося при работе турбореактивного двигателя.

Различные формы облаков характеризуются следующими особенностями и признаками.

Облака верхнего яруса

Высота нижней границы этих облаков от 6 км и выше. Верхней границей является тропопауза. Состоят они из ледяных кристаллов. В этом ярусе наблюдаются три формы облаков.

Перистые *Сi* — отдельные тонкие легкие облака белого цвета, прозрачные, волокнистой или нитевидной структуры имеют вид крючков, нитей, перьев или полос. Толщина облаков чаще всего составляет несколько сотен метров. Над атмосферными фронтами толщина перистых облаков может достигать нескольких километров.

Перисто-кучевые *Cc* — облака, представляющие собой мелкие белые хлопья или маленькие шарики (барашки), напоминающие комочки снега, без теней; располагаются группами или рядами, часто имеют вид ряби или рыбьей чешуи. Толщина облаков не превышает 200—300 м.

Перисто-слоистые *Cs* — облака, имеющие вид белой пелены, затягивающей зачастую все небо, и придающие ему молочно-белый оттенок. В облаках могут наблюдаться крути вокруг Солнца и Луны. Толщина перисто-слоистых облаков бывает от нескольких сотен метров до нескольких километров. Наибольшая мощность наблюдается на атмосферных фронтах в центральной части циклонов. Здесь они зачастую сливаются с нижележащим облачным массивом среднего и нижнего яруса.

В верхнем ярусе опасными для полетов являются разновидности облаков, образующие метловидные вершины («анковальни») над кучево-дождевыми облаками. Усложняют полеты облачные полосы, связанные с сильными ветровыми потоками струйных течений, наблюдаемые в верхней тропосфере.

Надвигание перистых и перисто-слоистых облаков с одной стороны горизонта (особенно с западной) является признаком ожидае-

мого ухудшения погоды и выпадения осадков. Наличие плотных перистых облаков (при высокой температуре и влажности у земли) является признаком неустойчивости атмосферы и возможного развития гроз.

Облака среднего яруса

Высота нижней границы этих облаков от 2 до 6 км. Они бывают кристаллическими и смешанными. В среднем ярусе наблюдаются две формы.

Высоко-кучевые As - облака, имеющие вид пластин, гряд, шаров различных размеров белого или серого цвета. Иногда высококучевые облака располагаются параллельными волнами. Между элементами облаков часто бывает видно голубое небо. Осадки из высоко-кучевых облаков не выпадают. Толщина этих облаков составляет 200—700 м.

Высоко-слоистые As - облака, представляющие собой серую пелену, сквозь которую просвечиваются солнце и луна в виде размытых светлых пятен. Из облаков могут выпадать осадки в виде снега и дождя. Дождь обычно земли не достигает (испаряется). Толщина облаков в среднем около 1 км, изредка до 2 км.

Разновидности высоко-кучевых облаков — башенковидные и хлопьевидные — усложняют полеты. Наличие этих облаков свидетельствует о неустойчивом состоянии атмосферы и вероятной болтанке самолета. Кроме того, они являются предвестниками развития гроз. Высоко-кучевые чечевицеобразные облака являются предвестниками холодного атмосферного фронта, а в горах они бывают при наличии там подветренных волн, наблюдающихся над горными хребтами.

Появление и уплотнение высоко-слоистых облаков говорит о приближении атмосферного фронта с обложными осадками. При полете в этих облаках возможно обледенение самолета.

Облака нижнего яруса

Высота нижней границы этих облаков бывает очень изменчива и наблюдается от 2 км и ниже. Состоят они преимущественно из водяных капель. Зимой могут состоять из переохлажденных капель и кристаллов со снежинками. Облака нижнего яруса имеют серый и темный цвет, плотность их значительна. Из некоторых форм этих облаков выпадают осадки в виде дождя и снега. В нижнем ярусе наблюдаются три формы облаков.

Слоисто-кучевые Sc - облака серого цвета с темными полосами — облачными валами. Осадки из этих облаков, как правило, не выпадают. Толщина слоисто-кучевых облаков — 200—800 м.

Слоистые облака Sl --- представляют собой однородный серый покров, низко нависший над землей. Из слоистых облаков могут выпадать слабые морозящие осадки. Толщина облаков — 200—

800 м. Иногда наблюдаются разорванно-слоистые облака St fr, имеющие вид ключев, свисающих вниз лохмотьев. Высота нижней границы таких облаков подвержена быстрым изменениям.

Слоисто-дождевые Ns — низкие, плотные, темно-серые облака, из которых выпадают осадки. Толщина облаков — 2—3 км, иногда до 5 км на атмосферных фронтах в центральной части циклонов. Под слоисто-дождевыми облаками зачастую наблюдаются низкие **разорванно-дождевые** облака Fr nb¹.

В нижнем ярусе затрудняющие условия для посадки и взлета самолетов создают слоистые и слоисто-кучевые облака, имеющие высоту менее 300 м. Их основание представляет собой некоторый переходный слой, находящийся в непрерывном колебательном движении. Нижней границей этого слоя является высота, на которой пилот перестает отчетливо видеть горизонт (слой легкого затуманивания), а верхней — высота, с которой перестает быть видна земля (полная потеря вертикальной видимости под самолетом). Указанный переходный слой называется предоблачным слоем. Его толщина может быть менее 50 м у облаков, возникших под слоем инверсии сжатия (в антициклонах), и достигать до 200 м у подинверсионных облаков, образовавшихся в относительно теплом влажном воздухе, перемещающемся по холодной подстилающей поверхности. В летнее время основание низких облаков обозначается более четко, чем зимой, и соответственно предоблачный слой летом бывает тоньше, чем зимой.

Высота нижней границы слоистых и слоисто-кучевых облаков довольно быстро претерпевает изменения как во времени, так и в пространстве. Происходит это за счет волновых колебаний слоя инверсии, под которым располагаются облака, и вследствие интенсивной турбулентности, наблюдающейся вблизи основания облаков. Турбулентность вызывает местные понижения и повышения температуры (вследствие подъема и опускания воздуха). Понижение температуры усиливает конденсацию водяного пара, повышение ослабляет ее. В результате указанных процессов нижняя граница облачности испытывает колебания. Эти колебания дополнительно усугубляются неровностями почвы и неоднородностью подстилающей поверхности.

Обычно над возвышенными местами облака бывают ближе к земле, т. е. имеют меньшую высоту, чем над равнинной местностью. На подветренной стороне холмов и возвышенностей наблюдается небольшое понижение нижней границы низких облаков. Отмечается понижение нижней границы низких облаков над лесными массивами и заболоченными районами, что объясняется дополнительным поступлением водяного пара в приземный слой воздуха.

Наблюдения показывают, что в одном и том же облачном массиве в ряде случаев на расстоянии 500 м высота нижней границы

¹ Термин разорванно-дождевые облака относится к разорванно-слоистым и разорванно-кучевым облакам, если они наблюдаются под слоисто-дождевыми облаками в зоне выпадающих осадков.

низких облаков может отличаться на 100—200 м, а над одним и тем же пунктом в течение 10 мин колебания высоты облаков могут достигать 50% ее средней высоты. Отсюда следует, что высота низких облаков, измеренная над аэродромом или метеоплощадкой может значительно отличаться от высоты этой же облачности, лежащей над ближней и дальней приводными радиостанциями.

Для обеспечения посадки самолетов наиболее достоверными данными о нижней кромке облачности (если она ниже 300 м) необходимо высоту облаков определять через каждые 15—20 мин. При этом наиболее целесообразно эти наблюдения производить в районах ближнего и дальнего приводных радиомаркеров.

В нижнем ярусе усложняют полеты самолетов слоисто-дождевые облака. Они имеют большую вертикальную мощность (до нескольких километров) и размытую нижнюю границу вследствие выпадающих осадков. В холодную половину года основание облаков зачастую располагается ниже 100 м, а под ними наблюдаются еще более низкие разрывисто-дождевые облака. В теплые полугодие основание слоисто-дождевых облаков бывает выше, а разрывисто-дождевые облака наблюдаются реже.

При полетах в слоисто-дождевых облаках летом могут встречаться грозовые очаги (чаще в ночные часы), а в холодное полугодие в зоне отрицательных температур наблюдается обледенение самолетов. Интенсивное обледенение при отрицательных температурах также наблюдается при полетах в слоистых и слоисто-кучевых облаках.

Облака вертикального развития

Нижняя граница облаков вертикального развития лежит в нижнем ярусе, верхняя — в среднем или верхнем ярусах. Эти облака состоят из водяных капель в нижнем ярусе, ледяных кристаллов в верхнем ярусе и имеют смешанное строение в среднем ярусе. Облака вертикального развития имеют две формы.

Кучевые *Cu* облака представляют собой белоснежные отдельные образования в виде куч. Вертикальная мощность их от сотен метров до нескольких километров, в последнем случае их называют мощно-кучевыми *Cu cong.*

Кучево-дождевые — ливневые или грозовые облака *Cb*. Это мощные массы клубящихся кучевообразных облаков с большим вертикальным развитием (до нескольких километров), имеющих вид гор или башен. Иногда вершины имеют вид наковальни с волокнистой структурой, достигающей тропопаузы и даже inclиняющейся в нижнюю стратосферу. В облаках наблюдаются сильные восходящие и нисходящие потоки воздуха, турбулентность, обледенение, град и электрические разряды — молнии. Из облаков выпадают ливневые осадки.

Из облаков вертикального развития очень опасными для полетов являются мощно-кучевые и кучево-дождевые облака. Самолет, попадая в такие облака, испытывает сильную болтанку, броски вниз и вверх на сотни метров, обледенение. Кроме того, в облаках есть опасность попадания в него молний и повреждений от ударов града, который может встретиться как в облаках, так и вне их — поблизости от облаков.

Наставления запрещают полеты в мощно-кучевых и кучево-дождевых облаках.

Наблюдения за облаками

При наблюдениях за облаками обычно определяется форма, общее количество облаков, количество облаков нижнего яруса и их высота.

Форма облаков устанавливается по принятой классификации с помощью специально изданного Атласа облаков.

Количество облаков, или так называемая облачность, определяется визуально в условных единицах — баллах. Весь небосвод, закрытый облаками, составляет 10 баллов; $\frac{1}{10}$ часть неба — 1 балл; $\frac{2}{10}$ части неба — 2 балла и т. д. За 0 баллов принимается безоблачное небо. Количество облаков может записываться в виде дроби: в числителе — общее количество облаков, в знаменателе — количество облаков нижнего яруса. Высота нижней границы облаков указывается в метрах над местностью.

Иногда (чаще при обеспечении полетов на международных линиях) количество облаков оценивается в октантах¹. Если все небо закрыто облаками, считается 8 октантов, полнеба — 4.

Высота нижней границы облаков может быть определена при помощи шара-пилота, прожектора (в ночное время), светолокатора, радиолокатора, а также и с летящего самолета.

При отсутствии соответствующего оборудования или при неполной облачности определение высоты нижней границы облаков производится визуально (глазомерно). В этом случае точность наблюдений уменьшается и зависит от опыта наблюдателя.

При тумане и осадках, когда измерить высоту облаков инструментально невозможно, определяется с помощью шара-пилота или самолета вертикальная видимость. Эта видимость отождествляется с высотой облаков, включается в сводку погоды и служит для определения наличия минимума для посадки самолета.

Метод шаров-пилотов основан на принципе определения высоты нижней границы облачности, по потере видимости летящего шара при входе его в облако. Высота рассчитывается по формуле

$$H_{обл} = Wt \text{ м,}$$

где \dot{W} — вертикальная скорость шара-пилота, м/мин;

t — время подъема шара-пилота до момента «туманится».

¹ Октант составляет $\frac{1}{8}$ окружности.

Ошибка в определении высоты облачности в пределах от земли до 500—600 м составляет $\pm 20\%$ измеряемой высоты. Для больших высот она уменьшается и составляет: до высоты облаков 1 км — $\pm 13\%$, до высоты 2 км — $\pm 10\%$ и до 3 км — $\pm 8\%$.

Вследствие сноса ветром шара-пилота высота облаков, определенная этим методом, не всегда соответствует высоте над заданной точкой.

Метод использования прожектора основан на способности облаков отражать свет. Этот метод применяется в темное время суток. Высота облаков определяется по формуле

$$H_{\text{обл}} = l \operatorname{tg} \theta \text{ м,}$$

где l — длина базы (между прожектором и визиром), м;

θ — угол между горизонтальной плоскостью и направлением на световое пятно, видимое на нижней границе облачности.

При правильно выбранной длине базы и четко выраженной нижней границе облаков прожекторный метод обеспечивает точность измерения высоты нижней границы ± 10 — 15% , определяемой величины в пределах высоты облаков от 50 до 2 000 м. В случае неровной размытой границы облаков образуется световой «столб».

В этом случае при измерениях высоты по нижнему и верхнему обреза «столба» разность иногда достигает 50% от средней величины.

Светолокационный способ также использует свойство облака отражать свет. Высота нижней границы облаков определяется по формуле

$$H_{\text{обл}} = c \frac{t}{2} \text{ м,}$$

где c — скорость света;

t — время с момента подачи светового импульса и получения его отражения.

Светолокационный способ позволяет измерять высоту нижней границы облаков в пределах 150—1500 м с точностью $\pm 10\%$. Это наиболее точный и выгодный способ. За нижнюю границу облака принимается слой, способный отражать свет. К недостаткам способа относятся: возникновение помех за счет влияния замутненности атмосферы; влияние характера нижней кромки облаков на форму отраженного светового импульса (импульсы размываются); невозможность измерять высоту ниже 50 м (импульсы, посылаемые и отражаемые, сливаются).

С помощью радиолокатора сантиметрового и миллиметрового диапазонов, установленного на земле, можно определять высоту нижней границы облаков, верхнюю границу и их расслоенность. Для этой цели применяется специальный метеорологический радиолокатор.

Влияние облачности на производство полетов

Облака являются одним из важнейших метеорологических элементов, оказывающих влияние на полеты. С облаками связаны многие явления, опасные для полета и усложняющие полет. К ним относятся: турбулентность, вызывающая болтанку самолета, вертикальные токи, вызывающие сильные броски самолета, грозовые явления, шквалы, обледенение, град, ливневые осадки и т. д., а также низкая облачность, значительно усложняющая посадку самолетов.

Облака представляют собой своеобразную витрину погоды и являются характерным метеорологическим элементом, наблюдение за которым позволяет пилоту правильно оценить метеорологическую обстановку в воздухе, составить представление о состоянии атмосферы и сделать заключение об ожидаемой погоде на ближайшее время.

§ 3. ОСАДКИ

Причины образования, виды и измерение осадков

Облачные элементы — капли и кристаллы — имеют очень малые размеры (диаметром до 0,05 мм) и находятся во взвешенном состоянии. Для выпадения осадков необходимо укрупнение капель и кристаллов (диаметр крупных дождевых капель достигает 2—3 мм, а иногда и 5 мм). Это укрупнение может происходить по двум причинам. Первой и основной причиной является диффузный перенос водяного пара в результате испарения одних элементов облака и конденсации водяного пара на других элементах. Этот процесс происходит при условии, если облачные капли неодинаковы по величине. В этом случае крупные капли растут за счет мелких из-за разницы упругости насыщения над их поверхностями. Особенно активно указанный процесс протекает, если в облаке имеются и кристаллы, и переохлажденные капли. За счет разницы упругости насыщения между каплями и ледяными кристаллами быстро растут кристаллы, превращаясь в снежинки. При опускании вниз и попадании в слои с положительными температурами снежинки тают, превращаясь в капли, выпадающие в виде дождя.

Второй причиной является слияние капель при их столкновении в результате турбулентных движений воздуха и различной скорости падения крупных и мелких капель. Эти столкновения приводят к поглощению мелких капель крупными. Укрупнение капель ведет к увеличению скорости их падения, а следовательно, и к увеличению вероятности столкновений с мелкими каплями. В результате этого процесса, называемого коагуляцией, диаметр капель может увеличиться в ливневых дождях до 2—3 мм.

Облака однородные по своей структуре, т. е. состоящие только из одинаковых по размерам капель или только из ледяных кристаллов, осадков не дают. К таким облакам относятся кучевые и высоко-кучевые, состоящие из мельчайших водяных капель, а также перистые, перисто-кучевые и перисто-слоистые облака, состоящие только из ледяных кристаллов.

В облаках, состоящих из капель различного размера, происходит медленный рост более крупных капель за счет мелких. Однако в результате указанного процесса образуются лишь небольшие капли дождя. Такой процесс происходит в слоистых, а иногда и в слоисто-кучевых облаках, из которых могут выпадать осадки в виде мороси.

Существенные осадки выпадают из тех облаков, в которых имеются твердые и жидкие элементы — капли и кристаллы. Здесь укрупнение облачных элементов идет бурно и сопровождается выпадением дождя или снега. К таким облакам относятся кучево-дождевые, слоисто-дождевые и иногда высокосоистые.

Количество выпадающих осадков измеряется дождемером, который размещается на метеорологической площадке. Дождемер представляет собой закрытое решеткой ведро, установленное на столбе и защищенное от ветра специальным устройством. Выпавшие осадки сливаются в мензурку и измеряются. Количество осадков выражается высотой слоя воды в миллиметрах, образовавшегося в результате выпадения осадков на горизонтальную поверхность при отсутствии испарения, просачивания и стока.

Обычно учитывается количество осадков, выпавшее за сутки, а также месячные, сезонные и годовые суммы осадков. Интенсивность осадков представляет собой количество осадков в миллиметрах, выпадающих за одну минуту (*мм/мин*). Количество выпавшего снега определяется путем измерения высоты снежного покрова в сантиметрах от поверхности земли. Для измерения применяется снегомерная рейка с сантиметровыми делениями.

В метеорологии осадки подразделяются на следующие виды:

Дождь — жидкие капельные осадки (диаметр капель 0,5—0,7 *мм*).

Морось — осадки, состоящие из мелких однородных капель (диаметр 0,05—0,5 *мм*), падающих незаметно для глаза.

Ледяной дождь — осадки в виде шариков льда (диаметр от 1 до 3 *мм*).

Град — осадки, имеющие кусочки льда различных размеров и формы (диаметр от 4—5 до 50 *мм*, иногда и более).

Снег — твердые осадки в виде кристаллов, звездочек или хлопьев.

Мокрый снег — осадки в виде тающего снега с дождем.

Снежная крупа — осадки в виде белых круглых снежных шариков (диаметр от 2 до 5 *мм*).

Снежные зерна — мелкие снежные крупинки (диаметр менее 1 *см*).

Ледяные иглы — находящиеся во взвешенном состоянии тонкие ледяные палочки, сверкающие в солнечных лучах морозного дня.

По характеру выпадения осадков их разделяют на три типа: обложные, ливневые и морозящие (морось).

Обложные осадки выпадают из слоисто-дождевых и высоко-слоистых облаков продолжительное время на большой территории. Их интенсивность составляет от 0,5 до 1 мм/мин. Обложные осадки могут выпадать в виде дождя и снега (иногда мокрого).

Ливневые осадки выпадают из кучево-дождевых облаков на ограниченном пространстве в большом количестве и в короткий промежуток времени. Их интенсивность от 1 до 3,5 мм/мин и более (имели место ливни на Гавайских островах — 21,5 мм/мин). Выпадение ливневых осадков часто сопровождается грозами и шквалами. Так же как и обложные, ливневые осадки могут выпадать в виде дождя и снега. В последнем случае их называют «снежными зарядами».

Морозящие осадки (морось) представляют собой мелкие капельки (снежинки) с очень небольшой скоростью падения. Выпадают из слоистых облаков или из тумана. Их интенсивность незначительна (менее 0,5 мм/мин).

Особой формой выпадения осадков является метель. При метели ветер переносит снег вдоль земной поверхности на большие расстояния. Возникает метель при ветре достаточной силы, однако у самой поверхности земли перенос снега наблюдается даже при небольшой скорости ветра. С усилением ветра перенос снега растет и интенсивность метели увеличивается.

Различают три вида метелей: общую, низовую и поземок.

Общая метель, или метель с выпадением снега, начинается она обычно при ветре от 7 м/сек и более; при интенсивном снегопаде и сильном ветре значительно ухудшает видимость. Этот вид метели возникает на атмосферных фронтах.

Низовая метель наблюдается при ветре 10—12 м/сек. Снег при этом виде метели не выпадает, а переносится, поднимаемый с поверхности снежного покрова. Видимость ухудшается только в приземном слое воздуха до высоты нескольких метров над землей. Низовая метель бывает после выпадения сухого снега или при наличии снежного покрова, не сильно уплотненного и не подвергшегося воздействию оттепели.

Поземок представляет собой перенос снега непосредственно над поверхностью снежного покрова. Наблюдается при ветре 6 м/сек и более.

Метели перемещают большие массы снега вдоль земной поверхности, вызывая снежные надувы и заносы.

При оценке метеорологической обстановки важно знать вид и характер выпадающих осадков. В Метеорологическом коде КН-01 (см. приложение) каждому виду осадков отводится по несколько обозначений, приведенных в группе WW (погода в срок наблюде-

ния). Сюда относятся группы кода 20—29, 36—39, 50—59, 60—69, 70—79, 80—89, 90—99.

Указанные обозначения наносятся на приземные карты погоды и позволяют зрительно оценить характер и вид осадков на большой территории.

Следует отметить некоторые особенности в обозначении на картах погоды метелей.

В метеорологическом коде существуют знаки лишь для поземки и низовой метели (группы кода WW — 36, 37, 38 и 39). Знака, обозначающего общую метель, нет. Поэтому при ее наблюдении на карту погоды наносится один из знаков групп кода 70 или 80 (в зависимости от вида осадков) и наносится значок ветра с оперением, обозначающим скорость ветра более 10 м/сек (на стрелке — два длинных пера или более). Пример данных о метели, нанесенных на карту погоды, дан на рис. 45, а.

Влияние осадков на работу авиации

Осадки усложняют производство полетов. В осадках ухудшается видимость с самолета. Так, в полете с небольшой скоростью в слабом и умеренном дожде горизонтальная видимость ухудшается до 4—2 км, а при большой скорости полета — до 1—2 км. В ливневом дожде видимость резко ухудшается до нескольких десятков метров. Кроме того, водяная пленка на стеклах фонаря кабины самолета вызывает оптическое искажение видимых объектов, что представляет опасность при взлете и особенно при посадке.

В полете в зоне осадков, кроме ухудшения видимости, имеет место снижение высоты облаков (особенно на атмосферных фронтах). В большинстве случаев минимальная высота облаков при осадках не превышает 50—100 м.

Значительное ухудшение горизонтальной видимости наблюдается при полете в зоне снегопада. При слабом снегопаде видимость обычно не превышает 1—2 км, а при умеренном и сильном ухудшается до нескольких сотен, а иногда и десятков метров.

В полете в зоне снегопада над заснеженной поверхностью вследствие уменьшения контраста между наземными предметами сильно ухудшается видимость наземных ориентиров и горизонта.

В сильный дождь показания указателя скорости могут быть заниженными, иногда до 100 км/ч. Происходит это вследствие частичного блокирования каплями воды отверстия приемника воздушного давления.

Ливневые осадки могут попасть в карбюратор поршневого двигателя и вывести его из строя. Встреча с крупнокапельными осадками может нарушить всасываемый двигателем поток воздуха и привести к уменьшению оборотов компрессора. В полете в зоне переохлажденного дождя происходит очень опасное интенсивное обледенение самолета.

Осадки оказывают существенное влияние на состояние и эксплуатацию аэродромов. Наличие на ВПП льда, воды и других осадков значительно увеличивает трудности эксплуатации самолетов с газотурбинными двигателями, обладающими по сравнению с поршневыми самолетами меньшими аэродинамическими сопротивлениями, большими скоростями передвижения по земле и более мощными двигателями со значительным расходом воздуха.

Струя воды или мокрого снега, отбрасываемая носовым или основными колесами, может всасываться в двигатели, вызывая повреждения их конструкции или потерю тяги, достаточные для того, чтобы сделать, например, взлет опасным; возможно забивание небольших заборников, вызывающее перегрев масла, неточную работу системы указателя скорости, повреждение закрылков и других частей конструкций самолетов. Плохое состояние ВПП вызывает трудности с управляемостью на пробеге. Отмечаются случаи сноса самолета с полосы на посадке, случаи выкатывания за пределы ВПП. При посадке на мокрую взлетно-посадочную полосу удлиняется длина пробега самолета. Так, у самолета Ту-104 при посадке на ВПП с мокрой поверхностью длина пробега увеличивается на 30—35%.

Продолжительные или ливневые дожди могут привести к размыванию грунтовых аэродромов (например, в период осенних дождей грунтовой аэродром может быть выведен из строя на две-три недели).

Снежный покров, образующийся на аэродроме вследствие снеговых, требует специальных работ по его уборке или укатке для обеспечения нормальных полетов.

Контрольные вопросы

1. Что такое процесс конденсации и сублимации водяного пара?
2. Что собой представляют ядра конденсации и их роль?
3. Из каких облачных элементов состоят облака при различных температурах?
4. Что положено в основу международной классификации облаков?
5. Какие облака входят в группу верхнего яруса, их краткие латинские обозначения и особенности?
6. Какие облака входят в группу среднего яруса, их краткие латинские обозначения и особенности?
7. Какие облака входят в группу нижнего яруса, их краткие латинские обозначения и особенности?
8. Какие облака входят в группу вертикального развития, их краткие латинские обозначения и особенности?
9. На какие три группы подразделяются облака в зависимости от причин их образования?
10. Какие опасные разновидности облаков наблюдаются в верхнем, среднем и нижнем ярусах и среди облаков вертикального развития?
11. Как определяется количество облаков?
12. Какие существуют методы для определения высоты нижней кромки облаков, какова точность каждого метода?

13. Какое влияние оказывают облака на производство полетов?
14. Какие процессы в облаках приводят к образованию осадков?
15. Из каких облаков (по характеру микроструктуры) выпадают наиболее существенные осадки?
16. Что понимается под количеством осадков и их интенсивностью?
17. Что собой представляют обложные, ливневые и морозящие осадки?
18. Чем характеризуются три вида метелей?
19. Какое влияние оказывают осадки на работу авиации?

Глава VII

ВИДИМОСТЬ

§ 1. ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ДАЛЬНОСТЬ ВИДИМОСТИ

Видимость, как и облачность, является одним из важных метеорологических элементов, влияющих на производство полетов и особенно на взлет и посадку самолетов.

Для характеристики видимости служит величина дальности видимости. **Дальностью дневной видимости** называется то предельное расстояние, на котором наблюдаемый удаленный предмет (ориентир) еще можно обнаружить и опознать. Ночью дальность видимости определяется по расстоянию до наиболее удаленного видимого точечного источника света определенной силы.

Дальность видимости измеряется в метрах или километрах и зависит от размеров наблюдаемых объектов, их освещенности, яркости и цвета, от фона, на котором они проектируются, от прозрачности атмосферы и особенностей нашего зрения.

Расчеты фактической дальности видимости связаны с большими трудностями, так как некоторые из указанных факторов изменяются во времени и трудноизмеряемы. Вследствие этого проблема видимости до настоящего времени полностью не решена, и при определении дальности видимости используются приближенные методы ее расчета и наблюдения. Рассмотрим главнейшие факторы, влияющие на дальность горизонтальной видимости.

Геометрические условия. Наблюдаемый объект не должен быть слишком малым. Человеческий глаз днем может видеть только такие предметы, угловые размеры которых составляют не менее $1'$ (угол θ , рис. 40). Для уверенного определения видимости в дневное время рекомендуется выбирать объекты (ориентиры) с угловыми размерами не менее $20'$.

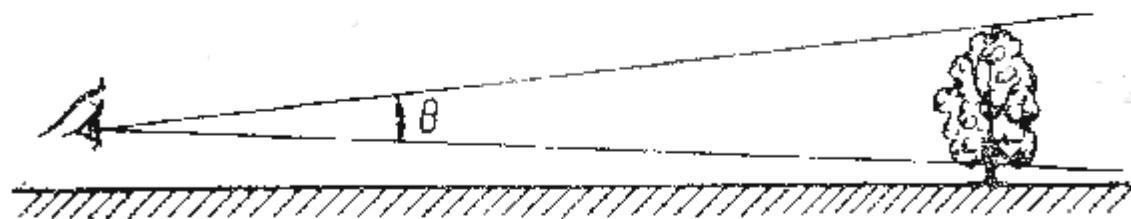


Рис. 40. Угловой размер наблюдаемого объекта

Дневная освещенность должна быть достаточной, так как при сильном ее снижении (например, в сумерки и ночью) способность глаза к восприятию различной яркости, наблюдаемых предметов сильно уменьшается.

Яркость предмета и фона. Необходим контраст яркости между наблюдаемыми объектами и фоном, на котором он проектируется. Если объект имеет тот же цвет и ту же яркость, что и фон, на котором он проектируется (например, белый предмет на фоне снежного покрова), глаз не может увидеть такой объект. Для того чтобы предмет стал заметным, его яркость должна отличаться от яркости фона не менее чем на 2%, а в сумерки на 60—70%. При определении видимости играет роль и цветовой контраст наблюдаемого объекта и фона, однако этот контраст для удаленных предметов не играет первостепенного значения, так как благодаря замутненности атмосферы на некотором удалении цветовой контраст постепенно сглаживается, предметы изменяют свой цвет, их краски тускнеют и они кажутся серовато-голубоватого оттенка.

Прозрачность атмосферы. Для световых лучей прозрачность атмосферы является основным фактором, определяющим видимость, поскольку наблюдаемые через толщу атмосферы контрасты между яркостью предмета и фона зависят от оптических свойств этой толщи воздуха и от ослабления и рассеяния в нем световых лучей.

Газы, составляющие атмосферу, обладают чрезвычайно большой прозрачностью. Если бы атмосфера состояла только из одних «чистых» газов, то дальность видимости в светлое время была бы очень значительной (порядка 250—300 км) и единственным пределом для восприятия, например, наземных объектов явились бы их угловые размеры и топография местности.

Присутствие в атмосфере продуктов конденсации водяного пара (водяных капель, ледяных кристаллов), а также большого количества твердых частиц (пыли, дымовых частиц, микроорганизмов и т. д.) сильно ухудшает прозрачность атмосферы, а следовательно, и дальность видимости.

Молекулы газа и взвешенные частицы рассеивают световые лучи. Рассеивание в значительной степени зависит от размеров рассеивающих частиц, и чем они больше, тем сильнее рассеивание (рассеивание происходит пропорционально квадрату объема частиц).

Лучи солнца, проходя атмосферу, сталкиваются с молекулами газов и с мельчайшими взвешенными частицами воды и пыли и подвергаются значительному непрерывному рассеиванию. Наибольшее рассеивание света происходит у поверхности земли, в нижнем более плотном километровом слое, где наблюдается самая значительная концентрация взвешенных в воздухе мелких водяных частиц и пыли. Здесь рассеивание увеличивается настолько, что человеческий глаз видит этот рассеянный свет в виде способ-

разной световой завесы — оптической дымки¹, которая ухудшает видимость объектов и огней в атмосфере.

Если взвешенные частицы являются водяными каплями или ледяными кристаллами и имеют крупные размеры (от 1 до 15 микрон), то количество рассеянного света резко увеличивается. Возникающее в этом случае помутнение атмосферы называют туманом. Туман настолько сильно рассеивает свет, что образующая световая завеса снижает дальность видимости объектов иногда до нескольких метров. Аналогичное рассеивание солнечных световых лучей происходит и под действием взвешенных в воздухе твердых частиц, т. е. мглы.

В зависимости от количества взвешенных в воздухе мельчайших капелек воды, ледяных кристалликов и пылинок яркость дымки, а следовательно, и прозрачность атмосферы подвержена значительным изменениям. Чем больше в воздухе взвешенных частиц, тем больше яркость оптической дымки и тем хуже видны далекие предметы.

Ухудшение видимости предметов при наличии дымки объясняется двумя обстоятельствами:

1. Дымка обладает вуалирующим эффектом. Это значит, что яркость дымки налагается на собственную яркость предмета, в результате чего пропадает (искажается) цвет, уменьшается контрастность наблюдаемого предмета, исчезают его детали, объект представляется наблюдателю в виде силуэта.

2. Световые лучи, идущие от предмета к глазу наблюдателя, в свою очередь несколько рассеиваются взвешенными в воздухе частицами воды и пыли. Это явление повышает степень яркости дымки, уменьшает контрастность видимых объектов, ослабляет их видимость.

§ 2. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ ДАЛЬНОСТЬ ГОРИЗОНТАЛЬНОЙ ВИДИМОСТИ

Принимая во внимание зависимость дневной горизонтальной дальности видимости от различных (указанных выше) условий, введено понятие метеорологической дальности горизонтальной видимости, определяемой на метеорологических станциях.

Под метеорологической дальностью видимости в дневное время понимается то предельное расстояние, дальше которого при данной прозрачности атмосферы абсолютно черный объект больших угловых размеров (не менее 20'), проектирующийся на фоне неба вблизи горизонта (или на фоне воздушной дымки), сливается с фоном и становится невидимым.

На метеостанциях определение метеорологической дальности

¹ Следует различать понятия «оптическая дымка» и «атмосферная дымка». Первая характеризует рассеивание светового потока, вторая — помутнение воздуха у поверхности земли взвешенными в нем водяными капельками при горизонтальной видимости более 1 км, но менее 10 км. При видимости менее 1 км явление носит название тумана.

видимости (ее называют горизонтальной видимостью) производится при помощи выбранных ориентиров видимости, расстояние до которых заранее измерено (на аэродромах ориентиры выбираются по возможности в направлении ВПП и подходов к ней).

Ориентиры для определения дневной видимости должны иметь угловые размеры не менее $20'$ ($0^{\circ}, 3$). Выбранные объекты должны быть возможно более темными, проектироваться на фоне неба или на другом фоне, если этот фон не яркий и расположен вдвое дальше, чем объект.

При дальности горизонтальной видимости менее 2 км для более точного ее определения устанавливают зачерненные щиты на определенных расстояниях от места наблюдения. Если дальность видимости более 2 км, в качестве ориентиров используют окружающие предметы.

Щиты на аэродроме устанавливаются параллельно ВПП (за полосой безопасности) на расстояниях, равных взлетно-посадочным минимумам аэродрома. Иногда (согласно специальным указаниям) количество щитов увеличивают. Для ночных наблюдений за видимостью на щитах устанавливаются источники света.

Горизонтальная видимость, практически определяемая в светлое время на метеостанциях, принимается равной расстоянию от наблюдателя до самого удаленного объекта, который еще различается в виде серого силуэта без деталей.

В темное время суток (в том числе и в сумерки) горизонтальная видимость определяется по одиночным (не цветным) огням. Она принимается равной расстоянию до самого удаленного отчетливо видимого огня, который имеет вид светящейся точки. Если огонь имеет вид расплывчатого светового пятна, то он считается невидимым.

В настоящее время для определения горизонтальной видимости применяют более совершенные инструментальные методы. Достаточно надежным прибором, служащим для этой цели, является **регистратор прозрачности**. Этот прибор позволяет определять и непрерывно регистрировать горизонтальную видимость у земли в светлое и темное время суток. Работа регистратора основана на принципе измерения величины светового потока, ослабленного слоем атмосферы (т. е. определяется прозрачность атмосферы, а по ней видимость). Прибор дает большую точность измерений.

Для наблюдения за видимостью могут быть использованы огни высокой интенсивности системы светотехнического оборудования аэропортов. Их использование для этой цели проводится согласно специальной инструкции.

§ 3. ПОЛЕТНАЯ ВИДИМОСТЬ

Видимость, определяемая с самолета, называется **полетной видимостью**. Эта видимость может быть горизонтальной, вертикальной и наклонной (рис. 41). Горизонтальная видимость представляет

собой видимость объектов в воздухе, находящихся на уровне полета самолета (например, летящий другой самолет, облака и т. д.). **Вертикальная и наклонная видимость** представляют собой видимости объектов на земной поверхности под различными углами.

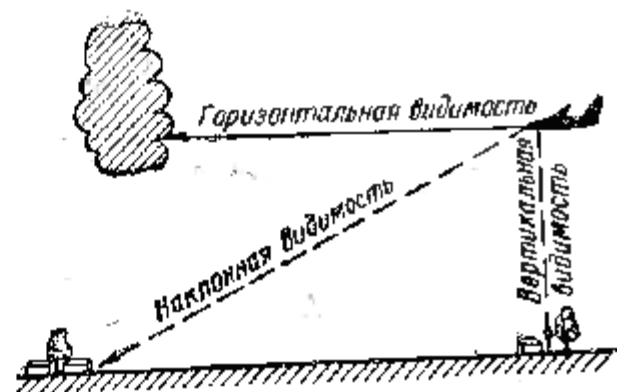


Рис. 41. Полетная видимость

Особенно важной для полетов в сложных метеорологических условиях является наклонная видимость в момент посадки самолета. Такую видимость обычно называют посадочной видимостью. Посадочная видимость представляет собой такое предельное расстояние по наклону вдоль гнессады снижения, на котором летчик, совершающий посадку, при переходе от пилотирования по приборам к визуальному пилотированию может обнаружить и опознать ВПП.

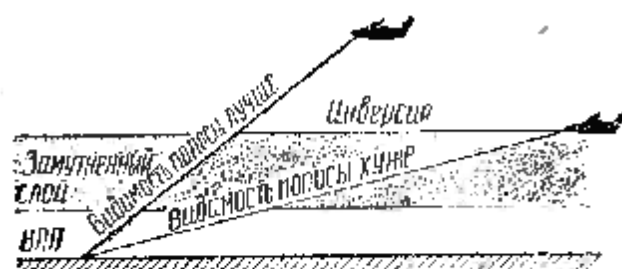
Следует отметить, что наклонная видимость так же, как и нижняя граница низких облаков, может резко меняться, особенно в моменты образования или рассеивания тумана, а также при усилении или ослаблении атмосферных осадков, поземков и метелей. Поэтому наблюдение за видимостью во время посадки необходимо производить непрерывно.

Наклонная видимость и особенно посадочная видимость могут существенно отличаться от горизонтальной видимости, наблюдаемой у земной поверхности. Это может быть, во-первых, при наличии между летящим самолетом и земной поверхностью задерживающих слоев (инверсии, изотермии и др.), под которыми обычно наблюдается скопление продуктов конденсации водяного пара, пыли и других частиц, ухудшающих видимость наземных объектов (рис. 42, а). Во-вторых, при заходе самолета на посадку в облачности и выходе из нее на высоте ниже 200 м. Под такими облаками (в подавляющем случае — это подинверсионные облака) наблюдается скопление мельчайших капелек воды, пыли, дымовых частиц и т. п., образующих подоблачную дымку, т. е. переходный предоблачный слой с различной прозрачностью воздуха (рис. 42, б).

При высоте облаков до 100 м наземные объекты, расположенные под углом 2—3° к горизонту, обнаруживаются с высоты примерно 50 м. Это означает, что наклонная видимость составляет в среднем около 30% от горизонтальной видимости у земли. Наибольшие расхождения между значениями наклонной к горизонтальной видимости бывают при морозящих осадках и особенно при дымке у земли.

При высоте облаков в пределах 100—200 м наземные объекты обнаруживаются с высоты 50—100 м, а наклонная видимость со-

а)



б)



Рис. 42. Влияние помутнений в атмосфере на наклонную видимость при безоблачном небе под слоем инверсии (а) и при выходе из облаков в предоблачный слой (б)

составляет в среднем 50% от горизонтальной видимости (при высоте облаков 100—150 м наклонная видимость составляет 40—50% горизонтальной видимости у земли, а при высоте облаков 150—200 м — 60—75%). При облаках выше 200 м наклонная видимость приближается к горизонтальной видимости у земли, и чем выше облака, тем наклонная видимость ближе к горизонтальной.

Как видно из сказанного, отождествлять горизонтальную видимость у земной поверхности с наклонной видимостью, а тем более с посадочной, нельзя¹. В каждом отдельном случае различие между ними может быть разным. Это затрудняет нахождение универсального коэффициента, который позволил бы переходить от горизонтальной видимости у земли к посадочной видимости (следует напомнить, что сеть АМСГ определяет и сообщает на борт самолета только горизонтальную видимость).

Определение наклонной видимости инструментальным путем может быть решено измерением прозрачности воздуха в наклонном направлении (например, вдоль гласиса снижения).

Для обеспечения безопасности посадки самолетов по условиям видимости рекомендуется производство на земле участвующих наблюдений за видимостью и немедленная передача этих сведений на самолет. В сложных условиях погоды в период посадки летный состав обязан обращать особое внимание на видимость.

§ 4. ВЛИЯНИЕ ВИДИМОСТИ НА РАБОТУ АВИАЦИИ

Ограниченная видимость, вызываемая различными погодными условиями, такими, как дымка, туман, мгла, пыльная или песчаная буря,ливневый дождь, снегопад, метель, сильно затрудняют посадку и взлет самолета, а иногда и делают их невозможными. Плохая видимость также препятствует или затрудняет визуальные полеты на малых высотах, создавая угрозу столкновения самолета с землей или возвышающимися над ней препятствиями.

¹ Наклонную видимость нельзя также отождествлять с посадочной. Посадочная видимость зависит не только от прозрачности воздуха, но и от таких факторов, как условия обзора из кабины, прозрачность стекол фонаря, посадочной скорости самолета, состояния ВПП и окружающего фона и т. д.

Видимость, являясь для авиации весьма важным элементом, включена в определение минимума погоды для летчика и аэродрома. Только при определенных минимальных условиях видимости и другого не менее важного элемента — высоты нижней границы облаков — может быть обеспечена безопасность посадки и взлета самолета в сложных метеорологических условиях.

Контрольные вопросы

1. Что такое дальность видимости?
2. Какие главные факторы влияют на дальность горизонтальной видимости?
3. Что понимается под метеорологической дальностью видимости?
4. Каким образом определяется метеорологическая дальность видимости на аэродроме днем и ночью.
5. От каких условий и как зависит наклонная видимость вдоль глиссады?
6. Как следует организовывать наблюдения за видимостью в аэропортах при сложных условиях погоды?
7. Какое влияние оказывает видимость на работу авиации?

Глава VIII

СИНОПТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И КАРТЫ ПОГОДЫ

§ 1. МЕЖДУНАРОДНЫЙ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ КОД КН-01

Изучение погодных процессов на большой территории наиболее эффективно производить с помощью специальных карт, на которых условными знаками нанесены результаты одновременных метеорологических и аэрологических наблюдений. Такие карты получили название синоптических (от греческого «синоптикос» — одновременно обзоревающий).

Синоптические карты дают представление о состоянии погоды над большой территорией в определенные физические моменты времени. Кроме синоптических карт, для обслуживания авиации составляются карты погоды, охватывающие несколько административных областей. Эти карты называются кольцевыми (или кольцовками).

Синоптическую карту с нанесенными данными приземных наблюдений называют приземной картой погоды, а карту с нанесенными данными аэрологических наблюдений — высотной, или аэрологической картой.

Синоптические карты (приземные) составляются за 03, 09, 15 и 21 ч московского времени (00, 06, 12 и 18 ч гринвичского времени). Кольцовки же могут составляться через каждый час или 2—3 ч и т. д. в зависимости от необходимости.

Для карт погоды метеорологические станции, расположенные по всему земному шару, производят наблюдения над атмосферным давлением, температурой и влажностью воздуха, изменением дав-

ления за последние 3 ч, называемым барической тенденцией, скоростью и направлением ветра, дальностью горизонтальной видимости, количеством и формой облаков, а также высотой их нижней границы, видом и количеством атмосферных осадков, особыми явлениями (туман, гроза, пыльная или песчаная буря и т. д.).

По существующему международному соглашению все метеорологические станции производят наблюдения в единые физические моменты времени, начиная с 00 ч гринвичского времени и затем через каждые 3 ч.

По специальным соглашениям в целях обслуживания полетов наблюдения могут производиться и более часто, например ежечасно через 30 или 15 мин. К основным срокам наблюдений относятся 03, 09, 15 и 21 ч московского времени.

Результаты наблюдений метеорологических станций кодируются цифрами с помощью специального международного метеорологического кода KN-01 и отправляются в установленные адреса в виде телеграмм (радиограмм), состоящих из нескольких пятизначных групп.

Международный метеорологический код имеет следующую схему (основные группы): $IIiii - Nddff - VVwwW - PPPTT - N_h C_L h C_M C_H - T_d T_n \text{ app} - 7RRTeT_e$.

Здесь II — номер района нахождения станции (весь земной шар разбит на районы и каждый район имеет свой номер для удобства отыскания местоположения станции);

iii — номер, присвоенный метеорологической станции;

N — общее количество облаков (по специальной таблице);

dd — направление ветра (откуда дует), десятки градусов;

ff — скорость ветра, м/сек;

VV — горизонтальная видимость, км (по специальной шкале);

ww — погода во время наблюдения или в течение последнего часа перед наблюдением (по специальной таблице);

W — погода между сроками наблюдений (по специальной таблице);

PPP — давление воздуха, приведенное к уровню моря (десятки, единицы и десятые доли миллибара);

TT — температура воздуха в целых градусах (Цельсия);

N_h — количество облаков в баллах, высота которых ниже 2500 м (по специальной шкале);

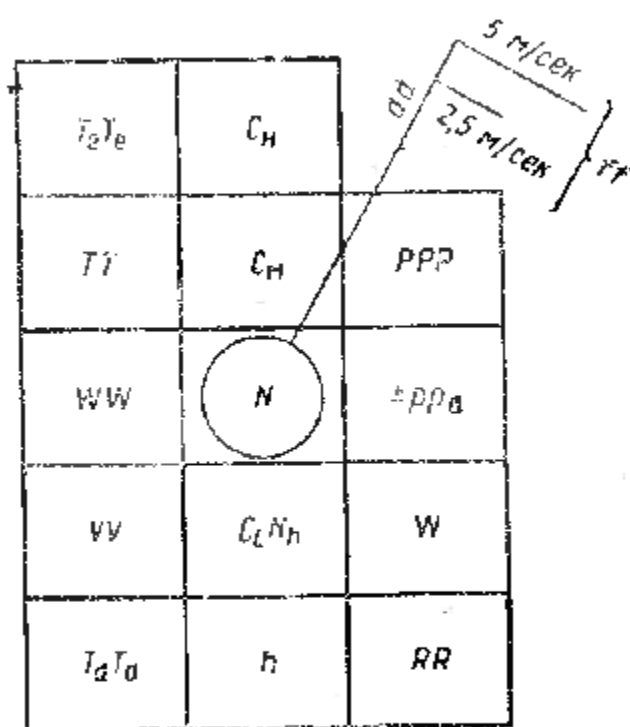


Рис. 43. Схема нанесения метеорологических данных на карту погоды

\bar{C}_L — характеристика облаков нижнего яруса (по специальной таблице);

h — высота низких облаков (по специальной шкале);

$C_m C_n$ — характеристика облаков среднего и верхнего яруса (по специальной таблице);

$T_d T_a$ — точка росы;

a — характеристика барической тенденции за последние 3 ч (по специальной таблице);

rr — величина барической тенденции, *мб* (целые и десятые доли);

7 — отличительная цифра седьмой группы;

RR — количество осадков за прошедшие 12 ч (от 7 до 19 или от 19 до 7 ч местного времени; по специальной шкале);

$T_e T_e$ — максимальная или минимальная температура воздуха в целых градусах, т. е. экстремальная температура (наносится только на двух картах).

Нанесение на карты погоды данных, сообщаемых метеокodem, производится условными значками или цифрами. Значки и цифры всегда размещаются в одном и том же порядке относительно кружка, изображающего станцию на карте погоды. Схема, расположенная на карте погоды содержащихся в метеокodem сведений, дана на рис. 43.

Часть элементов обозначается цифрами. К таким элементам относятся: температура TT , $T_d T_a$, $T_e T_e$, которая наносится в целых градусах; видимость VV — в километрах; количество облаков нижнего яруса N_n — в цифрах кода¹; высота низких облаков h — в метрах; давление PPP — в миллибарах (десятые доли, единицы и десятки миллибар); барическая тенденция rr — в миллибарах (целые и десятые доли миллибар); количество выпавших осадков RR — целых и десятых долей миллиметра.

Условными значками наносятся следующие элементы: ветер — направление dd и скорость ff ; погода в срок наблюдения ww ; погода между сроками наблюдения W ; формы облаков \bar{C}_L , C_m , C_n ; общее количество облаков N и характеристика барической тенденции a .

Основные условные обозначения вышеуказанных элементов даны на рис. 44. Подробно обозначения приведены в приложении. Примеры метеорологических данных, нанесенных с помощью метеокodem на карту погоды, даны на рис. 45.

Чтение данных, нанесенных вокруг кружка, изображающего станцию, рекомендуется начинать с общего количества облаков (определяется по степени зачернения кружка); затем определить

¹ Цифры кода соответствуют количеству облаков в октантах. В случае нанесения количества облаков в баллах об этом указывается в правом углу карты погоды.

см), температура и точка росы (слева выше и ниже кружка); далее читается давление и барическая тенденция (цифры справа вверху и рядом с кружком). Если давление, нанесенное на карту, начинается с цифр 6, 7, 8, 9, то для прочтения давления впереди трехзначного числа (например, 897) прибавляется цифра 9 и давление читается 989, 7 мб. Если давление начинается с цифры 0, 1, 2, 3, 4, 5, то для прочтения давления впереди трехзначного числа (например, 015) прибавляется цифра 10 и давление читается 1001,5 мб.

В заключение определяется количество выпавших осадков (цифра справа внизу).

§ 2. ВОЗДУШНЫЕ МАССЫ

Атмосферные процессы, наблюдаемые на больших географических пространствах и изучаемые с помощью синоптических карт, называются синоптическими процессами. Эти процессы являются результатом возникновения развития, изменения и взаимодействия воздушных масс, разделов между ними -- атмосферных фронтов и связанных с указанными метеорологическими объектами циклонов и антициклонов.

Воздушными массами называются большие, обособленные объемы воздуха, занимающие значительные площади (например, часть материка или океана).

По вертикали они могут простираться от нескольких километров до тропопаузы.

Воздушные массы имеют однородные, или почти однородные, физические свойства и погодные условия (температуру, влажность, прозрачность, характер облаков, направление и скорость ветра и др. явления). Метеорологические элементы в горизонтальном направлении внутри воздушной массы изменяются медленно и непрерывно и лишь при переходе из одной воздушной массы в другую испытывают разные скачкообразные изменения. По вертикали однородная воздушная масса имеет во всех частях почти одинаковые изменения метеорологических элементов.

Воздушные массы формируются в определенных районах, называемых очагами формирования. В этих очагах решающую роль в формировании играет подстилающая поверхность. Очагами формирования являются обширные области с однородным характером подстилающей поверхности, над которыми наблюдаются или малоподвижные антициклоны (например, Сибирский, Азорский, Гавайский и др.), или устойчивые области пониженного давления (например, Средне-Азиатская депрессия и др.).

При перемещении в другой район воздушная масса в начальный период сохраняет свои первоначальные свойства, такие, как

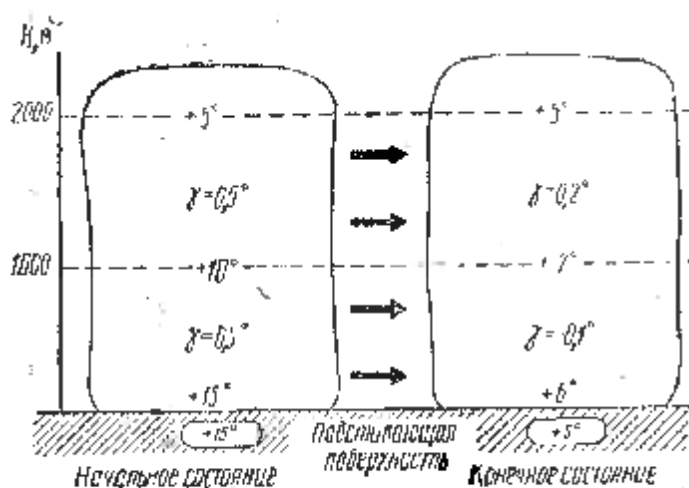


Рис. 46. Пример образования устойчивой воздушной массы при движении воздуха по относительно холодной подстилающей поверхности

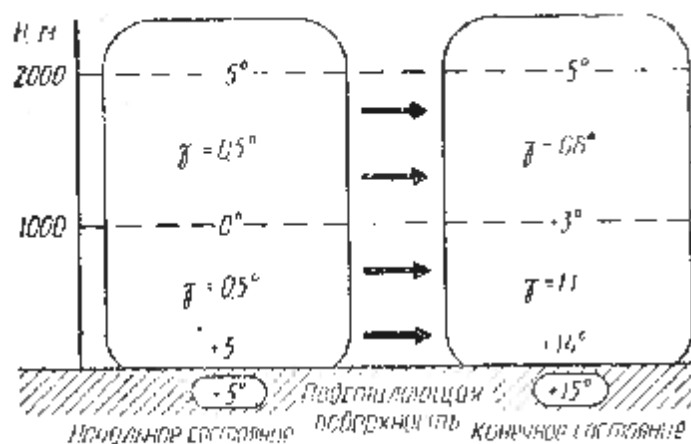


Рис. 47. Пример образования неустойчивой воздушной массы при движении воздуха по относительно теплой подстилающей поверхности

температура, влажность, запыленность, характер облаков и т. д. Однако по мере продвижения над новой подстилающей поверхностью воздушная масса видоизменяется, теряет часть своих старых свойств и приобретает новые (например, над морем увлажняется, над пустыней высушивается и запыляется и т. д.). Этот процесс, называемый трансформацией, является одним из важнейших процессов, влияющих на изменение погоды в воздушной массе. Изменения происходят непрерывно и повсеместно. Они бывают тем сильнее, чем больше отличается температура воздушной массы от температуры подстилающей поверхности.

Существует две классификации воздушных масс: термодинамическая и географическая.

Согласно термодинамической классификации, воздушные массы в зави-

симости от температурной стратификации подразделяются на устойчивые, неустойчивые и нейтральные.

Устойчивая воздушная масса всегда бывает более теплой, чем подстилающая поверхность. Это наблюдается, например, при перемещении относительно теплого воздуха по холодной земной или водной поверхности, а также при радиационном охлаждении земной поверхности, расположенной под данной воздушной массой, например летом в ночные часы или круглосуточно в зимнее время.

Вследствие охлаждения снизу в устойчивой воздушной массе уменьшаются вертикальные температурные градиенты за счет убывания температурного контраста между нижними и верхними слоями (рис. 46). В ней отсутствуют условия для развития вертикальных движений воздуха: образуются инверсии, подинверсионные низкие облака (слоистые, слоисто-кучевые) со слабыми сло-

гопадами или моросью, дымка, адвективные туманы, мгла, иногда гололед.

Если влажность воздуха мала, то в устойчивой массе может наблюдаться ясная погода. При наличии сплошного облачного покрова суточный ход температуры и других метеозлементов незначителен. Полет в устойчивой воздушной массе обычно спокоен (без болтанки). Сложные условия погоды могут иметь место от земли до высоты 1—2 км.

Опасность представляет пониженная видимость вследствие адвективных туманов и мглы и низкие облака. Выше 1—2 км обычно наблюдается ясное небо или небольшая облачность среднего или верхнего яруса.

Неустойчивая воздушная масса является более холодной, чем подстилающая поверхность. Это бывает при перемещении относительно холодного воздуха по теплой земной или водной поверхности, а также вследствие дневного прогрева солнцем земной поверхности, расположенной под данной воздушной массой. В результате прогрева снизу от более теплой подстилающей поверхности в неустойчивой воздушной массе увеличиваются вертикальные температурные градиенты за счет возрастания температурного контраста между нижними и верхними слоями (рис. 47). В ней возникают условия для развития вертикальных токов.

В этой воздушной массе образуются кучевообразные облака (кучевые, кучево-дождевые, высоко-кучевые хлопьевидные и башенковидные). Имеют место ливневые осадки и грозы. Наблюдаются иногда сильные порывистые ветры. Хорошо выражен суточный ход температуры, облачности, ветра и других метеозлементов. При достаточной влажности в почные и утренние часы могут возникать радиационные туманы.

Полет в неустойчивой воздушной массе обычно сопровождается болтанкой. В кучевообразных облаках и вблизи них болтанка наблюдается вплоть до верхней границы облаков. Наиболее благоприятные условия для полетов будут выше вершин или в стороне от облаков.

Нейтральная воздушная масса (ее иногда называют местной воздушной массой) является массой воздуха, длительное время находящаяся над данным районом. Воздух под влиянием особенностей подстилающей поверхности района приобретает основные погодные условия, характерные для данной местности (температуру, влажность, запыленность и т. д.). Эти условия длительное время не претерпевают существенных изменений.

Согласно **географической классификации**, воздушные массы в зависимости от районов их формирования подразделяются на: арктический воздух (АВ), умеренный воздух (УВ), ранее называвшийся полярным, тропический воздух (ТВ) и экваториальный воздух (ЭВ). Указанные типы воздушных масс (исключая ЭВ) могут быть континентального или морского происхождения и соответственно этому именоваться морскими и континентальными. На-

пример, морской арктический воздух (мАВ), континентально арктический воздух (кАВ) и т. д.

На территории Западной Европы и СССР наблюдаются следующие воздушные массы (рис. 48).

Арктический воздух формируется в Арктическом бассейне летом севернее 70° с. ш., а зимой — севернее 65° с. ш. Имеет низкую температуру, небольшую влажность и исключительную прозрачность. Если он приходит с арктических морей, покрытых льдом, или с крайнего севера Сибири, то это континентально-арктический воздух (кАВ) очень сухой, холодный и устойчивый. Если он приходит с северо-запада, где арктические моря даже зимой до широты 70° и выше сравнительно теплые и свободны ото льда, то он является морским арктическим воздухом (мАВ). Этот воздух более теплый и влажный, чем кАВ, легко становится неустойчивой воздушной массой, что особенно часто наблюдается при весенних и летних вторжениях мАВ, когда подстилающая поверхность свободна от снежного покрова и значительно прогревается.

Умеренный воздух — образуется зимой преимущественно между $65-40^\circ$ с. ш., а летом — между $70-50^\circ$ с. ш. Его свойства различны и зависят от района формирования.

Зимой морской умеренный воздух (мУВ), идущий из средних широт Атлантического океана, в береговой зоне будет неустойчивым, так как он предварительно проходит над теплым морским течением Гольфстрим, проходящим вдоль западного побережья Европы. По мере продвижения вглубь материка мУВ постепенно приобретает устойчивость, неся оттепель, низкие облака и туманы. На Дальнем Востоке зимой мУВ на побережья Охотского и Японского морей поступает как теплая устойчивая масса с моросью и туманами.

Летом мУВ, проходящий из Атлантики, — сравнительно холодный и неустойчивый. На Дальнем Востоке мУВ над холодными прибрежными морями приобретает большую устойчивость и, хотя при вторжениях на материк является относительно холодной массой, в прибрежной зоне сохраняет условия погоды устойчивой массы (несет низкие слоистые облака, морось, туманы).

Свойства континентального умеренного воздуха (кУВ) зимой и летом более или менее однородны. Зимой кУВ представляет собой устойчивую холодную воздушную массу с характерной малооблачной морозной погодой; иногда в нем может наблюдаться подслоями инверсии низкая слоистая облачность. Летом вследствие малой относительной влажности в кУВ преобладает малооблачная сухая теплая погода; при увеличении влажности днем могут развиваться кучевые и кучево-дождевые облака с ливнями и грозами.

Тропический воздух формируется на юге Азии и севере Африки (континентальный), в субтропических широтах Атлантического и Тихого океанов (морской).

Континентальный тропический воздух (КТВ) над СССР наблюдается в теплое полугодие. Он формируется главным образом над Средней Азией и другими южными районами азиатской территории СССР. Этот воздух сильно прогревается, сухой и запыленный. В дневные часы вследствие значительного нагревания от подстилающей поверхности КТВ становится неустойчивым, но благодаря небольшой влажности в нем редко образуются кучевые, кучево-дождевые облака и грозовые явления, преобладает ясная или малооблачная погода с высоко-кучевыми или перисто-кучевыми облаками. Континентально-тропический воздух иногда проникает далеко на север. Отмечены случаи, когда КТВ над европейской территорией СССР проникал вплоть до побережья Ледовитого океана.

Морской тропический воздух (МТВ) наблюдается в СССР нечасто. Приходит он со Средиземного моря или южной части Атлантического океана, а на Дальнем Востоке — с юга Японского моря. Зимой это чрезвычайно устойчивая воздушная масса с плотными низкими облаками, моросящими осадками и адвективными туманами. В летнее время МТВ, как правило, — чрезвычайно неустойчивая и опасная воздушная масса, в которой наблюдаются мощные кучево-дождевые облака, сопровождающиеся сильными шквалами, грозовыми и ливневыми осадками.

Экваториальный воздух, всегда сильно прогретый и влажный, формируется над экваториальными районами. В районе формирования в нем наблюдаются очень развитые по вертикали кучевые и кучево-дождевые облака, сопровождающиеся чрезвычайно интенсивными ливнями и грозами. выпадающие осадки напоминают сильные водопады. Экваториальный воздух в умеренные широты поступает очень редко да и то только в верхних слоях тропосферы (при проникновении тайфунов на Дальний Восток).

§ 3. АТМОСФЕРНЫЕ ФРОНТЫ

Атмосферный фронт является разделом между двумя различными воздушными массами, отличающимися физическими свойствами (температурой, влажностью, прозрачностью, характером облаков, осадков и т. д.).

Этот раздел представляет собой сравнительно узкий переходный слой воздуха, называемый фронтальной зоной. В нем температура, плотность, влажность воздуха и ветер претерпевают резкие скачкообразные изменения. Толщина фронтальной зоны составляет в нижней и средней тропосфере несколько сотен метров, в верхней около 1—2 км. Так как эта толщина значительно меньше горизонтальной протяженности воздушных масс, то фронтальную зону принято называть фронтальной поверхностью. Она наклонена в сторону холодного воздуха (рис. 49, а). Угол наклона

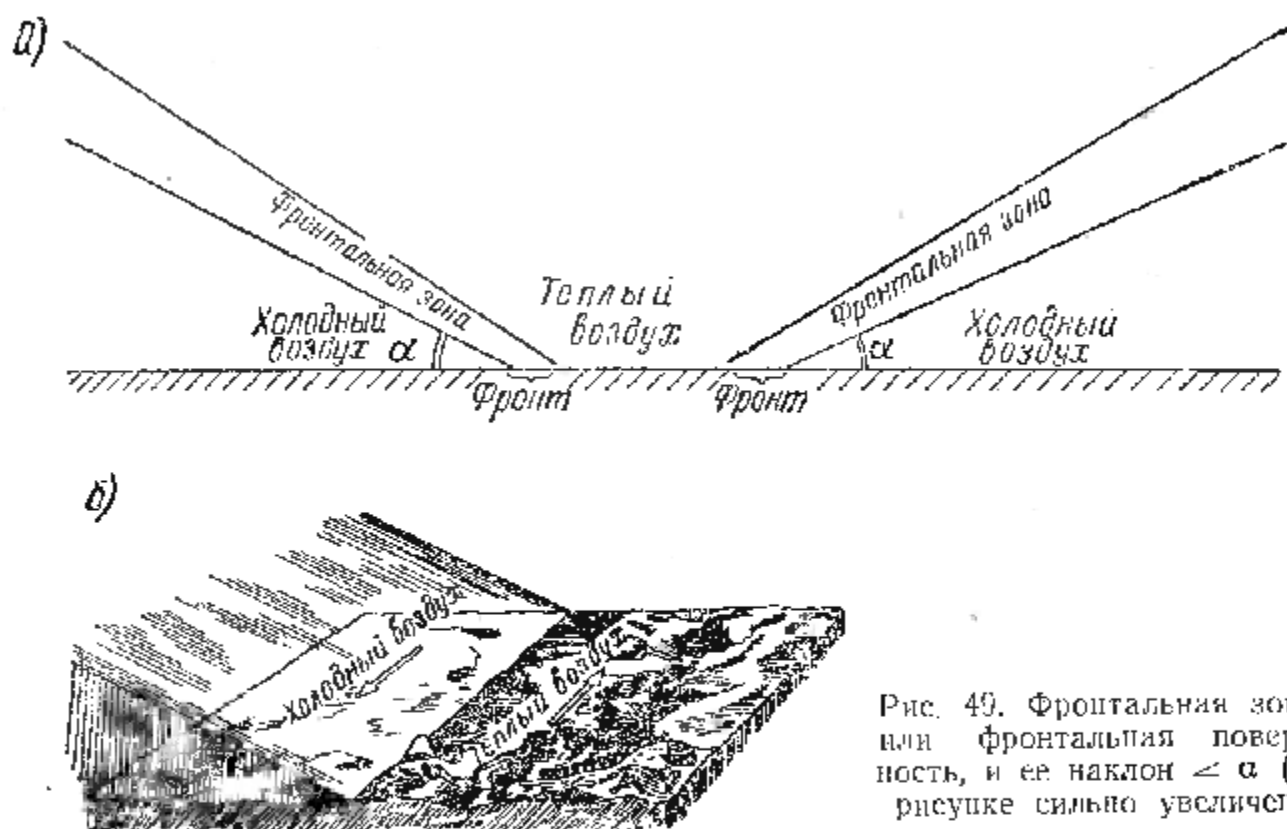


Рис. 49. Фронтальная зона, или фронтальная поверхность, и ее наклон α (на рисунке сильно увеличен)

α мал и составляет несколько десятков минут¹. Над фронтальной поверхностью располагается теплый воздух как менее плотный и легкий, а под ней холодный (в виде клина). Фронтальная поверхность обычно представляет собой слой инверсии, который является задерживающим слоем для всех вертикальных движений в холодном воздухе, расположенном внизу.

Место пересечения фронтальной поверхности с землей (уровнем моря) называется линией фронта или просто фронтом (рис. 49, б). Здесь фронт образует полосу шириной в несколько десятков километров. На синоптических картах вследствие их малого масштаба (10—15 км в 1 мм) полоса изображается в виде линии.

Условия образования и размывания фронтов (фронтотенез и фронтолиз)

В атмосфере постоянно происходят процессы образования и размывания фронтов. Основной причиной образования фронтов является горизонтальный перенос воздушных масс навстречу друг другу. В месте встречи воздушных течений, где образуется зона с большими контрастами температуры, влажности и других метеорологических элементов, возникает фронт.

Размывание фронтов (т. е. уменьшение контрастов метеорологических элементов) осуществляется при условии длительного существования

¹ На схемах фронтов в целях большей наглядности угол наклона α всегда значительно увеличен.

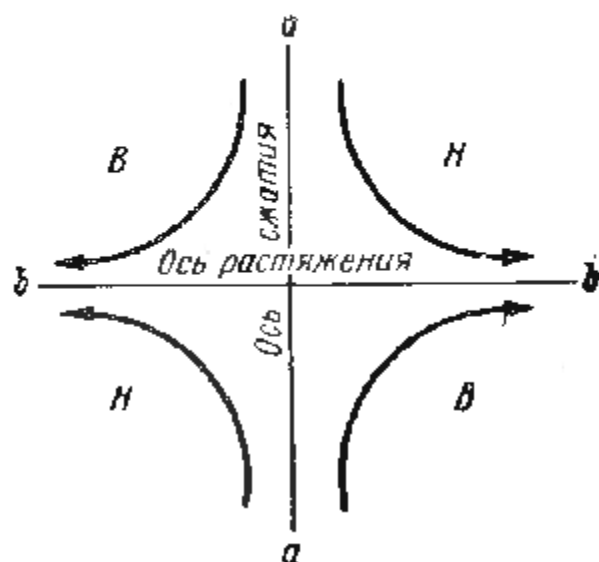


Рис. 50. Деформационное поле:
 aa — ось сжатия, вдоль которой сближаются воздушные массы; bb — ось растяжения, вдоль которой воздушные массы текут параллельно друг другу

результате чего образуется узкий фронтальный переходный слой с большими горизонтальными градиентами температуры. Если изотермы параллельны оси сжатия (рис. 52) или составляют с осью растяжения угол, больший 45° , происходит процесс размывания фронта, т. е. фронтолиз.

В реальных условиях атмосферы барические максимумы (антициклоны) и минимумы (циклоны), являющиеся главными очагами формирования воздушных масс, размещаются по земной поверхности, чередуясь друг с другом. Схематически основные бари-

расходимости атмосферных течений. Оба процесса протекают в так называемых деформационных полях, т. е. в полях воздушных течений, образованных накрест лежащими циклонами и антициклонами (рис. 50).

Процесс образования фронта или его размывания протекает в зависимости от расположения изотерм по отношению к осям сжатия и растяжения.

Если изотермы параллельны оси растяжения (рис. 51), или составляют с ней острый угол менее 45° , то происходит процесс фронтообразования, т. е. фронтогенез. В этом случае изотермы, лежащие вдоль оси растяжения, сближаются, в ре-

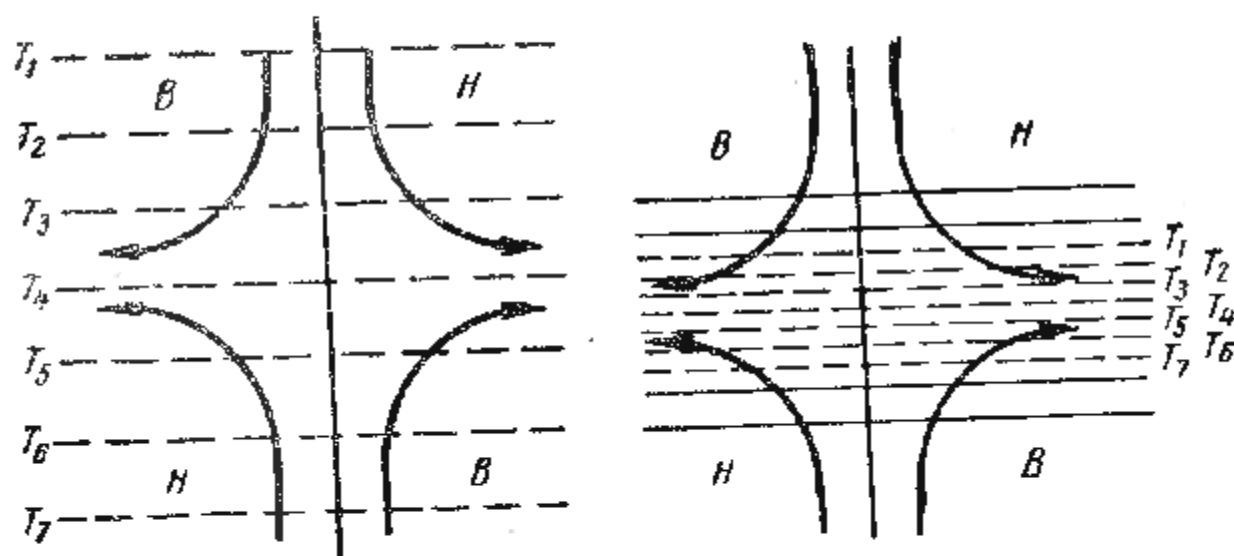


Рис. 51. Процесс образования фронта (фронтогенез)

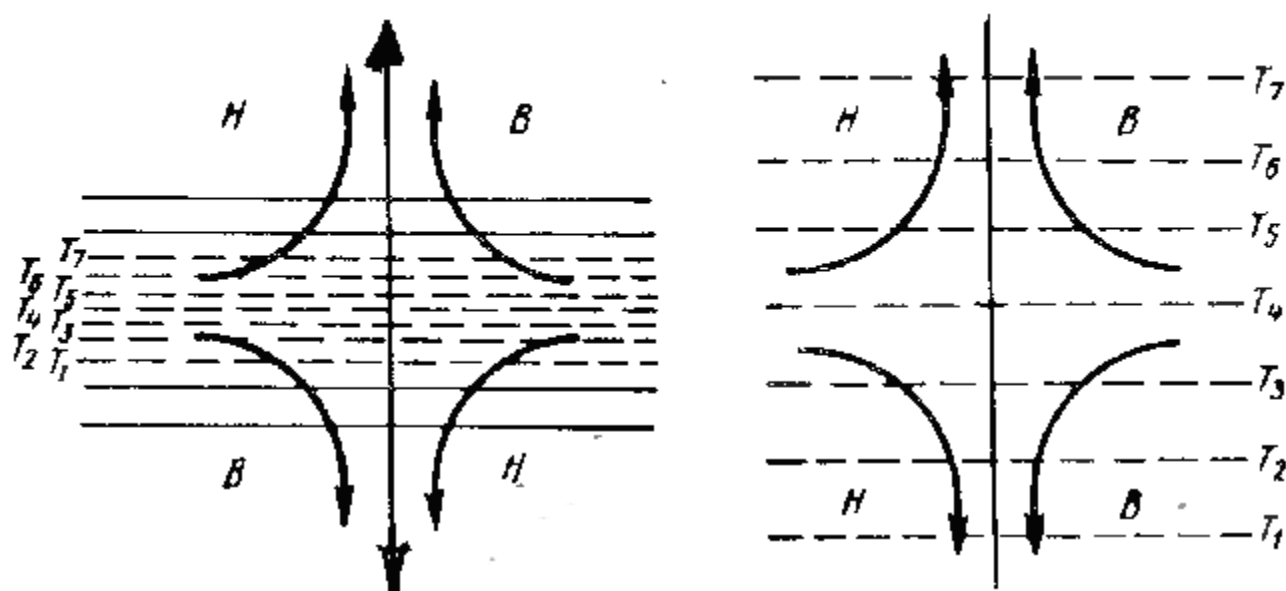


Рис. 52. Процесс размывания фронта (фронтолиз)

ческие системы над некоторой частью Северного полушария можно изобразить расположенными как бы в шахматном порядке. Представление об этом дает схема, изображенная на рис. 53. На этой схеме стрелками отмечены оси сжатия и растяжения в деформационных полях: D_1 , D_2 , D_3 и D_4 . Так как температура земной поверхности в общем убывает от экватора к полюсу, а изотермы тянутся приблизительно вдоль широтных кругов, то эти изотермы чаще всего оказываются параллельными осями растяжения в деформационных полях D_3 и D_2 . В этих полях создаются наиболее благоприятные условия для фронтогенеза и возникновения фронтальных зон.

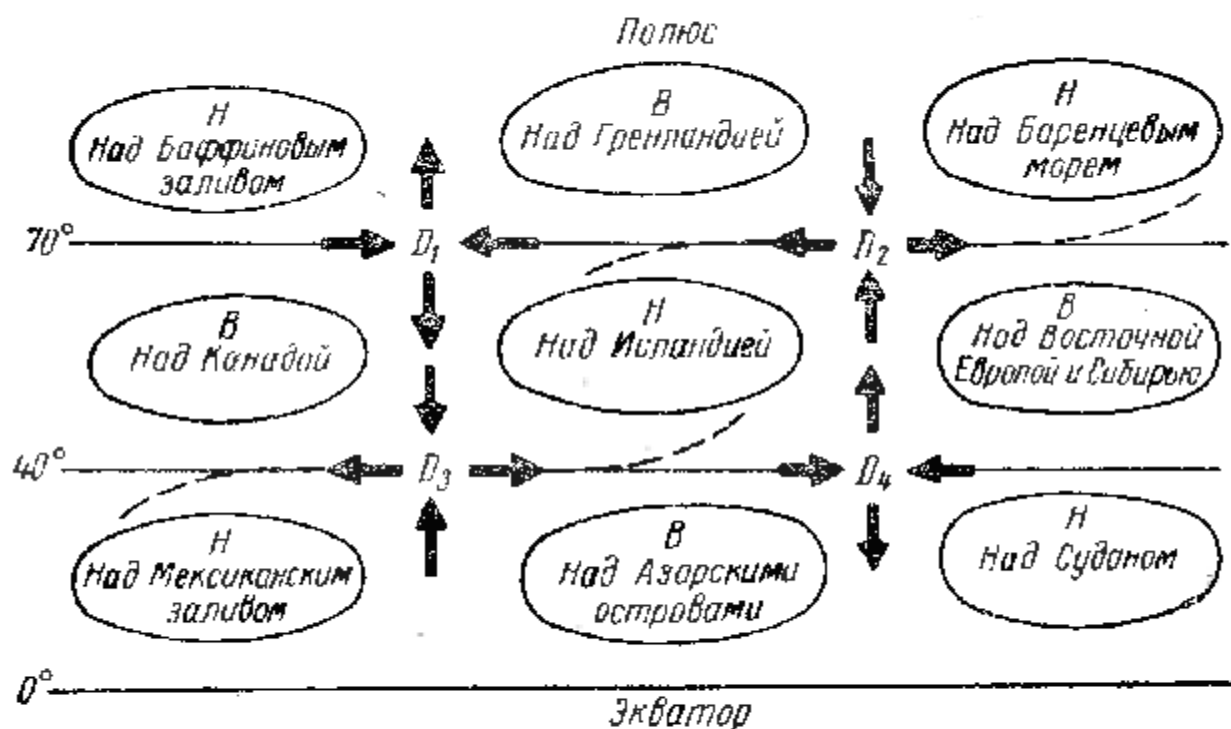


Рис. 53. Деформационные поля над частью Северного полушария:
Н — низкое давление; В — высокое давление

1 Классификация фронтов

Фронты, разделяющие основные географические типы воздушных масс, называются главными фронтами. К ним относятся: арктический фронт, разделяющий арктический и умеренный воздух; полярный фронт, разделяющий умеренный и тропический воздух; тропический фронт, лежащий между тропическим и экваториальным воздухом.

Кроме главных фронтов, могут наблюдаться вторичные фронты внутри одного и того же географического типа воздушной массы, разделяющие отдельные части этой массы, например континентальный и морской воздух (мАВ от кАВ или мУВ от кУВ и т. д.) или более свежие от прогретых.

В зависимости от вертикальной протяженности фронты могут быть высокими и охватывать всю тропосферу¹, быть приземными или наблюдаться только в верхней тропосфере (в последнем случае фронты называются «верхними»). Приземные фронты прослеживаются в слое от земли до высоты 1—2 км. Верхние фронты не обнаруживаются у поверхности земли, но бывают хорошо выражены в средних и верхних слоях тропосферы.

Фронтальная поверхность высоких и верхних фронтов обычно образует в верхней половине тропосферы широкую переходную зону (рис. 54, а), называемую **высотной фронтальной зоной (ВФЗ)**. Если эта зона имеет широтное расположение и большую протяженность, ее называют **планетарной высотой фронтальной зоны (ПВФЗ)**.

Иногда два хорошо выраженных внизу фронта сливаются в верхних слоях тропосферы, образуя одну широкую высотную фронтальную зону (рис. 54, б).

Высотные фронтальные зоны характеризуются большими горизонтальными градиентами температуры. Обычно вдоль высотных фронтальных зон наблюдаются струйные течения.

Ввиду большой горизонтальной протяженности главные фронты не бывают однородными по своим свойствам на всем протяжении. Отдельные участки главного фронта в зависимости от активности и движения воздушных масс, лежащих по его обеим сторонам, могут принимать характер теплого или холодного фронтов.

Теплым фронтом называется участок главного фронта, перемещающийся в сторону холодного воздуха. За таким фронтом движется теплый воздух, который, будучи менее плотным, натекает на холодный воздух.

Холодным фронтом называется участок главного фронта, перемещающийся в сторону теплого воздуха. За этим фронтом дви-

¹ По данным профессора Зубяна Г. Д. 85—90% тропических фронтов являются высокими и достигают верхней границы тропосферы.

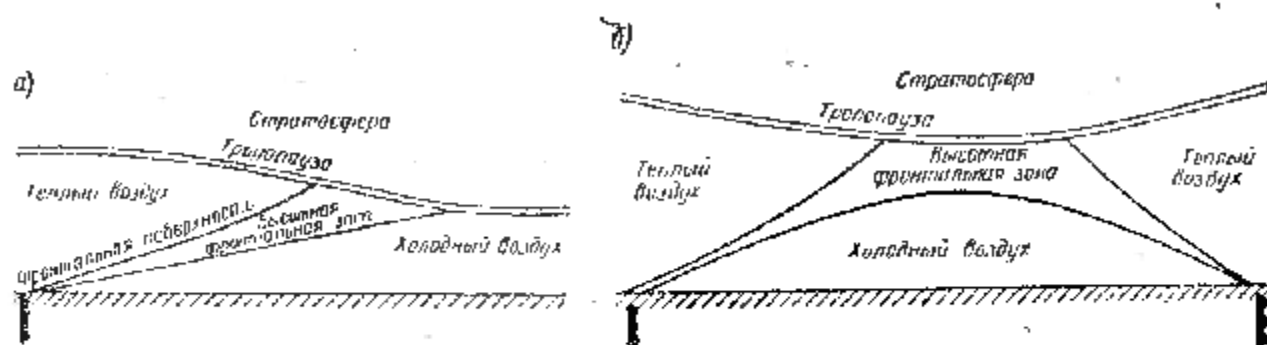


Рис. 54. Высотная фронтальная зона (вертикальный разрез):
а — одного атмосферного фронта; б — двух атмосферных фронтов

жется холодный воздух, который как более плотный подклинивается под теплый воздух.

Фронт, образовавшийся в результате смыкания теплого и холодного фронтов, называется **фронтом окклюзии**.

Участок главного фронта, остающийся без движения, называется **стационарным фронтом**. По себе стороны от такого фронта воздушные массы текут обычно параллельно (или почти параллельно) линии фронта.

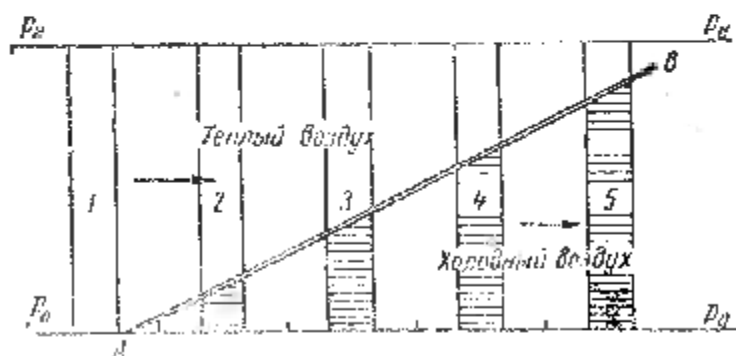
! Теплый фронт

На теплом фронте теплый воздух натекает на холодный, расположенный в виде клина внизу. Наклон фронтальной поверхности наблюдается в пределах от $1/100$ до $1/200$. Впереди приземной линии фронта наблюдается область падения давления, которая обусловлена заменой холодного воздуха теплым (рис. 55). С падением давления происходит усиление ветра. Максимальной скорости он достигает перед прохождением фронта, а затем скорость ветра ослабевает. Перед фронтом преобладают ветры юго-восточной четверти, переходящие за фронтом на южные и юго-западные. Медленное восходящее движение теплого воздуха вдоль фронтальной поверхности приводит к его адиабатическому охлаждению и образованию облачной системы и зоны осадков большого протяжения (рис. 56, 57).

Ширина фронтальной облачности (от приземной линии фронта по нормали) простирается до 600—700 км, иногда может быть значительно больше.

Рис. 55. Причины изменения давления воздуха при перемещении теплового фронта:

AB — фронтальная поверхность; $P_H P_H$ — изобарическая поверхность у тропопаузы; $P_0 P_0$ — изобарическая поверхность вблизи уровня моря; 1, 2, 3, 4, 5 — столбы воздуха, где заштрихованная часть представляет холодный воздух, незаштрихованная — теплый



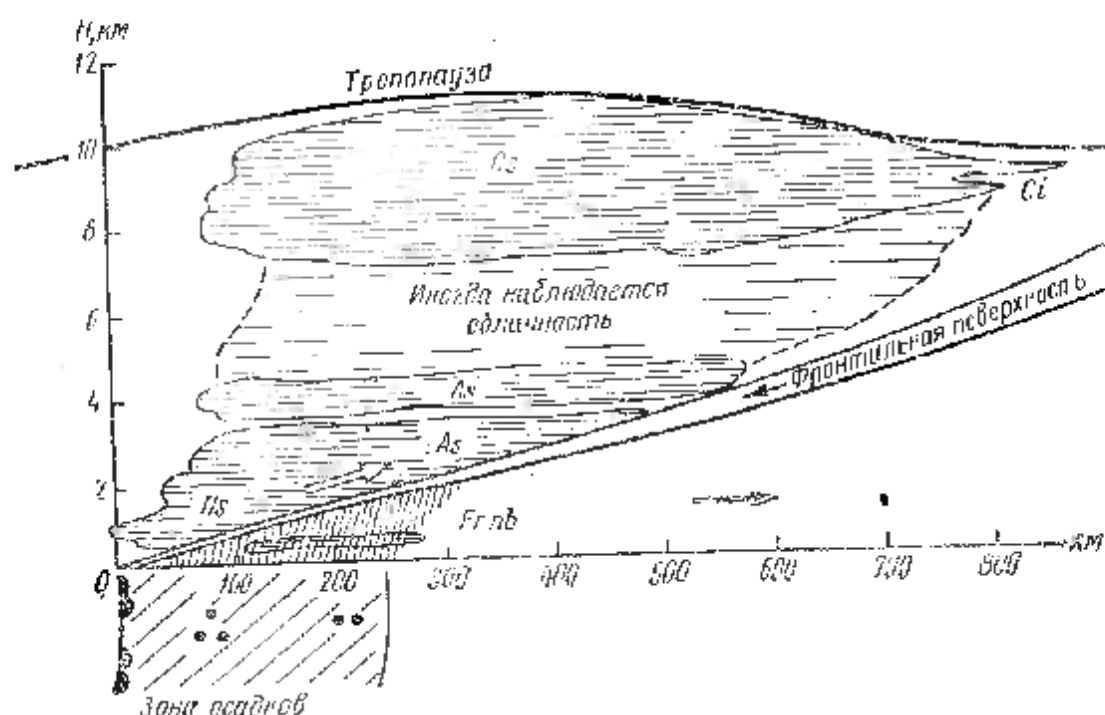


Рис. 56. Теплый фронт летом

Основной облачной системой фронта являются слоисто-дождевые — высоко-слоистые облака $Ns - As$, располагающиеся в нижнем и среднем ярусах (до 5—6 км). Их верхняя граница почти горизонтальная¹, а нижняя постепенно понижается от переднего края к линии фронта, где достигает высоты около 100 м (в холодное полугодие может быть и ниже).

Выше $Ns - As$ располагаются перисто-слоистые и перистые облака. Иногда они сливаются с нижележащей облачной системой (чаще это наблюдается зимой), образуя один сплошной облачный массив. Однако зачастую облака верхнего яруса бывают отделены от облаков $Ns - As$ безоблачной прослойкой, вертикальная протяженность которой увеличивается по мере старения фронта. Кроме того, широкие безоблачные прослойки бывают на теплых фронтах, удаленных от центра циклона.

Под основной фронтальной облачной системой наблюдается зона обложных осадков. Она лежит впереди приземной линии фронта (в клину холодного воздуха) и имеет протяженность по нормали от фронта до 400 км. Летом при дожде она уже (до 200—300 км), зимой при снегопаде шире (до 400 км). При сильных ветрах зимой прохождение фронтов сопровождается общими метелями.

В зоне осадков, благодаря большому насыщению воздуха водяным паром и некоторому подъему его вверх (вследствие наблю-

¹ Высота верхней границы фронтальных облаков $Ns - As$ может быть приближенно определена по формуле $H_{\text{верх}} = \frac{L}{100} + 1$ км, где L — ширина зоны обложных осадков в километрах на данном участке фронта, определенная по приземной карте погоды.

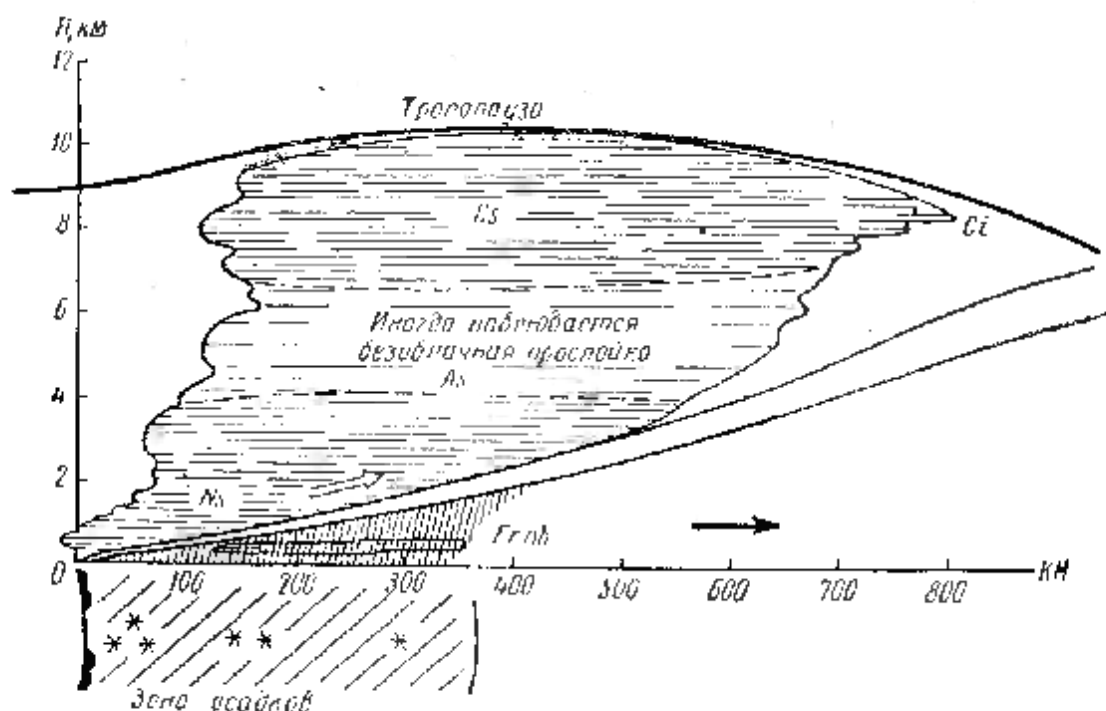


Рис. 57. Теплый фронт зимой

дающей турбулентности), образуются низкие разорванно-дождевые облака Гг пб с высотой нижней кромки 50—100 м. В ряде случаев в этой же зоне может возникать фронтальный туман, иногда сливающийся с вышележащими облаками. Ширина зоны тумана может достигать до 150—200 км. При температурах воздуха от 0 до -3° наблюдается гололед.

В летнее время на теплом фронте могут возникать отдельные очаги кучево-дождевых облаков Сб с ливнями и грозами. Чаще всего они встречаются в ночное время. Их развитие объясняется сильным ночным радиационным выхолаживанием верхнего слоя основной фронтальной облачной системы, при относительно неизменной температуре в нижних слоях облаков. Это приводит к возрастанию контраста температуры между верхним и нижним краем облака (рис. 58) и, следовательно, к увеличению вертикального

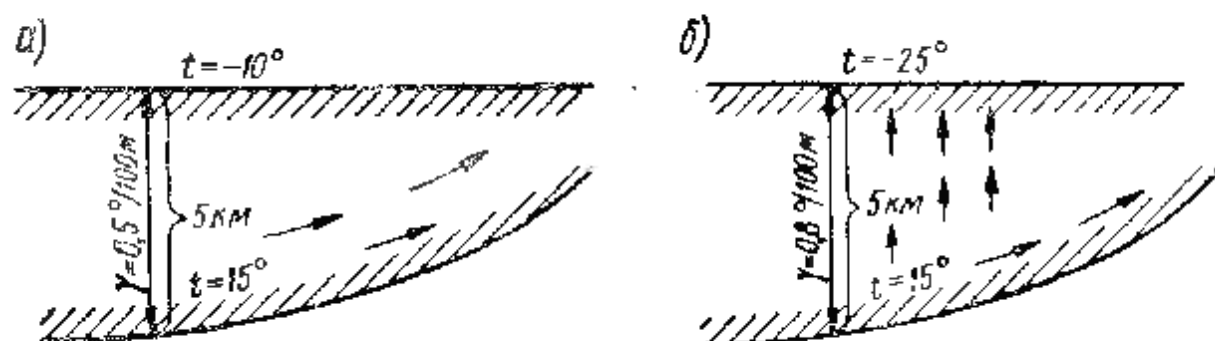


Рис. 58. Пример условия возникновения вертикальных токов и грозовых очагов в облаках теплого фронта:

а — до радиационного выхолаживания верхнего слоя облаков; б — после радиационного выхолаживания

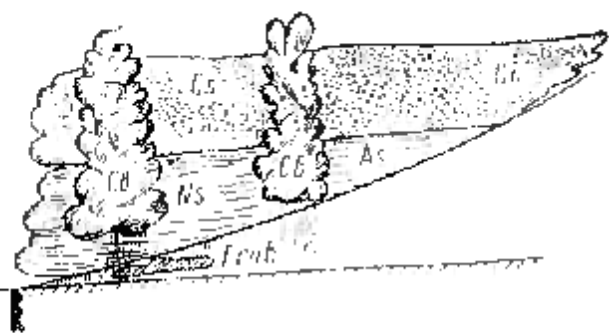


Рис. 59. Грозовые очаги на теплом фронте

и перисто-слоистой облачностью фронта. Нижняя граница Св находится на высоте 1 500—2 000 м, а вершины могут значительно приподниматься над облачным массивом фронта (рис. 59).

В зимний период и в переходные сезоны года в облаках теплого фронта, в зоне отрицательных температур, а также под облаками, в зоне пересохлажденного дождя, может наблюдаться обледенение самолетов.

При значительной сухости теплого воздуха облачная система теплого фронта состоит только из облаков среднего и верхнего ярусов (высоко-слоистых, перисто-слоистых и перистых). На таких фронтах осадки не наблюдаются. Подобные фронты часто встречаются в Средней Азии.

При полете навстречу теплому фронту последний обнаруживается по характерной облачности, изменяющейся в следующей последовательности: вначале наблюдаются перистые облака, затем перисто-слоистые, высоко-слоистые и, наконец, слоисто-дождевые, из которых выпадают осадки. Нижняя граница облаков постепенно понижается и бывает наименьшей у основания фронтов. В полете наиболее сложные условия погоды встречаются в тыловой части фронта, где облака бывают очень низкие (в зоне осадков они могут понижаться до 50 м), имеют большую вертикальную мощность, а иногда могут сливаться и с фронтальным туманом. В зоне теплого фронта (впереди его приземной линии) на больших высотах можно встретить сильный ветровой поток — струйное течение.

Опасные условия погоды иногда наблюдаются при полете в облаках теплого фронта летом. В этот период здесь можно встретить грозные очаги. Они чаще всего имеют место, когда теплый воздух, поднимающийся по клину холодного, является морским тропическим или сильно прогретым и увлажненным умеренным. Приближение к грозным очагам легко обнаружить при помощи самолетного радиолокатора, а также по усилению радиопомех (шум и треск в наушниках, рысканье стрелки радиоконуса).

В холодную половину года в зоне отрицательных температур облачности теплого фронта имеется опасность обледенения самолета. Нижней границей обледенения является нулевая изотерма.

Тяжелое обледенение наблюдается под облаками фронта при полете в переохлажденном дожде.

На картах погоды теплый фронт обозначается красной линией или в виде черной линии с полукругами (см. рис. 104).

Холодный фронт

На холодном фронте холодный воздух подклинивается подступающий теплый. За приземной линией фронта наблюдается область роста давления, которая обусловлена заменой теплого воздуха холодным. Наклон фронтальной поверхности может быть от $1/50$ до $1/100$. По скорости движения и по характеру потоков теплого воздуха холодные фронты подразделяются на медленно движущиеся (I рода) и быстродвижущиеся (II рода). На картах погоды холодные фронты обозначаются синей линией или в виде черной линии с треугольными выступами (см. рис. 104).

Медленно движущийся холодный фронт (I рода) перемещается со скоростью не более 30 км/ч. Он имеет упорядоченное поднятие теплого воздуха по вторгающемуся клину холодного воздуха. В холодное полугодие в восходящем теплом воздухе процесс конденсации не носит бурного характера. В этот сезон облачная система фронта имеет большое сходство с облачной системой теплового фронта, расположенной в обратной последовательности — вначале у линии фронта наблюдаются слоисто-дождевые облака, затем высоко-слоистые (рис. 60). Облака верхнего яруса (перистые и перисто-слоистые) располагаются позади приземной линии фронта и могут быть отделены от основной облачной системы безоблачной прослойкой. Верхняя граница слоисто-дождевых и вы-

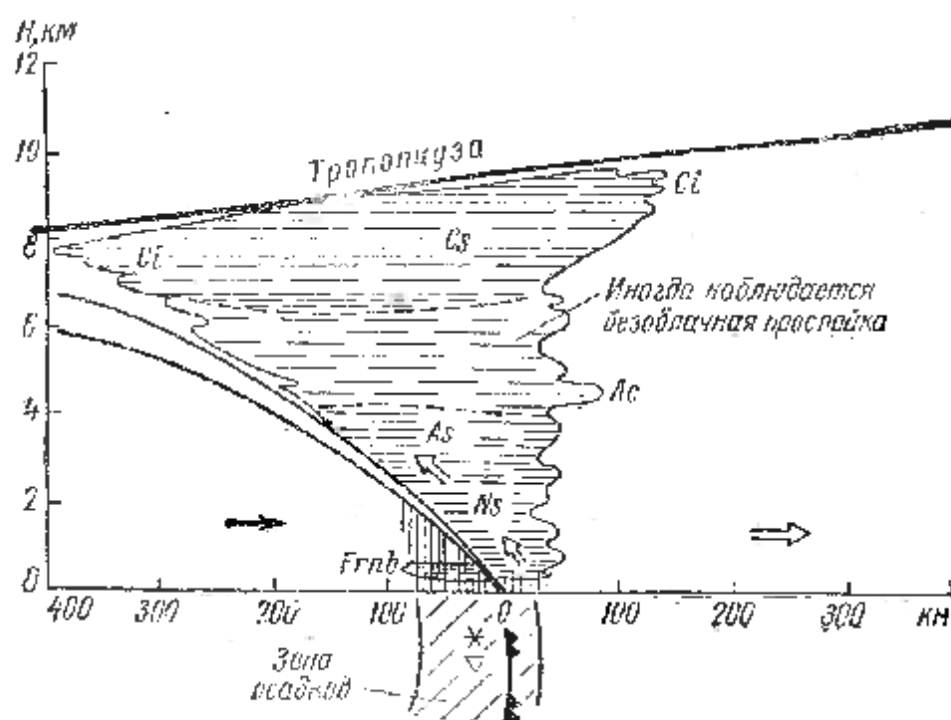


Рис. 60. Холодный фронт I рода зимой

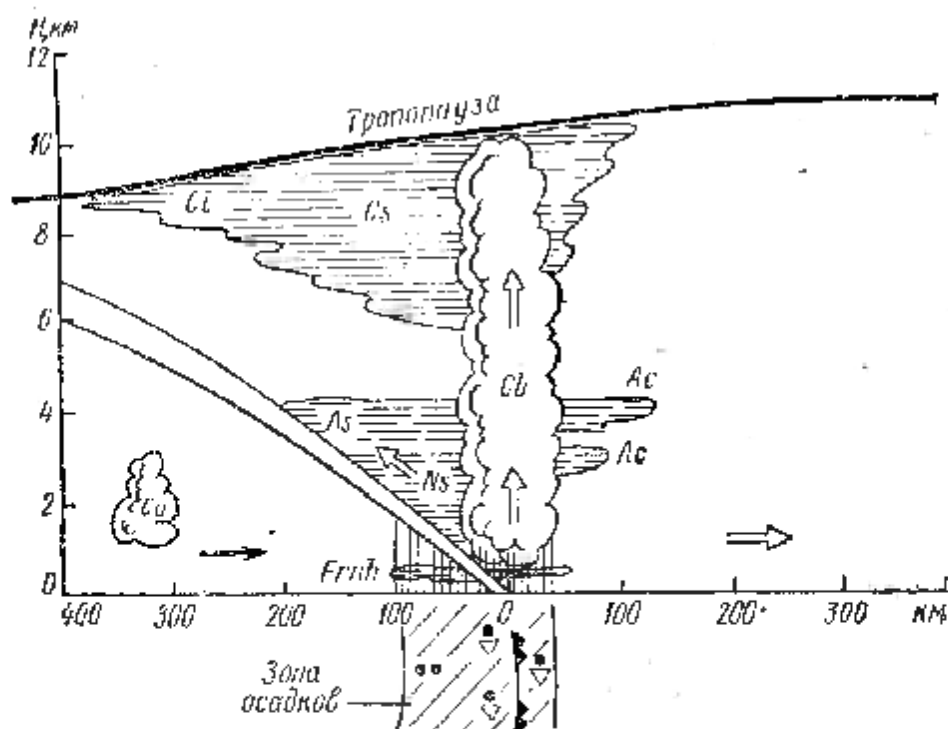


Рис. 61. Холодный фронт I рода летом

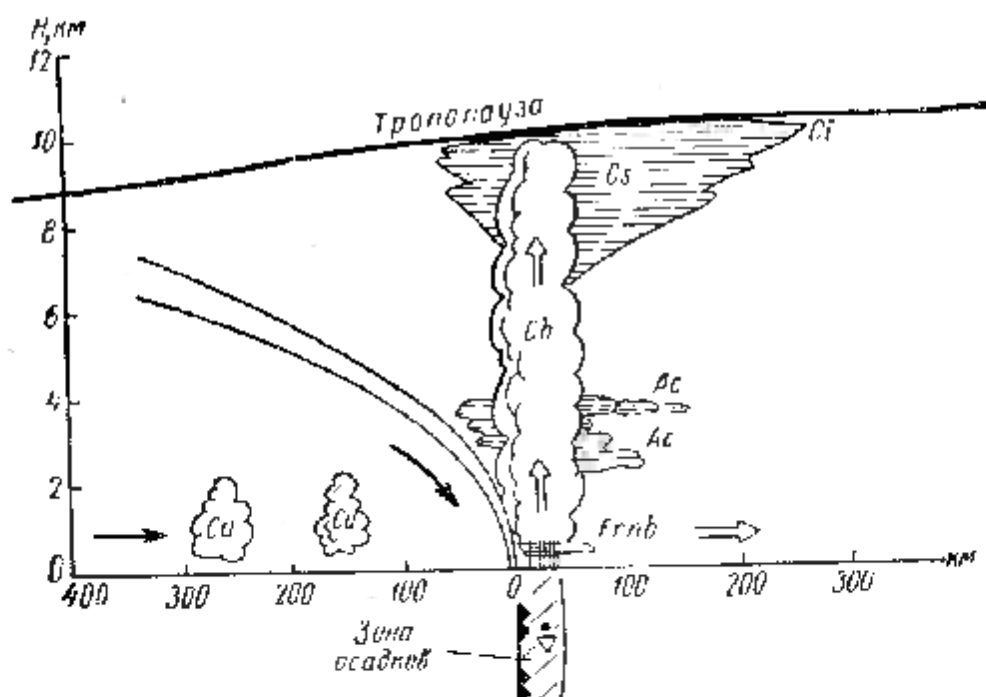


Рис. 62. Холодный фронт II рода летом

соко-слоистых облаков Ns — As располагается на высоте 4—5 км и бывает несколько приподнятой у линии фронта.

В теплую половину года перед указанной фронтальной облачной системой (рис. 61) образуются кучево-дождевые облака большой вертикальной мощности, из которых выпадают ливневые осадки, часто сопровождающиеся грозами. Эти облака располагаются грядами вдоль фронта с шириной гряд 50—100 км. Верхняя граница кучево-дождевых облаков может достигать тропопавзы. Под облаками наблюдаются ливневые осадки, грозы и шквалы.

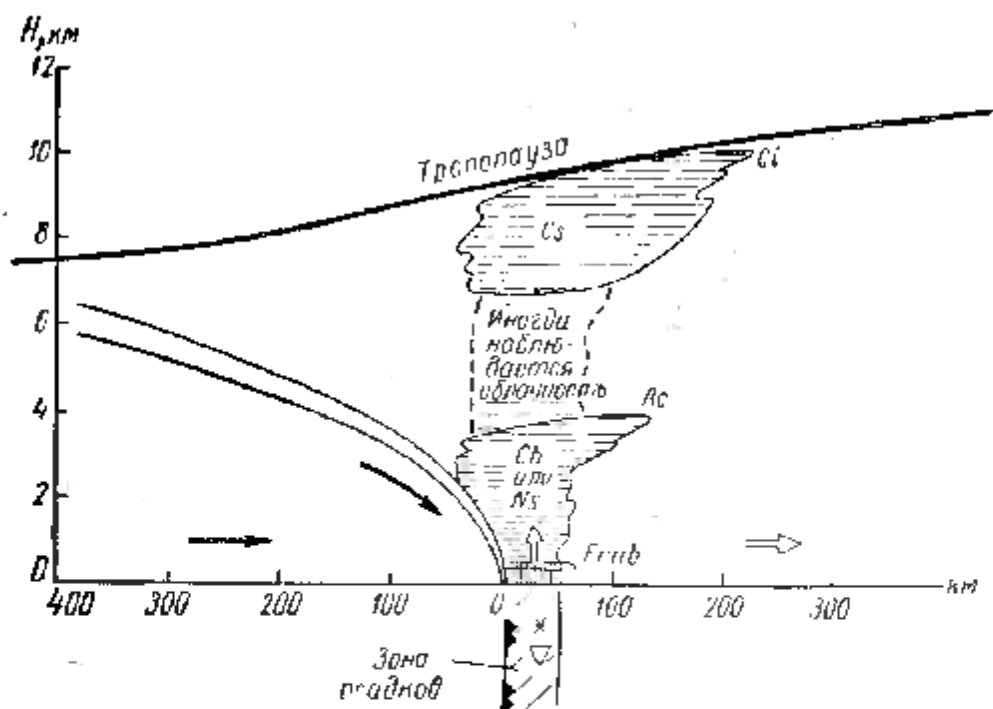


Рис. 63. Холодный фронт I рода зимой

Фронтальная облачная система холодного фронта I рода примерно в 2 раза уже облачной системы теплого фронта, вследствие чего облачные формы на этом виде холодного фронта сменяются быстро. Зона осадков имеет ширину около 150—200 км и лежит главным образом за приземной линией фронта. В зоне осадков, как и в случае теплого фронта, могут образовываться низкие разорванно-дождевые облака.

Медленно движущиеся фронты наблюдаются главным образом на окраинах циклонов, где бывают почти параллельны изобарам.

Быстродвижущийся холодный фронт II рода является самым опасным из всех видов атмосферных фронтов. Наблюдается он в развивающемся циклоне. Вследствие большой скорости перемещения (40—50 км/ч и более) холодный воздух с большой энергией вытесняет теплый воздух вверх до больших высот. В летнее время в результате этой сильной динамической конвекции, к которой добавляется также и термическая конвекция, в теплом воздухе образуются кучево-дождевые облака большой вертикальной мощности, достигающие нередко вершинами до тропопаузы, а иногда и проникающие в нижнюю стратосферу (рис. 62). В холодное время вертикальная мощность облаков бывает меньшей — до 5—7 км (рис. 63).

Ширина облачной системы имеет несколько десятков километров. В верхней части фронта наблюдаются перистые и перисто-слоистые облака («наковальня»), которые обычно вытянуты вперед по направлению движения фронта. Фронтальные кучево-дождевые облака располагаются вдоль линии фронта в виде гряд, шириной в несколько десятков километров, которые тянутся на сотни километров непрерывной цепью. В отдельных местах фронтальных

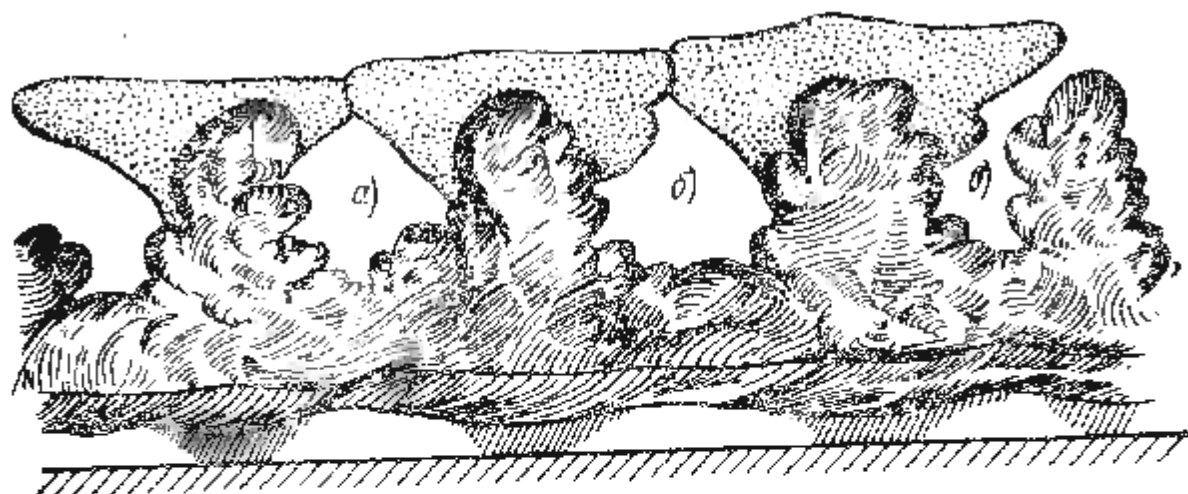


Рис. 64. Вид облаков advancing cold front II рода в летнее время:

а, б, в — просветы между облаками

облаков наблюдаются облачные просветы (коридоры), где верхняя граница облаков понижается до 3—4 км (рис. 64).

Фронтальные кучево-дождевые облака бывают наиболее развиты в центральной части циклонов. По мере удаления к периферии циклона гряды облаков становятся уже, а между облаками просветы становятся шире.

Нижняя граница кучево-дождевых облаков обычно находится на высоте 300—400 м, а в зоне осадков опускается до 100—200 м, сливаясь иногда с нижележащими разорвано-дождевыми облаками.

В кучево-дождевых облаках представляют опасность мощные восходящие (до 30 м/сек) и нисходящие (до 15 м/сек) воздушные потоки, сопровождающиеся вертикальными порывами, а также турбулентные вихри и по краям облаков, вызывающие сильную болтанку и броски попавшего в облака самолета. Кроме того, в облаках могут встречаться электрические разряды (молнии), ливневые осадки в виде дождя, снега и крупного града; в зоне отрицательных температур, как правило, наблюдается интенсивное обледенение самолета.

У земли быстро движущийся холодный фронт сопровождается шквалистыми ветрами, иногда достигающими ураганной силы, ливневыми осадками, грозами, зимой — снежными зарядами. Зона ливневых осадков и снежных зарядов имеет ширину в несколько десятков километров и обычно наблюдается впереди приземной линии фронта.

Таким образом, на холодном фронте II рода опасные и сложные условия погоды наблюдаются от земли до верхней границы облаков. За фронтом обычно наступает прояснение, обусловленное нисходящими потоками в зафронтальном холодном воздухе.

Холодный фронт II рода особенно опасен летом. В этот период его облачная система наиболее развита. Прохождение фронтов всегда сопровождается сильными шквалами, грозами и ливневыми

осадками. Зимой прохождение фронтов сопровождается снежными зарядами, сильными метелями и поземками.

Холодный фронт II рода в полете удается обнаружить при наличии радиолокатора — на удалении до 200 км, визуально — сравнительно на небольшом расстоянии (за несколько десятков километров). В теплое полугодие ночью приближение к фронту можно определить по вспыхивающим на нем зарницам. В дневное время при полете навстречу фронту — по высоко-кучевым (чечевицеобразным) облакам, наблюдающимся впереди фронта. На горизонте, за грядками высоко-кучевых облаков, видна стена кучево-дождевых облаков с шапками из перистых облаков («наковальнями»). Под облаками виднеются полосы выпадающих ливневых осадков. Иногда у нижнего основания кучево-дождевых облаков виден шкваловый ворот — вал из разорванных низких облаков. Вследствие большой интенсивности опасных явлений полеты в облаках холодного воздуха запрещены.

1 Фронты окклюдзий

Теплые и холодные фронты являются фронтами молодых циклонов. В этот период развития циклон обычно имеет сектор, состоящий из теплого воздуха. Теплый фронт располагается в передней части этого сектора, холодный — в тыловой (рис. 65). Холодный фронт, как более активный и быстродвижущийся, обычно нагоняет

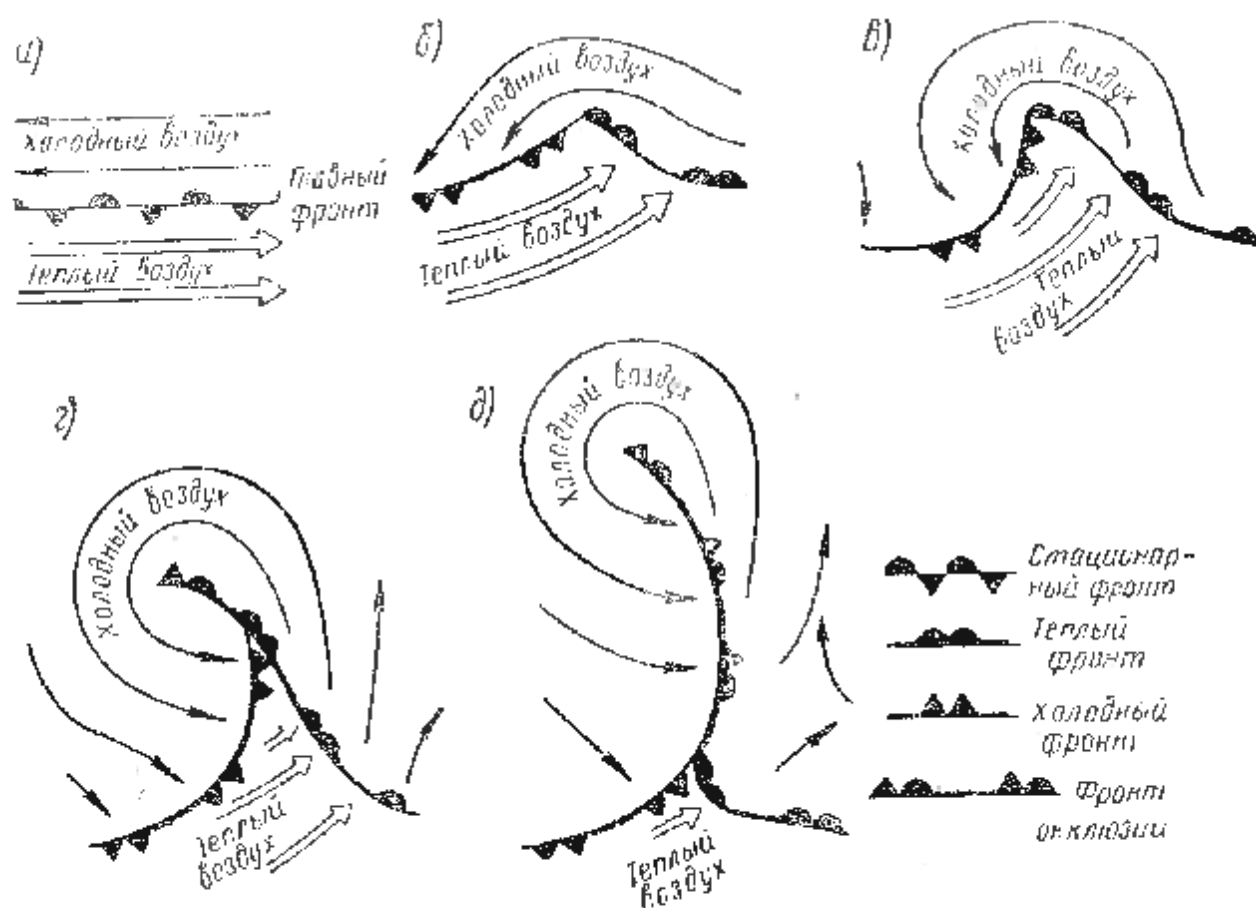


Рис. 65. Процесс окклюдирования циклона

теплый фронт и смыкается с ним. При этом у земли смыкаются две холодные воздушные массы — находящаяся перед теплым фронтом и лежащая за холодным фронтом. Теплый воздух, заключенный между фронтами, отрезается от земли и вытесняется вверх. Облачные системы теплого и холодного фронтов сближаются, частично накладываются друг на друга и также вытесняются вверх. Указанный процесс называется процессом окклюдирования¹ циклона, и образовавшийся в результате смыкания теплого и холодного фронтов новый фронт называется фронтом окклюзии.

Если холодный воздух передней и тыловой части циклона в момент окклюдирования имеет одинаковые температурные условия, циклон заполняется, а фронтальная облачность размывается. Если между холодным воздухом передней и тыловой части циклона имеются температурные различия, то в результате окклюдирования могут возникать два типа фронтов окклюзий:

- 1) теплый фронт окклюзии (окклюзия по типу теплого фронта);
- 2) холодный фронт окклюзии (окклюзия по типу холодного фронта). Последовательность окклюдирования циклона показана на рис. 65, а, б, в, г, д.

На картах погоды фронты окклюзий обозначаются коричневой, или лиловой линиями, или в виде черной линии с выступающими чередующимися треугольными выступами и полукругами (см. рис. 104).

{ Теплый фронт окклюзии

Этот фронт окклюзии возникает, если тыловой холодный воздух циклона является более теплой воздушной массой, чем холодный воздух его передней части. При окклюдировании циклона менее холодный воздух тыловой части натекает на более холодный воздух передней части циклона. Образуется сложная многоярусная система облаков.

В верхнем и среднем ярусах располагаются вытесненные наверх сомкнувшиеся облака теплого и холодного фронтов (перистые, перисто-слоистые, высоко-слоистые, слоисто-дождевые, кучево-дождевые). Ниже этой облачности системы лежат облака вторичного теплого фронта — слоисто-дождевые или слоисто-кучевые, под которыми в случае выпадения осадков образуются разорванно-дождевые облака (рис. 66, 67).

Образовавшиеся четыре облачных слоя располагаются от малых высот до тропопаузы. Между всеми облачными слоями наблюдаются безоблачные прослойки, иногда довольно значительной толщины (чем старше окклюзия, тем безоблачные слои имеют большую вертикальную протяженность).

При прохождении теплой окклюзии обложные осадки чередуются с ливневыми. Ширина зоны осадков составляет 100—200 км.

¹ От латинского «окклюзюс» - - закрывать, замыкать.

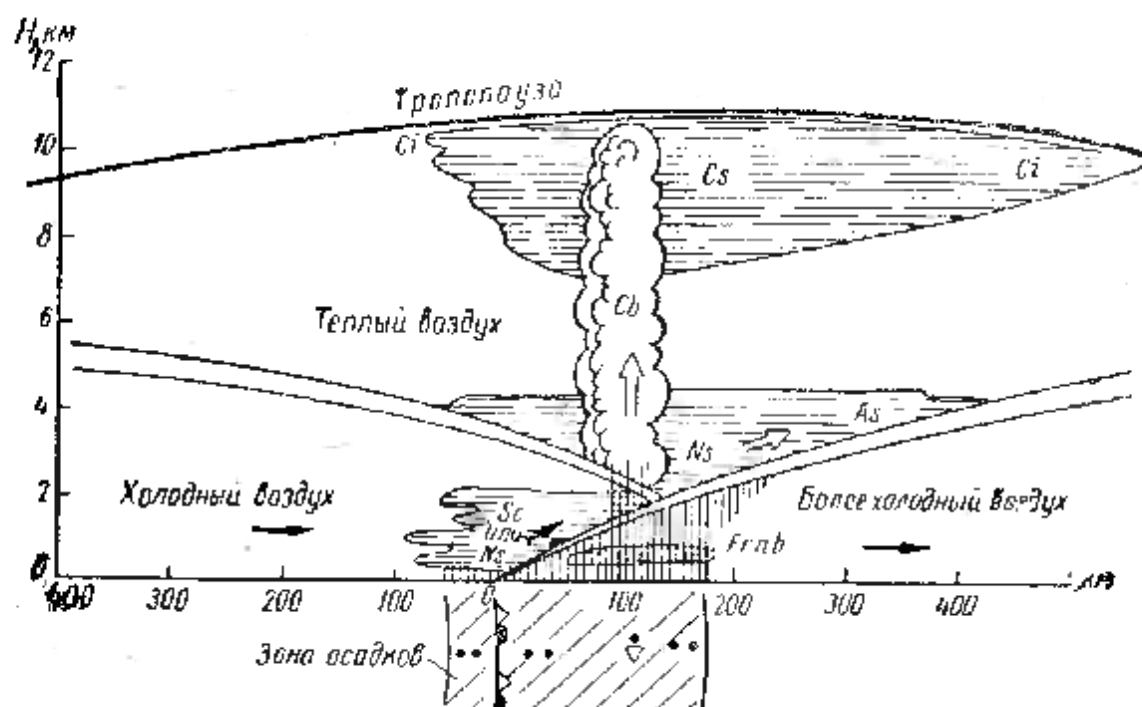


Рис. 66. Теплый фронт окклюзии летом

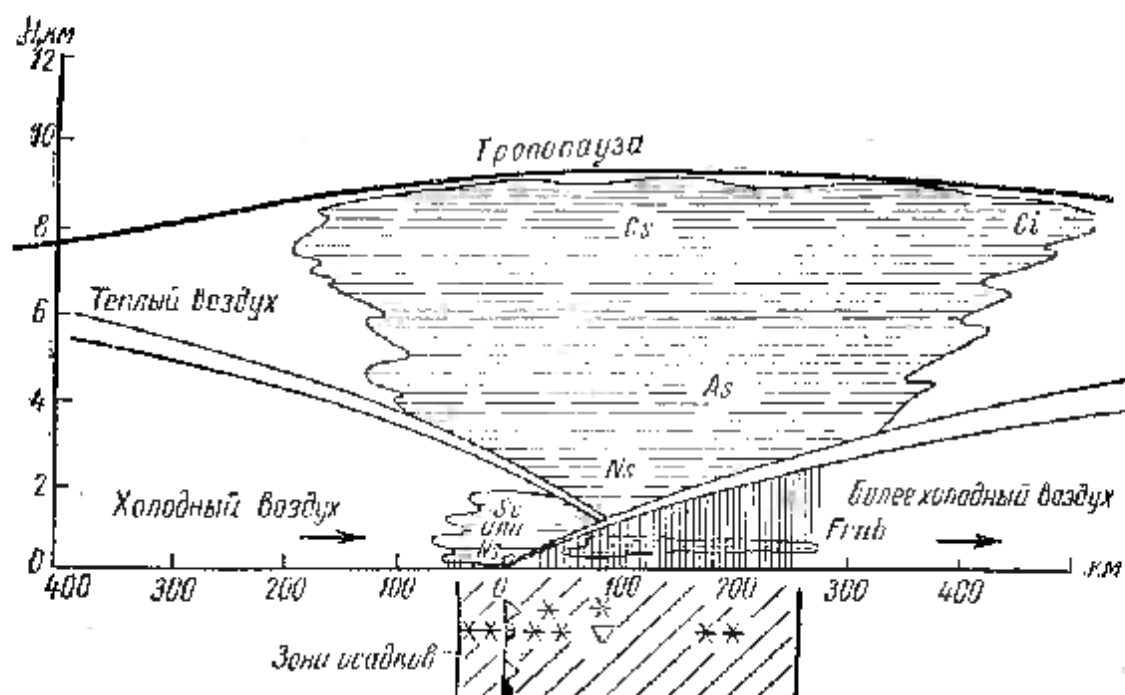


Рис. 67. Теплый фронт окклюзии зимой

В фронтальных облаках при отрицательных температурах может наблюдаться обледенение, при этом оно более опасное в кучево-дождевых облаках фронта. В этих же облаках в летнее время могут наблюдаться грозы, сильная болтанка, броски самолета. Теплые фронты окклюзии чаще всего наблюдаются в холодное полугодие.

1 Холодный фронт окклюзии

Этот фронт окклюзии возникает в том случае, если тыловой холодный воздух циклона является более холодной воздушной массой, чем холодный воздух его передней части.

При окклюзировании более холодный воздух тыловой части подклинивается под менее холодный воздух передней части циклона. Образуется многоярусная облачная система, простирающаяся от нижнего яруса до тропопаузы (рис. 68, 69). В верхнем слое и среднем ярусах, так же как и в случае теплого фронта окклюзии, располагаются вытесненные наверх сомкнувшиеся облака теплого и холодного фронтов. Под ними на вторичном приземном холодном фронте образуются вдоль фронта гряды кучево-дождевых облаков, вершины которых достигают верхней фронтальной поверхности. Под облаками, в зоне осадков, могут образовываться низкие разорвано-дождевые облака.

Вся облачная система холодного фронта окклюзии является более мощной и опасной, чем облачность теплого фронта окклюзии, так как в ней преобладают кучево-дождевые облака. В этих облаках могут наблюдаться вертикальные токи воздуха, сильная турбулентность, обледенение и грозы.

При прохождении холодного фронта окклюзии ливневые осадки чередуются с обложными, у земли может наблюдаться усиление ветра иногда до штормового. Холодные фронты окклюзии наиболее часто наблюдаются в теплое полугодие.

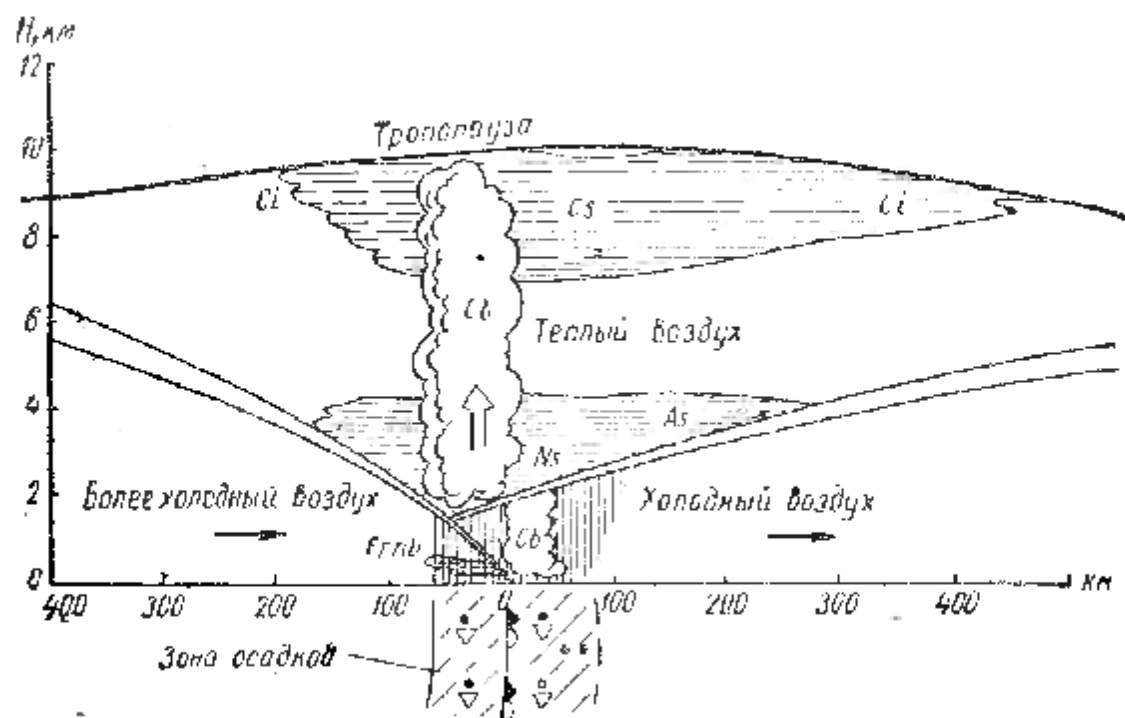


Рис. 68. Холодный фронт окклюзии летом

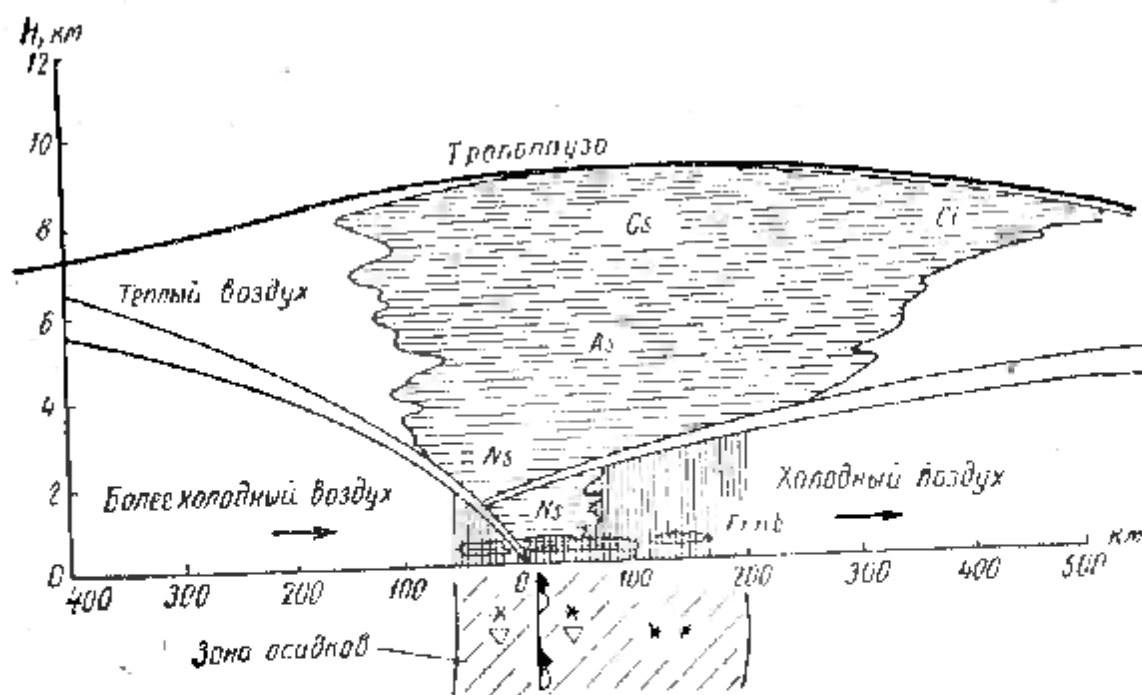


Рис. 69. Холодный фронт окклюзии зимой

Как теплые, так и холодные фронты окклюзий представляют собой наиболее часто встречающиеся типы фронтов над Западной Европой и Советским Союзом. По сравнению с теплыми и холодными фронтами погодные условия на фронтах окклюзий менее сложны и опасны — безоблачные прослойки дают возможность пересекать эти фронтальные разделы, а также производить полеты в зоне фронтов, вне облаков. Однако наличие на фронтах окклюзий кучево-дождевых облаков требует повышенного внимания летного и диспетчерского состава при полетах и руководстве ими в облаках этих фронтов.

{ Вторичные фронты

Вторичные фронты являются разделами между различными частями («порциями») одной и той же воздушной массы. В большинстве случаев они имеют вид холодных фронтов небольшой вертикальной мощности (рис. 70) с высотой фронтальной поверхности, не превышающей 1—3 км, так как в вышележащих слоях контрасты температур в однородных воздушных массах обычно сглаживаются.

На вторичных фронтах образуются мощно-кучевые и кучево-дождевые облака, которые в теплое время года могут иногда достигать больших высот и сопровождаться грозовыми явлениями и ливневыми осадками. В холодное полугодие облачность фронтов невысокая, прохождение фронтов сопровождается снежными «зарядами» и усилением ветра.

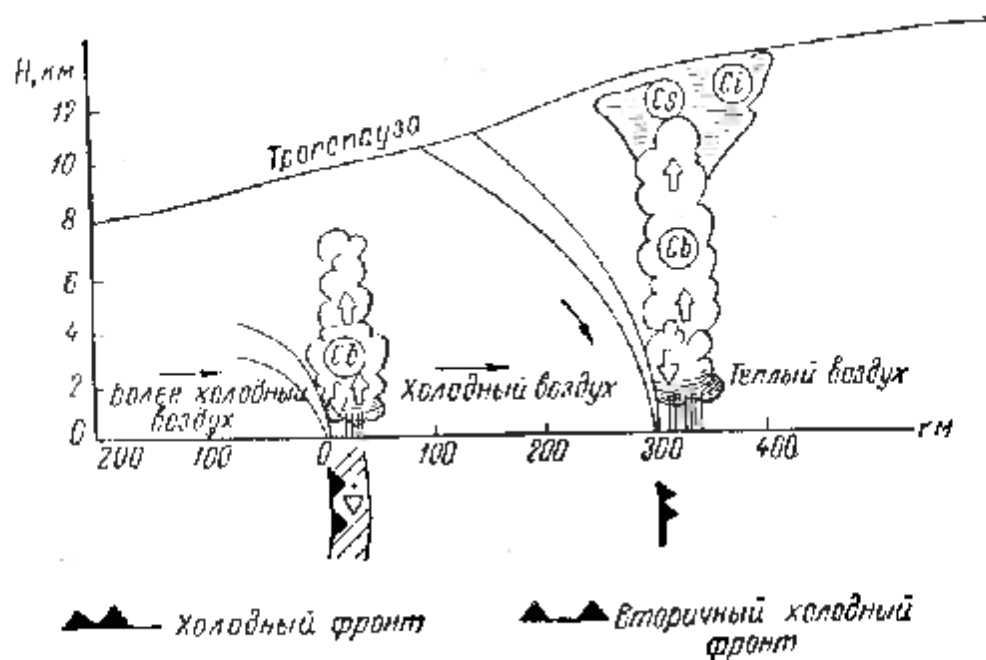


Рис. 70. Вторичный холодный фронт

В области вторичных фронтов облачность верхнего яруса чаще всего отсутствует. Вторичные фронты на картах погоды обозначают в виде разобраных синих линий или разобраных черных линий с треугольными зачерпленными выступами (см. рис. 104).

Стационарные фронты

Стационарным атмосферный фронт бывает в том случае, если вдоль участка главного фронта наблюдаются воздушные потоки, параллельные линии фронта (на приземной карте погоды изобары параллельны линии фронта). Такой фронт не смещается ни в сторону теплого, ни в сторону холодного воздуха.

Стационарный фронт имеет облачность, сходную с теплым фронтом, однако ее вертикальная мощность и ширина (по нормали от линии фронта) бывает меньшей, чем у теплого фронта, так как вдоль фронтальной поверхности, наклоненной в сторону холодного воздуха, восходящее движение теплой воздушной массы бывает ослабленным.

При изменении циркуляции воздуха стационарный фронт может стать подвижным и превратиться в участок теплого или холодного фронта (в зависимости от активности той или другой воздушной массы).

Стационарный фронт на картах погоды изображается двумя рядом лежащими линиями — синей и красной, на одноцветной карте — линиями с комбинированным расположением зачерпленных полукругов и треугольников; при этом полукруги обращены в сторону холодного воздуха, а треугольники вершинами в сторону теплого (см. рис. 104).

Взаимодействие воздушных масс и разделяющих их атмосферных фронтов вызывает изменение барического поля, т. е. появление, развитие, исчезновение таких барических систем, как циклон, антициклон, ложбина, гребень, седловина. Можно сказать, что возникновение изменений барического поля зависит главным образом от характера и активности воздушных масс и атмосферных фронтов.

Циклоны

В процессе своего развития циклоны проходят ряд типичных стадий: волнового возмущения, молодого циклона, окклюдирования и затухания (заполнения).

Циклоны возникают на главных атмосферных фронтах (арктическом, полярном, тропическом) в результате волновых колебаний их фронтальных поверхностей. Эти колебания происходят под действием ряда факторов, главнейшими из которых являются отличие плотностей и скоростей перемещающихся воздушных масс, лежащих по обе стороны фронтов.

Примером могут служить волны на водной поверхности, которая является поверхностью раздела между водой — более плотным веществом и воздухом — менее плотной средой. Воздушный поток, скользя вдоль поверхности воды, вызывает образование волн. Сходные явления наблюдаются и вдоль фронтальной поверхности. Благодаря волновому движению фронтальная поверхность испытывает колебания вверх и вниз, а на фронте вдоль земной поверхности образуются горизонтальные волновые колебания (рис. 71). Волны теплого воздуха прогибают своими вершинами в холодный воздух. Вокруг волны образуется завихрение, приводящее к понижению давления у вершины волны. Передняя часть волн становится участком теплого фронта, тыловая — холодного.

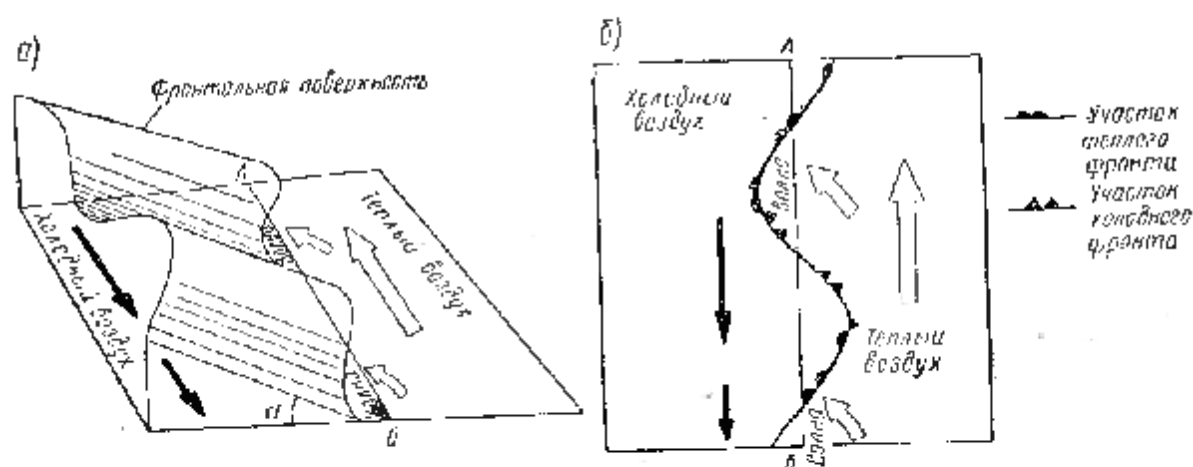


Рис. 71. Образование волн на фронтальной поверхности:
 а — вид в перспективе (α — угол наклона фронтальной поверхности);
 б — вид в плане

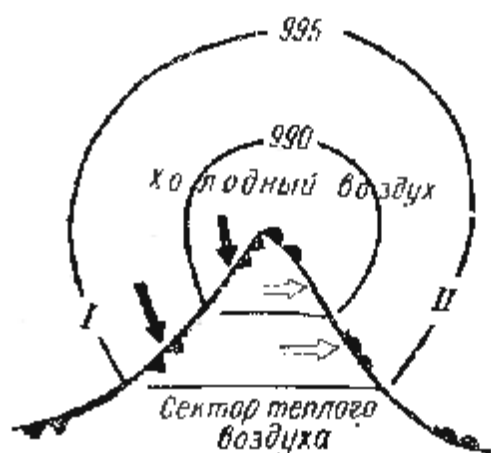


Рис. 72. Циклон с теплым сектором

Если длина волны оказывается меньше 1000 км, то она постепенно затухает, смещаясь вдоль фронта. Продолжительность существования такой волны составляет полсутки — сутки. При длине более 1000 км происходит ее дальнейшее развитие и волна превращается в молодой циклон с хорошо развитым теплым сектором (рис. 72), вершина которого совпадает с геометрическим центром образовавшейся области пониженного давления — циклоном.

Молодой циклон имеет большую скорость перемещения (в среднем около 35 км/ч), а выше уровня трения — хорошо выраженную циркуляцию воздуха по круговым замкнутым изобарам. Его центр на высоте несколько сдвинут в сторону холодного воздуха и не совпадает с центром у поверхности земли.

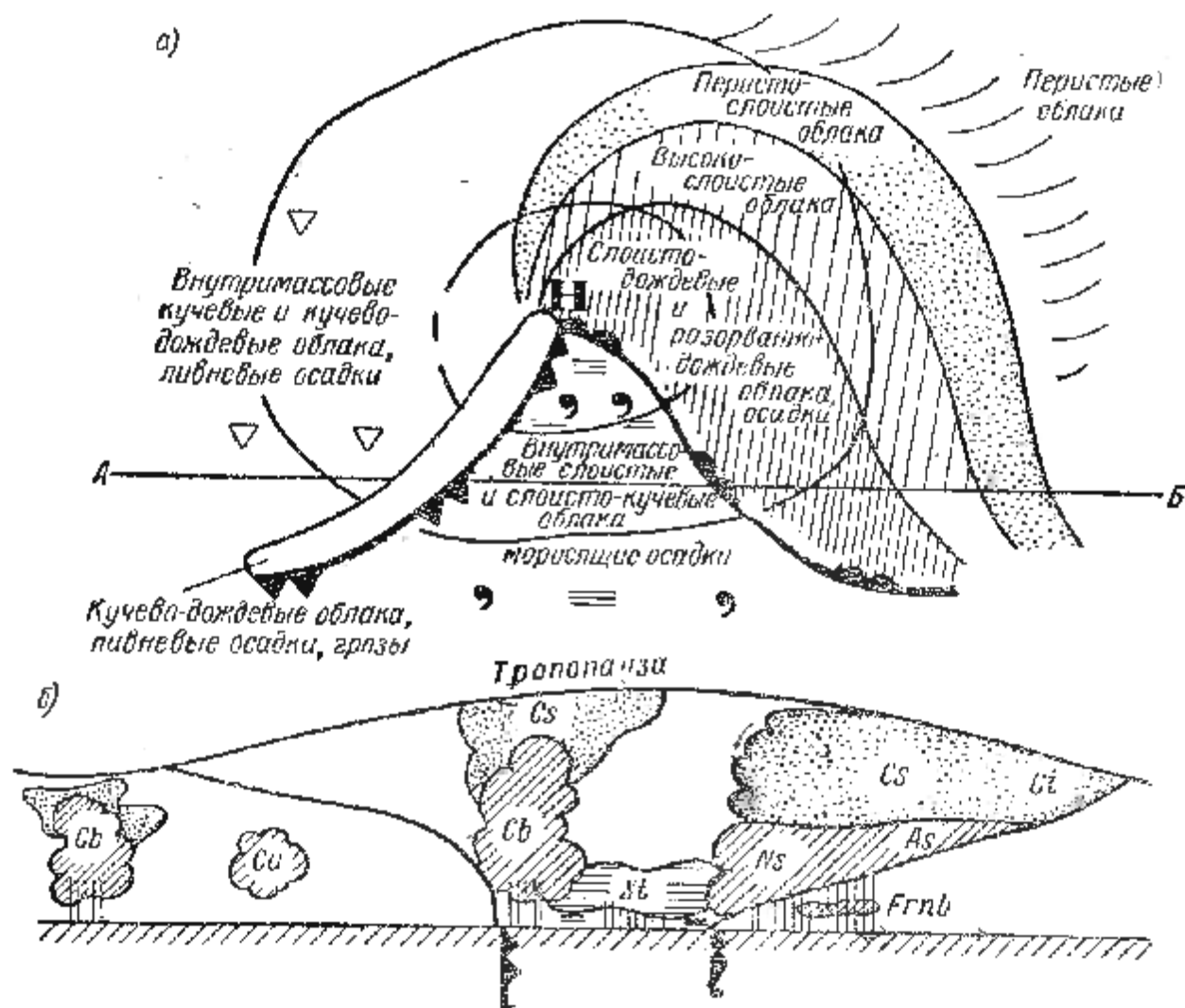


Рис. 73. Характер облаков и осадков в молодом циклоне:
а — вид в плане; б — разрез по линии АВ

Развитый циклон в горизонтальной плоскости имеет округлую или овальную форму с диаметром от нескольких сотен до 2 — 3 тыс. км. С циклонами связаны сложные условия погоды — низкие и мощные облака, ухудшенная видимость, опасные явления.

Типичный характер облачности и осадков в молодом циклоне представлен на рис. 73.

Наиболее мощная облачная система наблюдается в центральной части циклона, на фронтах в радиусе до 500 км. Здесь фронтальные облака верхнего яруса зачастую сливаются с облаками среднего и нижнего яруса, образуя сплошной облачный массив толщиной 7—10 км, а иногда и до 10—12 км. Нижняя граница этого облачного массива располагается летом на высотах 600—1000 м, а зимой на высотах 200—300 м, а иногда 100 м и ниже. Верхняя граница облаков достигает уровня тропопаузы.

По мере удаления от центра циклона фронтальная облачность на всех ярусах расслаивается, а ее ширина уменьшается. На периферии циклонов (на удалении более 500 км от центра) между фронтальной облачностью нижнего и среднего яруса с одной стороны и облаками верхнего яруса с другой всегда наблюдается безоблачная прослойка, а между кучево-дождевыми облаками имеют место значительные просветы. По периферии циклона на больших высотах всегда наблюдаются сильные ветровые потоки — струйные течения.

В зависимости от расположения воздушных масс и фронтов площадь циклона по погодным условиям можно разделить на четыре условные части (рис. 74).

1. Центральная часть располагается в радиусе 400 — 500 км (от центра) и характеризуется самыми неблагоприятными условиями погоды. Здесь наблюдается сплошная низкая облачность большой вертикальной мощности (зачастую вплоть до тропопаузы). Выпадают сильные осадки. Могут быть пониженная видимость и сильные ветры. Летом в этой части циклона наиболее сильные грозы, зимой — метели.

2. Передняя часть характеризуется сплошной облачностью, понижающейся к центральной части циклона, обложными осадками, гололедами, ухудшенной видимостью, фронтальным туманом, преобладающими юго-восточными и восточными ветрами.

3. Тыловая часть характеризуется небольшой или переменной кучевой и кучево-дождевой (внутримассовой) облачностью с прохо-

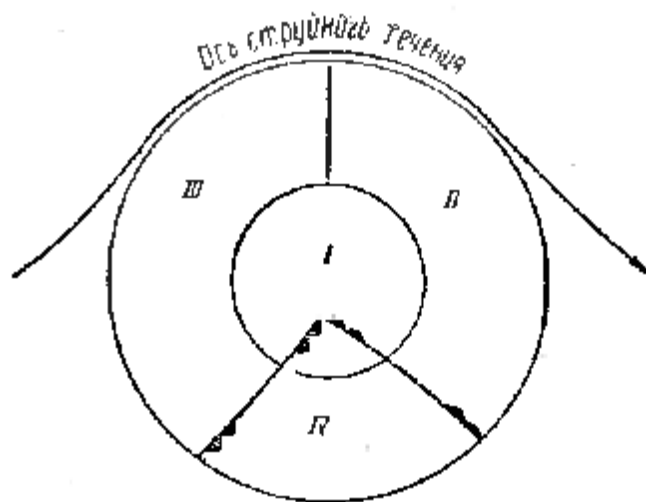


Рис. 74. Условные части циклона с более или менее однородной погодой

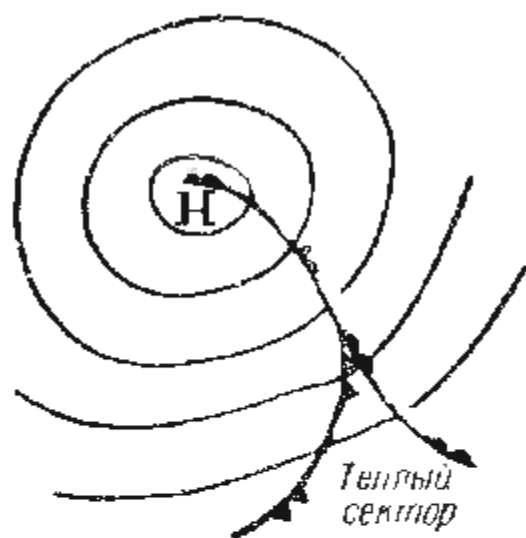


Рис. 75. Окклюдированный циклон

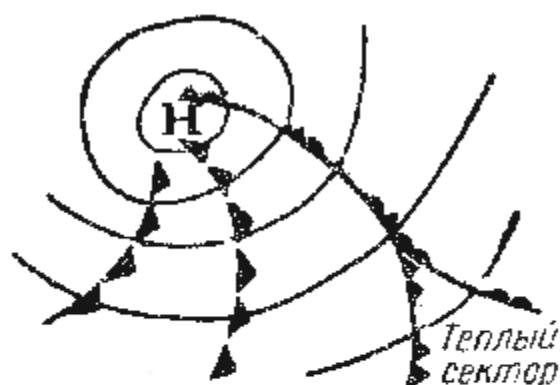


Рис. 76. Вторичные фронты в окклюдированном циклоне

дящими ливневыми осадками, зимой — снежными «зарядами», в летнее время — местами грозами, хорошей видимостью, сильными порывистыми северными и северо-западными ветрами. В этой части циклона зачастую проходит вторичные холодные фронты.

4. Теплый сектор — характеризуется в холодное полугодие пасмурной теплой погодой со сплошной облачностью слоистых или слоисто-кучевых форм, морозящими осадками и туманами. В теплое полугодие преобладает малооблачная жаркая погода. Ветры преимущественно — юго-западные и южные.

Продолжительность существования молодого циклона с хорошо развитым теплым сектором составляет примерно сутки. В дальнейшем начинается его окклюдирование (происходит смыкание теплого и холодного фронтов), теплый сектор постепенно удаляется от центра циклона (рис. 75), скорость движения циклона уменьшается, затем весь теплый воздух вытесняется вверх (т. е. у земли ликвидируется теплый сектор), давление в циклоне начинает расти, температурные различия на площади, занимаемой циклоном, уменьшаются вначале внизу, затем наверху. Циклон постепенно заполняется. В это время он хорошо прослеживается до больших высот и имеет почти вертикальную ось, т. е. центр циклона внизу совмещен с центром наверху (что видно при совместном анализе приземных и высотных карт погоды).

В центральной части окклюдированного циклона основных фронтов (теплого и холодного) нет. Здесь, как правило, располагается фронт окклюзии и один или несколько вторичных фронтов (рис. 76). Иногда на фронте окклюзии могут возникать волны.

Развитие циклонов на главных фронтах происходит обычно сериями (рис. 77), состоящими из нескольких циклонов (три-четыре циклона). В серии каждый циклон идет по пути, лежащему южнее пути предыдущего циклона. Главный фронт после каждого циклона опускается к югу на расстояние примерно в 5° широты. Между

отдельными циклонами серии наблюдаются области повышенного давления в виде антициклонов или гребней высокого давления. Циклоническую серию обычно заключает обширный антициклон, сформированный из холодного воздуха (см. рис. 77).

Циклоны серии чаще всего перемещаются на северо-восток. За год через Европу проходит в среднем около 65 серий циклонов. Между прохождением первых циклонов двух последовательных серий протекает в среднем около 5,5 суток.

Имеет место и аномальное движение циклонов. Так, например, над европейской территорией СССР иногда наблюдаются «ныряющие» циклоны. Они в течение длительного периода (месяц и больше) могут один за другим перемещаться с севера или северо-запада на юг или юго-восток.

«Ныряющие» циклоны сопровождаются сильными ветрами. Наблюдаются преимущественно в холодную половину года.

Над европейской территорией СССР иногда появляются и «южные» циклоны (их называют «черноморскими»). Они перемещаются с юго-запада или юго-востока на север или северо-запад. Редко проникают севернее 55° с. ш. и могут задерживаться над центром европейской территории СССР.

Южные циклоны в основном наблюдаются летом и в переходное время года и сопровождаются сильными грозовыми явлениями. В отдельные годы они бывают достаточно активны и зимой. В этот сезон они дают сильные метели и гололеды.

Аномальное движение циклонов имеет место и в других районах Советского Союза, например в Средней Азии, на Дальнем Востоке и т. д., а также и над различными районами земного шара.

Как видно из предыдущего, погодные условия циклонов значительно усложняют производство полетов и особенно в нижнем и среднем ярусах тропосферы.

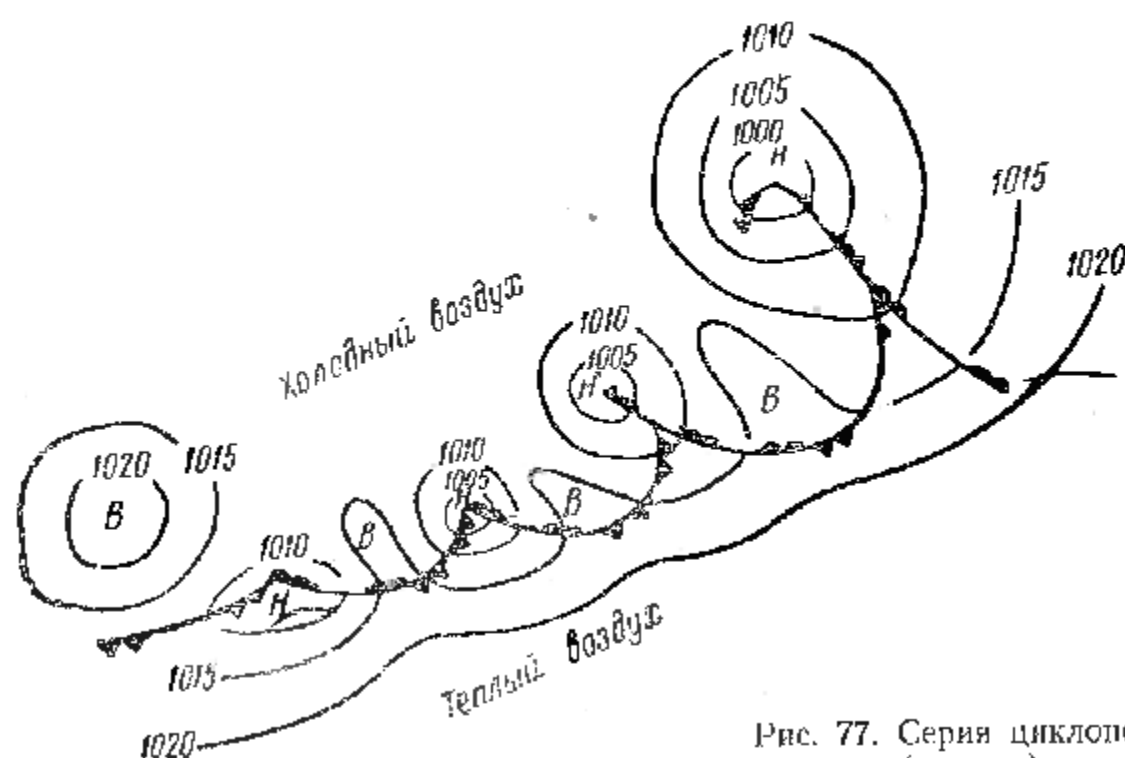


Рис. 77. Серия циклонов (пример)

Антициклоны

В отличие от циклонов антициклон состоит из однородной воздушной массы, в которой фронтов не наблюдается. Атмосферные фронты бывают лишь на его периферии, как бы окаймляя антициклон, и бывают связаны с соседними циклонами.

В центральной части антициклона наблюдается нисходящее движение воздуха (рис. 78, а). В нижних слоях этот воздух от центра растекается к периферии с отклонением по часовой стрелке (рис. 78, б). Вследствие наблюдающихся нисходящих потоков и наличия на высоте 1—3 км мощного слоя инверсии сжатия в антициклонах в теплую половину года преобладает безоблачная и малооблачная погода с плоскими кучевыми облаками, без осадков, иногда с радиационными туманами. В холодную половину года под инверсией сжатия часто образуется и удерживается продолжительное время низкая слоистая или слоисто-кучевая облачность, толщиной в несколько сотен метров. Эта облачность может занимать большие площади, усложняя полеты на малых высотах и посадку самолетов.

В приземном слое иногда возникают туманы с большой вертикальной мощностью.

В западной части антициклонов температура воздуха бывает несколько выше, чем в восточной, что обусловлено направлением господствующих ветров (рис. 79).

Площадь, занимаемая подвижными антициклонами, и их вертикальная мощность примерно такая же, как и у циклонов.

Возникновение и развитие антициклонов тесно связано с развитием циклонов. Это единый процесс, который представляется следующим образом: в атмосфере (по горизонтали) создается в одном месте избыток массы воздуха (антициклон), в другом дефицит (циклон), в результате чего происходит перемещение воздушных масс из области антициклона в область циклона.

Различают три стадии развития антициклона.

Первая стадия — молодой антициклон. В этой стадии он является низким барическим образованием и имеет чаще всего вид

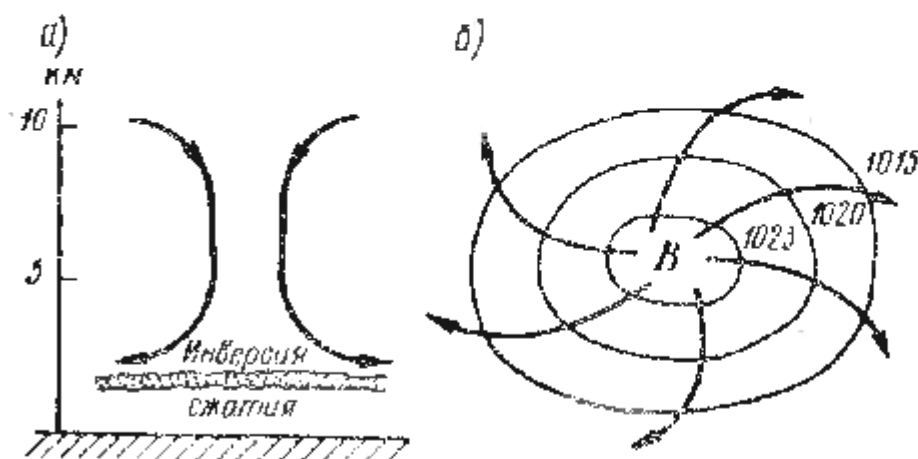


Рис. 78. Воздушные потоки в антициклоне:

а — вертикальный разрез; б — вид в плане у земной поверхности

гребня. У земли наблюдается значительный рост давления по всей площади, занимаемой гребнем.

Вторая стадия — максимального развития. В этой стадии антициклон бывает выражен несколькими замкнутыми изобарами. Ось антициклона наклонена в сторону области тепла. Рост давления наблюдается в передней части антициклона, в тыловой его части наблюдается падение давления.

Третья стадия — разрушающийся, старый антициклон. В этой стадии давление в нем уменьшается (падает) и в первую очередь в центральной части. Ось антициклона почти вертикальна. Он становится малоподвижным высоким теплым барическим образованием и постепенно разрушается.

В зависимости от причин возникновения антициклоны бывают: а) подвижные, связанные с циклоническими сериями (лежат между циклонами серии и в ее тылу); б) стационарные над сушей, вызванные климатическими особенностями континента, например сибирский зимний антициклон; в) субтропические динамического происхождения, обусловленные проявлением общей циркуляции атмосферы, например азорский, гавайский антициклоны и т. д. Скорости перемещения подвижных антициклонов составляют в среднем около 25 км/ч.

Независимо от происхождения антициклоны по своим погодным условиям являются барическими образованиями, благоприятствующими для производства полетов.

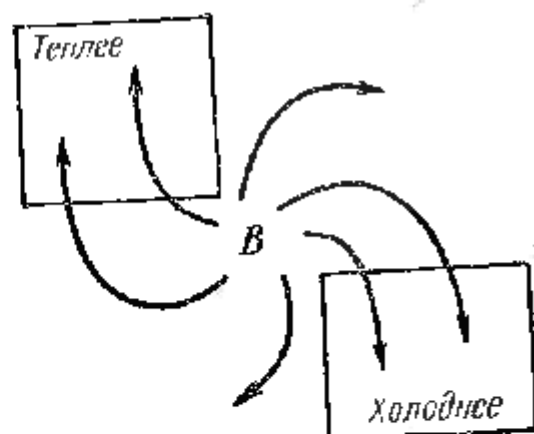


Рис. 79. Некоторое температурное различие в области антициклона

Ложбина, гребень, седловина

Ложбина является вытянутой областью пониженного давления от центра циклона. На приземной карте погоды вдоль ее оси (линия, соединяющая точки максимальной кривизны изобар), как правило, располагается атмосферный фронт, характер которого и определяет погодные условия в ложбине. Если, например, вдоль оси ложбины лежит теплый фронт, то на нем в связи со сравнительно медленным восходящим подъемом теплого воздуха по клину холодного возникает широкая большой протяженности облачная система (Ns, As, Cs, Ci), характерная для теплого фронта и сопровождающаяся обложными осадками. Если вдоль ложбины лежит холодный фронт, то облака имеют вид кучево-дождевых, располагающихся грядами и сопровождающихся грозовыми явлениями, ливневыми осадками, усилением ветра. Если в ложбине лежит

фронт окклюзии или вторичный фронт, то характер погоды в ложбине наблюдается соответственно типу фронта.

Таким образом, ложбина как бы оформляет атмосферный фронт, являясь областью с восходящим движением воздуха вдоль фронтальной поверхности.

Гребень представляет собой вытянутую область повышенного давления от центра антициклона. В гребне наблюдается сильно развитое нисходящее движение воздуха. Опускаясь, воздух адиабатически нагревается. Этот процесс приводит к тому, что водяной пар, находящийся в воздухе, постепенно удаляется от состояния насыщения. Вследствие этого в гребне преобладает малооблачная (зачастую ясная) погода, иногда у земли наблюдаются радиационные туманы.

В седловине горизонтальные барические градиенты (перепады давления) небольшие, вследствие чего наблюдаются слабые ветры. Зимой здесь преобладают низкие слоистообразные облака с моросящими осадками. Летом местами возникают кучевые и кучево-дождевые облака, сопровождающиеся грозами (тепловые грозы), ливневыми осадками и местными усилениями ветра.

Седловина, как указывалось выше, может явиться местом возникновения (обострения) атмосферного фронта или его размытия.

Контрольные вопросы /

1. Для каких целей служит метеорологический код КН-1?
2. Что обозначают буквенные обозначения в каждой группе?
3. Как наносится облачность?
4. Как обозначается ветер?
5. Как прочесть давление воздуха?
6. Какие основные значки применяются для обозначения дождя, мороси, снегопада, метели, тумана, грозы, гололеда, пыльной бури?
7. Что собой представляет воздушная масса?
8. Какие условия оказывают влияние на формирование воздушной массы и на ее дальнейшие видоизменения?
9. Чем характеризуется устойчивая и неустойчивая воздушные массы и как они образуются?
10. Какие существуют географические типы воздушных масс и какой характер погоды свойственен каждому из этих типов?
11. Что такое атмосферный фронт?
12. Что представляет собой фронтальная зона (фронтальная поверхность)? Как она располагается относительно земной поверхности?
13. Под воздействием каких деформационных полей происходит образование и развитие атмосферных фронтов?
14. Что такое главные и вторичные фронты?
15. Как подразделяют атмосферные фронты в зависимости от их вертикальной мощности?
16. Что называется теплым фронтом? Какие метеорологические условия связаны с ним? Каковы условия полета в зоне теплого фронта?
17. Что называется холодным фронтом? Каковы разновидности этого фронта? Каковы метеорологические условия, связанные с разновидностями фронтов? Назовите условия полетов в зоне холодных фронтов.

18. Что собой представляют фронты окклюдзий? В результате какого процесса они образуются? Каковы метеорологические условия на этих фронтах? Укажите условия полетов в зоне фронтов окклюдзий.

19. Какими погодными условиями характеризуются вторичные фронты летом и зимой?

20. Что собой представляют стационарные фронты?

21. Как возникают и развиваются циклоны?

22. Что определяет характер погоды в различных частях молодого циклона?

23. Что определяют погодные условия в антициклоне?

24. Какие условия погоды характерны для антициклона зимой и летом?

25. Какие условия погоды характерны для ложбины, гребня и седловины? Чем эти условия определяются?

Глава IX

ОПАСНЫЕ ЯВЛЕНИЯ ПОГОДЫ

Несмотря на большой скачок, происшедший в развитии авиационной техники, зависимость ее от погодных условий все еще значительна. В первую очередь к ним относятся опасные явления погоды: ухудшение видимости, обледенение самолета, грозы и шквалы, атмосферная турбулентность, вызывающая болтанку самолета и др.

§ 1. ЯВЛЕНИЯ, УХУДШАЮЩИЕ ВИДИМОСТЬ

Как указывалось выше, видимость является одним из метеорологических элементов, определяющих понятие минимума погоды. Ухудшение видимости может происходить от различных метеорологических условий. Некоторые из них были рассмотрены в соответствующих разделах. К ним относятся осадки и метели.

Однако есть метеорологические условия, значительно ухудшающие видимость и относящиеся к опасным явлениям погоды, — это туманы, пыльные бури и мглы.

Туман

При насыщении, а затем конденсации или сублимации водяного пара в приземном слое воздуха образуются мельчайшие капельки воды и кристаллы льда. Скопление таких частиц вызывает ухудшение горизонтальной видимости.

Помутнение воздуха, вызванное скоплением продуктов конденсации (сублимации) в приземном слое, при видимости менее 1 км, называется туманом. Если при этих же условиях видимость бывает от 1 км и более (по менее 10 км), то явление носит название туманной дымки или просто дымки.

В отличие от тумана и дымки ухудшение видимости, связанное с присутствием в воздухе твердых частиц, называется **мглой**.

При температуре воздуха выше -20°C туман состоит главным образом из водяных капелек. При температуре ниже -20°C — из ледяных кристаллов. В зависимости от причин образования различают туманы охлаждения и туманы испарения.

Туманы охлаждения. К ним относится наибольшее число туманов и притом наиболее интенсивных. В зависимости от причин, вызывающих понижение температуры, туманы этого рода разделяются на три типа: радиационные, адвективные и фронтальные.

Радиационные туманы образуются вследствие радиационного выхолаживания земной поверхности и охлаждения благодаря этому приземного слоя воздуха.

В теплую половину года радиационные туманы образуются главным образом ночью в ясную или малооблачную погоду при слабом ветре, не превышающем 3 м/сек . Возникают они преимущественно над низинами и заболоченными местами. Над крупными водоемами радиационные туманы обычно не наблюдаются, так как поверхность водоемов в ночное время охлаждается очень медленно.

Вертикальная мощность (толщина) таких туманов может быть от нескольких метров до нескольких десятков метров. Особенно плотными они бывают в самом нижнем приземном слое, где происходит наибольшее охлаждение воздуха, с высотой плотность их быстро убывает. В полете сквозь туман хорошо просматриваются реки, крупные наземные ориентиры и огни. Горизонтальная видимость у земли может наблюдаться до 100 м и менее. Резко ухудшается палочная видимость при входе самолета в слой тумана на посадке.

Полет выше радиационного тумана не представляет особых затруднений, так как этот тип тумана располагается обычно «пятнами» и позволяет вести визуальную ориентировку.

Указанные условия видимости при радиационных туманах иногда приводят к неправильной оценке метеорологической обстановки. Были случаи, когда пилот, обладавший сравнительно не плохой вертикальной видимостью, пытался совершить посадку при наличии радиационного тумана, но при входе в приземную его часть, на выравнивании, в условиях резкого ухудшения горизонтальной видимости терпел аварию.

Радиационные туманы теплого полугодия с восходом солнца обычно рассеиваются, а иногда приносятся над землей, образуя тонкий слой разорвано-слоистых (*St fr*) облаков, высота которых не превышает $100\text{—}200\text{ м}$. Рассеяние тумана может произойти при усилении ветра до $4\text{—}5\text{ м/сек}$ и более.

В холодную половину года радиационный туман бывает более опасным, чем в теплую. В этот период при установившейся ясной погоде выхолаживание воздуха вследствие непрерывного излучения в течение ряда дней, может распространиться на большую высоту. Образующийся радиационный туман имеет вертикальную мощность от нескольких сот метров до $1,5\text{—}2\text{ км}$ и удерживается продолжительное время (иногда до нескольких суток).

Адвективные туманы возникают при движении (адвекции) относительно теплых влажных воздушных масс по холодной подстилающей поверхности.

Путем турбулентного перемешивания охлаждение распространяется до высоты в несколько сотен метров, где обычно наблюдается слой инверсии. В охлажденном приземном слое возникает туман, который нередко сопровождается моросящими осадками.

Под воздействием задерживающего инверсионного слоя, под ним, наблюдается наибольшее скопление водяного пара. Вследствие этого плотность адвективного тумана увеличивается по мере подъема вверх. При этом типе тумана горизонтальная видимость бывает несколько лучше у земли, а на высоте (выше нескольких десятков метров) она резко ухудшается.

В отличие от радиационных туманов адвективные туманы наблюдаются при ветрах со скоростью 5—10 м/сек и более. Эти туманы могут возникать в любое время суток, сохраняться в течение длительного времени (до нескольких дней) и распространяться на большую территорию (например, занимать всю Прибалтику, Южную Украину, Приморье на Дальнем Востоке).

Над материком адвективный туман в холодную половину года возникает при движении теплых влажных морских масс воздуха по выхолаженной поверхности почвы или при движении воздушных масс, приходящих с более теплых участков суши на более холодные.

В теплую половину года адвективные туманы могут возникать при движении теплого воздуха с суши на холодное море. Над морем адвективные туманы могут возникать в течение всего года при движении воздуха с более теплой морской поверхности на более холодную (например, из района теплого течения Гольфстрима на холодное Лабрадорское течение).

Адвективные туманы представляют большую опасность для авиации (особенно при полетах на местных линиях). Продвигаясь со значительными скоростями (20—40 км/ч), они могут в течение короткого промежутка времени закрыть на большой территории действующие и запасные аэродромы и удерживаться продолжительное время. Полет выше адвективного тумана возможен только по приборам и при благоприятных условиях погоды на аэродроме посадки.

Фронтальные туманы связаны с атмосферными фронтами, разделяющими теплые и холодные воздушные массы. Наиболее часто фронтальный туман возникает на теплом фронте в клину холодного воздуха, находящегося в передней части, в зоне выпадающих слабых осадков (рис. 80).

Причиной образования этого типа тумана является понижение давления перед теплым фронтом. Оно приводит к адиабатическому расширению приземного воздуха и его охлаждению. Водяной пар, находящийся в воздухе в состоянии, близком к насыщению (вследствие испарения выпадающих осадков), при охлаждении воздуха

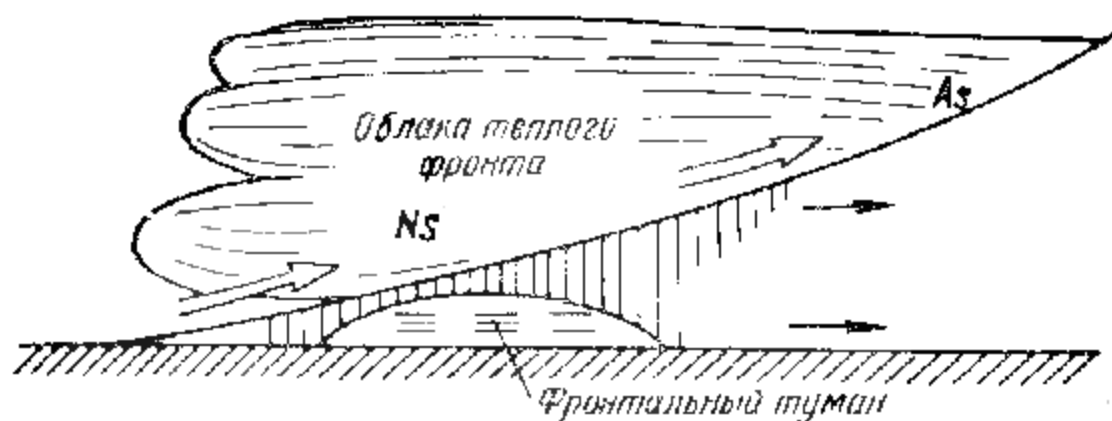


Рис. 80. Туман, возникающий в зоне теплого фронта (вертикальный разрез)

до точки росы и ниже конденсируется. Результатом конденсации является фронтальный туман. Этот туман занимает полосу шириной до 200 км. Иногда он может сливаться с вышележащими облаками или присоединяться к адвективному туману, возникшему в зафронтальном теплом воздухе. Фронтальный туман особенно опасен для полетов тогда, когда он сливается с фронтальными облаками. В этом случае вблизи приземной линии фронта, от самой земли до больших высот (облака фронта имеют толщину до нескольких километров), будут наблюдаться сложные условия погоды, исключающие возможность посадки на аэродромах, располагающихся в зоне образования фронтального тумана. Если при этом фронтальный туман сливается с адвективным туманом зафронтального теплого сектора, то условия погоды являются крайне неблагоприятными и опасными для производства полетов на большой площади.

Туманы испарения возникают вследствие притока водяного пара с теплой водной поверхности в охлажденный воздух. Для образования таких туманов необходима разность между температурами воздуха и водной поверхности более 10° .

Туманы испарения бывают морские — над незамерзающими заливами, полынными в зимние месяцы и осенние — над реками и озерами в осенние месяцы, когда поверхность воды в реках и озерах оказывается значительно теплее, чем воздух. Оба указанные типа туманов при низких температурах воздуха, например в полярных районах, на реке Ангаре у Иркутска и в других местах, могут достигать большой интенсивности и высоты до нескольких метров, а иногда даже десятков метров.

Туманы при сильных морозах. В отдельную группу следует выделить туманы, образующиеся при сильных морозах вследствие поступления в приземные слои воздуха водяного пара с продуктами сгорания¹. В населенных пунктах и на аэродромах Сибири (особенно в Якутии) такие туманы возникают в период топки печей и при работе авиационных двигателей при температуре воздуха ниже

¹ Расчеты показывают, что при сгорании 1 кг бензина образуется 1305 г водяного пара, при сгорании 1 кг дров — 632 г, 1 кг бурого угля — 485 г.

—40°С. В больших городах, где круглосуточно в воздух поступает большое количество водяного пара, образующегося при сгорании топлива, такие туманы могут возникать и при более высоких температурах, порядка —16°С и ниже.

При наличии слабого ветра и небольшом его усилении с высотой такие туманы образуются над землей на высоте 50—200 м, значительно ухудшая наклонную видимость с самолета.

Прогноз туманов. Прогноз образования и рассеяния туманов сложен и в настоящее время пока полностью не решен. На авиаметеорологических станциях туманы прогнозируются с помощью довольно сложных расчетов и графиков. При этом существующая методика прогнозирования относится главным образом к радиационным туманам.

Для ориентировочного же определения возможности возникновения тумана надо следить за разностью между температурой воздуха и точкой росы, т. е. величиной $T - T_d$. Если она составляет 4—5°С и от срока к сроку уменьшается, то образование тумана вполне вероятно. Чем меньше эта разность перед заходом солнца, тем быстрее может образоваться туман.

Рассеяние радиационных туманов над почвой чаще всего наблюдается через 2 ч, а при наличии снежного покрова — через 2—4 ч после восхода солнца.

Приближение адвективных и фронтальных туманов заблаговременно можно предусмотреть по информации пунктов штормового оповещения, которые обычно располагаются в радиусе до 200 км от аэропорта и присылают информацию о начале и конце наблюдаемых опасных явлений погоды (подробно о штормовых оповещениях см. гл. XVI).

Методы искусственного рассеивания туманов. Искусственное рассеяние туманов имеет большое практическое значение для обеспечения регулярности полетов самолетов гражданской авиации.

В настоящее время более или менее успешно решается проблема искусственного рассеяния переохлажденных туманов при температурах от —4°С и ниже. При температурах выше указанного предела пока проводятся опыты, дающие обнадеживающие результаты.

Одним из применяемых способов рассеяния переохлажденных туманов является воздействие на них твердой углекислоты (CO_2) и газа пропан.

Твердая углекислота («сухой» лед) представляет собой кристаллическую массу, имеющую температуру около —80°С, пропан понижает температуру до —42°. При внесении CO_2 или пропана в туман происходит резкое охлаждение воздуха и большое его перенасыщение водяными парами. В охлажденном таким образом объеме происходит, во-первых, непосредственная сублимация водяного пара (это явление обычно наблюдается при температуре ниже —40°С) с образованием массы микроскопических ледяных кристаллов и, во-вторых, водяные капли замерзают и превращаются в ледяные

кристаллы. Полученное вследствие двух указанных причин громадное количество ледяных кристаллов быстро распространяется по всей зоне тумана. Эти кристаллы быстро растут за счет водяных капель (вследствие разности упругости насыщения и диффузного переноса водяного пара с поверхности капель на кристаллы, и также за счет смерзания кристаллов с переохлажденными каплями). В результате роста кристаллов образуются осадки, которые выпадают из тумана.

Воздействие CO_2 и пропана на переохлажденные туманы вызывает образование в них просветов и видимость земли. Вначале эти просветы представляют собой небольшие зоны, затем они увеличиваются до значительных размеров и полного прояснения.

Туман, подвергшийся воздействию CO_2 и пропана, закristаллизовывается и разрушается в течение 15—20 мин. Действие CO_2 и пропана оказывается эффективным лишь при температуре воздуха ниже -4°C и при скорости ветра не более 8—10 м/сек. При большом ветре устойчивой зоны раскрытия не образуется.

Внесение CO_2 в туманы производится с самолета со специальной самолетной установки, а при рассеивании тумана с земли — с помощью наземной установки.

Более сложным является рассеивание туманов при температурах воздуха выше -4°C , и особенно при положительных температурах. Однако в настоящее время уже найдены так называемые поверхностно-активные вещества, вызывающие укрупнение капель при температурах выше -4°C . К поверхностно-активным по отношению к воде веществам могут быть отнесены спирты, эфиры, масла, мыльный раствор, растворы некоторых солей и т. д. Поверхностное натяжение некоторых из этих веществ в 2—4 раза меньше, чем у воды.

Поверхностно-активные вещества вводятся в туман в виде мельчайшего распыленного состава, который оседает на водяных каплях тумана. Под влиянием этого состава значительно уменьшаются силы поверхностного натяжения водяных капель и они начинают быстро испаряться. Происходит рост более крупных капель за счет мелких (вследствие диффузного переноса водяного пара и столкновений — коагуляции). Укрупненные капли выпадают в виде дождя, а туман постепенно рассеивается.

Кроме указанных методов искусственного рассеивания туманов существуют и другие, однако они не всегда надежны, а некоторые из них находятся в стадии исследований. К таким методам относятся: воздействие на туманы ультразвуком, инфракрасным излучением. Иногда для рассеивания тумана используются авиационные реактивные двигатели, устанавливаемые по обеим сторонам ВПП. Один двигатель испаряет капли тумана на расстоянии до 200 м.

Проблемой искусственного воздействия на облака и туманы с целью их рассеивания, вызывания осадков, а также предотвращения градобития во всех странах начали заниматься с 1946 г. В СССР этой проблемой занимаются научно-исследовательские

учреждения Академии наук, Гидрометеорологической службы и гражданской авиации. Достиженные успехи в ее разрешении дают обнадеживающие перспективы. Однако метод искусственного воздействия на облака и туманы на аэродромах пока широкого применения не нашел. Это объясняется, во-первых, его сравнительно ограниченными возможностями (воздействия пока эффективны только при отрицательных температурах, т. е. в холодный период времени года), а, во-вторых, некоторой сложностью организации и проведения оперативного применения средств рассеяния.

Пыльные бури и мгла

Значительное ухудшение видимости может создаваться наличием в атмосфере твердых частиц — пыли, дыма, песка и т. п. Перенос больших количеств густой пыли или песка сильным ветром называют **пыльной бурей**.

Понижение видимости, вызванное ею, влияет на безопасность полетов. Чаще всего пыльные бури наблюдаются в пустынях и в местах с засушливым климатом. Поверхность пустынь, свободная от растительности и иссушенная в летнее время, а также не закрепленная растительностью степь являются особенно эффективными источниками запыления атмосферы.

Причиной пыльных бурь являются турбулентные вихри, возникающие при усилении ветра, отрывающего от земли частицы песка и пыли. Эти частицы, поднятые ветром, могут распространяться до больших высот.

В случае сильных песчаных бурь в нижних слоях воздуха перемещаются иногда очень крупные частицы песка и даже мелкие камешки (до 5—8 мм в диаметре).

Пыльные бури могут возникать внутри однородной воздушной массы и на атмосферных фронтах.

В однородной воздушной массе причиной возникновения бури является неравномерное нагревание воздушной массы от подстилающей поверхности, приводящее к возникновению значительных местных барических градиентов, вызывающих сильные ветры. Такие внутримассовые пыльные бури захватывают круговую эллиптическую зону с поперечником до 1000 км. Если воздушная масса устойчива (например, в теплом секторе циклона), то вертикальное распространение пыли ограничено и бывает только на несколько сотен метров. При неустойчивой воздушной массе с развитой конвекцией пыль может распространяться до высоты 2—3,5 км.

Наиболее опасными являются пыльные бури, возникающие при прохождении холодных фронтов. При большой жаре (до +40°С и больше), раскаленном песке, очень малой влажности воздуха и при полном отсутствии осадков энергия холодного фронта, которая в обычных условиях затрачивается на формирование гроз и ливней, расходуется на образование пыльных бурь.

Пыльные бури быстро смещаются вместе с фронтом, охватывая полосу шириной до 200—300 км. При прохождении такой бури сильно ухудшается горизонтальная видимость. Мощный вертикальный подъем теплого воздуха вдоль холодного фронта забрасывает на значительные высоты (до 4—5 км и более) частицы пыли и песка, которые значительно ухудшают видимость с самолета.

Приближению фронтальной бури обычно предшествует предфронтальное усиление ветра, которое при благоприятных условиях вначале дает песчаный поземок. По мере приближения фронта поземок переходит в пыльную бурю.

За фронтом буря ослабевает. Ее вертикальная мощность ограничивается фронтальной поверхностью. Однако пыль оседает не сразу, а создает зону медленно ослабевающей мглы. Эта мгла значительно понижает видимость и может переноситься сильными ветрами на большие расстояния (например, из Китайской провинции Синцзян в Узбекистан; из Африки далеко в Атлантический океан и т. д.).

Для Средней Азии и Афганистана характерным ветром, приносящим пыльную бурю, является афганец. Это юго-западный ветер большой силы, продолжающийся от одного дня до нескольких суток. Пыльные бури, вызванные афганцем, сильно ухудшают видимость и иногда делают невозможными полеты.

В южных районах СССР наблюдаются черные бури. Возникают они в периоды длительных засух ранней весной (март, начало апреля) на Дону, Кубани, юге Украины, когда иссушенные и не закрепленные растительностью верхние слои черноземных почв выдуваются сильными ветрами.

В пустынях Аравийского полуострова, Северной и Центральной Африке пыльные бури несут горячие сухие ветры самум, хамсин, гарматан. В Америке пыльные бури достигают такой силы, что иногда днем становится совершенно темно.

Мгла

Мглой называется помутнение воздуха, вызванное взвешенными в нем частицами пыли, дыма, гари. Мгла ухудшает видимость до значений менее 10 км. Ее интенсивность оценивается по следующей шкале:

слабая мгла — видимость 4—10 км;

умеренная мгла — видимость 2—4 км;

сильная мгла — видимость 1—2 км;

очень сильная мгла (сухой туман) — видимость менее 1 км.

Мгла наблюдается в степях и пустынях; зачастую является последствием пыльной бури. В другие районы мгла приходит вместе с воздушной массой, поступающей из вышеуказанных районов.

Влияние опасных явлений, ухудшающих видимость, на работу авиации. Условия видимости, как указывалось ранее, сильно влия-

ют на безопасность полетов. Особенно важной бывает правильная оценка метеорологической обстановки при ожидаемых или наблюдаемых явлениях, таких, как туман и мгла, значительно, а иногда и неожиданно ухудшающих видимость ниже существующих минимумов. Следует помнить, что их прогнозирование не всегда бывает возможным. Поэтому при условиях видимости, близкой к минимальной, следует особенно внимательно относиться к информации, поступающей на АМСГ от пунктов оповещения об опасных явлениях погоды (штормовое кольцо).

§ 2. ОБЛЕДЕНЕНИЕ САМОЛЕТОВ

Влияние обледенения на аэродинамические качества самолета

Обледенение представляет собой отложение льда в полете на различных частях самолета. Это увеличивает вес самолета, что особенно опасно при его максимальной загрузке. Кроме того, осаждаясь на различного рода приемниках, например ПВД, лед искажает показания ряда приборов, выводит из строя системы и двигатели. Отлагаясь на винте, лед вызывает потерю тяги и вибрацию винта. Осаждаясь на стойках штемпля, лед ломает их и нарушает связь самолета с землей. Покрытые льдом стекла кабины сильно затрудняют заход на посадку и производство самой посадки.

Однако главная опасность обледенения заключается в том, что оно нарушает обтекание крыла самолета, а это приводит к преждевременному срыву потока, потере крылом подъемной силы. Самолет теряет свои аэродинамические качества.

В случае образования льда на передней кромке крыла или его поверхности энергия пограничного слоя затрачивается на преодоление повышенных сопротивлений от образовавшихся неровностей и поэтому ее не хватает на преодоление противодавлений за крылом. Следствием этого является утолщение пограничного слоя и преждевременный срыв его (рис. 81), что приводит к уменьшению критического угла атаки крыла.

Скорость полета обледеневшего самолета уменьшается у Ил-14 на 18%, у Ил-18 на 25%.

При обледенении реактивных двигателей отложение льда происходит на поверхности входного канала и непосредственно на входе в компрессор двигателя. Это приводит к уменьшению расхода воздуха вследствие уменьшения проходного сечения и изменения условий обтекания поверхностей во входном канале двигателя, следовательно, к понижению коэффициента полезного действия компрессора, появлению неустойчивого режима его работы и помпажу. Обледенение входных устройств двигателя вызывает увеличение расхода топлива для поддержания соответствующего числа оборотов ротора компрессора, уменьшение тяги двигателя,

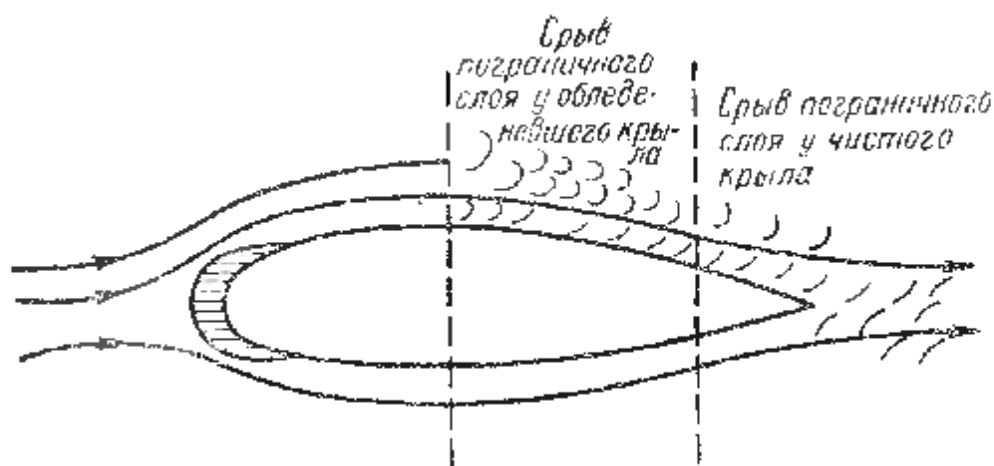


Рис. 81. Обтекание обледеневшего крыла воздушным потоком

а иногда и остановку его. Лед, попавший в компрессор, может также разрушить двигатель.

У поршневых двигателей может произойти обледенение всасывающей системы карбюратора.

Обледенение карбюратора может наблюдаться в облаках и в них при большой влажности воздуха. Этот вид обледенения возможен при температуре наружного воздуха значительно выше 0°C (при температуре до $+15^{\circ}\text{C}$, а иногда и выше), так как в результате расширения поступающего в карбюратор воздуха и испарения топлива понижение температуры во всасывающей системе может быть на $18\text{—}20^{\circ}\text{C}$.

Общие условия и причины обледенения

Обледенение возможно при температурах от $+2$ до -50°C в облаках, тумане или осадках. Как показывает статистика, наибольшее количество случаев обледенения самолетов происходит при температурах от 0 до -20°C и в особенности от 0 до -10°C . Обледенение скоростных самолетов может наблюдаться при температурах более низких. Обледенение же газотурбинных двигателей может быть и при положительных температурах — от 0 до $+5^{\circ}\text{C}$, а иногда и выше.

Обледенение самолета бывает вследствие двух причин.

Первой и основной причиной обледенения является замерзание переохлажденных капель, сталкивающихся с поверхностью самолета. Облачные капли обычно находятся во взвешенном состоянии, и столкновение с ними будут испытывать лишь передние части самолета, обращенные к набегающему потоку. Вследствие этого образование льда происходит главным образом на лобовых частях самолета и лопастях винтов. На остальной поверхности отложение льда бывает сравнительно редко и главным образом в условиях переохлажденного дождя.

Второй причиной является непосредственное отложение ледяных кристаллов (сублимация) на поверхности самолета. Этот вид

обледенения наблюдается, когда температура поверхности самолета оказывается значительно ниже температуры окружающего воздуха. Такое положение может быть, например, при быстром снижении самолета из более холодных верхних слоев атмосферы в более теплые нижние слои или при входе в слой инверсии. В этом случае на самолете образуется слабый неособый палат льда, который через некоторое время исчезает, когда температура самолета сравняется с температурой окружающего воздуха.

Отложение инея на самолете может быть при полетах и в безоблачном, но насыщенном водяными парами воздухе.

При обледенении газотурбинных двигателей главной причиной является первая. Однако иногда во входном канале двигателя температура может понижаться на $8-10^{\circ}\text{C}$ при полете вне облаков за счет расширения поступающего туда воздуха. Такое явление может наблюдаться при скорости самолета менее 450 км/ч , но при высоких оборотах двигателя, например на взлете. В этом случае вместо поджатия воздуха на входе происходит его засасывание и расширение.

Обледенение самолетов и вертолетов может происходить и на открытых стоянках. В этом случае отложение льда может быть значительным, несимметричным и наблюдаться на любых частях.

Виды отлагающегося льда

Прозрачный, или стекловидный, лед образуется при полете в зоне переохлажденного дождя, мороси, под облачностью или в облаках, состоящих из крупных переохлажденных капель. Крупные капли, ударяясь о поверхность самолета, разливаются, образуя сплошную водяную пленку, которая, замерзая, превращается в гладкий слой прозрачного льда. Такой лед крепко держится на самолете и тает лишь при полете в слое воздуха с положительной температурой.

Прозрачный лед незначительно искажает профиль несущих поверхностей самолета и не является опасным, если его толщина не слишком велика. В то же время прозрачный лед бывает опасен в зоне переохлажденного дождя, когда льдообразование может проходить очень быстро, в результате чего лед становится шероховатым и очень сильно искажает аэродинамику обтекания крыла.

Отложения прозрачного льда могут быть при температуре от 0 до -10°C , но более часто при температуре от 0 до -5°C .

Матовый, или смешанный, лед наблюдается наиболее часто, его иногда называют фарфоровым, непрозрачным или малопрозрачным. Он имеет шероховатую поверхность, быстро и неравномерно оседает на выступающих, а иногда и других частях самолета (головки заклепок, болтов, антенны и т. п.). Этот вид льда искажает обтекаемую форму самолета и очень крепко держится на его поверхности. Значительно ухудшая летные качества самолета, матовый лед относится к наиболее опасному виду обледенения.

Матовый лед образуется при полете в облаках, состоящих из различных по величине капель воды и кристаллов льда, при температурах от 0 до -20°C , но чаще всего при температурах от -5 до -10°C . При этом виде обледенения мелкие капли, сталкиваясь с самолетом, сразу же замерзают, не растекаясь. Более крупные при столкновении вначале растекаются, а затем замерзают.

Белый крупнообразный лед образуется вследствие замерзания мелких переохлажденных капель, которые при ударе о самолет сохраняют свою сферическую форму и не растекаются. Этот лед образуется при полете в облаках, состоящих из однородных, очень мелких водяных капель. Белый крупнообразный лед порист и не очень плотно пристает к поверхности самолета. Он образуется при температуре ниже -10°C .

Иней — мелкокристаллический налет, образующийся в результате перехода водяного пара непосредственно в твердое состояние (процесс сублимации).

Иней сам по себе не представляет опасности для самолета, но он опасен как возбудитель последующего обледенения при благоприятных для этого условиях. При попадании самолета с налетом инея в переохлажденное облако может начаться интенсивное обледенение.

Интенсивность обледенения

Скорость нарастания льда на различных частях самолета в единицу времени называется **интенсивностью обледенения**. Она обычно измеряется толщиной отложившегося льда в миллиметрах в одну минуту. Принято считать, что слабое обледенение соответствует скорости отложения льда не более $0,5 \text{ мм/мин}$, умеренное — до 1 мм/мин , а сильное — более 1 мм/мин . Иногда интенсивность обледенения может достигать $5-6 \text{ мм/мин}$ и даже больше.

Интенсивность обледенения зависит от водности облаков, агрегатного состояния облаков и размеров водяных капель, скорости полета, профиля крыла самолета и других факторов, учесть которые не всегда представляется возможным.

Рассмотрим более подробно основные факторы, влияющие на интенсивность обледенения. Интенсивность обледенения растет с ростом водности облака¹. Однако на интенсивность в этом случае оказывает влияние главным образом не общая водность облака (капли и кристаллы), а количество жидкой воды в единице объема. Наиболее интенсивное обледенение наблюдается при водности, превышающей 1 г/м^3 .

Рассматривая агрегатное состояние облаков, следует указать, что наиболее опасное и интенсивное обледенение бывает в зонах переохлажденного дождя и в облаках с крупными переохлажденными каплями. В смешанных облаках интенсивность обледенения

¹ Водность облака — количество воды в жидком и твердом виде в граммах в кубическом метре облака.

и его вероятность уменьшается, а в чисто кристаллических облаках вероятность обледенения незначительна.

Для изучения влияния скорости на обледенение рассмотрим вначале процесс столкновения капли с выступающими частями самолета (например, крылом, хвостовым оперением, килем и др.). Он происходит следующим



Рис. 82. Обтекание крыла воздушным потоком, в котором находятся водные капли (точки — мелкие, кружки — крупные)

образом. При установившемся движении частицы воздуха, обтекая крыло, движутся по линии тока. Воздушный поток еще до подхода к профилю разделяется на две части — верхнюю и нижнюю и смыкается за крылом. Вместе с воздухом движутся и переохлажденные капли. Вначале они перемещаются прямолинейно и лишь там, где линии тока искривляются, огибая профиль крыла, капли по инерции, стремясь сохранить свое движение, отклоняются от линии тока (рис. 82) и оседают на передней кромке крыла. Чем крупнее капли, тем (вследствие большей силы инерции) прямолинейнее будет их траектория и тем больше их оседает на выступающей поверхности крыла. Мелкие капли, имеющие небольшую массу, увлекаются воздушным потоком и вместе с ним огибают профиль крыла.

Интенсивность обледенения увеличивается с ростом скорости полета. Это объясняется, во-первых, увеличением объема воздуха, обтекающего самолет в единицу времени, так как больше капель сталкивается с ним, и, во-вторых, тем, что при возрастании скорости все более мелкие капли оседают на частях самолета (с ростом скорости увеличивается сила инерции). Подтверждением этому служит следующий пример. При испытательных полетах в однородных условиях самолетов Ли-2 и Ил-28 наблюдалась различная интенсивность обледенения. На самолете Ли-2 при скорости 180 км/ч за полтора часа отложилось 65 мм льда, на самолете Ил-28 при скорости 450 км/ч за 15 мин — 30 мм льда. Интенсивность обледенения самолета Ли-2, имеющего меньшую скорость, оказалось равной 0,7 мм/мин, а самолета Ил-28, имеющего более высокую скорость — 2,0 мм/мин.

Таким образом, интенсивность обледенения самолета Ил-28 оказалась почти в 3 раза большей, чем интенсивность обледенения самолета Ли-2.

Однако с увеличением скорости наблюдается явление, препятствующее дальнейшему обледенению: происходит кинетический нагрев поверхности самолета вследствие сжатия воздуха перед лобовыми частями самолета и трения частиц воздуха о его поверхность.

Наибольший нагрев наблюдается у лобовых частей самолета в критических точках, так как здесь происходит полное торможе-

ние встречного воздушного потока и вся кинетическая энергия превращается в тепловую:

$$T_{\text{тп}} = T_{\text{возд}} + \Delta T.$$

Величину повышения температуры в критической точке ΔT в безоблачном пространстве можно вычислить по формуле

$$\Delta T = \frac{V^2}{2000},$$

где V — скорость самолета, м/сек.

Для боковых поверхностей самолета повышение температуры составляет около 50% от ΔT .

При полете в облаках кинетический нагрев бывает обычно меньше, чем при полете в безоблачном пространстве, так как капли, оседая на поверхности самолета, частично испаряются, понижая температуру. Величина кинетического нагрева в этом случае будет составлять около 60% от нагрева, имеющего место в безоблачном пространстве.

Величина ΔT в критической точке при различных скоростях самолета (по прибору) видна из табл. 5.

Таким образом, температура поверхности самолета при определенной его скорости может быть выше температуры окружающего пространства даже на тех высотах, где она значительно ниже 0°C . Вследствие этого нижний уровень обледенения скоростных самолетов не совпадает с высотой изотермы 0°C в облаках, а располагается выше ее, причем тем выше, чем больше скорость самолета. Это видно из табл. 6.

Практика полетов показывает, что наибольшее число случаев обледенения наблюдается при скорости самолета меньше 600 км/ч

Таблица 5

Показатель	Скорость полета самолета, км/ч								
	200	300	400	500	600	700	800	900	1000
ΔT при полете вне облаков, $^\circ\text{C}$	2	4	7	10	14	19	25	31	39
ΔT при полете в облаках, $^\circ\text{C}$	1	2	4	7	10	13	17	21	26

Таблица 6

V , км/ч	200	300	400	500	600	700	800
Превышение уровня возможного обледенения относительно изотермы 0°C , м	150	350	600	1000	1400	1900	2500

(около 90% случаев) и в особенности при 400—500 км/ч. При скорости более 600 км/ч случаи обледенения крайне редки, а при скорости выше 800 км/ч маловероятны.

Интенсивность обледенения также зависит от профиля крыла самолета. Установлено, что тонкие профили крыльев обледеневают более интенсивно, чем толстые. Это объясняется тем, что более тонкий профиль крыла вызывает разделение встречного набегающего потока на более близком расстоянии от крыла, чем в случае толстого профиля. Такое перемещение места разделения потока делает линии тока, обтекающие крыло, более крутыми, инерционные силы капель большими, следовательно, почти все капли (большие и малые) оседают на тонком ребре крыла. Этим же объясняется и тот факт, что лед быстрее всего появляется на таких деталях, как стойки, приемник скорости, антенны и т. д.

Степень обледенения зависит от времени пребывания самолета в зоне обледенения. Даже при небольшой интенсивности обледенения количество отлагающегося льда на поверхности самолета будет тем больше, чем дольше самолет будет находиться в переохлажденных облаках. Таким образом, при продолжительном полете, даже при слабой интенсивности обледенения, отложения льда могут принять угрожающие размеры.

Характерные формы ледяных отложений

Форма ледяных отложений на самолете зависит от скорости полета, размера водяных капель и температуры в облаке. Если температура воздуха достаточно низка, а скорость самолета не обеспечивает повышения температуры в критических точках выше 0°C , то на выступающих деталях самолета капли замерзают в тех местах, где они сталкиваются с поверхностью. В результате образуется слой льда, как бы повторяющий форму обледеневшей поверхности (профильное обледенение), или образуется пикообразный ледяной нарост (рис. 83). Такая форма ледяных отложений мало влияет на аэродинамические условия обтекания поверхности самолета воздушным потоком и наименее опасна.

Если температура воздуха такова, что скорость самолета обеспечивает повышение температуры в критических точках выше 0°C , то на передней кромке крыла самолета образуется желобковый лед. В этом случае капли, попадающие на кромку или другие выступающие детали, замерзают не в критических точках, а на некотором удалении от них, образуя два выступающих ребра —



Рис. 83. Отложения профильного (а) и пикообразного (б) льда



Рис. 84. Отложения желобкового льда

желоба (рис. 84). Желобковый лед сильно искажает профиль крыла и значительно ухудшает аэродинамические качества самолета. Такой вид обледенения является наиболее опасным.

При температурах воздуха, близких к 0°C , на обледеневающей поверхности самолета образуется пленка воды, которая перемещается воздушным потоком вдоль выступающих частей и может замерзнуть вне зоны оседания капель, например на рабочей площади крыла или других местах.

Метеорологические условия обледенения самолетов

Чаще всего обледенение самолета наблюдается в облаках, расположенных от земли до высоты 2500 м. Здесь наибольшая вероятность обледенения бывает в переохлажденных водяных облаках. Так как переохлажденные капли чаще всего встречаются в облаках при температурах от 0 до -10°C , то этот интервал температур и является наиболее опасным в отношении обледенения. К таким капельным облакам относятся низкие подинверсионные слоистые (St) и слоисто-кучевые (Sc) облака. Они отличаются повышенной водностью, так как осадки из них не выпадают или бывают слабыми (морось). При полете в таких облаках они выглядят темной плотной массой. Интенсивность обледенения в этих облаках может достигать 4—5 мм/мин и бывает наибольшей у верхней границы облаков.

В смешанных облаках, состоящих из переохлажденных капель и кристаллов, обледенение зависит от соотношения капель и кристаллов. Там, где капель больше, вероятность обледенения увеличивается. К таким облакам относятся кучево-дождевые (Cb). В них сильные восходящие потоки непрерывно забрасывают переохлажденные капли во всю толщу облака. Интенсивное обледенение в кучево-дождевом облаке может быть во всей его толще вплоть до самой верхней части наковальни.

В слоисто-дождевых (Ns) и высоко-слоистых (As) облаках выше изотермы -10°C наблюдаются переохлажденные капли и кристаллы, а ниже (в диапазоне температур от 0 до -10°C) — только переохлажденные капли. В таких облаках (Ns, As) опасность обледенения всегда большая в нижней капельной части. При этом, чем меньше из облаков выпадает осадков, тем вероятность обледенения здесь становится больше (в облаках в этом случае наблюдается значительная водность). В той части облаков, где температура ниже -10° — -12°C , вероятность обледенения по сравнению с нижней капельной частью резко уменьшается. Это объясняется тем, что при более низких температурах происходит более активное образование ледяных кристаллов.

Облака слоисто-дождевые и высоко-слоистые являются облачной системой атмосферных фронтов: теплого, холодного I рода,

окклюзий. Наблюдения показывают, что в этих облаках зона интенсивного обледенения редко превышает толщину 500—1000 м.

Наиболее тяжелое и интенсивное обледенение бывает при полете под облаками Ns—As в зоне выпадающего переохлажденного дождя.

В облаках, состоящих только из ледяных кристаллов, обледенение, как правило, не наблюдается. Сюда относятся облака верхнего яруса — перистые (Ci), перисто-слоистые (Cs), перисто-кучевые (Ce). В этом случае исключение составляют лишь перистые и перисто-слоистые облака, составляющие наковальни у кучевых дождевых облаков. В наковальных могут находиться мелкие переохлажденные капли, вызывающие обледенение самолетов и двигателей.

Особенности обледенения самолетов

Угроза обледенения бывает различной для различных типов летательных аппаратов. Наибольшей она бывает для самолетов (например, Ан-2), не оборудованных противообледенительными устройствами, и вертолетов, где противообледенительные системы не всегда эффективны. Полеты таких самолетов и вертолетов в облаках, где можно встретить обледенение, запрещаются.

Обледенение самолетов с газотурбинными двигателями происходит в большинстве случаев во время набора высоты или снижения. Особенность отложения льда на скоростных самолетах заключается в том, что ребро атаки центроплана и корневой части крыла почти не покрывается льдом. Интенсивно обледеневает концевая часть крыла, имеющая более тонкий профиль, что приводит к вибрации крыла.

У самолетов с турбовинтовыми двигателями могут обледеневать лопасти винтов, что приводит к сильной тряске самолета ввиду возникновения весовой и аэродинамической асимметрии лопастей. Обледенение винтов начинается с обтекателя и распространяется дальше к концевым частям лопастей. Последние обычно не покрываются льдом вследствие большого кинетического нагрева.

Поскольку самолеты с ТРД и ТВД летают на высотах 6—12 км, то здесь они встречаются главным образом с облаками, состоящими из ледяных кристаллов — перистыми, перисто-слоистыми и перисто-кучевыми. В таких облаках угроза обледенения маловероятна, во-первых, из-за их незначительной водности и, во-вторых, из-за того, что скорости пассажирских самолетов на больших высотах не обеспечивают кинетического нагрева перекрывающего низкие температуры окружающего воздуха даже в критических точках (на больших высотах наблюдаются температуры порядка $-40 \div -60^\circ \text{C}$). При полетах на больших высотах ледяные кристаллы, из которых состоят облака, на поверхности самолета не оседают, а уносятся воздушным потоком.

Обледенение поверхности самолетов с ТРД и ТВД на высотах ниже 5 км протекает так же, как и поршневого самолетов, однако у этих самолетов, кроме поверхности, могут обледеневать и двигатели. Следует отметить, что двигатели более чувствительны к обледенению, чем сами самолеты.

Интенсивность обледенения двигателя зависит от весового количества засасываемого им воздуха и от температурных условий во входном канале двигателя. Если в воздухе содержится много влаги, то при температуре около 0°C и ниже обледенение двигателя вполне вероятно.

При обледенении двигателя отложение льда происходит на поверхности входного канала. В результате этого уменьшается проходное сечение канала и, следовательно, тяга двигателя. Образовавшийся лед может срываться и попадать в компрессор, вызывая там механические повреждения.

Обледенению подвержены лопатки (неподвижные и подвижные) первой ступени осевого компрессора. Они интенсивно обледеневают на небольших оборотах двигателя. На более высоких оборотах лопатки ротора компрессора имеют самозащиту от обледенения за счет центробежной силы, препятствующей отложению льда на роторных лопатках, и за счет самообогрева от поджатия воздуха. Обледенение лопаток приводит к появлению помпажа компрессора и может вызвать вибрацию лопаток.

Из невращающихся поверхностей наибольшему обледенению подвержены обтекатель, стойки входного корпуса компрессора, лопатки входного направляющего аппарата компрессора и направляющего аппарата его первой ступени.

По данным статистики, в большинстве случаев обледенение самолетов с ТРД и ТВД происходит при наборе высоты или при снижении на высотах ниже 5 км. При снижении с больших высот и быстрой потере высоты самолет, попадая из холодной среды в более теплые нижние слои воздуха, например в слой инверсии, может покрыться инеем. Иней будет способствовать дальнейшему интенсивному обледенению при вхождении самолета в водяные или смешанные переохлажденные облака.

У вертолетов обледенению подвержены несущий и хвостовой винты. Кроме того, при горизонтальном полете может обледеневать стабилизатор, приемник указателя скорости, антенна, стекла пилотской кабины и т. д.

Обледенение винтов — наиболее опасный вид обледенения. Лед отлагается на лопастях винта главным образом у их основания и средней части. Концы лопасти вследствие кинетического нагрева обычно льдом не покрываются. При постоянном числе оборотов интенсивность обледенения винтов зависит от водности облаков, размера облачных капель и температуры воздуха. Чем больше водность и крупнее капли, тем интенсивнее обледенение. Размеры обледеневаемой площади на лопасти зависят от температуры воздуха. Чем ниже температура, тем большая часть лопасти будет

обледеневать. При температуре в облаке $-1 \div -2^{\circ}\text{C}$ лед на лопасти образуется от оси вращения до расстояния 4 м; при $-5 \div -6^{\circ}\text{C}$ - до расстояния 6 м, при $-9 \div -10^{\circ}\text{C}$ - до 9 м, при -13°C до 10,5 м.

Обледенение винтов вертолета наблюдается как при горизонтальном, так и при вертикальном полете.

Интенсивность обледенения других частей вертолета ничем принципиально не отличается от обледенения поршневых самолетов. При уменьшении скорости полета интенсивность обледенения уменьшается за исключением винтов. В случае подъема или спуска практическое значение приобретает только обледенение винта, другие части вертолета в этих условиях могут подвергнуться обледенению только в пересохлажденном дожде и мокром снеге.

Для предупреждения пилота о начале обледенения несущего винта на вертолетах устанавливаются специальные сигнализаторы обледенения. Кроме того, косвенными признаками обледенения являются вождение и подергивание ручки управления, тряска машины и отложение льда на стенках кабины.

Полеты в условиях обледенения

При полетах в условиях обледенения следует помнить и выполнять следующие рекомендации.

Запрещается взлетать на самолете, поверхность которого покрыта льдом, снегом или инеем. При обледенении самолета на земле ледяные отложения искажают форму профиля крыла и оперения, причем отложение льда наблюдается по всей верхней поверхности самолета в отличие от обледенения в воздухе, где льдом покрываются только лобовые части самолета. Иногда наземные отложения льда могут быть сильно несимметричными из-за воздействия, например, бокового ветра. В результате наземных ледяных отложений значительно искажаются аэродинамические характеристики самолета. Основная опасность при взлете на обледеневшем самолете связана с резким ухудшением несущих свойств крыла и оперения в связи с возникновением более раннего и резкого срыва потока на крыле.

Необходимо иметь в виду также и увеличение веса самолета благодаря отложившемуся льду. Так, при паросте льда толщиной в 5 мм на поверхности самолета в 100 м^2 (что соответствует площади крыла самолета Ил-14) его вес увеличивается на 450 кг.

Ухудшение аэродинамических качеств и увеличение веса самолета приводит к увеличению длины разбега, а иногда и к более худшим последствиям — на крыле происходит общий срыв потока, самолет теряет устойчивость и сваливается.

Наличие на поверхности самолета хотя бы незначительных ледяных отложений способствует его интенсивному обледенению при попадании в облака с пересохлажденными каплями.

Для борьбы с обледенением применяются активные технические средства (различные противообледенительные устройства). Кроме того, необходимо выполнение следующих рекомендаций.

В зимнее время при попадании в зону обледенения целесообразно выходить вверх в сторону низких температур, учитывая, что облачность, в которой наблюдается наиболее интенсивное обледенение, обычно располагается до высоты 2 500 м, а зоны интенсивного обледенения по вертикали редко превышают 500—1 000 м.

Весной, летом и осенью из зоны обледенения целесообразно выходить вниз (если позволяет запас высоты), в сторону положительных температур.

При попадании самолета в зону переохлажденного дождя рекомендуется выходить из этой опасной зоны быстрым набором высоты, так как в вышележащих облаках в этом случае наблюдаются положительные температуры. Если при перемене эшелона условия обледенения остаются, следует вернуться или сесть на ближайший запасный аэродром.

На самолетах с газотурбинными двигателями запрещается производить полет в зоне интенсивного обледенения в связи с возможным повреждением двигателя из-за недостаточной эффективности его противообледенительных устройств при быстром отложении льда.

На земле при температуре воздуха ниже $+5^{\circ}\text{C}$ двигатели следует эксплуатировать только с включенной противообледенительной системой двигателей и воздухозаборных каналов.

В воздухе все полеты в облачности при отрицательных температурах (от 0°C и ниже) необходимо выполнять с постоянно включенной противообледенительной системой двигателей, воздухозаборников, воздушных винтов, крыла и оперения. Указанные противообледенители необходимо выключать после выхода из облачности.

На скоростных самолетах эффективным средством защиты от обледенения всех частей самолета при температуре наружного воздуха не ниже -10°C является увеличение скорости по прибору до 600—650 км/ч. При этом переходить на повышенную скорость необходимо до начала или в самом начале обледенения, так как при запоздалом повышении скорости образовавшийся лед на частях двигателя может попасть в компрессор, а лед, отложившийся на лобовых частях, будет превращаться в опасный желобковый вид обледенения.

Если обледенение наблюдается при температуре наружного воздуха ниже -10°C , увеличивать скорость не рекомендуется, так как это не позволяет удалить лед, а может привести к повышению интенсивности обледенения.

В случае возникновения обледенения при полете в облаках, состоящих из ледяных кристаллов, следует выключить противообледенительную систему и снизить скорость полета.

При полете на вертолете и обнаружении признаков обледенения следует немедленно включить противообледенительные устройства и выходить из зоны обледенения, не допуская при этом резкого изменения режима полета. Полеты в зоне обледенения на вертолетах запрещаются.

В полете при температурах наружного воздуха -20°C и ниже на вертолете происходит быстрое обледенение внутренней поверхности фонаря кабины, что значительно усложняет ориентировку в полете. В связи с этим посадки на ограниченные площадки, выбранные с воздуха, при температурах наружного воздуха ниже -15°C запрещаются.

Оценка и прогноз обледенения

Перед вылетом при выборе эшелона и оценки возможности обледенения для всех видов самолетов и вертолетов всегда следует учитывать сообщения рейсовых экипажей, а также данные вертикального и горизонтального зондирования атмосферы (радиозондового, самолетного), т. е. данные о вертикальном распределении температуры, нижней и верхней границы облаков, протяженности облачности и ее характере.

Особенно важно определить положение на маршруте в облаках изотермы, 0 , -10 и -20° . Зона между изотермами 0 и -20° укажет на область возможного обледенения, а зона между изотермами 0 и -10° — на область наиболее вероятного обледенения самолетов. Положение облаков и расположение изотерм указывается на вертикальных разрезах атмосферы.

Гололед

На поверхности земли и на предметах, находящихся на ней, иногда могут осаждаться иней, изморозь и гололед. Для авиации наибольшую опасность представляет гололед. Он представляет собой ледяную корку толщиной до нескольких сантиметров, покрывающую земную поверхность и предметы на ней. Наблюдается в холодную половину года — с октября по апрель при температурах воздуха от 0 до -3°C , реже при более низких (при низких температурах обычно возникает изморозь). Образуется гололед главным образом вследствие выпадения переохлажденного дождя (мороси), а также при тумане, состоящем из переохлажденных капель. Иногда гололед может образоваться при резком потеплении и при выпадении мокрого снега. Чаще всего гололед наблюдается при ветре от 2 до 7 м/сек (при сильных ветрах гололед не возникает). Наибольшему обледенению подвергается наветренная сторона предметов.

Гололед, образующийся на искусственных покрытиях аэродромов, существенно осложняет руление, взлет и посадку самолетов. Поверхность ВПП, покрытая ледяной коркой, особенно опасна

для современных самолетов с большими взлетно-посадочными скоростями. Торможение на скользкой поверхности ВПП может привести к самопроизвольному развороту, потере управляемости на пробеге и выходу самолета за пределы рабочей части летной полосы. Неоднородная поверхность аэродрома с отдельными «блюдцами» льда ускоряет разрушение шин. Отложения гололеда на проводах может вызвать их обрыв и выход из строя средств наземной связи.

Иней, изморозь, гололед могут отлагаться на самолете во время его стоянки на земле. Они ухудшают аэродинамические характеристики самолета, увеличивают вес и, кроме того, способствуют интенсивному обледенению самолета, если он после взлета попадает в переохлажденные облака.

§ 3. ГРОЗЫ И ШКВАЛЫ

Грозовые облака

Грозой называется атмосферное явление, при котором возникают мощные электрические разряды между облаками или между облаком и землей, сопровождающиеся световыми вспышками (молниями) и звуковым эффектом (громом). Грозы связаны с развитием кучево-дождевых (Cb) облаков.

Кучево-дождевые облака и связанные с ними грозовые явления¹ представляют собой наибольшую опасность для авиации. Такие облака могут развиваться до больших высот и достигать в умеренных широтах СССР до 12—14 км, а на юге нашей территории до 15—16 км, а иногда и выше. Занимаемая облаком площадь достигает до 50—100 км².

В кучево-дождевых облаках наибольшую угрозу для авиации представляют мощные вертикальные токи воздуха, сопровождающиеся сильными порывами, беспорядочная турбулентность, интенсивное обледенение, электрические разряды, град и ливневые осадки. Иногда все указанные опасные явления наблюдаются одновременно.

Под облаками опасность представляют шквалистые ветры, достигающие зачастую ураганной силы (более 30 м/сек), и ливневые осадки (дождь, град, снежные заряды), между облаками — сильные нисходящие и восходящие воздушные потоки.

Грозовые облака в своем развитии проходят три стадии: 1) начального развития; 2) максимального развития; 3) разрушения.

Развитие гроз связано с возникновением мощных конвективных токов воздуха, в результате чего образуются кучевые (Cu), мощно-кучевые (Cu cong) и кучево-дождевые (Cb) облака. Конвектив-

¹ Кучево-дождевые облака, сопровождающиеся грозовыми явлениями или ливневыми осадками, иногда называют (соответственно) грозовыми облаками и ливневыми облаками. Таких названий нет в атласе облаков.

ные токи могут возникнуть в результате сильного прогрева нижнего слоя воздуха от почвы или вследствие подклинивания холодного воздуха под теплый и вытеснения последнего вверх.

При подъеме происходит конденсация водяного пара (облакообразование), вследствие чего выделяется скрытое тепло конденсации. Это тепло является дополнительным источником дальнейшего подъема воздуха и более мощного развития кучево-дождевых облаков. Чем больше водяного пара содержится в воздухе (например, при высоких температурах), тем больше выделяется скрытого тепла и тем энергичнее происходит облакообразование.

Рассмотрим более подробно каждую стадию развития.

Первая стадия наблюдается от момента возникновения облака до выпадения осадков. В этой стадии облака имеют вид кучевых (Cu) и мощно-кучевых (Cu cong), состоят из водяных капель и не дают осадков. Внутри облаков преобладают восходящие токи: в кучевых скорость их составляет около 1—2 м/сек, в мощно-кучевых они могут достигать 6—8 м/сек. Нисходящие токи наблюдаются между облаками.

Вторая стадия (наиболее опасная) наблюдается от начала выпадения ливневых осадков и появления в вершине мощно-кучевого облака кристаллических элементов. В этой стадии облака имеют вид кучево-дождевых (Cb). Их вершины находятся в области низких отрицательных температур и имеют ледяную структуру. Нижняя часть облаков располагается чаще всего в области положительных температур и имеет капельно-водяную структуру, а середина (между изотермами 0 и -20°) — смешанную структуру. В облаках могут наблюдаться град, снег и крупные капли дождя. Из облаков выпадают ливневые осадки.

Третья стадия является завершающей в жизни облака. Она наблюдается от начала распада грозового облака. Дождь охватывает большую часть нижней половины облака, в результате чего внутри облаков преобладают нисходящие токи, не превышающие 5—10 м/сек. Обычно разрушение облаков начинается с нижней части. Характерным признаком начала этого процесса является своеобразный вид нижней границы кучево-дождевых облаков — она становится вымеобразной (провисающей).

Все три указанные стадии развиваются в течение приблизительно 5 ч. На смену разрушенным облакам возникают новые (если есть условия для их возникновения).

Во второй, наиболее опасной, стадии из облака (рис. 85) выпадают ливневые осадки, так как восходящие токи не в состоянии удерживать на весу укрупненные капли. С началом осадков турбулентность в облаке достигает максимальной силы. Мощные восходящие потоки воздуха имеют скорость до нескольких метров в секунду, а в отдельных случаях доходящую до 30 м/сек и более; нисходящие — до 15 м/сек. Указанные восходящие и нисходящие движения сопровождаются сильными порывами, скорость которых может достигать 12—14 м/сек (для транспортных самолетов опас-

ность представляют отдельные порывы со скоростью более 10 м/сек, а также частые порывы со скоростью более 6 м/сек).

Сильная турбулентность (завихрения) наблюдается также вдоль края облака и внутри его в местах встречи восходящих и нисходящих потоков (нисходящий поток вызывается выпадающими осадками, которые охлаждаются и увлекают вниз воздух в облаке). Завихрения, наблюдающиеся в облаках, а также сочетание мощных вертикальных потоков с большими и частыми порывами вызывают штормовую болтанку самолетов, при которой полеты становятся чрезвычайно опасными.

Особенно большой силы воздушные потоки достигают в верхней части грозового облака. Здесь восходящие движения бывают настолько сильными, что вырывают из куполообразной грозовой вершины облачные элементы, которые образуют над этой верши-

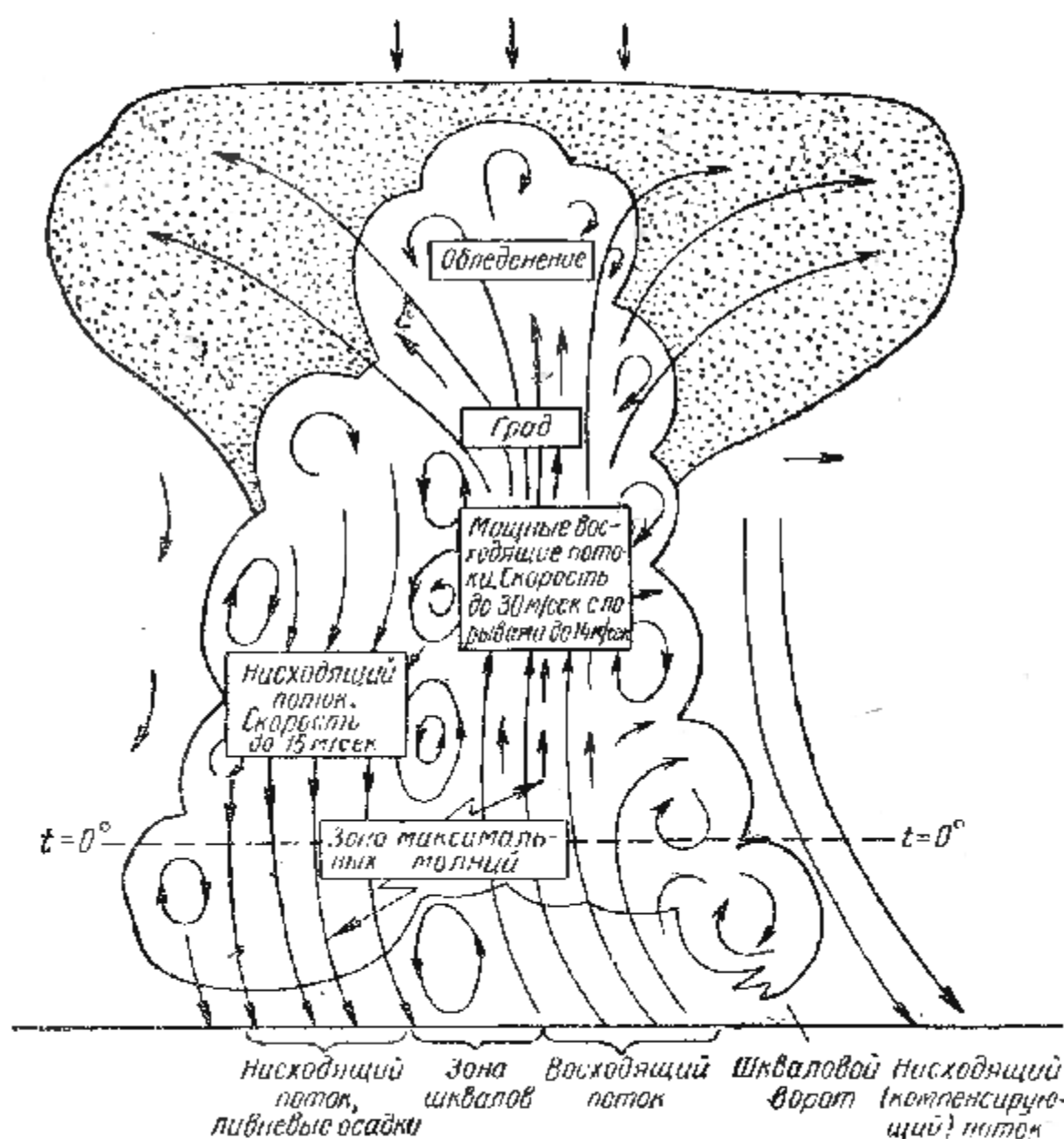


Рис. 85. Грозовое облако в максимальной стадии развития (упрощенная модель)

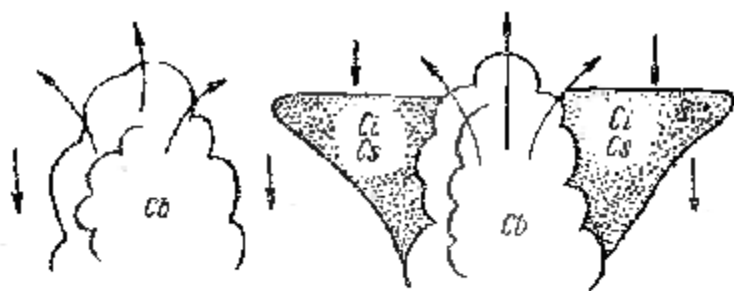


Рис. 86. Вершины развивающихся кучево-дождевых облаков

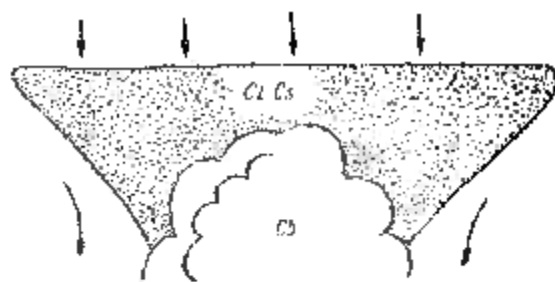


Рис. 87. Вершина начинающего ослабевать кучево-дождевого облака

пой гигантскую «метлу», напоминающую наковальню. Она имеет вид волокнистой пелены и представляет собой особую разновидность перистых и перисто-слоистых облаков. Наковальня зачастую обволакивает купола вершин и маскирует их.

Над куполообразной вершиной развивающихся кучево-дождевых облаков (рис. 86), не имеющих наковальни или выступающих из наковальни, имеют место сильные восходящие токи в слое 200—300 м от облака. Сильная турбулентность в этом случае наблюдается в непосредственной близости к облаку в слое 50—100 м. В зоне восходящих токов самолет тянет вверх.

Над плоской наковальней (рис. 87) в слое 200—300 м наблюдается нисходящий поток, в котором также имеет место турбулентность. Самолет, пролетающий в непосредственной близости к наковальне в зоне этих токов, тянет вниз.

Таким образом, самолеты, попадающие в наковальню или пролетающие вблизи их, могут вертикальными токами быть сильно брошены вверх или втянуты в облако.

У внешних границ кучево-дождевых облаков чаще всего наблюдается нисходящее движение воздуха в сочетании с турбулентностью. При подходе к облакам болтанка самолета может появляться на удалении, равном примерно диаметру облака. Однако сильная болтанка может встретиться лишь в непосредственной близости к облаку на расстоянии до 1 км от него.

Так как разрушение кучево-дождевых облаков начинается снизу, то наковальни этих облаков существуют гораздо дольше, чем породившие их кучево-дождевые облака. При полетах в таких изолированных наковальнях сильная болтанка наблюдается до момента их полного распада.

В грозовых облаках в зоне отрицательных температур (от 0° и ниже) наблюдается сильное обледенение. Особенно интенсивным оно бывает в средней и верхней части грозового облака, куда сильными восходящими токами забрасываются крупные переохлажденные водяные капли.

Отмечены случаи обледенения самолетов и при полетах на больших высотах в наковальнях грозовых облаков.

В грозовых облаках может наблюдаться град, представляющий опасность для летящего самолета, так как вес градин иногда достигает 400—500 г и более. Имели место случаи, когда град пробивал передние ветровые стекла кабины самолета, разбивал астрокупол из оргстекла, аэронавигационные огни, сдирал противообледенительные устройства, делал выбоины на обшивке самолета и причинял другие повреждения. Град может встречаться и при полете в наковальнях, а иногда и вне облаков — вблизи наковален или между ними.

Во второй стадии большую опасность представляют явления, наблюдаемые под грозовыми облаками. В передней части облака иногда может образоваться вал из разорванных облаков, называемый шкваловым воротом. Он возникает на высоте 500—600 м (может спускаться и до 50 м) на границе восходящего потока в облаке и нисходящего (компенсирующего) потока вне облака (см. рис. 85). Шкваловый ворт имеет большие скорости вращения и является крайне опасным явлением.

При благоприятных условиях¹ конец шквалового ворта может опускаться до земли, образуя крутящийся вихрь-смерч (в Европе называется «тромб», в США — «торнадо»). Смерч обычно имеет диаметр около 100 м и большую скорость вращения — до 50—100 м/сек. Перемещаясь со скоростью 20—30 км/ч, он на своем пути причиняет огромные разрушения (ураганные скорости вращательного движения лишь внутри смерча, но уже на небольшом расстоянии от смерча ветры слабые).

Вторая опасная зона под грозовым облаком находится между восходящим и нисходящим потоками воздуха (последний наблюдается в области ливневых осадков — см. рис. 85). Это зона шквалов. Ширина ее не превышает 0,5 км. Проходит она быстро — в течение нескольких минут. Ветер в зоне шквалов может достигать силы урагана (более 30 м/сек). Так же как и в случае смерча, прохождение зоны шквалов может сопровождаться большими наземными разрушениями.

Большую опасность могут также представлять ливневые осадки и град, выпадающие из кучево-дождевых облаков. Иногда град может достигать очень больших размеров и веса до 1000 г и более.

Грозовое электричество

Грозовые облака, как правило, сопровождаются электрическими разрядами-молниями. Механизм накопления грозового электричества в настоящее время изучен пока еще недостаточно, тем не менее о нем имеется общее более или менее ясное представление. Наиболее распространенной теорией грозового электричества является теория образования электрических зарядов в грозовом обла-

¹ Благоприятными условиями являются: большая влажность воздуха при высокой температуре и сильная неустойчивость в атмосфере.

ке вследствие дробления капель и кристаллов. Под действием сильных порывов восходящих токов крупные капли, образовавшиеся в нижней части облака, разбрызгиваются. При этом происходит их электризация. Мелкие капли заряжаются отрицательно и уносятся вверх. Крупные капли с положительным зарядом остаются в нижней части облака.

В верхней части грозового облака электризация происходит, по-видимому, за счет трения кристаллов и их раскалывания при столкновениях. Мелкие осколки заряжаются положительно, крупные — отрицательно. Крупные осколки опускаются вниз и усиливают отрицательный заряд середины облака. Мелкие осколки, заряженные положительно, остаются во взвешенном состоянии в верхней части облака.

Но не только так могут заряжаться грозовые облака. Облачные капли при своем движении замерзают и тают. Каждый из этих процессов также приводит к электризации облачных частиц.

В результате указанных факторов в нижней и верхней частях грозовых облаков концентрируется положительный электрический заряд, в средней — отрицательный. Границами разделения зарядов являются: на нижнем уровне изотерма 0, на верхнем — 10° (рис. 88).

В грозовом облаке создаются мощные электрические поля, напряженность которых достигает несколько сотен тысяч вольт на метр. При достаточно большом электрическом поле возникают искровые разряды между разноименно заряженными частями облака или между облаком и землей. Такие разряды, сопровождаемые ослепительным блеском и раскатами грома, называются молниями. При возникновении молнии необходимо, чтобы в какой-либо точке поля градиент потенциала достиг значения около $30\,000\text{ в/см}$. Установлено, что наибольшая повторяемость и сила молнии наблюдается в зоне нулевой изотермы.

Чаще всего наблюдается линейная молния, представляющая собой гигантскую искру, сила тока в которой достигает десятков тысяч ампер и более (зарегистрированы случаи — до $180 - 200\text{ тыс. а}$). Путь молнии зигзагообразен, что объясняется стремлением электрического разряда двигаться в воздушных слоях с наименьшим сопротивлением.

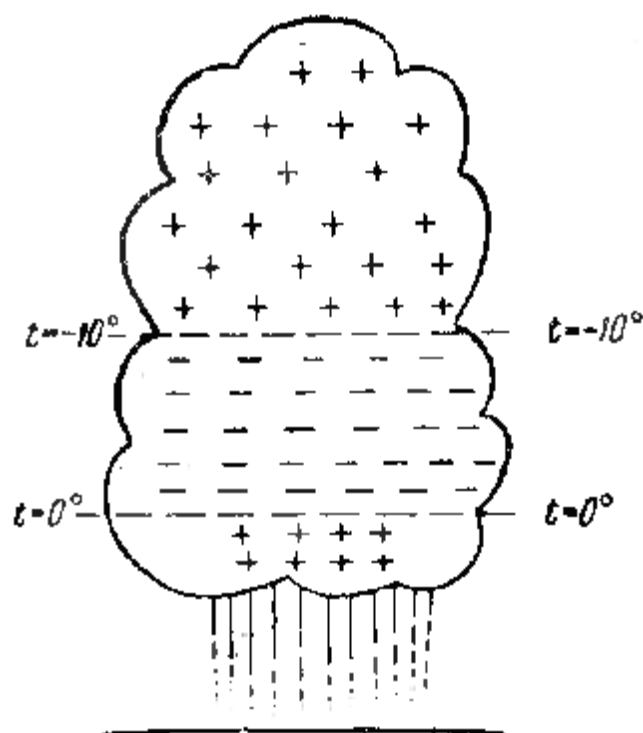


Рис. 88. Распределение электрических зарядов в грозовом облаке

Сравнительно редко наблюдается шаровая молния. Она имеет вид светящегося шара диаметром 10—20 см (иногда до 50 см и более). Шар перемещается со скоростью 2—5 м/сек. Существует он от долей секунды до нескольких минут, после чего или взрывается, или исчезает без разрыва. Движение шаровой молнии в большинстве случаев происходит по направлению движения воздушного потока, но иногда ее путь бывает самый неожиданный. Природа шаровой молнии изучена недостаточно.

При полете вблизи грозовых облаков (ближе 10 км) на самолете может возникнуть индуктивный электростатический заряд, сопровождающийся истечением электричества в атмосферу в виде мелких искр или языков голубого пламени, называемых коронным разрядом. Появление его указывает на возможность разряда молнии в самолет. Величина электростатического заряда возрастает со скоростью самолета. Поэтому вероятность поражения самолета молнией увеличивается с возрастанием скорости полета.

Попадание молний в самолет — явление редкое, так как масса самолета слишком мала, чтобы вызвать на себя электрический разряд. Удар молнии вызывает прожог обшивки диаметром в несколько миллиметров (иногда и до нескольких сантиметров), повреждение антенных устройств, радиоаппаратуры и другого оборудования. Молния может ослепить экипаж. Зарегистрированы отдельные случаи ожогов членов экипажа, а также пожары самолетов в воздухе.

Особенности развития гроз

Грозы могут быть внутримассовыми и фронтальными. Внутримассовые грозы в зависимости от причины бывают: 1) конвективные (их иногда называют тепловыми или местными); 2) адвективные; 3) орографические.

Конвективные грозы возникают летом над более прогретыми участками суши. Перемещаются они со скоростью 5—25 км/ч чаще всего в направлении воздушного потока, наблюдаемого на средних высотах (3—6 км). Эти грозы развиваются в дневные часы и достигают максимального развития в период 15—18 ч, к ночи обычно затухают.

Непременным условием возникновения и развития конвективных гроз является большое влагосодержание воздуха (упругость водяного пара более 15 мб), высокие температуры и большой вертикальный температурный градиент (близкий к 1° на 100 м высоты или более). Конвективные грозы бывают непродолжительными, но нередко сопровождаются шквалами и сильными ливневыми осадками (иногда градом). Они занимают сравнительно небольшие районы и бывают разбросанными по площади. Могут наблюдаться в одном и том же районе в течение нескольких дней (до смены воздушной массы).

Адвективные грозы бывают в летнее время над сушей и морем при адвекции относительно холодного воздуха на более теплую, чем воздух, подстилающую поверхность. Воздух, прогреваясь от теплой поверхности, становится неустойчивым. Возникающие в нем грозы над сушей развиваются днем, над морем они могут быть также и ночью и даже зимой. Адвективные грозы перемещаются вместе с неустойчивой воздушной массой.

Орографические грозы возникают вследствие поднятия неустойчивого воздуха вдоль склонов гор. Чаще всего они наблюдаются на наветренных склонах и бывают особенно интенсивными, если эти горные склоны обращены к солнцу.

Фронтальные грозы главным образом наблюдаются в теплое время года на холодных фронтах и фронтах окклюзий. Иногда они возникают и на теплых фронтах. Большей частью эти грозы бывают в ночные часы. Фронтальные грозы могут наблюдаться в любое время суток и движутся вместе с фронтом. Особенно сильными грозы бывают в летнее время при вхождении в умеренные широты морского тропического воздуха (он обычно образует теплый сектор черноморских и средиземноморских циклонов). Этот воздух отличается высокими температурами и большим влагосодержанием. Наиболее опасные грозы, сопровождаемые сильными шквалами, наблюдаются на фронтах, отделяющих мТВ от другой, более холодной воздушной массы.

На развитие внутримассовых и фронтальных гроз оказывает влияние рельеф местности. Даже небольшое его превышение (порядка нескольких сотен метров) приводит к усилению грозовой деятельности. В горных районах, где восходящее движение воздуха усиливается, наблюдается значительно большее число гроз, чем на равнине.

Грозы в дневные часы ослабевают над водными бассейнами, так как поверхность этих бассейнов днем бывает холоднее суши. В ночные же часы над водной поверхностью грозы усиливаются, так как поверхность воды оказывается теплее суши.

Над материками грозы бывают преимущественно летом. Зимой грозы отмечаются редко. В этот сезон они главным образом могут наблюдаться в прибрежных районах. Над океанами грозы чаще бывают зимой.

Обнаружение и прогноз гроз

Грозы и ливневые осадки хорошо обнаруживаются с помощью самолетных и наземных радиолокаторов сантиметрового диапазона. Очаги гроз видны на индикаторе кругового обзора в виде светлых пятен неправильной формы с тенью (рис. 89). Дальность их обнаружения с помощью радиолокационных установок может достигать до 200 км и более.

Признаками ожидаемой грозы днем могут являться высококучевые башенкообразные и хлопьевидные облака, появляющиеся

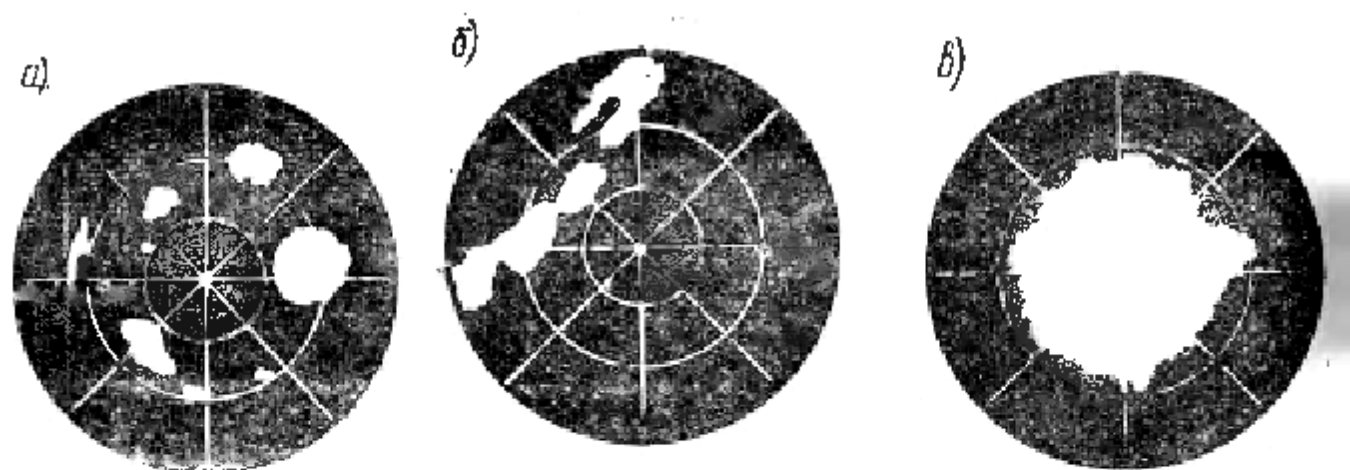


Рис. 89. Изображение грозных очагов на экране радиолокатора:
 а — внутримассовые грозы; б — фронтальные грозы; в — осадки над пунктом

летом в утренние часы. Они свидетельствуют о неустойчивости атмосферы. Чем больше хлопья или башенки, тем ближе по времени следует ожидать грозу.

Признаком приближающейся фронтальной грозы являются высоко-кучевые чечевицеобразные облака,двигающиеся впереди фронта.

Грозы можно предусмотреть по данным аэрологического зондирования. Большие вертикальные температурные градиенты на высотах (порядка $0,7—0,8^{\circ}/100$ м и больше) свидетельствуют о неустойчивости атмосферы и возможной грозе.

Признаком вероятных грозных явлений являются температура и влажность воздуха. При достаточно высоких температурах воздуха (весной $15—20^{\circ}\text{C}$, летом $20—30^{\circ}\text{C}$) и большой влажности следует всегда ожидать опасные явления погоды. Если влажность в утренние сроки бывает равной или больше 15 мб, возможна гроза; при влажности, равной 20 мб, — грозы с градом, при влажности больше 23 мб вероятен шквал.

Для прогноза развития гроз составляются прогностические **карты развития облаков и осадков** (рис. 90). Эти карты составляются метеоцентрами и передаются способом факсимиле по фототелеграфной аппаратуре для всех АМСГ. Указанные карты составляются в утренний срок (до 9 ч) и дают ожидаемое положение зон облачности, осадков и гроз на 15 ч текущего дня, т. е. характеризуют условия погоды на освещаемой территории в период от 12 до 18 ч (наиболее неблагоприятный для полетов период суток).

На карте облаков и осадков приняты следующие условные обозначения. Дается ожидаемое положение атмосферных фронтов. Сплошной черной линией (см. рис. 90) обводятся зоны фронтальной облачности, возникающей в результате медленного подъема насыщенного водяным паром воздуха по пологой фронтальной поверхности (Ns—As—Cs). Черным пунктиром обводятся зоны облачности, возникающие вследствие вынужденного бурого подъема насыщенного воздуха на фронтах и по склонам гор (Cu cong, Cb).

границы в единицах давления (мб) и температура на верхней границе облаков.

При анализе дневной метеорологической обстановки по маршруту следует обращать внимание, какая из указанных областей на карте облаков и осадков лежит на маршруте, и соответственно этому планировать полет.

Перед вылетом для уточнения местоположения грозových очагов следует использовать данные метеорологического радиолокатора. Он позволяет эффективно наблюдать положение грозových очагов в радиусе до 300 км вокруг аэропорта. По данным этих наблюдений на метеорологических станциях периодически составляются карты грозových очагов с указанием интенсивности явлений. Сопоставление таких карт позволяет определить район, направление и скорость перемещения гроз.

Большую ценность при анализе метеобстановки представляют данные штормового кольца. Они дают представление о месте, начале и конце опасных явлений погоды. Следует также знакомиться с последними данными штормового кольца аэродрома вылета.

В полевых условиях расчет дальности грозы можно производить по времени, прошедшему с момента вспышки молнии до услышанного грома. Это время, отсчитанное в секундах, надо разделить на три. Полученное число даст расстояние до грозы в километрах. Если, например, с момента увиденной вспышки молнии до услышанного грома прошло 15 сек, то $15:3 = 5$ км, следовательно, до грозového очага расстояние составляет 5 км.

Рекомендации при полете в грозových зонах

Вследствие большой опасности, имеющей место в кучево-дождевых (грозových) облаках, полеты в них, а также близкий подход к облачным границам категорически запрещается.

Особенно опасными являются кучево-дождевые облака, развивающиеся на атмосферных фронтах. Эти облака располагаются вдоль фронта и тянутся на сотни километров, иногда смыкаясь своими вершинами. Впереди таких облаков может наблюдаться вытянутый по фронту опасный шквальный ворот.

Наставление по производству полетов рекомендует визуально обходить фронтальные и внутримассовые грозы на удалении от грозových облаков не ближе 10 км, полет над кучево-дождевыми облаками выполнять выше их верхней границы (в том числе и пиковальни) не менее чем на 500 м.

Если невозможно обойти грозových очаги вне облаков, то разрешается полет под облаками только днем в равнинной местности на истинной высоте не менее 200 м. При этом высота облаков над самолетом не должна быть также менее 200 м. Не следует входить в полосы выпадающих осадков.

Обход грозových очагов должен выполняться в направлении понижения местности. В горной местности полет на малых высотах

под очагами гроз и ливневых осадков запрещается. Запрещен обход грозовых очагов под облаками ночью.

При полете самолета с бортовым радиолокатором обходить грозовые и ливневые очаги, видимые на индикаторе, разрешается как визуально, так и по приборам (в облаках) на удалении от облаков не менее 10 км.

Пересекать фронтальную облачность с отдельными грозовыми очагами разрешается только в том месте, где расстояние между видимыми на экране грозовыми очагами составляет не менее 50 км.

При подходе к зоне грозовой деятельности командир корабля обязан определить ее характер и в зависимости от этого и от условий полета принять решение о возврате или обходе грозы. О принятом решении командир корабля обязан немедленно сообщить диспетчеру, который должен принять меры к обеспечению безопасности полета.

Следует помнить, что грозы обычно смещаются несколько медленнее среднего ветра, наблюдаемого в слое воздуха на средних высотах, и имеют тенденцию отклоняться от его направления вправо на $20-25^\circ$.

§ 4. АТМОСФЕРНАЯ ТУРБУЛЕНТНОСТЬ

Общие сведения о турбулентности. Влияние болтанки на полет

Воздух представляет собой чрезвычайно подвижную среду, в которой движение частиц (скоплений молекул) обычно имеет беспорядочный или так называемый турбулентный характер.

Турбулентность (от латинского слова «турбо», — завихрения; водоворот) — состояние атмосферы, при котором наблюдаются неупорядоченные вихревые движения различных масштабов и различных скоростей. Оси турбулентных вихрей быстро меняют свое положение в пространстве и бывают ориентированы в самых различных направлениях.

С турбулентностью атмосферы связаны порывистость ветра, перенос по вертикали водяного пара, ядер конденсации и других материальных частиц; она способствует вертикальному переносу тепла из одних слоев в другие, обмену количества движений между различными слоями и т. п.

Турбулентный обмен оказывает существенное влияние на условия формирования, эволюцию и микрофизическое строение облаков, туманов и осадков, с которыми непосредственно связаны сложные метеорологические условия полетов. Турбулентность оказывает существенное влияние на распространение звуковых и электромагнитных волн (особенно влияет на распространение ультракоротких волн).

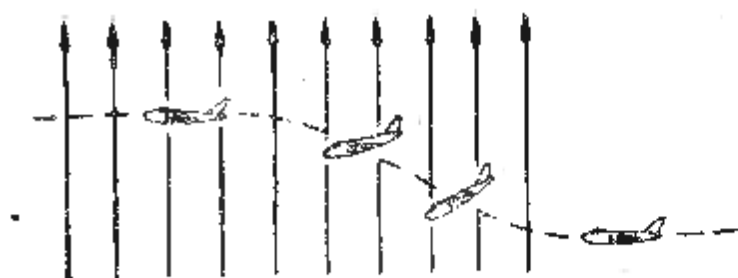


Рис. 91. Влияние на полет самолета восходящих воздушных потоков

Но особенно велико влияние турбулентности на полет самолета. При пересечении вихрей самолет подвергается воздействию их вертикальных и горизонтальных составляющих, представляющих собой отдельные порывы¹,

отчего нарушается равновесие аэродинамических сил, действующих на самолет, и возникают добавочные ускорения, вызывающие вредные перегрузки. Самолет, попавший в турбулентную зону, испытывает болтанку.

Болтанка самолетов наиболее часто проявляется в виде дрожания (вибрации), отдельных покачиваний, частных и мелких толчков и ударов, следующих один за другими, или в виде бросков самолета в разные стороны (особенно вверх и вниз) на десятки метров; иногда обе указанные разновидности сочетаются вместе.

Явление болтанки может также наблюдаться при полете самолета в зоне воздушных волн, возникающих на слоях инверсий (в том числе и тропопаузе), или на подветренной стороне гор. В этих случаях болтанка носит циклический характер.

Кроме турбулентных и волновых явлений, вызывающих болтанку, в атмосфере могут наблюдаться вертикальные потоки крупного масштаба, вызывающие большие, независимые от пилота вертикальные перемещения самолета, однако они не дают резких колебаний самолета и, следовательно, не создают больших перегрузок.

Болтанка сильно ухудшает устойчивость и управляемость самолета, искажаются показания некоторых приборов (указатели скорости, высотомера, вариометра). Вследствие вызванных болтанкой перегрузок наблюдаются дополнительные напряжения на отдельные узлы и детали самолета, что ускоряет их изнашиваемость, а в случаях, когда величина перегрузки превышает допустимую, она может явиться причиной летного происшествия. Кроме указанного, болтанка даже несильная, но продолжительная по времени вызывает утомляемость и зачастую воздушную болезнь пассажиров, а иногда и экипажа.

Турбулентные зоны, вызывающие болтанку самолетов, имеют довольно резкие границы. Они могут наблюдаться как в облаках, так и в безоблачных пространствах. При этом вероятность болтанки в облаках значительно большая, чем при полете в безоблачном пространстве.

Наибольшую опасность для полета самолета в турбулентной атмосфере представляет сочетание мощных вертикальных потоков большой протяженности с частыми и большими вертикальными порывами (эти порывы обусловлены турбулентными завихрениями).

¹ Под вертикальным порывом в аэродинамике понимается поток с периодом нарастания перегрузки в течение менее 2 сек.

Такое сочетание вызывает штормовую болтанку, очень опасную для пассажирского самолета по условиям прочности и по условиям потери управляемости. Действительно, если самолет под действием мощного восходящего потока (рис. 91) перейдет в пикирование, разовьет недопустимую скорость и в этот момент пересечет восходящий порыв, то перегрузка может достигнуть разрушающей величины.

При мощном нисходящем потоке самолет может выйти на большие углы кабрирования (рис. 92) с недопустимым снижением скорости. При встрече в этом положении с сильным вертикальным порывом самолет может быть выведен далеко за критические углы атаки, при которых произойдет сваливание на крыло или на нос.

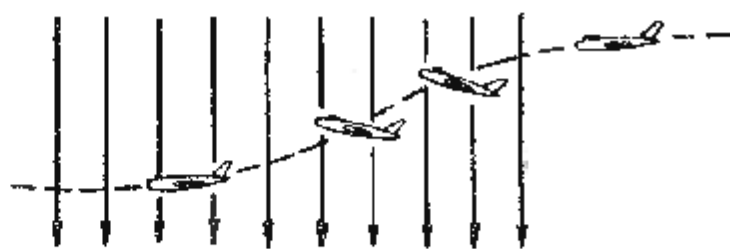


Рис. 92. Влияние на полет самолета нисходящих воздушных потоков

Атмосферные процессы, вызывающие турбулентность

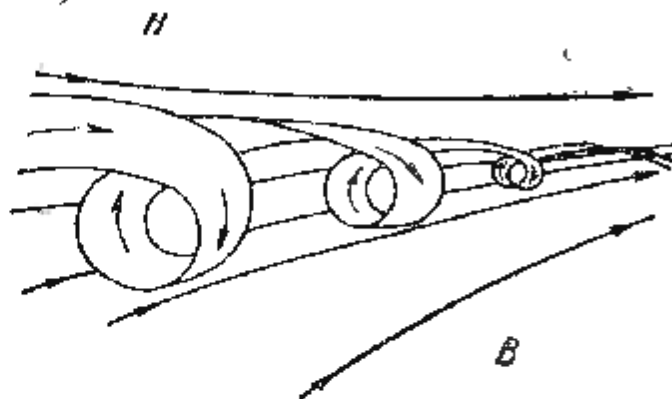
Турбулентность воздуха вызывают следующие причины:

1. Трение движущегося воздушного потока о поверхность земли. В этом случае вихреобразование наблюдается в нижнем, приземном, слое (рис. 93, а).

а)



б)



в)

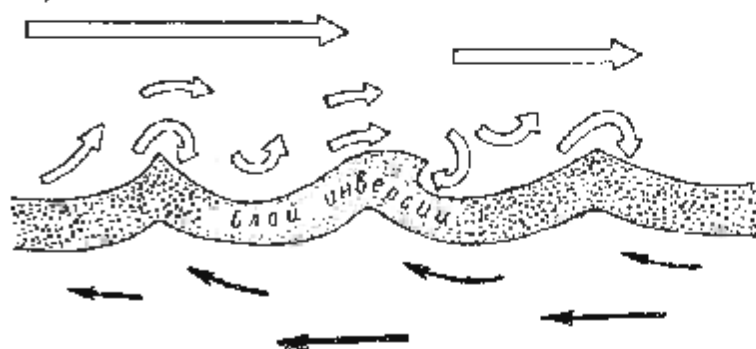


Рис. 93. Турбулентные вихри в атмосфере:

а — в приземном слое воздуха;
б — в области струйного течения;
в — вдоль инверсионных слоев

2. Неодинаковое нагревание различных участков земной поверхности, приводящее к развитию восходящих и нисходящих конвективных воздушных потоков и, следовательно, вихреобразованию (особенно на границах этих потоков).

3. Взаимодействие воздушных масс на атмосферных фронтах.

4. Трение на внешних границах ветрового потока, наблюдаемого на больших высотах — струйного течения — о более спокойный окружающий воздух (рис. 93, б).

5. Волновые движения на инверсионных слоях, переходящие при определенных условиях в вихревые образования (рис. 93, а).

6. Деформация воздушных течений горными препятствиями.

7. Процессы облакообразования.

Указанные атмосферные процессы иногда могут действовать одновременно, усиливая или ослабляя друг друга, а тем самым усиливая или ослабляя турбулентность воздушного потока.

Орографическая турбулентность

Турбулентность воздуха, вызываемую неровностями местности, называют орографической. Ее влияние на полеты бывает сильным в холмистой местности и особенно в горных районах. Воздушный поток при обтекании горных препятствий деформируется. Степень и характер этой деформации зависит, во-первых, от характера набегающего потока — его скорости, направления и температурной стратификации, и, во-вторых, от формы и размеров горного хребта. При этом важную роль играет то обстоятельство, под каким углом встречается воздушный поток с хребтом. Экспериментальные исследования показали, что атмосферная турбулентность, вызывающая интенсивную болтанку самолетов, бывает в тех случаях, когда воздушный поток (ветер) направлен перпендикулярно к хребту и имеет скорость более 8—10 м/сек.

Атмосферная турбулентность в горах возрастает при нагревании их склонов солнечными лучами или при близком расположении атмосферного фронта.

Влияние горного хребта на воздушный поток начинает сказываться на значительном расстоянии. При высоте хребта 1000 м воздушный поток начинает восходящее движение на расстоянии 60—80 км от него.

На наветренных склонах гор в приземном слое воздушного потока возникает множество мелких вихрей диаметром порядка нескольких десятков метров.

Над горным хребтом вследствие вихреобразования при срыве потока с кромки хребта (рис. 94) и сгущения линий токов опасная турбулентность может наблюдаться в слое 500 — 1000 м над вершинами гор. Здесь же могут наблюдаться и вертикальные градиенты ветра в 5 м/сек на 100 м и более.

За хребтом (подветренная сторона) воздушные завихрения в нисходящем потоке представляют небольшую опасность для поле-

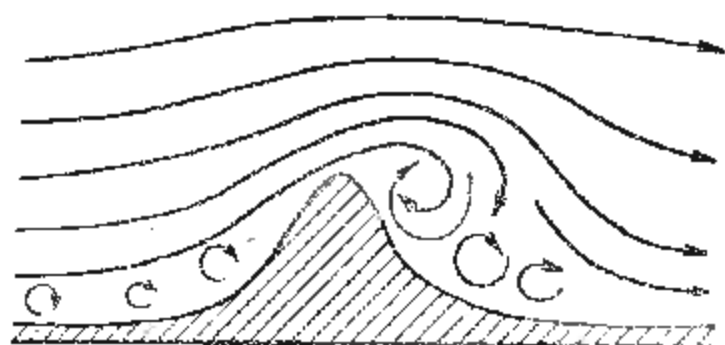


Рис. 94. Вихреобразование при срыве воздушного потока с кромки горного хребта

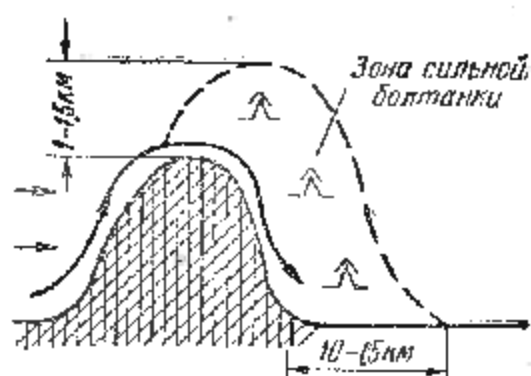


Рис. 95. Зона сильной болтанки на подветренной стороне горного хребта

тов. Скорость нисходящего потока может достигать 5 м/сек и даже более.

При сильных ветрах, направленных приблизительно перпендикулярно к хребту, на подветренном склоне почти от самой поверхности хребта и до высоты $1 \dots 1,5 \text{ км}$ над вершиной (рис. 95) образуется зона, в которой наблюдается интенсивная турбулентность, вызывающая сильную болтанку самолета. Горизонтальная протяженность этой турбулентной зоны может простираться до $10 \text{—} 15 \text{ км}$ от хребта. При убывании скорости ветра, направленного к хребту, до $4 \text{—} 6 \text{ м/сек}$ турбулентность затухает и болтанка уменьшается.

Наряду с турбулентностью на условия полета в горных районах влияет также эффект общего подъема воздуха на наветренной и опускание его на подветренной стороне. Поэтому самолет на наветренной стороне хребта «тянет» кверху, а на подветренной «прижимает» к земле. Известны летные происшествия, связанные с указанным явлением.

При большой скорости ветра (более 8 м/сек), направленного перпендикулярно к горному хребту, за подветренным склоном могут возникать вихри, называемые роторами, или турпикетами (рис. 96). Оси таких вихрей бывают горизонтальными и направленными параллельно горному хребту. Диаметр роторов может достигать нескольких сотен метров и более. Скорости вертикальных движений в отчетливо выраженных роторах колеблются от 5 до 10 м/сек . Вследствие этого в роторах наблюдается сильная турбулентность, аналогичная турбулентности в кучево-дождевых облаках. Иногда в верхней части роторного вихря образуются разорванно-кучевые облака с небольшим вертикальным развитием (напоминают шляпку гриба). Роторы часто распо-

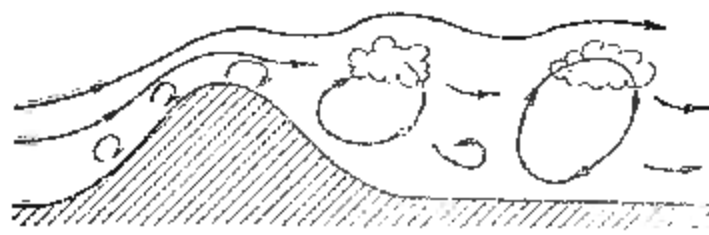


Рис. 96. Роторы на подветренной стороне гор

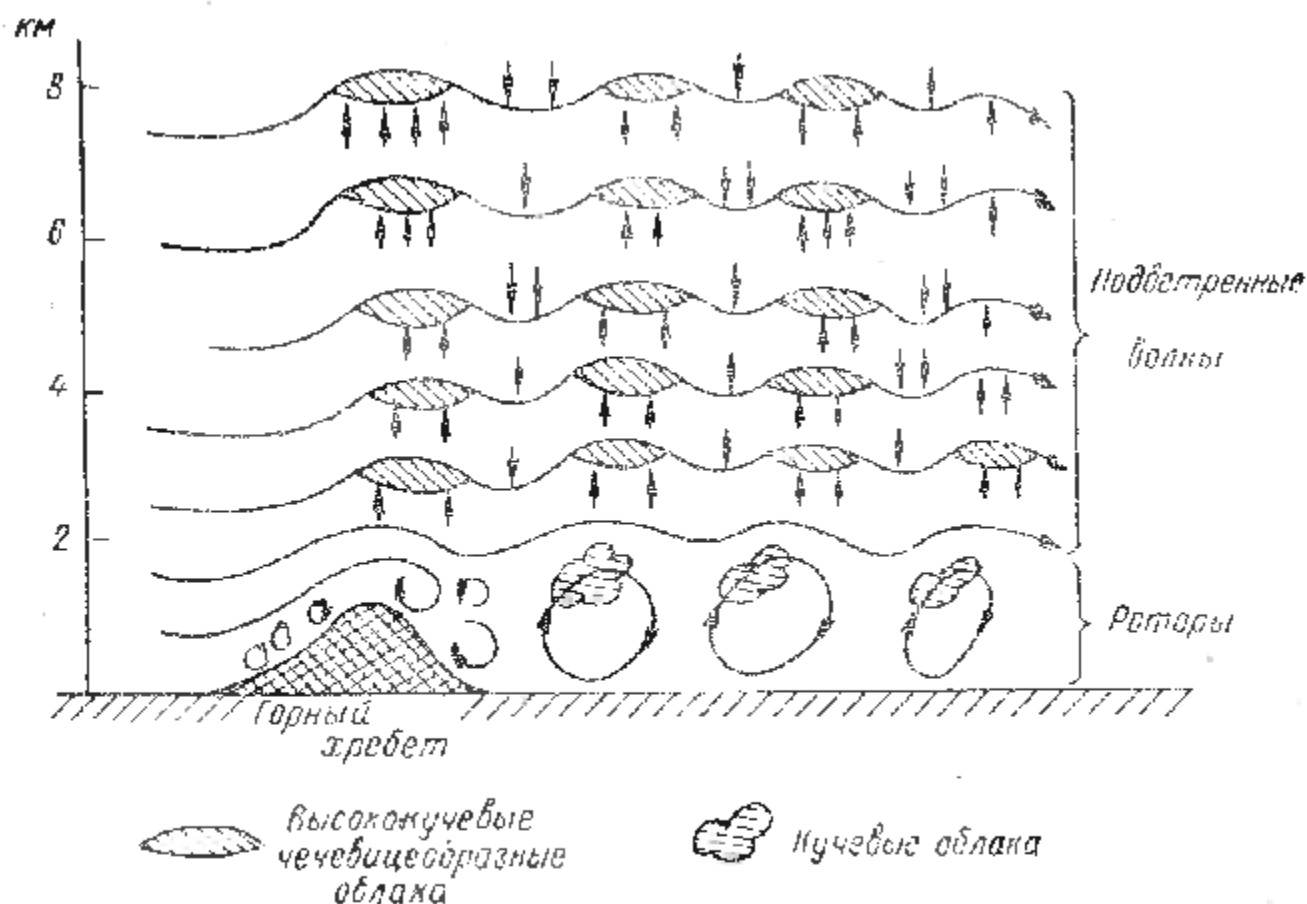


Рис. 97. Подветренные волны над горами

лагаются в виде нескольких (чаще трех) параллельных хребту полос.

Если над хребтом в слое толщиной 4—5 км наблюдается усиливающийся с высотой ветер, перпендикулярный хребту, а термическая статификация атмосферы устойчивая (имеет место слой инверсии, изотермии или слабого падения температуры с высотой), то на подветренной стороне выше хребта образуются подветренные волны, называемые иногда стоячими или горными волнами (рис. 97). Образованию таких волн также благоприятствует наличие у хребта крутых склонов.

Стоячими волны называются вследствие того, что их вершины и долины находятся на одном месте по отношению к хребту, а воздушные частицы как бы бегут сквозь них¹. Длина таких волн может быть от 5 до 50 км, амплитуда — 100—150 м. Распространяются они в атмосфере на высоту, в несколько раз (4—5 и более) превышающую высоту хребта и могут наблюдаться во всей толще тропосферы, а иногда и распространяться в нижнюю стратосферу. Обычно наблюдается несколько гребней стоячих волн.

При достаточной влажности воздуха в гребнях волн образуются малоподвижные гряды облаков, параллельно хребту, чаще это

¹ Здесь понятие «стоячие волны» отлчно от понятия, принятого в физике, где стоячие волны являются волнами с неподвижными узлами и колеблющимися пучностями.

чечевицеобразные облака с характерной зализанной поверхностью. Такие облака могут наблюдаться в несколько ярусов — один ярус над другим.

При полете в зоне стоячих волн возникает циклическая болтанка самолета (напоминает удары волн о быстро идущей катер), вызываемая чередующимися восходящими и нисходящими движениями воздуха в гребнях и долинах волн (вертикальные скорости в этом случае могут достигать 10—12 м/сек). Наиболее тяжелые условия полета наблюдаются в коротких волнах с большой амплитудой. В мировой авиационной практике известны случаи аварий скоростных самолетов, вызванные действием циклической болтанки в подветренных волнах.

В области образования подветренных волн наблюдаются резкие колебания атмосферного давления. Вследствие этого показания барометрического высотомера часто оказываются ненадежными. Так, при полетах отмечались ошибки в определении высоты до 300 м и даже 750 м.

Оценка и прогноз атмосферной турбулентности

Определение вероятных турбулентных зон, вызывающих болтанку самолетов, по данным наблюдений АМСГ затруднительно, поэтому крайне необходимой является регулярная информация (по радио и устно) экипажей рейсовых самолетов о встречах в полете с очагами болтанки.

На АМСГ зоны турбулентности могут определяться по наблюдаемым вертикальным градиентам температуры γ и градиентам скорости ветра. Данные об этих градиентах могут быть получены в результате зондирования атмосферы, сняты с аэрологических диаграмм, определены по вертикальным размерам атмосферы или картам абсолютной топографии (АТ). Зоны наиболее вероятной турбулентности в атмосфере наблюдаются там, где вертикальный температурный градиент близок к $1^\circ/100$ м или бывает большим.

Турбулентность может быть также в тех слоях, где наблюдается вертикальный градиент (перепад) скорости ветра, равный 1,5 м/сек (5 км/ч) и более на 100 м высоты, и горизонтальный градиент, равный 3 м/сек (11 км/ч) и более на 100 км расстояния.

Особенно опасная турбулентность бывает там, где вертикальный градиент скорости ветра наблюдается от 3 м/сек (11 км/ч) и более на 100 м высоты, а горизонтальный — от 6 м/сек (22 км/ч) и более на 100 км расстояния.

Зоны вероятной турбулентности могут быть обнаружены на высотных картах (картах АТ). Об этих картах и методике обнаружения по ним зон турбулентности см. в гл. XIII, § 2.

Проблема заблаговременного прогнозирования зон болтанки самолетов пока не решена. Обычно прогнозируются лишь условия, благоприятные развитию турбулентности, вызывающей болтанку самолетов. К таким условиям, например, относятся: атмосферные

Таблица 7

Интенсивность болтанки	Наблюдаемое приращение перегрузки Δn	Характеристика поведения самолета при болтанке	Характеристика комфорта пассажиров
Слабая болтанка	$\pm 0,2 g$	Отдельные легкие вздрагивания самолета	При длительном действии вызывает неприятные ощущения у отдельных пассажиров
Умеренная болтанка	$\pm 0,5 g$	Частые толчки, связанные с покачиванием самолета и изменением высоты, но не вызывающие затруднений в пилотировании самолета. Наблюдаются заметные колебания стрелок индикаторов в пилотажных приборах: вариометра и указателя скорости. Установившийся режим полета сохраняется	Вызывает неприятные ощущения у значительной части пассажиров и затрудняет ходьбу в самолете
Сильная болтанка	$\pm 1,0 g$	Резкие вздрагивания и отдельные броски самолета, сопровождающиеся большими и частыми кренами и рысканьем. Изменение высоты, частые и резкие перегрузки затрудняют использование автопилота. Отмечается неустойчивая работа вариометра и указателя скорости. Установившийся режим полета нарушается по высоте и курсу При больших отрицательных перегрузках ощущается невесомость, а при положительных, наоборот, сильное прижатие к креслу	Незакрепленные предметы начинают смещаться. Ходжение по самолету может вызвать ушибы пассажиров. Необходимо пристегивание пассажиров ремнями
Штормовая или очень сильная болтанка	$\pm 1,1 g$	Исключительно резкие броски самолета, сопровождающиеся большими перегрузками, сильно прижимающими или отрывающими от кресла. Полет происходит с большими отклонениями по высоте и курсу, нарушается установившийся режим полета. Показания вариометра и указателя скорости сильно искажаются. Положение самолета в пространстве определяется средним положением планки авиагоризонта. Ухудшается управляемость самолета. Неправильным действием пилота может быть создан режим по скорости, опасный для прочности самолета	Тяжело переносится большинством пассажиров, вызывает болезненные явления и утомляет экипаж Вызывает отделение кресел и зависание на ремнях, а при положительных перегрузках: затяжное прижатие к креслам. В случае непристегивания ремней пассажиры могут получить травмы и сильные ушибы головы. Резкие и большие перегрузки вызывают у подавляющего большинства пассажиров болезненные явления

фронты, струйные течения, неустойчивость воздуха, характер воздушных потоков, тропопавзы и т. д.

В настоящее время в ряде стран ведутся работы по созданию самолетных установок для обнаружения зон турбулентности в полете.

Оценка интенсивности болтанки

Для оценки интенсивности болтанки рекомендуется шкала, приведенная в табл. 7.

Контрольные вопросы

1. Какие погодные условия ухудшают видимость? Какие из этих условий являются наиболее опасными?
2. Что понимается под дымкой, туманом и мглой?
3. При каких условиях возникают радиационные туманы и их особенности летом и зимой?
4. Что собой представляют адвективные туманы; их опасность для авиации?
5. С каким атмосферным фронтом чаще всего связан фронтальный туман; каковы особенности фронтального тумана?
6. Как возникают туманы испарения и туманы при сильных морозах?
7. За какими метеорологическими элементами необходимо следить для ориентировочного определения возможности возникновения тумана?
8. При каких условиях и с помощью каких методов возможно искусственное рассеяние тумана?
9. При каких условиях могут возникать пыльные бури, сильно ухудшающие видимость?
10. Какие мероприятия рекомендуются при видимости на аэродроме, близкой к минимальной?
11. Какое влияние оказывает обледенение на эксплуатацию летательных аппаратов?
12. Какие существуют причины обледенения?
13. Виды отлагающегося льда на поверхности самолета.
14. Что такое интенсивность обледенения и от каких условий она зависит?
15. Как влияет скорость на интенсивность обледенения и форму отлагающегося льда?
16. В каких облаках наблюдается наибольшая вероятность обледенения?
17. Каковы особенности обледенения различных типов самолетов и вертолетов?
18. Какие рекомендации предусмотрены руководящими документами при полетах в условиях обледенения?
19. Каким образом производится оценка вероятности обледенения по документам метеослужбы?
20. Что собой представляет гололед и какова его опасность для авиации?
21. С какими облаками связано возникновение грозных явлений?
22. Какие стадии в своем развитии проходит грозное облако?
23. Какие опасные явления наблюдаются в грозном облаке над и под ним в стадии максимального развития?
24. Что представляют собой смерч и зона шквалов?
25. Как разделяются электрические заряды в грозном облаке и где наблюдается зона максимального количества молний?
26. Каковы особенности развития гроз?
27. Каким образом обнаруживаются и предсказываются грозы?
28. Что собой представляет карта облаков и осадков? Какие условные обозначения приняты для этой карты?

29. Какие рекомендации предусмотрены в руководствах для обеспечения безопасности полетов в зоне грозных явлений?

30. Как влияет атмосферная турбулентность на летящий самолет?

31. При каких атмосферных условиях наблюдается самая опасная штормовая болтанка?

32. Какие атмосферные процессы порождают турбулентность, вызывающую болтанку самолета?

33. Какое влияние оказывает на полет орографическая турбулентность?

34. Что собой представляют роторы и стоячие волны?

35. По каким признакам определяется наличие турбулентных зон в атмосфере?

36. Как описывается интенсивность болтанки самолета?

Глава X

ОЦЕНКА МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ В ПОЛЕТЕ И МЕСТНЫЕ ПРИЗНАКИ ПОГОДЫ

§ 1. ОБЩИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ

Знание метеорологической обстановки, понимание ее физической сущности и умение сделать правильную оценку погодных условий является одним из важных факторов обеспечения безопасности полета.

Одним из наиболее «наглядных» метеоэлементов, по которому можно судить о проявлениях фактической и ожидаемой погоды, являются облака. По ним можно оценить характер воздушной массы, атмосферного фронта. Кроме того, каждой форме облаков свойственны различные явления, оказывающие влияние на производство полетов. Например, в летних кучево-дождевых облаках наблюдаются мощные вертикальные воздушные потоки, сопровождающиеся сильными порывами и беспорядочной турбулентностью, встречается крупный град, молнии; в слоистых облаках при отрицательных температурах происходит обледенение самолета; облачные полосы на больших высотах свидетельствуют о наличии там сильных ветровых потоков — струйных течений и т. д.

Однако для более детальной оценки обстановки недостаточно только одних наблюдений за облаками. Дополнительно следует учитывать температуру, ветер, видимость, оптические явления. Так, характер изменения температуры с высотой дает представление о степени устойчивости атмосферы, позволяет определить наличие слоев инверсий, судить о высоте тропопаузы. Горизонтальные изменения температуры позволяют определить наличие атмосферных фронтов и связанных с ними струйных течений.

Наблюдения за направлением ветра позволяют у земли судить о приближении атмосферного фронта. При полетах на больших высотах по сносу самолета можно сделать заключение о положении самолета относительно струйного течения. По прозрачности атмосферы, ее видимости можно судить, откуда движется воздуш-

ная масса (например, воздух из Арктики имеет исключительную прозрачность и видимость, а воздух, идущий из засушливых районов, бывает сильно запылен и имеет пониженную видимость). Круги вокруг Солнца и Луны свидетельствуют о постепенном ухудшении погоды в связи с наличием фронтальных облаков с повышенной влажностью.

Только непрерывные наблюдения за метеорообстановкой как на земле, так и в полете позволяют сделать правильные выводы о ее характере и будущих изменениях.

Следует иметь в виду, что погодные условия зачастую могут усложняться или ослабляться благодаря местным условиям — из-за рельефа местности, окружающей растительности, наличия водоемов, болот, промышленных объектов. Кроме того, большое значение имеет время суток и года. Например, неустойчивая воздушная масса летним днем может характеризоваться кучевой, мощнокучевой и кучево-дождевой облачностью, грозами с ливневыми осадками, а ночью этот же воздух, охлаждаясь снизу от подстилающей поверхности, может стать устойчивой массой с появлением в нижнем (приземном) слое инверсии, а под ней туманов или низких слоистых облаков. Неустойчивая воздушная масса в холодное полугодие характеризуется менее мощными кучево-дождевыми облаками, сопровождающимися снежными зарядами (ливневыми снегопадами).

Местные и сезонные особенности следует знать и обязательно учитывать при оценке метеорологической обстановки в каждом конкретном районе и случае.

При визуальной оценке метеорологической обстановки следует обращать внимание на общие погодные признаки, свойственные той или другой воздушной массе или атмосферному фронту, а уж затем анализировать детали, уточняющие обстановку.

§ 2. ПОЛЕТ В ОДНОРОДНОЙ ВОЗДУШНОЙ МАССЕ

В подавляющем большинстве случаев полеты протекают в однородной воздушной массе, так как она простирается на несколько тысяч километров, а атмосферные фронты хотя по своей протяженности и бывают значительными, однако занимают сравнительно узкие зоны, шириной от десятков до нескольких сотен километров.

Совершенно различные метеорологические условия наблюдаются при полете в устойчивой и неустойчивой воздушных массах. Первая над континентом наблюдается наиболее часто в холодную половину года, вторая — в теплую (над морем наоборот). Устойчивая воздушная масса в летнее время может также наблюдаться и в ночное время.

Характерным признаком устойчивой воздушной массы (рис. 98) является облачность слоистых и слоисто-кучевых форм, располагающаяся преимущественно в нижнем ярусе на высотах менее 300 м. Облачность, как правило, лежит под слоями инверсии и



Рис. 98. Характер погоды в устойчивой увлажненной воздушной массе (пример)

имеет вертикальную мощность порядка 200—600 м, лишь иногда достигая 800—1000 м. Наихудшие погодные условия для полета наблюдаются под облаками в слое от земли до их нижней границы. Здесь всегда ухудшена видимость и могут встретиться морозящие осадки (морозящий дождь или мелкий снег), дымки и туманы. Иногда туманы могут сливаться с облаками. В облаках и под ними в случае выпадения переохлажденной мороси (при отрицательных температурах) может встретиться обледенение, особенно сильное у верхней границы облаков — под инверсией или в зоне переохлажденной мороси.

Кроме того, у верхней кромки облаков может наблюдаться слабая болтанка, связанная с образованием небольших волновых колебаний инверсионного слоя.

Полет в устойчивой воздушной массе выше облаков обычно протекает спокойно в условиях хорошей видимости, ясного неба или небольшой облачности верхнего или среднего яруса.

При необходимости пробивать облака вниз по внешнему виду их верхней кромки можно судить о высоте нижней границы. Если верхняя граница облачности имеет ровную, иногда слегка волни-

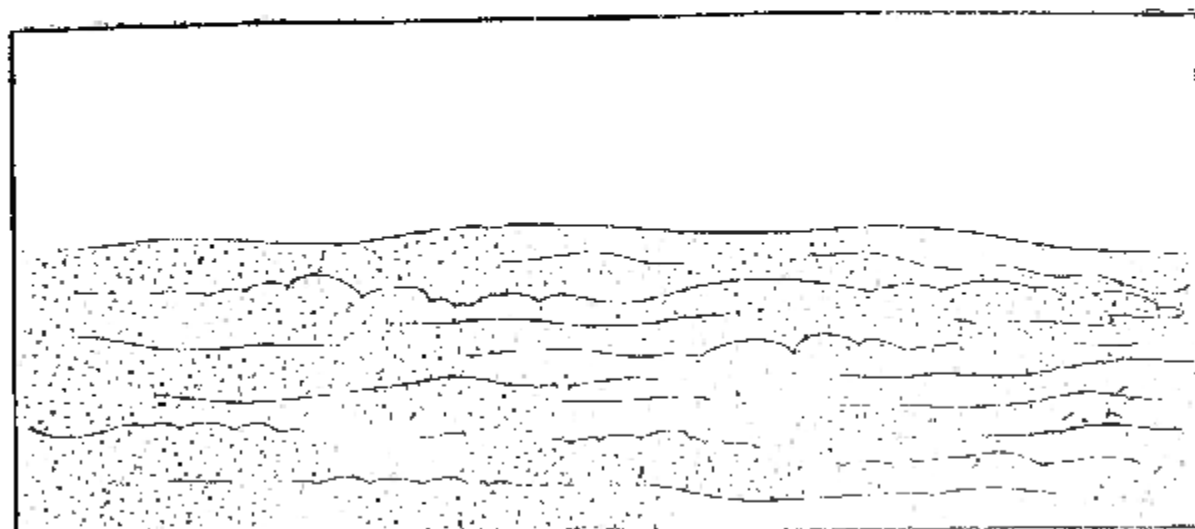


Рис. 99. Ровная верхняя кромка облаков нижнего яруса

стую поверхность (рис. 99), вполне вероятно, что ее нижняя граница простирается до земли или имеет небольшую высоту от земли; если же поверхность облачности бугристая с отдельными выступающими вершинами, что говорит о значительной турбулентности в нижнем подоблачном слое (рис. 100), ее нижняя граница лежит на высоте не менее 200—300 м от земной поверхности.

Если при полете над облаками на облачной поверхности наблюдается тень от самолета, окруженная радужными кольцами (глория), то облака имеют небольшую вертикальную мощность.

При пробивании облаков устойчивой воздушной массы снизу вверх плотность облачности увеличивается к ее верхней границе, где видимость в среднем составляет около нескольких десятков метров. Приближение самолета к верхней кромке можно определить по начинающейся небольшой болтанке.

Признаком устойчивой воздушной массы является также характерное небольшое понижение температуры с подъемом на высоту (2—4° на 1 км подъема) или ее повышение в нижних слоях атмосферы и ровный, без порывов, ветер.

При небольшой влажности в устойчивой воздушной массе может наблюдаться ясная погода с пониженной видимостью (вследствие скопления частиц пыли в приземном слое из-за отсутствия турбулентности).

Неустойчивую воздушную массу в полете можно определить по облакам кучевообразных форм (рис. 101), таким, как кучевые, мощно-кучевые, кучево-дождевые и высоко-кучевые (башенковидные и хлопьевидные). Эти облака, как правило, полностью не закрывают всего неба, а как бы равномерно разбросаны по всему небосводу с видимыми между ними просветами. По внешнему виду облаков можно судить о степени неустойчивости воздушной массы: чем мощнее облака, тем более неустойчива воздушная масса.

В неустойчивой воздушной массе видимость, как правило, хорошая, туманы отсутствуют, полет сопровождается болтанкой как

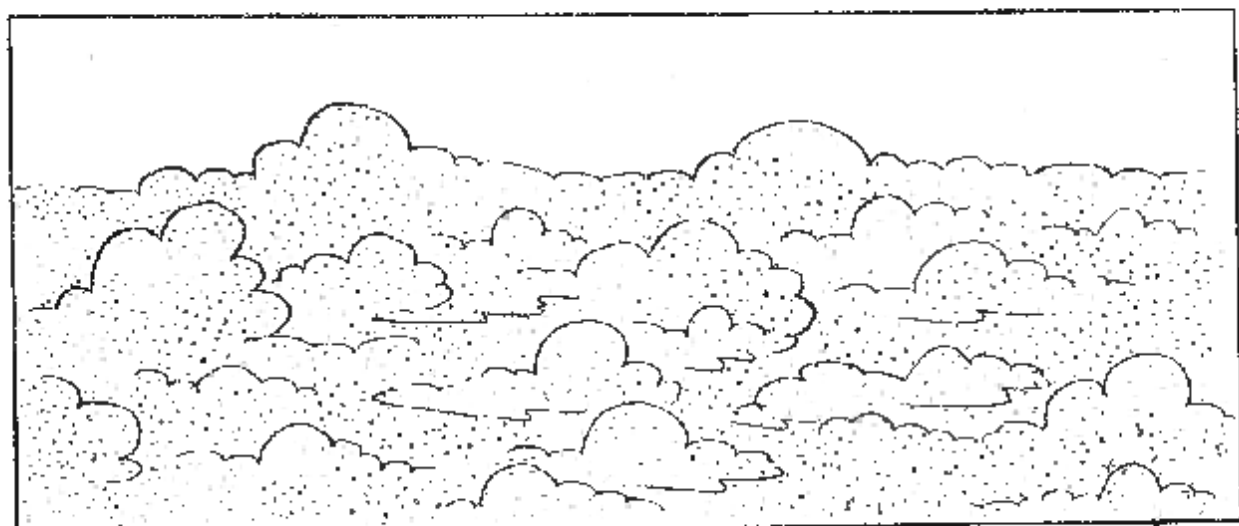


Рис. 100. Бугристая верхняя кромка облаков нижнего яруса

в облаках, так и под и между ними. Температура с высотой падает примерно на $8-10^{\circ}\text{C}$ на каждый километр подъема. Нижняя граница кучевых облаков обычно располагается на высоте 1000 — 1500 м, их вертикальная мощность достигает 1000 — 2000 м.

Опасность для полетов представляют мощно-кучевые и особенно кучево-дождевые (грозовые) облака. Мощно-кучевые облака сильно развиты вверх и напоминают горы с хаотически нагроможденными белыми куполами. Нижняя граница этих облаков располагается на высоте 600—1000 м, вертикальная мощность их достигает 4—5 км.

Наибольшую опасность для полетов представляют кучево-дождевые (грозовые) облака (см. рис. 85). В полете их легко можно различить по вершинам, имеющим вид гигантской метлы (наковальни), состоящей из перистых и перисто-слоистых облаков. Под облаком хорошо видны темные полосы выпадающих ливневых осадков.

Неустойчивая воздушная масса над континентом наиболее часто может встречаться летом и в дневное время (над морем — ночью) в размытых областях повышенного давления. Однако в тыловой части циклонов при вторжениях холодного воздуха на более теплую подстилающую поверхность (сушу или море) неустойчивость воздушной массы может встретиться в любое время года. В этом случае наблюдается мощно-кучевая и кучево-дождевая облачность, резко меняющаяся по количеству (рис. 102), сопровождающаяся кратковременными осадками в виде крупнокапельного дождя или снега крупными хлопьями (снежные заряды).

При полете в неустойчивой воздушной массе на средних высотах можно иногда встретить высоко-кучевые башенковидные и

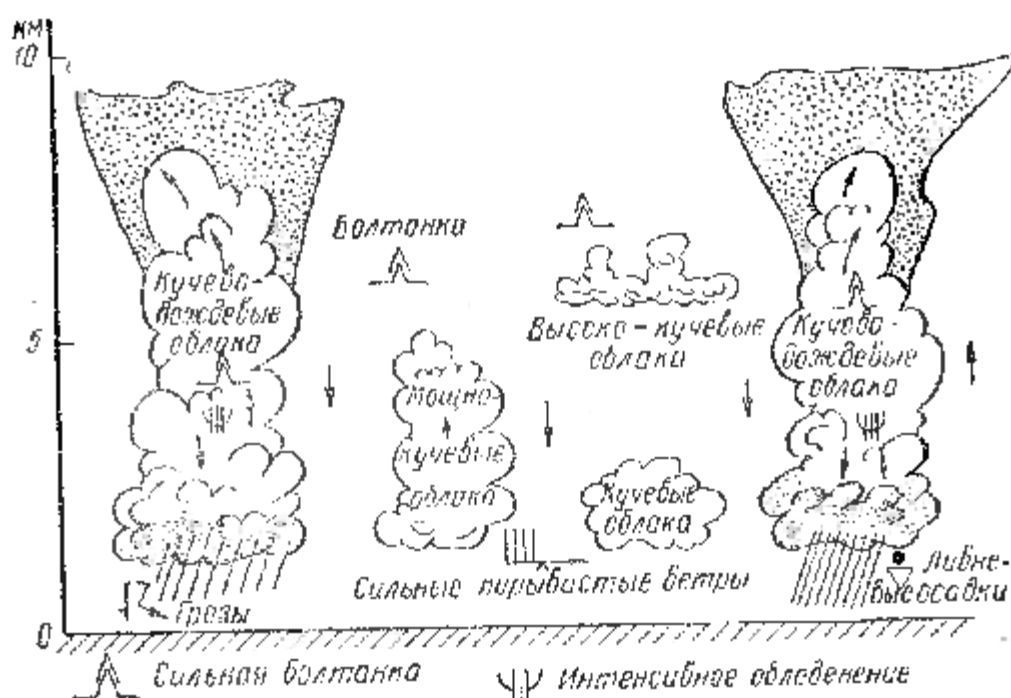


Рис. 101. Характерные облака и явления в неустойчивой воздушной массе

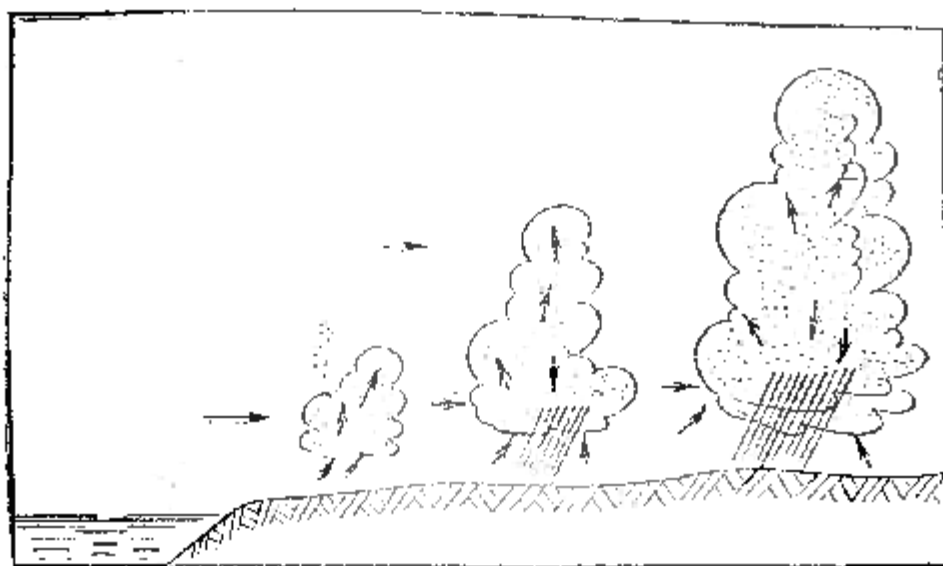


Рис. 102. Характер облаков при вторжениях холодного воздуха на теплую подстилающую поверхность (пример)

хлопьевидные облака, располагающиеся на высотах 2000—6000 м. Их появление в утренние часы является признаком возможной грозы в дневное время, при этом чем больше отдельные банешки или хлопья облаков, тем по времени ближе гроза.

Наиболее благоприятные условия полета в неустойчивой воздушной массе наблюдаются выше вершин кучевообразных облаков или в широких пространствах между ними, при этом во избежание встречи с сильной болтанкой, разрядами молний кучево-дождевые облака следует обходить стороной на удалении от них не менее 10 км.

В условиях пустынной или полупустынной местности при малой влажности, даже при сильной конвекции в неустойчивой воздушной массе могут отсутствовать облака, однако наблюдаются сильные вертикальные токи, вызывающие болтанку и броски самолета.

§ 3. ПОЛЕТ В ЗОНАХ АТМОСФЕРНЫХ ФРОНТОВ

Сложные, а зачастую и опасные условия погоды наблюдаются при полете в зонах атмосферных фронтов и при их пересечении. При пересечении фронтов, как правило, происходит резкое изменение метеорологических элементов. С фронтами связаны мощные облачные системы, обширные зоны осадков, обледенение, сильные грозы и турбулентность, вызывающая болтанку самолетов. Фронты наиболее интенсивны в центральной части циклонов (в радиусе до 500 км) и менее опасны на их периферии.

Атмосферные фронты в большинстве случаев характеризуются наиболее сложными для авиации условиями погоды. Горизонтальная протяженность фронтов бывает значительной — до нескольких тысяч километров. Ширина фронтальной зоны зависит от типа фронта и может колебаться от нескольких десятков километров (холодный фронт) до нескольких сотен километров (теплый фронт). Вертикальная мощность облачности фронтов может до-

стигать 5—10 км (в холодное полугодие меньше, в теплое — больше), а верхняя кромка облаков может простирается до тропопавзы.

В полете приближение теплого фронта (см. рис. 56) можно установить по встречной характерной облачной системе. Впереди фронта за 600—700 км от него (а иногда и более) на высотах 6—12 км наблюдается перистая и перисто-слоистая облачность. Иногда эта облачность может быть расчленена зоной сильных ветров (струйным течением) на отдельные облачные полосы. По мере приближения самолета к фронту облачность все больше уплотняется и понижается. На средних высотах (2—6 км) наблюдаются высоко-слоистые облака, вначале просвечивающиеся, затем более плотные. По мере приближения к фронту высоко-слоистые облака, снижаясь, переходят в слоисто-дождевые, из которых выпадают обложные осадки. Ширина зоны осадков достигает 300—400 км (уже — летом, шире — зимой). В этой зоне под слоисто-дождевыми облаками наблюдаются разорванно-дождевые облака, нижняя граница которых располагается на высоте 50—100 м, а передко может опускаться и до самой земли, сливаясь с широкой полосой предфронтального тумана.

Верхняя граница основной облачной системы теплого фронта (высоко-слоистые и слоисто-дождевые облака) располагается на высоте 4—5 км. Она почти горизонтальна и имеет вид застывшего моря. Выше этих облаков лежат перисто-слоистые и перистые облака, которые простираются вверх до самой тропопавзы. Иногда эти облака бывают отделены от основной облачной системы теплого фронта безоблачной прослойкой, имеющей большую вертикальную протяженность (несколько километров).

Большая протяженность, ширина и вертикальная мощность облаков теплого фронта усложняет полеты через его облачную систему. В ней при отрицательных температурах (от 0 до -20°C) может встретиться обледенение самолетов. В холодную половину года, когда у земли наблюдается температура около 0°C , иногда из слоисто-дождевых облаков выпадает переохлажденный дождь. Полет в зоне такого дождя всегда сопровождается сильным обледенением самолета.

В летнее время на теплом фронте (особенно в циклонах, приходящих с юга) могут встречаться отдельные очаги кучево-дождевых облаков, сопровождающиеся ливнями и грозами (часто в ночное время). Эти облака, как правило, замаскированы основной фронтальной облачностью. При полете в однообразной слоисто-дождевой облачности теплого фронта встреча с ними может быть неожиданной. При полете выше облачности теплого фронта вершины кучево-дождевых облаков иногда значительно выступают над основным облачным массивом.

В жарких и сухих местностях (пустыни и полупустыни) на теплом фронте можно встретить лишь облака верхнего и среднего яруса без выпадающих осадков. При полетах в горных районах

следует иметь в виду, что на наветренной стороне гор теплый фронт сильно обостряется, здесь на нем могут возникать грозовые очаги. На подветренной стороне гор он несколько размывается, восстанавливаясь лишь на некотором удалении от горного хребта.

Таким образом, при наличии на маршруте теплого фронта, пилот может встретить мощную облачную систему, сильно развитую по горизонтали и вертикали, угрозу обледенения в облачном слое с температурами от 0 до -20°C , а иногда и очаги гроз.

Наиболее благоприятные условия для полетов наблюдаются или выше облаков, или при наличии безоблачных прослоек — в этих прослойках.

Холодный фронт (см. рис. 60–63) в полете удастся обнаружить на сравнительно небольшом расстоянии от него — за несколько десятков, реже одной-двух сотен километров. В теплос полугодие ночью приближение к фронту можно определить по вспыхивающим на нем зарницам, в дневное время при полете навстречу фронту — по несущимся навстречу самолету высоко-кучевым (обычно чечевицеобразным) облакам, за которыми небо быстро покрывается пеленой перистых и перисто-слоистых облаков, представляющих сомкнутые вершины (наковальни) фронтальных кучево-дождевых облаков. С приближением к фронту видна стена мощных кучево-дождевых облаков, под которыми наблюдаются полосы ливневых осадков или вал низких, темных, разлохмаченных облаков (шквальный ворот) с рваным нижним краем.

Кучево-дождевые фронтальные облака располагаются непрерывной цепью, простираясь вдоль фронта на сотни километров в длину, и захватывают полосу шириной от нескольких до 20–40 км. Облака сильно развиты по вертикали и нередко достигают своими вершинами-наковальнями тропопаузы. У быстродвижущегося холодного фронта наковальни располагаются впереди приземной линии фронта и вытянуты по направлению движения его. У медленно движущегося располагаются за линией фронта и вытянуты в сторону, откуда смещается фронт.

Фронтальная облачность в средних и верхних ярусах в отдельных местах имеет просветы, что позволяет при необходимости использовать их для пересечения фронта. Нижняя граница кучево-дождевых фронтальных облаков обычно находится на высоте 300–400 м, а в зоне осадков опускается до 100–200 м, сливаясь с низкими подфронтальными разорванно-дождевыми облаками.

В кучево-дождевых облаках имеют место сильные восходящие и нисходящие потоки со скоростью до 25–30 м/сек вверх и до 15 м/сек вниз и сильными порывами до 12–14 м/сек, вызывающими штормовую болтанку и вертикальные броски самолета. В зоне отрицательных температур на всех высотах происходит сильное обледенение. В облаках могут встречаться крупные осадки в виде града, дождя и снега. У земли холодный фронт сопровождается ливневыми осадками и шквалистыми ветрами, достигающими иногда ураганной силы.

Таким образом, при встрече холодного фронта сложные условия погоды встречаются от земли до верхней границы облаков.

В теплую половину года кучево-дождевые фронтальные облака зачастую сопровождаются грозами и почти всегда развиваются до тропопаузы (высота 10—12 км). Наибольшую опасность они представляют во вторую половину дня, а иногда и в начале ночи, особенно если теплый воздух впереди фронта неустойчив.

В холодную половину года фронтальная облачность бывает ниже и достигает всего лишь 4—6 км высоты, при этом вдоль фронта из облаков выпадают ливневые снегопады, сопровождающиеся сильными ветрами, вызывающими метели.

Холодный фронт обостряется у наветренной стороны горного хребта. При полете к фронту с тыловой его части, в случае если впереди находится быстродвижущийся холодный фронт (II рода), облака вырисовываются темной неровной стеной; если впереди медленно движущийся холодный фронт (I рода), облачная система несколько меняется. В верхнем ярусе наблюдаются перистые и перисто-слоистые облака, затем в среднем — высоко-слоистые, слоисто-дождевые и, наконец, в нижнем — основание мощных кучево-дождевых облаков (см. рис. 60 и 61).

Облачная система в этом случае напоминает облачность теплого фронта, расположенную в обратном порядке. Однако ширина облачной системы почти в 2 раза уже облачности теплого фронта, вследствие чего облачные формы сменяются быстро. Слоисто-дождевые облака маскируют мощные кучево-дождевые, и при полете через фронт в облаках последние могут встретиться неожиданно.

При встрече на маршруте фронтов окклюдзий могут наблюдаться самые различные метеорологические условия, зависящие от характера этих фронтов и стадии их развития. Вообще все фронты окклюдзий характеризуются многоярусной облачностью с безоблачными прослойками. Облака представляют собой комбинированную систему различных форм, главным образом слоистообразных, среди которых наблюдаются гряды кучево-дождевых облаков (см. рис. 66—69), нередко сопровождающиеся грозовыми явлениями.

При полете навстречу фронту окклюдзии вначале наблюдаются слоистообразные облака (перистые, перисто-слоистые, высоко-слоистые, слоисто-дождевые), сразу же переходящие в кучево-дождевые. Полет происходит вначале как бы в условиях теплого фронта, затем сразу в зоне холодного. На теплом фронте окклюдзии преобладают слоистообразные облака, на холодном фронте окклюдзии — кучевообразные. В обоих случаях обложные осадки чередуются с ливневыми.

Вторичные холодные фронты по своему характеру напоминают обычные холодные фронты (см. рис. 70). Однако вертикальное развитие облаков на вторичном фронте бывает меньшим (вершины облаков редко достигают больших высот). Летом они зачастую сопровождаются грозами, зимой — снежными зарядами (кратковременными сильными снегопадами).

§ 4. ОЦЕНКА МЕТЕООБСТАНОВКИ ПО МЕСТНЫМ ПРИЗНАКАМ

Иногда летному составу самому, без помощи метеоспециалистов, приходится решать вопрос о характере фактической и ожидаемой метеорологической обстановки. Чаще всего такие проблемы возникают у пилотов авиации специального применения, оторванных на долгий период от авиаметеорологических станций. В этом случае большое значение приобретает умение оценить метеорологическую обстановку по местным признакам. Под местными признаками понимаются явления погоды, наблюдать за которыми можно в данном пункте как с помощью приборов, так и без них. Эти наблюдаемые явления позволяют в общем виде делать заключение об атмосферных процессах, происходящих в небольшом районе вокруг пункта, и предвидеть погоду для него на срок до 6—12 ч.

В качестве местных признаков прежде всего используются наблюдения за облаками. Изменение с течением времени формы, высоты, количества облаков, направления и скорости их движения является хорошим признаком наступающего изменения погоды, так как позволяет судить о господствующих на высотах воздушных течениях, перемещении циклонов и связанных с ними фронтов. Но для уточнения и предсказания погоды по местным признакам одних указанных наблюдений недостаточно. Наряду с наблюдением за облаками нужно следить и за изменением атмосферного давления и температуры, а также за направлением и скоростью ветра. Нельзя оставлять без внимания и такие необычные явления на небе, как световой круг вокруг Солнца и Луны, а также цвет зари по вечерам.

Только все эти признаки, взятые вместе, помогут более правильно предвидеть изменения погоды на ближайшее время.

Признаки ухудшения погоды

1. На небе появляется широкий фронт перистых облаков в виде нитей, перьев, часто с коготками, переход их в перисто-слоистые облака, которые в виде очень тонкой белесоватой пелены постепенно затягивают все небо. При наличии этих облаков вокруг Солнца и Луны наблюдается большой радужный круг (гало). Дальнейшее уплотнение перисто-слоистых облаков и переход их в высоко-слоистые, имеющие вид плотной сероватой пелены, через которую Солнце и Луна видны в виде размытого светлого пятна. Появление еще более плотных темно-серых низких слоисто-дождевых облаков, из которых начинается дождь.

2. Понижение давления воздуха, нарастающее с течением времени.

3. Усиление ветра независимо от времени суток и изменение его направления по часовой стрелке.

4. Нарушение нормального суточного хода температуры.

5. Красный цвет вечерней зари, особенно если накануне зоря была оранжевой (красный цвет зоря имеет вследствие увеличения водяного пара в воздухе).

Указанные 1—5 признаки свидетельствуют о приближении теплого фронта или фронтов окклюзии.

6. Быстро движущиеся высоко-кучевые (часто чечевицеобразные) или перисто-кучевые облака. Появление и быстрое распространение пелены перистых и перисто-слоистых облаков, на фоне которых у горизонта видна цепь кучво-дождевых облаков.

7. Поворот ветра по часовой стрелке с усилением.

8. Падение давления.

Признаки 6—8 являются характерным для приближающихся холодных фронтов.

9. Появление в утренние часы высоко-кучевых облаков типа башенковидных и хлопьевидных свидетельствует о сильной неустойчивости воздуха. Указанные разновидности являются признаком вероятного развития кучво-дождевых облаков и гроз в дневное время. При этом чем крупнее хлопья и больше облачные башенки, тем ближе по времени следует ожидать грозу.

10. Появление с раннего утра кучевых облаков и их быстрый рост вверх и вширь говорит о том, что в дневное время будет наблюдаться грозовое состояние.

11. Чем больше влажность (упругость водяного пара в миллибарах) при высоких температурах воздуха, тем вероятнее развитие неустойчивости воздуха и гроз.

12. При наличии разбросанных по небу плотных перистых облаков, высокой температуре и большой влажности у земли возможно образование днем кучво-дождевых облаков с грозами и выпадением ливневых осадков.

Признаки 9—12 характерны для неустойчивых воздушных масс, при полетах в которых наблюдаются болтанка, броски самолета и встречаются грозы.

13. Влажность воздуха составляет 85—100%. Дефицит точки росы равен или менее 2°.

14. Ветер мало изменяет свое направление, чаще всего южной четверти (ЮВ, Ю, ЮЗ).

15. Низкое давление мало изменяется или понижается в течение суток.

16. Температура довольно постоянная с малой суточной изменчивостью, зимой — относительно высокая, летом — умеренная.

Признаки 13—16 характерны для устойчивой воздушной массы с пониженной высотой облаков и видимостью.

Признаки улучшения погоды

1. Переход ветра к северным направлениям (чаще СЗ, С) и его ослабление при наступившем похолодании и устойчивом росте атмосферного давления.

2. Улучшение освещенности сплошного покрова облаков при одновременном устойчивом повышении давления.

3. Образование в конце пасмурного дня полосы безоблачного голубого неба на западе. Вечерняя заря светло-красная или оранжевая.

4. Уменьшение влажности (упругости водяного пара в миллибарах) по сравнению с предыдущим днем.

5. Продолжающееся повышение атмосферного давления.

Контрольные вопросы

1. Какие метеорологические элементы наиболее наглядно дают представление о метеорологической обстановке?

2. Что следует учитывать при оценке метеорологической обстановки в каждом конкретном районе и случае?

3. Каковы характерные особенности метеорологической обстановки, свойственные устойчивой воздушной массе?

4. Каковы характерные особенности метеорологической обстановки, свойственные неустойчивой воздушной массе?

5. Какие характерные метеорологические условия встречаются при полете через теплый, холодный фронты и через фронты окклюзий?

6. Какие местные признаки свидетельствуют об ожидаемом ухудшении и улучшении погоды?

Глава XI

КАРТЫ ПОГОДЫ И ИХ АНАЛИЗ

§ 1. ВИДЫ ПРИЗЕМНЫХ КАРТ ПОГОДЫ

Как указывалось в гл. VIII, § 1, с помощью синоптических карт можно анализировать и оценивать атмосферные процессы, происходящие над большими участками земного шара. В этом случае на бланк географической карты с помощью метеорологического кода КН-01 условными знаками, а также цифрами наносятся результаты одновременных наблюдений метеостанций за погодой.

Приземные синоптические карты подразделяются на основные и кольцевые¹. Основные карты охватывают большую территорию (порядка 4—5 тыс. км в меридиональном и широтном направлениях) и составляются за основные сроки метеорологических наблюдений: 3, 9, 15 и 21 ч московского декретного времени или 0, 6, 12 и 18 ч гринвичского времени. Масштаб основных карт принят 1: 15 000 000 (в 1 см 150 км).

Кольцевые карты (кольцовки) составляются по данным метеорологических наблюдений в промежуточные или дополнительные сроки. Они охватывают ограниченную территорию (порядка не-

¹ Синоптическими картами являются также и высотные (аэрологические) карты погоды (карты барической топографии), а также вспомогательные карты (тропопаузы, максимальных ветров, облаков и осадков и др.).

скольких областей). Масштаб карт — 1:5 000 000 или 1:2 500 000 (в 1 см 50 или 25 км).

В Гидрометеоцентре СССР (Москва) составляются карты всего Северного полушария, а также всего земного шара.

§ 2. ОБРАБОТКА И АНАЛИЗ КАРТ ПОГОДЫ

Приземные синоптические карты после нанесения на них метеорологических данных, закодированных кодом КН-01, обрабатываются, а затем анализируются синоптиком авиаметеостанции.

Обработка включает следующие операции:

на карте проводятся изобары (линии одинакового давления) через 5 мб, а иногда через 2,5 мб; проводятся изотенденции (линии одинаковой барической тенденции) через 1 или 2 мб;






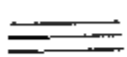
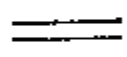






Явления погоды	Обозначения	Цвет на картах
Обложные осадки		Зеленый
Осадки местами		Зеленый
Ливневые осадки		Зеленый
Морозные осадки		Зеленый
Туманы сплошные		Желтый
Туманы местами		Желтый
Дымка		Желтый
Грозы		Зеленый на основной карте Красный на кольцевой карте
Метель		Зеленый на основной карте Красный на кольцевой карте
Пыльная буря		Желтый на основной карте Красный на кольцевой карте
Смерчи		Красный
Гололед		Зеленый на основной карте Красный на кольцевой карте
Мгла		Желтый

Рис. 103. Условные обозначения на картах погоды

выделяются барические центры: циклоны обозначаются буквой *H*, антициклоны — буквой *B*; области наибольшего падения давления обозначаются буквой *P*, наибольшего роста давления — буквой *P*;

цветными карандашами выделяются: зоны осадков (зеленым цветом), туманов (желтым цветом) и другие характеристики погоды (рис. 103);

цветными карандашами или черным цветом условными обозначениями проводятся линии атмосферных фронтов (рис. 104).

Анализ карты предусматривает:

определение характера воздушных масс (их термодинамические и географические особенности) и ожидаемое их преобразование;

определение типа фронтов, тенденцию их развития, направления и скорость перемещения, интересующих участков;

определение характера, направления и скорости перемещения барических образований.

Вид фронта	Обозначения на картах погоды	Обозначения на картах одноцветной печати
Теплый фронт	Красная линия	
Холодный фронт	Синяя линия	
Малоподвижный фронт	Красная линия Синяя линия	
Приземный или вторичный теплый фронт	Красный цвет	
Приземный или вторичный холодный фронт	Синий цвет	
Теплый фронт окклюзии	Лилловая линия	
Холодный фронт окклюзии	Лилловая линия	
Окклюзия без уточнения	Лилловая линия	

Рис. 104. Обозначения фронтов на картах погоды

Заключительной операцией обработки и анализа карты является прогноз погоды. Первая часть прогноза должна, основываясь на произведенном анализе, ответить на вопрос, что будет оказывать влияние на погоду интересуемого района, аэропорта, трассы (какая воздушная масса, фронт, барическая система) вторая часть должна осветить вопрос, какая ожидается погода. Таким образом, прогноз погоды составляется на основании прогноза синоптической обстановки.

Определение направления и скорости перемещения атмосферных фронтов, барических центров является наиболее трудной операцией, так как методы, применяемые для этого, не являются достаточно точными, что объясняется сложностью многих законов природы.

На аэрометеостанциях для определения направления и скорости перемещения барических центров и атмосферных фронтов чаще всего используется правило ведущего потока. Согласно этому правилу, указанные метеорологические объекты перемещаются в направлении и со скоростью (точнее — частью скорости) воздушного течения, наблюдаемого над ними в средней тропосфере на высотах 3–6 км. Это течение называют ведущим потоком. Практически ведущий поток (его направление и скорость) на аэрометеостанциях определяют по высотным картам (карты абсолютной топографии), о которых сказано в гл. XIII § 2.

Если над приземными барическими центрами нет ведущего потока (т. е. центр от земли до больших высот просматривается по картам над одним и тем же районом), то такие центры являются стационарными или малоподвижными.

Из других правил наиболее распространенными являются следующие:

циклон, имеющий хорошо выраженный теплый сектор, смещается в направлении изобар этого сектора, оставляя свой центр сле- ва (рис. 105);

центр циклона перемещается параллельно линии, соединяющей область наибольшего роста давления P в циклоне с областью наибольшего падения давления Π , в сторону падения давления (см. рис. 105);

антициклон перемещается в сторону наибольшего роста давления, наблюдающегося на его окраине.

Скорость и направление перемещения барических образований и атмосферных фронтов на ближайшие 6 ч. можно ориентировочно определять путем сравнения текущих карт погоды с прошедшими картами. В этом случае сравнивается положение барического центра

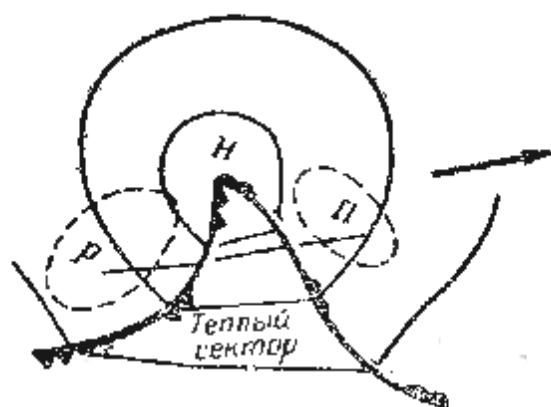


Рис. 105. Направление перемещения циклона

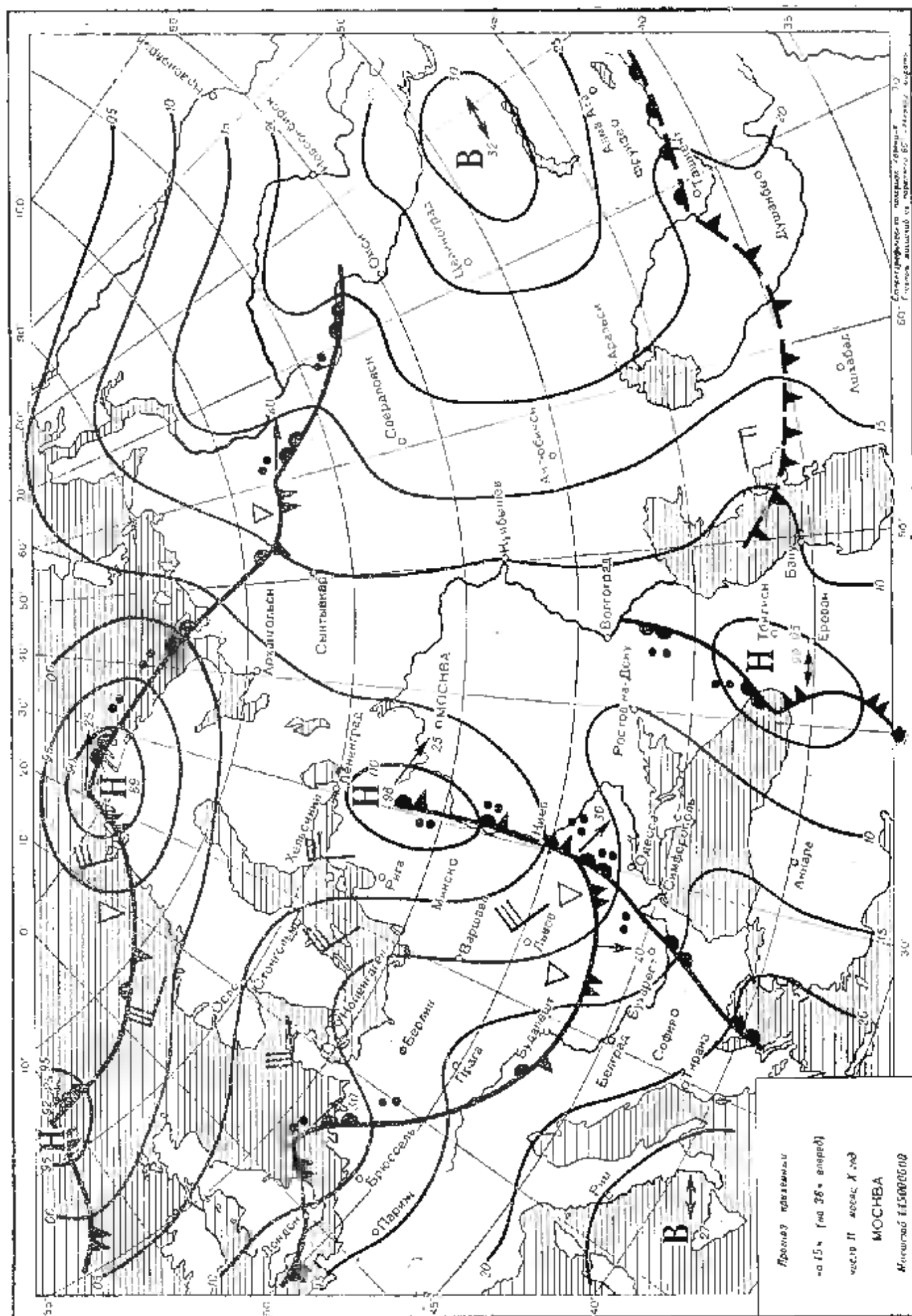


Рис. 106. Прогностическая карта погоды (на 15 и будущих суток)

(ложбины, гребня) или атмосферного фронта на данной карте с положением его на карте за прошедший срок. Определяется пройденный путь в километрах (по масштабу карты). Зная разницу в часах между сроком составления настоящей карты и карты, составленной за ближайший прошедший срок, можно найти скорость движения фронта (км/ч). С некоторым приближением предполагается, что эта скорость и направление движения сохраняется в ближайшие 6 ч такими же, какими они были в прошедшие часы.

§ 3. ПРОГНОСТИЧЕСКИЕ КАРТЫ ПОГОДЫ

Более точно направление и скорость перемещения барических систем и атмосферных фронтов рассчитывается в метеорологических центрах. Там эти данные наносятся на прогностические карты погоды, которые способом факсимиле¹ передаются на все АМСГ.

Прогностические карты погоды наносятся на чистый бланк синоптической карты. Эти карты заблаговременно рассчитываются на определенные сроки, например на 3 ч московского времени будущих суток (т. е. на 24 ч вперед) или на 15 ч московского времени будущих суток (т. е. на 36 ч вперед). На прогностических картах указывается ожидаемое положение изобар и барических центров. Изобары оцифровываются (рис. 106), а барические центры обозначаются буквами *Н* (циклоны) и *В* (антициклоны) с указанием рядом с буквой предполагаемого давления в центральной части барической системы.

Условными обозначениями наносится предполагаемое местоположение атмосферных фронтов и указываются символами метеорологического кода ожидаемые наиболее характерные условия погоды.

§ 4. ПРИМЕРЫ АНАЛИЗА КАРТ ПОГОДЫ

Для примерного анализа синоптической обстановки на рис. 107 и 108 приведены приземные карты погоды с различными метеорологическими условиями.

На карте за 9 ч 20 февраля (см. рис. 107) обширный окклюдированный циклон с центром у г. Калинин занимает почти всю европейскую территорию Советского Союза. От центра циклона на юго-восток тянется фронт окклюдии. Южнее г. Мичуринска наблюдается еще не окклюдированный теплый сектор циклона. Передняя часть этого сектора ограничена теплым фронтом, тыловая — холодным.

Над Скандинавским полуостровом наблюдается гребень повышенного давления.

С фронтами — теплым и окклюдией связаны широкие зоны низ-

¹ Способ факсимильной передачи может осуществляться по проводам или радио. Он позволяет на АМСГ, являющейся приемным пунктом, с помощью специальной аппаратуры получать точную копию любой карты погоды, передаваемой из метеорологического центра.

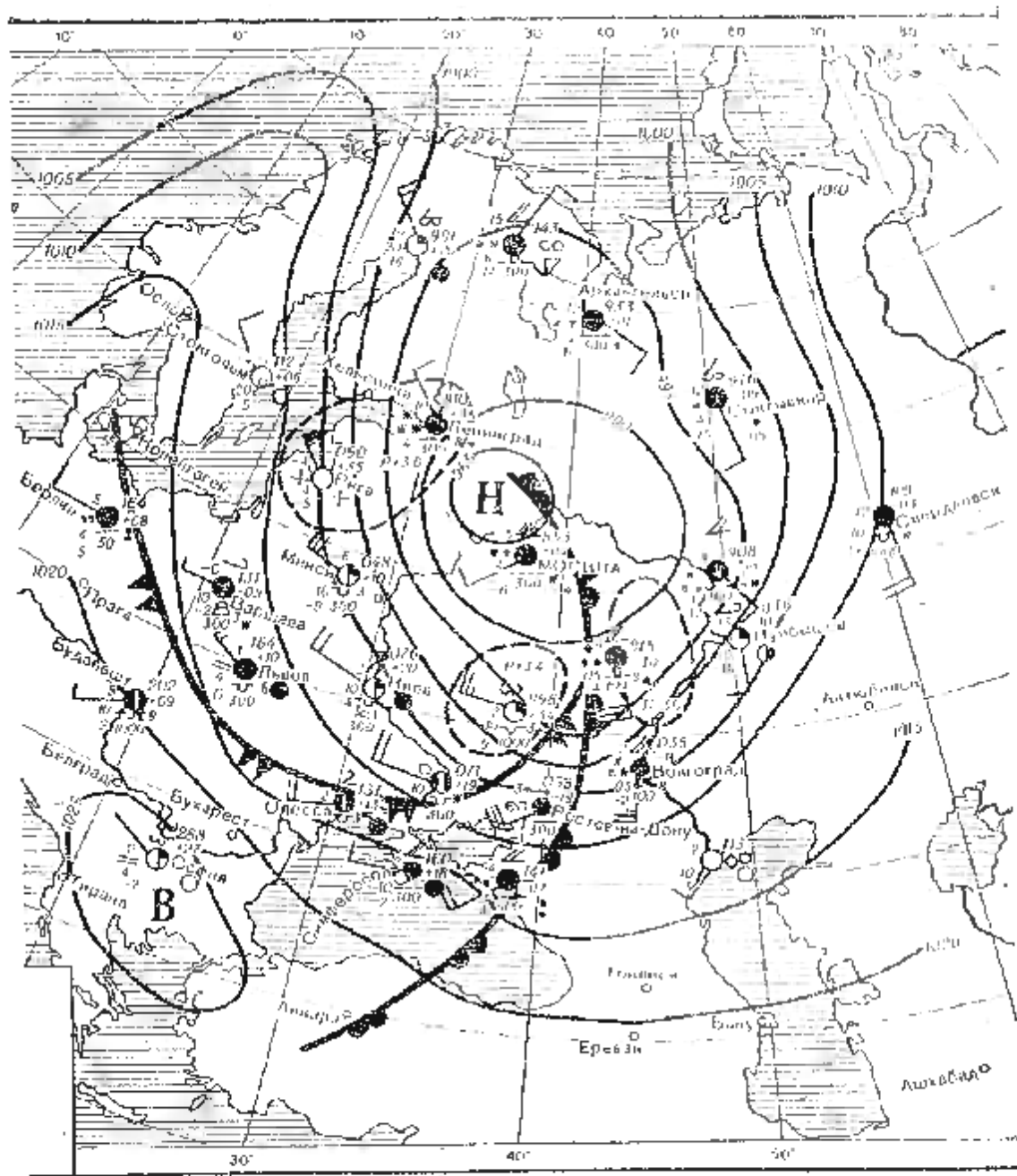


Рис. 107. Приземная карта погоды за 9 и 20 февраля

кой облачности, обложных осадков (снегопадов) и ухудшенной видимости.

В воздушной массе теплого сектора наблюдается положительные температуры, преобладает пасмурная погода, отмечаются гололеды (Ростов-на-Дону); в тылу циклона (Прибалтика, Северная Белоруссия) — порывистые ветры, местами метели.

Судя по расположению в циклоне области наибольшего роста давления $P+3,6$ (район Рига—Ленинград) и области наибольшего падения давления — $P-34$ (район Пензы), циклон будет перемещаться к юго-востоку.

В гребне над Скандинавией преобладает малооблачная холодная погода. Судя по наибольшему росту давления (см. вдоль изобары с давлением 1 000 мб — район: север Балтийского моря — Рига), гребень будет смещаться к востоку.

На карте за 15 и 17 сентября (см. рис. 108) обширный молодой циклон располагается над центральной Украиной. Теплый сектор этого циклона представляет собой сильно прогретый, сухой (что видно по температурам и дефициту точек росы) континентально-тропический воздух.

На теплом фронте, тянущемся от Киева на Казань, вследствие небольшой влажности теплого воздуха облачность не занимает широкой полосы и лишь у центра имеет ширину в несколько сотен километров (по нормальн от линии фронта); здесь же отмечаются и обложные осадки.

Вдоль холодного фронта наблюдаются отдельные очаги гроз и ливневых осадков. В теплом секторе преобладает малооблачная погода с сильными юго-восточными ветрами, вызывающими местами пыльные бури, ухудшающие видимость. Судя по изобарам в теплом

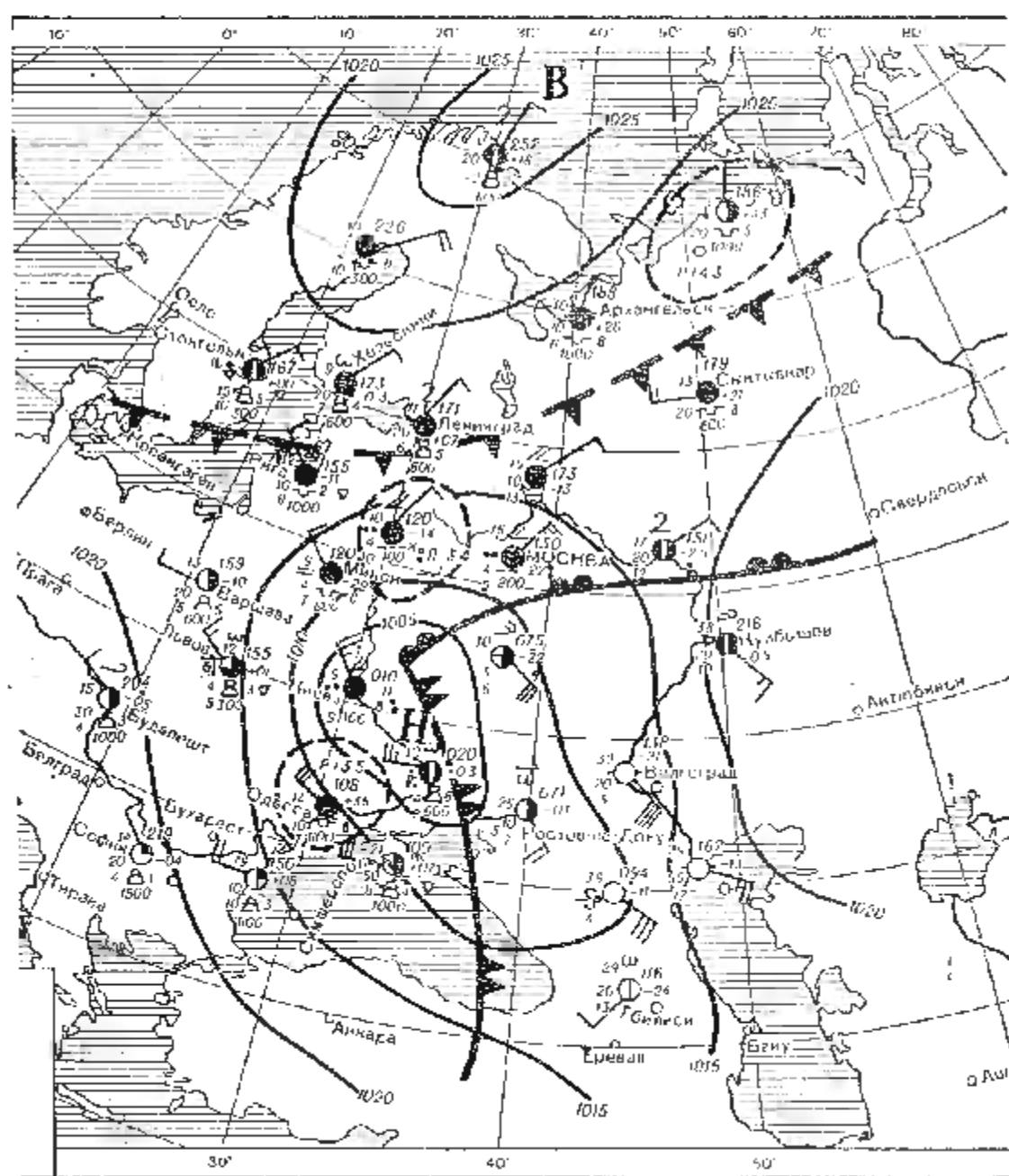


Рис. 108. Приземная карта погоды за 15 и 17 сентября

секторе, а также по расположению очагов максимального роста и падения давления, центр циклона будет смещаться к северу.

На севере европейской территории Советского Союза проходит вторичный холодный фронт, вдоль которого наблюдаются очаги кучево-дождевых облаков и местами ливневые осадки. В районе Мурманска располагается обширный антициклон, сформированный в холодном воздухе. Судя по максимальному росту давления (в районе восточнее Камина Носа), антициклон будет смещаться к востоку-юго-востоку.

Контрольные вопросы

1. Что такое основные и кольцевые карты погоды?
2. Какие операции включает обработка карты погоды?
3. Какие основные этапы предусматривает анализ карты?
4. Что собой представляет «правило ведущего потока». Как определяется ведущий поток?
5. Какие существуют дополнительные правила для определения перемещения центров циклона и антициклона?
6. Что собой представляют прогностические карты и каковы их возможности?

Глава XII

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПОЛЕТОВ НА БОЛЬШИХ ВЫСОТАХ

§ 1. ОБЩИЕ УСЛОВИЯ

Полеты на больших высотах происходят в верхней тропосфере и нижней стратосфере.

В верхней тропосфере могут наблюдаться различные формы облаков: вершины кучево-дождевых, перистые, перисто-кучевые, перисто-слоистые; встречаются сильные ветровые потоки, называемые струйными течениями; бывают зоны атмосферной турбулентности, вызывающие болтанку самолетов; иногда наблюдаются грозные явления и обледенение самолетов.

В нижней стратосфере облака, как правило, отсутствуют (лишь иногда из тропосферы туда могут проникать вершины сильно развитых кучево-дождевых облаков); в нижней стратосфере сильные ветры и турбулентность могут быть лишь у самой тропопаузы, с высотой они ослабевают и опасных явлений погоды не наблюдается. Однако в нижней стратосфере на выполнение полета могут оказывать влияние значительные горизонтальные изменения температуры¹, под влиянием которых изменится тяга двигателя (повыше-

¹ В нижней стратосфере температура с высотой не изменяется, но она претерпевает изменения в пространстве, т. е. бывает разной на одной и той же высоте над разными пунктами. Кроме того, температура в нижней стратосфере может изменяться во времени, т. е. быть различной в отдельные периоды.

ние температуры ведет к падению тяги двигателя, понижение — к увеличению).

Оба указанных слоя — верхняя тропосфера и нижняя стратосфера — разделяются тропопаузой, которая является как бы пограничным слоем, отделяющим более худшие условия погоды внизу — в тропосфере от более лучших — в стратосфере. Характер и положение тропопаузы в значительной степени определяют особенности метеорологических условий на больших высотах.

Тропопауза может иметь толщину от нескольких сотен метров до 2—3 км. Она бывает трех разновидностей:

1) представляет собой слой, где температура с высотой повышается (слой инверсии);

2) слой, где температура с высотой не изменяется (слой изотермии);

3) слой, где наблюдается небольшое понижение температуры порядка $0,1—0,3^{\circ}\text{C}$ на 100 м высоты.

Тропопауза является мощным задерживающим слоем воздуха и особенно в том случае, если она представляет собой слой инверсии.

Над большей частью земного шара тропопауза располагается сплошным слоем. Лишь у $30—40^{\circ}$ северной и южной широт она не всегда имеет четкую границу и может быть разорванной или сложной. Над полярными районами СССР высота тропопаузы может быть от 5 до 12 км, над средней частью СССР — от 5 до 15 км, над югом нашей территории — от 8 до 19 км. Тропопауза бывает ниже над областью, где располагается холодный воздух, и выше над теплой воздушной массой. Она понижается над циклонами и повышается над антициклонами. На изменение высоты тропопаузы оказывают влияние также и атмосферные фронты. При прохождении теплого фронта тропопауза повышается, достигая максимальной высоты после прохождения теплого фронта (рис. 109). При приближении холодного фронта тропопауза понижается и наиболее низкой бывает при прохождении холодного фронта (рис. 110).

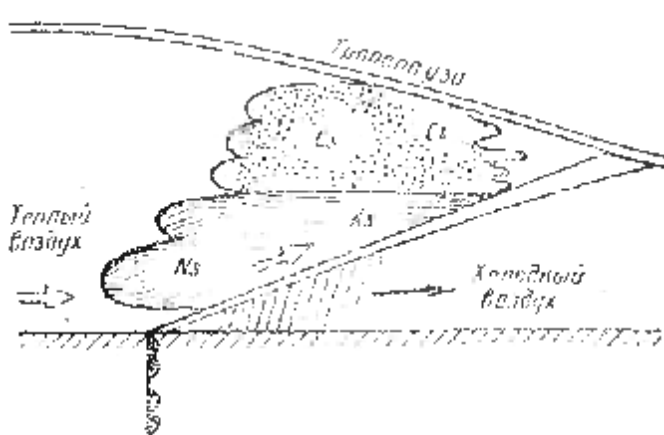


Рис. 109. Тропопауза над теплым фронтом

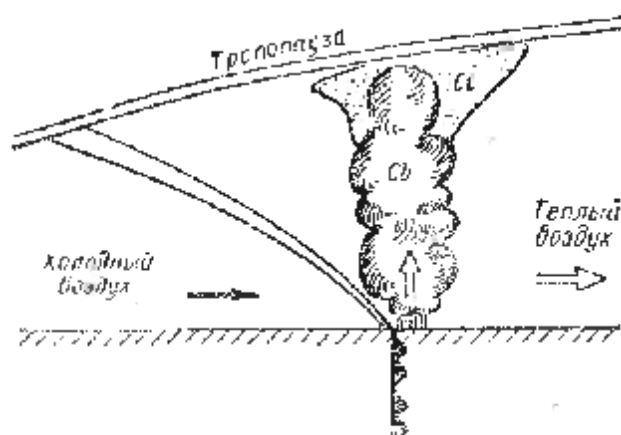


Рис. 110. Тропопауза над холодным фронтом

Вследствие неравномерного расположения отдельные участки тропопаузы имеют различный наклон. Если он превышает $\frac{1}{300}$ (например, $\frac{1}{100}$, $\frac{1}{200}$ и более) под такими участками, в случае сильных ветров могут появляться зоны значительной турбулентности воздуха, вызывающие болтанку самолетов¹. Иногда на тропопаузе могут возникать волновые колебания, при полете в которых самолет испытывает периодическую болтанку.

На авиаметеорологических станциях высота тропопаузы определяется по данным подъемов радиозондов². Пространственное положение ее изображается на картах тропопаузы, а положение вдоль маршрутов — на вертикальных разрезах атмосферы. На тех и других документах высота тропопаузы указывается относительно уровня моря.

На картах тропопаузы в пунктах, где производится радиозондирование, наносятся данные о высоте тропопаузы, или давление воздуха на данной высоте, температура воздуха, дефицит точки росы, направление и скорость самого сильного (максимального) ветра, ближайшего (по высоте) к тропопаузе. Кроме того, на некоторых картах тропопаузы дополнительно наносятся сведения и характер изменения температуры с высотой в слое тропопаузы. Все указанные данные наносятся согласно схеме и примеру, приведенным на рис. 111.

На карте тонкими черными линиями проводятся линии одинаковой высоты тропопаузы через каждый километр (например, 8, 9, 10 и т. д.) или вместо линий высоты проводятся изобары через 50 мб до значения давления в 250 мб и далее через 25 мб. Указан-

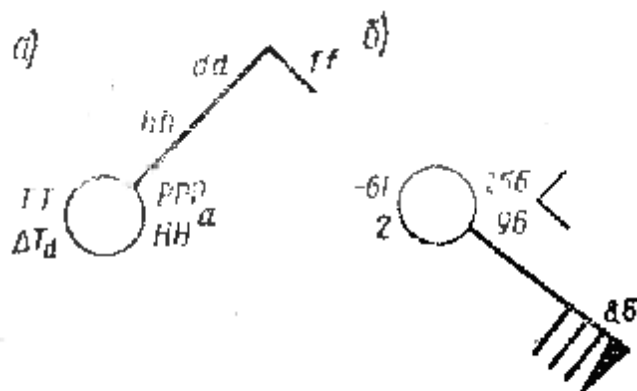


Рис. 111. Нанесение метеорологических данных на карту тропопаузы:

а — схема:

ТТ — температура воздуха на уровне тропопаузы; ΔT_d — дефицит точки росы; PPP — давление на уровне тропопаузы (мб); HH — высота тропопаузы (км — единицы и десятые доли); α — характер кризисной стратификации в зоне тропопаузы; dd — направление ветра с максимальной скоростью, ближайшего к тропопаузе (м/сек); hh — высота, где наблюдается максимальный ветер (км);

б — пример:

давление на уровне тропопаузы — 256 мб; температура — -61° ; дефицит точки росы 2° ; высота тропопаузы — 9,6 км; максимальный ветер, ближайший к тропопаузе, — юго-восточный 40 м/сек; наблюдается на высоте 8,6 км; характер изменения температуры (стратификация): вначале — падение, затем — рост

¹ Отношение $\frac{1}{300}$ означает, что на удалении 300 км от места пересечения

тропопаузы с горизонтальной плоскостью превышение тропопаузы над плоскостью составляет 1 км.

² Радиозонд представляет собой небольшой измерительный прибор, поднимаемый в атмосферу на свободно летящем резиновом шаре, наполненном водородом. С помощью радиозонда определяется температура, давление и влажность воздуха на разных высотах. Результаты этих измерений автоматически передаются по радио на землю.

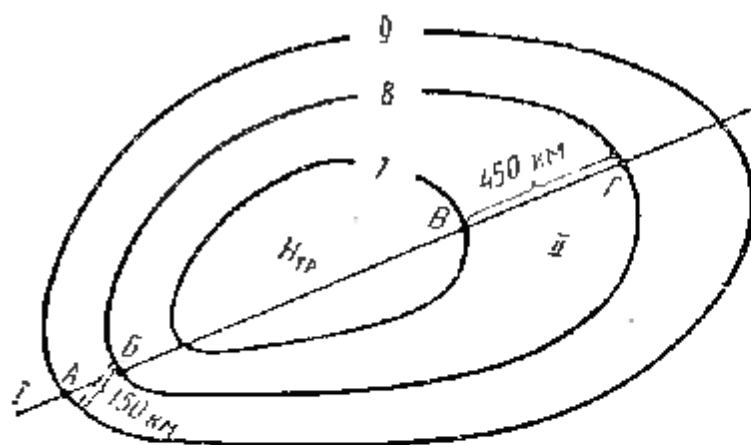


Рис. 112. Определение наклона тропопаузы с помощью карты тропопаузы

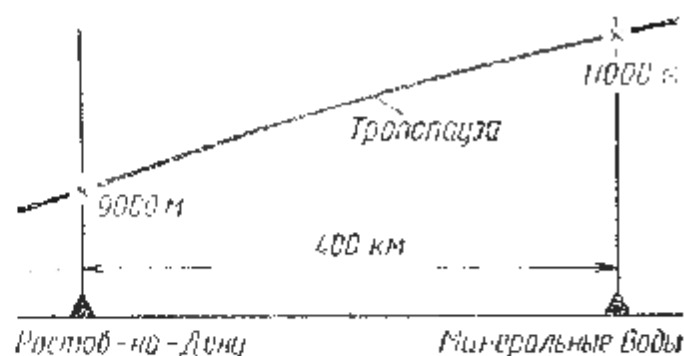


Рис. 113. Наклон тропопаузы на участке Ростов-на-Дону — Минеральные Воды (вертикальный разрез)

ные значения давления взяты из расчета, что 450 мб примерно соответствуют высоте тропопаузы в 6 км, 400 мб — 7 км, 350 мб — 8 км, 250 мб — 10 км, 225 мб — 11 км, 200 мб — 12 км, 175 мб — 13 км и т. д. Таким образом, каждая изобара соответствует как бы линиям одинаковых высот, проведенным через каждый километр.

Области самой высокой тропопаузы на карте обозначаются буквой $B_{тр}$, область самой низкой — буквой $H_{тр}$.

Чем гуще нанесены линии одинаковых высот (или изобар), тем круче наклон тропопаузы. Более точно наклон тропопаузы рассчитывается следующим образом. На интересующем участке маршрута между линиями одинаковой высоты тропопаузы (или изобарами) проводится перпендикуляр (рис. 112). Расстояние этого перпендикуляра, измеренное в масштабе карты, и будет являться знаменателем дроби, обозначающей наклон.

Пусть, например, на карте масштаба 1:15 000 000 (в 1 см 150 км) изображены линии одинаковой высоты тропопаузы, как показано на рис. 112. Требуется определить наклон тропопаузы на участках I и II. Строим перпендикуляр AB , на участке $BГ$ линия маршрута идет по перпендикуляру. Определяем длину отрезков. Пусть линия AB составляет 1 см, линия $BГ$ — 3 см. Согласно масштабу карты, 1 см = 150 км, 3 см = 450 км. Следовательно, наклон тропопаузы на участке I будет $\frac{1}{150}$, на участке II — $\frac{1}{450}$.

На вертикальных разрезах атмосферы¹ тропопауза изображается коричневой линией с указанием ее высоты. Для определения наклона участка тропопаузы, лежащего между двумя пунктами маршрута, следует от большей ее высоты отнять меньшую и полученную разность разделить на расстояние между взятыми пунктами. Оба измерения должны быть в одних единицах — метрах или километрах.

¹ Вертикальные разрезы атмосферы составляются на аэрометеостанциях, обеспечивающих полеты транспортных самолетов по общесоюзным трассам.

Пример. Определить наклон тропопаузы на участке маршрута Ростов-на-Дону — Минеральные Воды (рис. 113). Над Ростовом-на-Дону высота тропопаузы 9 000 м, над Минеральными Водами — 11 000 м. Расстояние между взятыми пунктами — 400 км. Разность высот тропопаузы составляет 11 000 — 9 000 = 2 000 м, или 2 км. Определяем наклон тропопаузы

$$\frac{2 : 2}{400 : 2} = \frac{1}{200}.$$

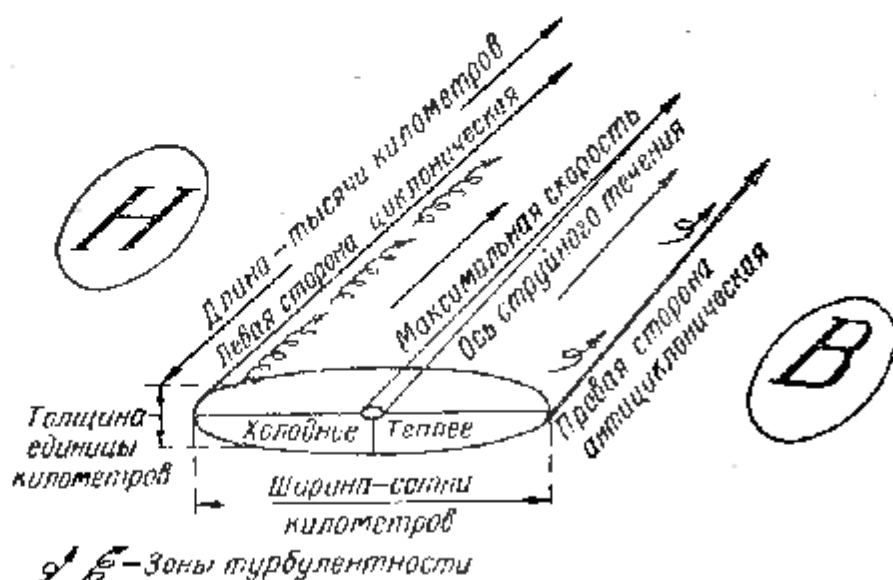
В полете тропопауза определяется по характеру изменения температуры и другим элементам. Признаками пересечения тропопаузы при наборе высоты является уменьшение или прекращение падения температуры с высотой или чаще всего ее повышение, резкое улучшение прозрачности воздуха при выходе из слоя тропопаузы в стратосферу, изменение цвета неба на более контрастный темный тон, исчезновение облаков и конденсационных следов за самолетом, иногда ослабление ветра и прекращение болтанки.

§ 2. СТРУЙНЫЕ ТЕЧЕНИЯ

Тропопауза оказывает существенное влияние на характер ветра, наблюдаемого на больших высотах. Под ее влиянием в верхней тропосфере, вдоль высотных фронтальных зон, зачастую возникают мощные ветровые потоки, характеризующиеся большими скоростями. Эти ветровые потоки называют струйными течениями.

За внешнюю границу струйного течения принята скорость ветра, равная 100 км/ч (30 м/сек). Наибольшие скорости наблюдаются в сердцевине течения, названной осью. Ось струйного течения всегда располагается под тропопаузой и бывает почти горизонтальной. В поперечном разрезе струйное течение представляет собой сильно сплюснутую (по горизонтали) гигантскую «трубу», размеры которой составляют: по вертикали — единицы, по ширине — сотни, по протяженности — тысячи километров (рис. 114).

Рис. 114. Схематическое изображение струйного течения:
Н — высотная циклоническая область;
В — высотная антициклоническая область



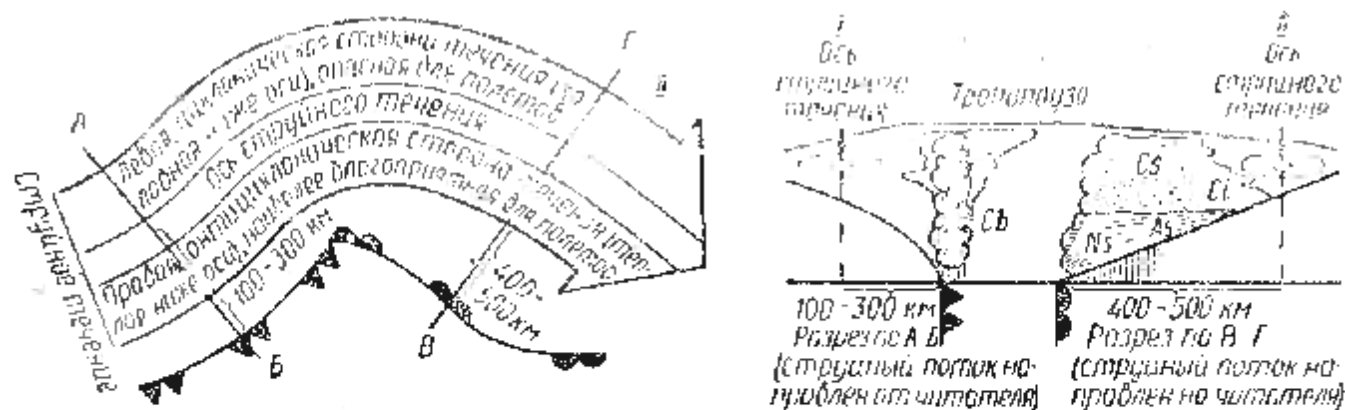


Рис. 115. Положение струйного течения относительно атмосферных фронтов

Максимальные скорости ветра на оси струйного течения над большей частью СССР достигают до 350 км/ч (над Чукоткой наблюдались до 550 км/ч); над Западной Европой и северной частью Атлантического океана — до 400 км/ч; над США до 500 км/ч; над Японией — до 700 км/ч.

Струйные течения в верхней тропосфере неразрывно связаны с главными атмосферными фронтами¹. Тропосферные струйные течения возникают, когда фронтальная поверхность главного атмосферного фронта простирается вплоть до тропопаузы, а воздушные массы, лежащие по обеим сторонам фронта, имеют большую разность температур порядка 8—10°С и более.

Струйные течения, возникающие на арктическом фронте, называют внетропическими, на полярном — субтропическими, на тропическом — экваториальными².

Внетропическим струйным течениям свойственна большая подвижность и подверженность всякого рода искривлениям. Эти течения наблюдаются над Европой и западной частью Азии между 50 и 60° с. ш., над восточной Азией между 40 и 50° с. ш.

Субтропические струйные течения менее изменчивы. Они имеют большую протяженность. Чаще всего эти течения встречаются зимой и в этот сезон они возникают между 25 и 35° с. ш., летом между 35 и 45° с. ш.

Экваториальные струйные течения летом наблюдаются в Северном полушарии у 10—20° с. ш., зимой они вместе с тропическим фронтом перемещаются в Южное полушарие. Этот тип струйных течений мало изучен.

Как указывалось в гл. VIII, отдельные участки любого главного фронта в зависимости от активности воздушных масс могут становиться теплым или холодным фронтом. По отношению к их приземному положению ось струйного течения располагается так, как показано на рис. 115. Она лежит впереди приземной линии

¹ Бессфронтальные струйные течения наблюдаются лишь в верхней стратосфере. Эти течения называются стратосферными струйными течениями.

² Указанная классификация не является общепринятой, но широко распространена. В литературе встречаются и другие классификации.

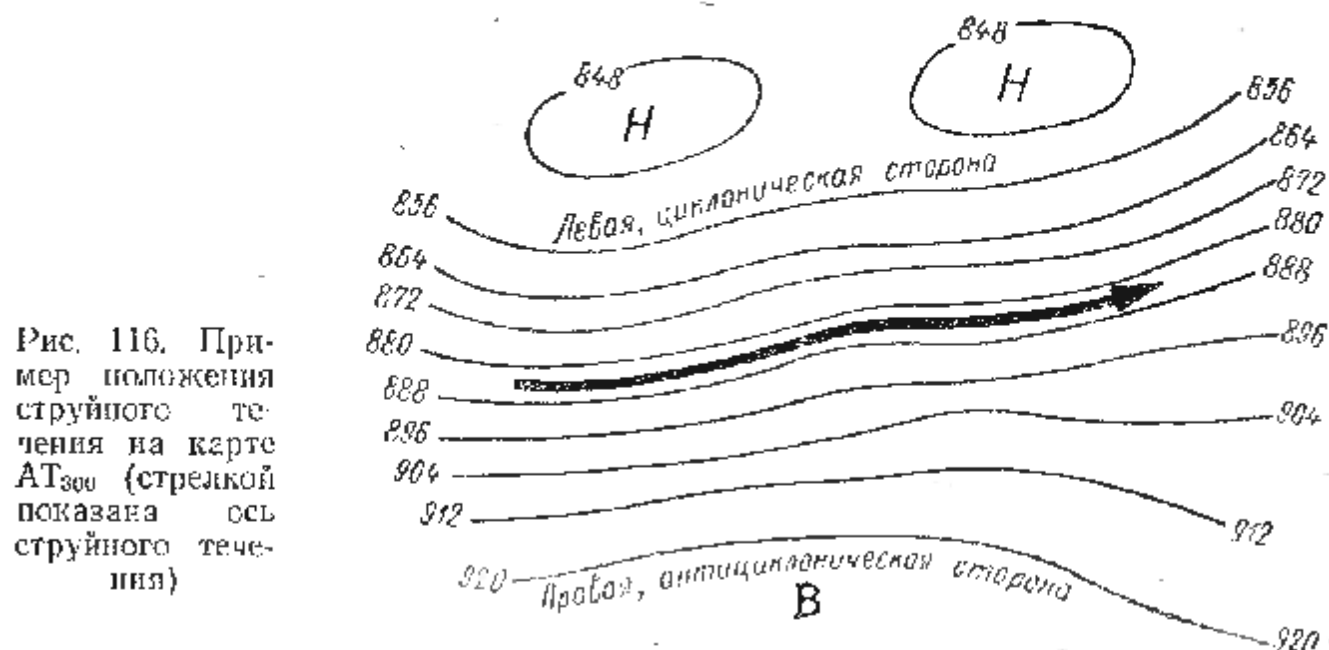
теплого фронта на расстоянии 400—500 км и позади линии холодного фронта на расстоянии 100—300 км. Перемещаются струйные течения вместе с атмосферными фронтами.

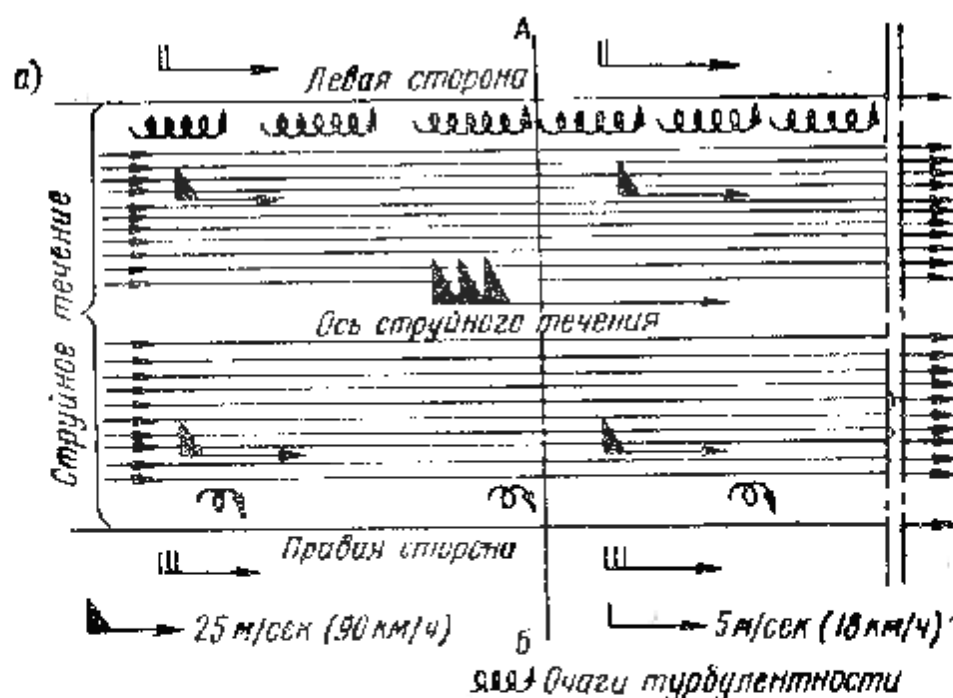
Левая сторона струйных течений (если смотреть по направлению ветрового потока) бывает более холодной и располагается вдоль высотной области пониженного давления (рис. 116). Называется она циклонической, или холодной. Правая сторона относительно теплее левой и располагается вдоль высотной области повышенного давления. Эту сторону называют антициклонической, или теплой.

На внешних границах струйного течения в связи с торможением струйного ветрового потока окружающим более спокойным воздухом наблюдаются большие градиенты (перепады) скорости ветра. Резкое изменение его скорости вызывает вихреобразование (рис. 117), т. е. возникновение турбулентных зон, вызывающих болтанку самолетов. Такие зоны бывают более интенсивны и опасны на левой (циклонической) стороне струйного течения, так как здесь торможение ветрового потока происходит под действием двух мощных задерживающих слоев — тропопавзы и фронтальной поверхности.

На правой антициклонической стороне струйного течения турбулентные зоны встречаются реже, чем на левой. Здесь болтанка самолетов, связанная с ними, бывает преимущественно слабой или умеренной.

Турбулентные зоны, связанные со струйными течениями и вызывающие болтанку самолетов, встречаются отдельными участками. Толщина зоны, где наблюдается сильная болтанка, чаще всего не превосходит 300—600 м, а ее протяженность — не более 60—80 км. Интенсивность и местоположение зон болтанки непрерыв-





б)

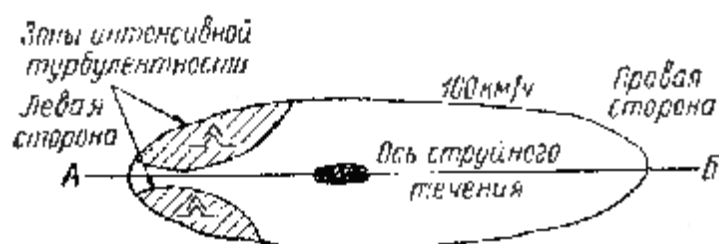


Рис. 117. Вихреобразование в струйном течении:

а — вид в плане; б — вертикальный разрез вдоль АБ

по изменяется. Над участками трассы (пунктами) они сохраняются не более 1—2 ч.

Указанные турбулентные зоны зачастую бывают при ясном небе. В области струйного течения облака наблюдаются не всегда. При наличии облаков они имеют вид отдельных полос (гряд; лент), вытянутых вдоль течения. Чаще всего эти облачные образования бывают в правой нижней части струйного течения (рис. 118) и представляют собой расчлененные облака фронта, с которыми связано струйное течение. При полетах в таких облаках наблюдается болтанка и броски самолета.

Струйное течение в полете может быть обнаружено по изменению угла сноса самолета и изменению температуры воздуха.

При горизонтальном полете и входе самолета в левую сторону струйного течения происходит довольно быстрый рост температуры (2—3°С и более на 100 км пути) и левый снос (рис. 119). При входе самолета в струйное течение с правой стороны температура понижается (1—2°С на 100 км) и наблюдается правый снос самолета. При полете вдоль струйного течения температура воздуха не изменяется, а лишь увеличивается (при попутном ветре) или уменьшается (при встречном ветре) путевая скорость.



Рис. 118. Облачные образования (Си гаф), типичные для струйного течения (вид с земли)

При попадании в зону болтанки, связанной со струйным течением, изменяют высоту полета на 300—400 м или уклоняются в сторону от маршрута на 50—70 км. Высоту полета рекомендуется изменять снижением, если полет происходит на высотах более 8 км, а на меньших высотах — уходом вверх. Уклоняться от маршрута наиболее безопасно на правую (антициклоническую) сторону струйного течения.

При предполетной оценке метеорологической обстановки по документам АМСГ для выяснения наличия и положения струйных течений следует знакомиться с картой максимальных ветров

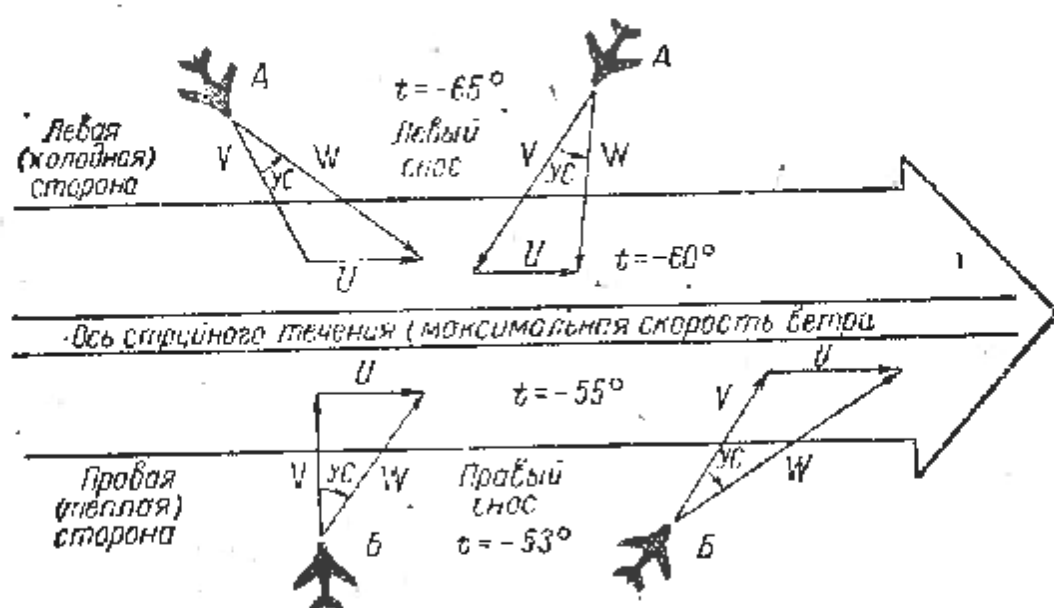


Рис. 119. Примеры изменения угла сноса (УС) и температуры t при пересечении струйного течения (вид в плане)

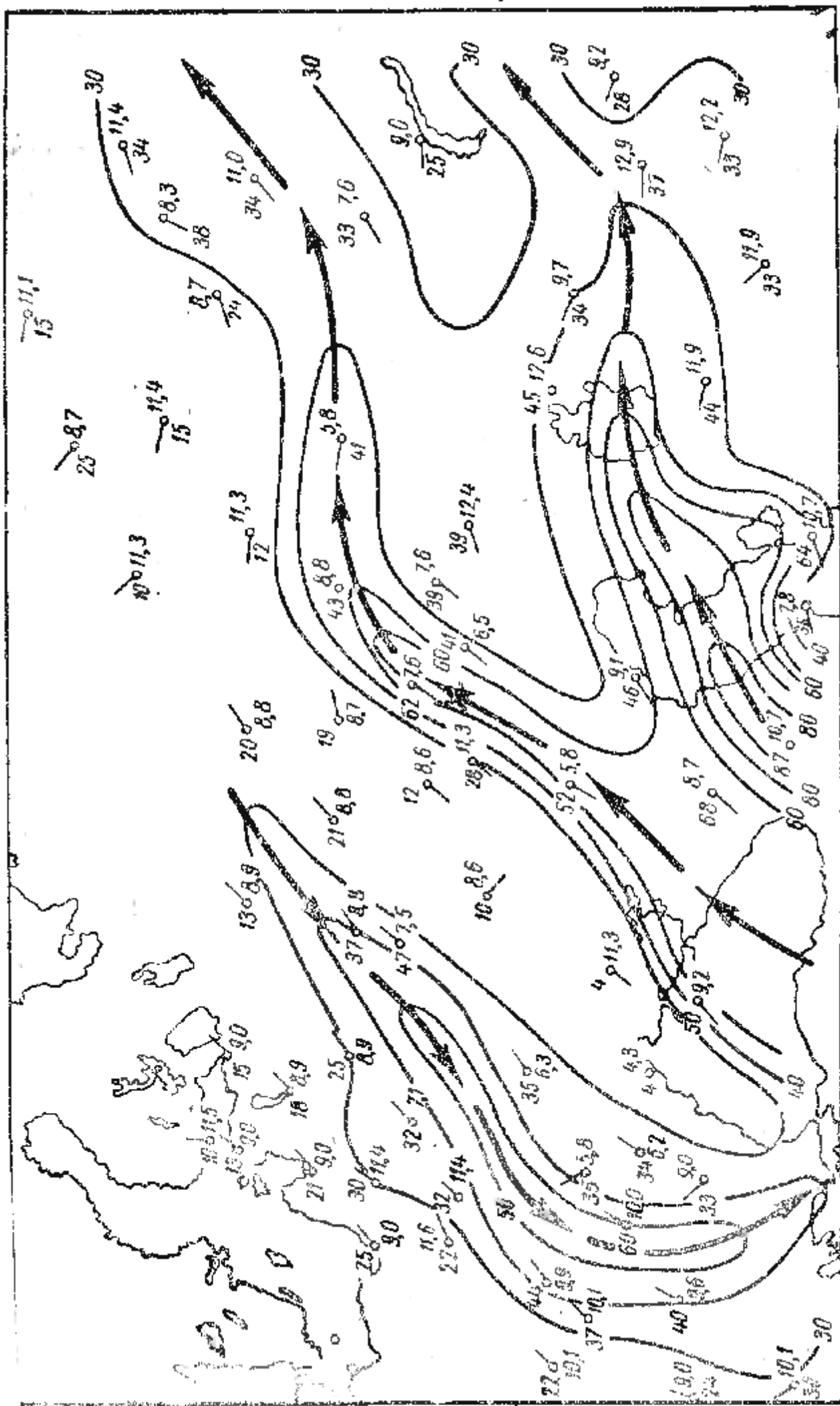
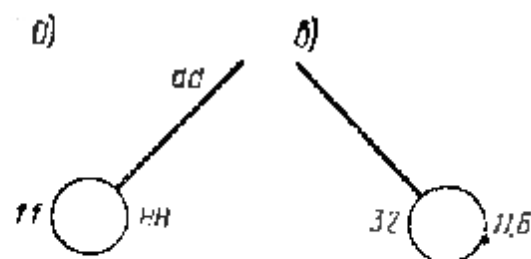


Рис. 120. Кэрта максимальных ветров

Рис. 121. Схема и пример нанесения данных на карту максимальных ветров:

$a - dd$ — направление метра (откуда дует); ff — скорость ветра, м/сек; HH — высота, км; б — на высоте 11,6 км ветер северо-западный, скорость 32 м/сек



(рис. 120). На эту карту наносятся (для каждого пункта) данные согласно схеме и примеру, приведенным на рис. 121. Черными тонкими линиями проводятся изотакхи — линии одинаковых скоростей ветра, начиная от 30 м/сек и далее через 10 м/сек (40, 50, 60 м/сек и т. д.). Толстой черной стрелкой изображается ось струйного течения.

Кроме карты максимальных ветров для обнаружения струйных течений используются карты абсолютной топографии и вертикальные разрезы атмосферы. Эти документы и их анализ будут рассмотрены в следующей главе.

Контрольные вопросы

1. Какие явления погоды, усложняющие полеты, могут встретиться при полетах на больших высотах?
2. Какой характер может иметь тропопауза и какое она оказывает влияние на погодные процессы в верхней тропосфере?
3. Какие документы, составляемые на АМСГ, позволяют определить положение тропопаузы?
4. Что понимается под наклоном тропопаузы и как он определяется по карте тропопаузы и на вертикальном разрезе атмосферы?
5. По каким признакам можно определить тропопаузу в полете?
6. Что представляет собой струйное течение: каковы его параметры и максимальные скорости на оси?
7. Какова связь струйных течений с атмосферными фронтами и соответствует ли этому классификация струйных течений?
8. Как располагается струйное течение относительно границей линии теплого и холодного фронтов?
9. Где чаще всего в струйном течении встречаются турбулентные зоны? Причины их возникновения и размеры?
10. Характер облаков, наблюдающихся в струйном течении?
11. Каким образом можно судить о положении самолета в полете относительно струйного течения?
12. По каким документам АМСГ можно обнаруживать струйное течение и судить о его особенностях?

Глава XIII

КАРТЫ БАРИЧЕСКОЙ ТОПОГРАФИИ И ВЕРТИКАЛЬНЫЙ РАЗРЕЗ АТМОСФЕРЫ

§ 1. МЕТОД БАРИЧЕСКОЙ ТОПОГРАФИИ

В практике метеорологического обеспечения полетов широкое применение находят карты барической топографии. Эти карты представляют собой картину распределения давления на различных вы-

сотах в зависимости от температуры воздуха. Распределение же давления определяет направление и скорость движения воздуха. По этой причине карты барической топографии дают возможность судить о направлении и скорости ветра на любой высоте в тропосфере и стратосфере, а также позволяют определять такие явления, как атмосферная турбулентность, наличие и особенности ветровых потоков на средних и больших высотах. Кроме того, с помощью карт барической топографии решаются и другие задачи, представляющие интерес для авиации.

Метод барической топографии основан на анализе положения изобарических поверхностей. Для любого заданного давления можно найти (рассчитать) такую поверхность, во всех точках которой давление будет одинаково и соответствовать заданному значению.

Например, можно рассчитать и мысленно представить поверхность, во всех точках которой давление будет равняться 900 мб, или 800 мб, или 700 мб и т. д. Такие поверхности, во всех точках которых давление остается неизменным, называются изобарическими (от греческого «изо» — равный, «барос» — давление).

Эти поверхности не являются параллельными уровню моря, а в зависимости от распределения температуры или приносятся несколько вверх (в области теплой воздушной массы), или опускаются немного вниз (в области холодной воздушной массы).

Для анализа состояния атмосферы берется несколько определенных изобарических поверхностей, которые называются главными (иногда их называют стандартными или основными). Главные изобарические поверхности берутся с давлением 850, 700, 500, 400, 300, 200 и 100 мб (рис. 122). При необходимости берутся поверхности и с меньшим давлением¹.

За 03 и 15 ч московского времени для каждой главной изобарической поверхности строится специальная карта, на которую наносятся высоты данной изобарической поверхности над уровнем моря. Такие карты называются картами абсолютной топографии (АТ). Кроме того, строятся также карты, где наносится высота одной изобарической поверхности над другой. Эти карты носят название карт относительной топографии (ОТ).

На первых и вторых картах точки с одинаковыми высотами соединяются плавными кривыми линиями, называемыми изогидами.

Высоты изобарических поверхностей измеряются в геопотенциальных метрах (гпм). Эта единица является мерой динамических высот и представляет собой работу, которую надо затратить на подъем массы в одну тонну на высоту одного метра. Отсюда

¹ На сессии Всемирной метеорологической организации (ВМО) установлены следующие стандарты изобарических поверхностей выше 100 мб: 70, 50, 30, 20 и 10 мб.

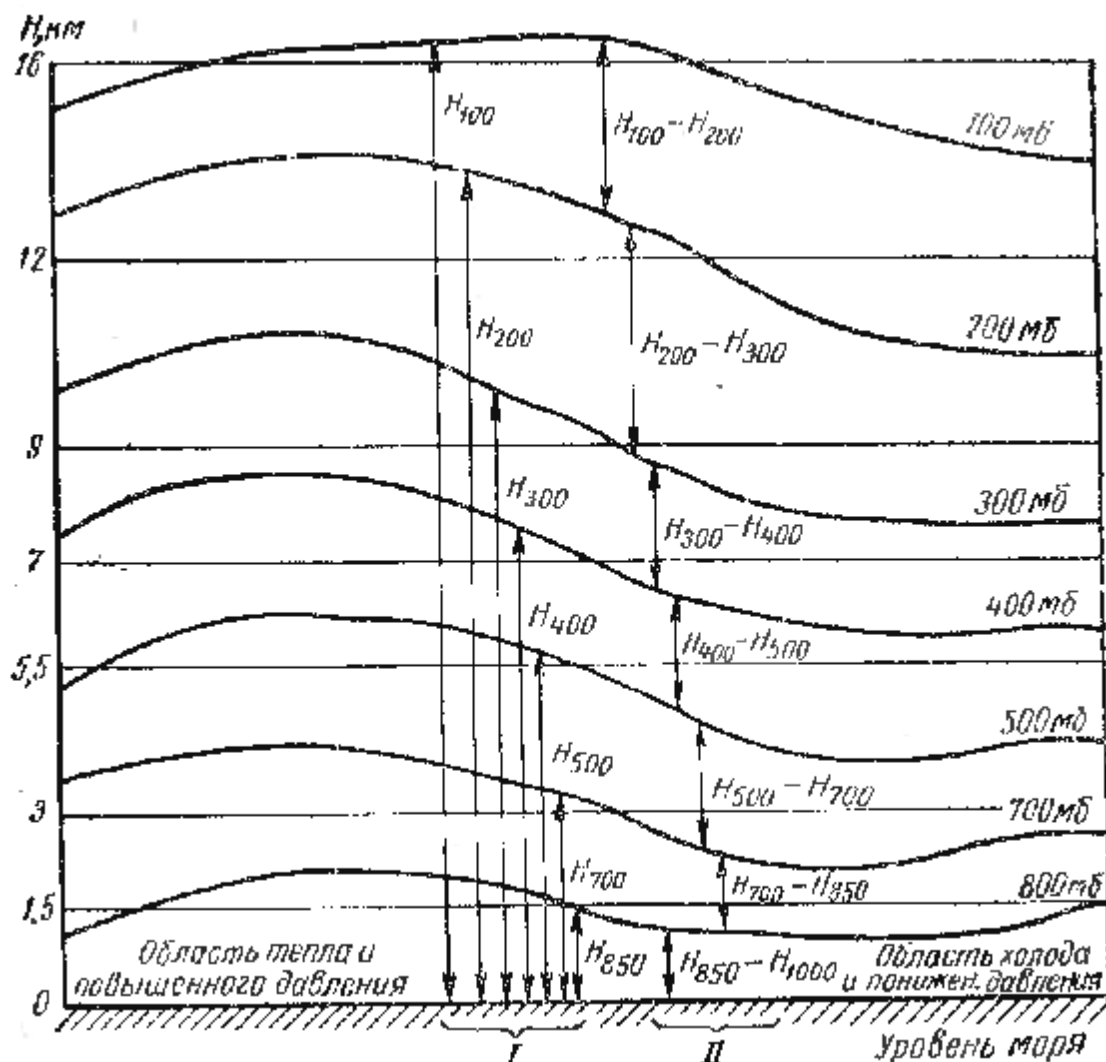


Рис. 122. Главные изобарические поверхности:

I — абсолютные высоты изобарических поверхностей над уровнем моря; *II* — относительные высоты поверхностей одна над другой

чем выше находится единица массы, тем больше работы затрачено, чтобы поднять ее в это положение.

Геопотенциальная высота численно близка к линейной высоте — геопотенциальный метр отличается от линейного не более чем на 0,3%.

Применение геопотенциальных высот при определении положения изобарических поверхностей удобно потому, что геопотенциальный метр характеризует качественную сторону высоты, в то время как линейный метр даст лишь количественное представление.

Покажем на примере эту качественную сторону расчетов высоты изобарических поверхностей.

Вычисление высоты в геопотенциальных метрах производится с помощью видоизмененной барометрической формулы

$$H_{\text{гпм}} = 67,44 T_{\text{ср}} \lg \frac{p_0}{p_H},$$

где p_0 — давление на нижнем уровне рассматриваемого слоя воздуха (это может быть и уровень моря);

p_H — давление на высоте H ;

$$T_{\text{ср}} = \frac{T_0 + T_H}{2} ;$$

T_0 — температура на нижнем уровне;

T_H — температура на высоте H ;

$T_{\text{ср}}$ — берется в абсолютных значениях.

Из данной формулы видно, что при постоянном значении p_H , т. е. изобарической поверхности с давлением p_H , ее высота в геопотенциальных метрах $H_{\text{гпм}}$ зависит от давления на уровне моря p_0 и от средней температуры $T_{\text{ср}}$.

Более детальный анализ формулы показывает, что при изменении давления на уровне моря p_0 на 1 мб геопотенциальная высота изобарической поверхности p_H изменяется на 8 гпм. При росте давления у земли высота увеличивается, при падении давления — уменьшается. Указанные изменения высоты на 8 гпм одинаково для любой изобарической поверхности.

Изменение температуры также приводит к изменению высоты. Однако в этом случае эти изменения будут различны для различных изобарических поверхностей. Близкие к уровню моря изобарические поверхности при повышении или понижении температуры соответственно приподнимаются или опускаются, а высоко лежащие значительно изменяют свою высоту. Так, при изменении $T_{\text{ср}}$ на 1° высота изобарической поверхности с давлением 850 мб изменит высоту¹ в среднем на 5 гпм, 700 мб — на 10 гпм, 500 мб — на 27 гпм, 300 мб — на 35 гпм, 200 мб — на 47 гпм.

Таким образом, для низких изобарических поверхностей (с давлением более 700 мб) изменение высоты зависит главным образом от изменения давления на уровне моря; для высоких же изобарических поверхностей (с давлением менее 700 мб) основную роль в изменении их высоты играют изменения температуры воздуха.

§ 2. КАРТЫ АБСОЛЮТНОЙ ТОПОГРАФИИ

Карты абсолютной топографии сокращенно обозначают: AT_{850} , AT_{700} , AT_{500} и т. д. Цифры указывают, с каким давлением взята изобарическая поверхность. Например, AT_{500} обозначает, что карта AT составлена для поверхности с давлением 500 мб.

Главные изобарические поверхности характеризуют следующие слои воздуха:

изобарическая поверхность 850 мб (средняя высота ее 1,5 км) характеризует слой воздуха от 1 до 2 км;

изобарическая поверхность 700 мб (средняя высота ее 3 км) характеризует слой воздуха от 2 до 4 км;

¹ При росте температуры воздуха изобарическая поверхность повышается, при уменьшении — понижается.

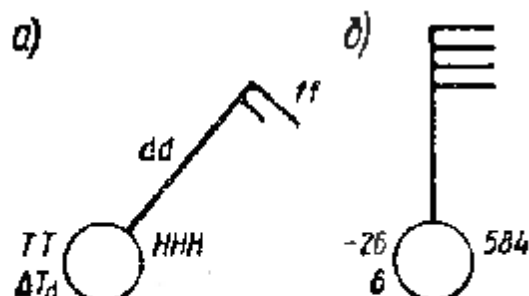
Рис. 123. Нанесение метеорологических данных на карту AT_{500} :

а — схема:

TT — температура воздуха; ΔT_d — дефицит точки росы; HHH — высота изобарической поверхности над уровнем моря (в десятках метров); dd — направление ветра (откуда дует); ff — скорость ветра (м/сек);

б — пример:

высота изобарической поверхности 500 мб над уровнем моря — 5840 м; температура воздуха — $-26^\circ C$; дефицит точки росы — 6° ; ветер северный — 20 м/сек



изобарическая поверхность 500 мб (средняя высота ее 5,5 км) характеризует слой воздуха от 4 до 6 км;

изобарическая поверхность 400 мб (средняя высота ее 7 км) характеризует слой воздуха от 6 до 8 км;

изобарическая поверхность 300 мб (средняя высота ее 9 км) характеризует слой воздуха от 8 до 10 км;

изобарическая поверхность 200 мб (средняя высота ее 12 км) характеризует слой воздуха от 10 до 13 км.

На картах AT наносятся метеорологические элементы согласно схеме и примеру, приведенным на рис. 123. Черными линиями проводятся изогипсы. Эти линии на картах AT_{850} , AT_{700} , AT_{500} и AT_{400} проводятся¹ через 40 м (4 дкм), на картах AT_{300} и AT_{200} — через 80 м (8 дкм). Изогипсы на концах оцифровываются в десятках метров (дкм).

Интервал в 40 м выбран для того, чтобы можно было сравнивать карты AT с приземными картами погоды. Как указано выше, при изменении давления на уровне моря на 1 мб высота любой изобарической поверхности изменяется² на 8 м. А так как изобары на приземных картах погоды проводятся через 5 мб, то благодаря этому высоты изобарических поверхностей на соответствующих уровнях изменяются в 5 раз, а $5 \times 8 = 40$ м (4 дкм). Таким образом, изогипсы на картах AT равнозначны изобарам на приземных картах погоды.

Центры высотных циклонов на картах AT так же, как и на приземных картах погоды, обозначаются буквой H , центры высотных антициклонов — буквой B .

С помощью карт AT можно решать следующие задачи, представляющие интерес для авиации:

1. Определять направление и скорость ветра на любой заданной высоте.
2. Определять наличие ветровых потоков на средних и больших высотах.
3. Определять зоны возможной турбулентности.

¹ Здесь и далее под высотой (м) подразумеваются геопотенциальные метры (гм).

² При уменьшении давления высота изобарической поверхности понижается, при увеличении — повышается.

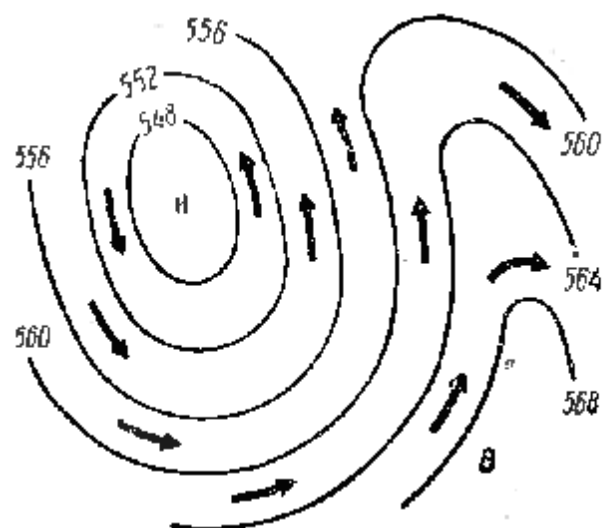


Рис. 124. Направление градиентного ветра в зависимости от расположения изогипс:

— 552 — изогипсы; → — вектор ветра

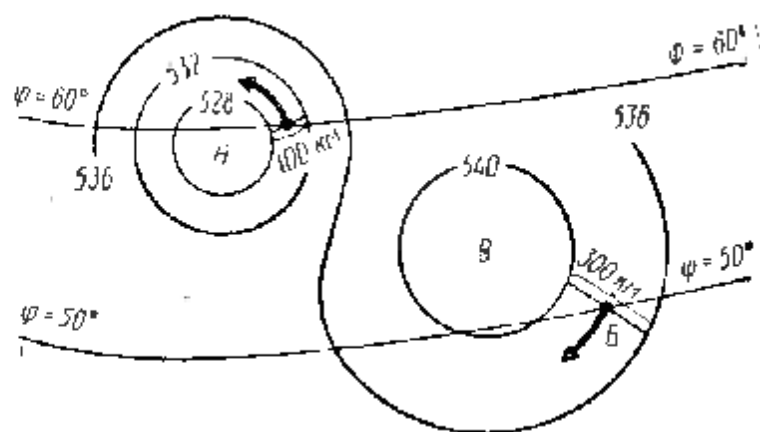


Рис. 125. Пример для определения градиентного ветра:

φ — широта места

4. Определять наличие облачности на высотах

5. Уточнять положение атмосферных фронтов и воздушных масс.

Кроме того, можно решать и другие дополнительные задачи, необходимые синоптику для уточнения и анализа метеорологической обстановки и составления прогноза погоды.

Рассмотрим решение указанных пяти задач.

1. Определение направления и скорости ветра на любой заданной высоте. Для определения направления ветра следует обращать внимание на направление изогипс, а для определения скорости — на густоту их, руководствуясь следующим правилом: над любым пунктом или участком маршрута вектор ветра¹ направлен вдоль изогипс так, что изогипс с меньшим числовым значением остается слева (рис. 124); скорость ветра пропорциональна густоте изогипс — чем они гуще, тем сильнее ветер и, наоборот, чем изогипсы реже, тем слабее ветер.

Более точно скорость ветра определяется с помощью формулы или градиентной линейки. Формула определения скорости ветра U имеет следующий вид:

$$U = \frac{242}{\sin \varphi} \cdot \frac{\Delta H}{\Delta S} \text{ км/ч,}$$

где φ — широта места, где определяется ветер;

ΔH — разность высот в метрах между двумя соседними изогипсами, лежащими по обе стороны от пункта, где определяется ветер;

ΔS — расстояние между взятыми изогипсами в километрах (измеряется по нормали к изогипсам в масштабе карты).

Пример. Определить направление и скорость ветра (рис. 125) для пунктов А и Б по карте АТ₅₀₀. Пункт А располагается на широте 60° ($\varphi = 60^\circ$), пункт

¹ Вектор ветра — направление ветра, указанное стрелкой. Острие стрелки указывает, куда дует ветер.

Б на широте 50° ($\varphi = 50^\circ$). Для пункта А разность высот ΔH соседних изогипс (532 и 528) будет $\Delta H = 532 - 528 = 4$ дкм, или 40 м; для пункта Б разность высот составляет также 40 м ($\Delta H = 540 - 536 = 4$ дкм); расстояние между изогипсами для пункта А составляет 100 км (см. рис. 125), для Б — 300 км; $\sin 60^\circ = 0,9$; $\sin 50^\circ = 0,8$.

Для пункта А находим скорость ветра по формуле

$$U = \frac{242}{0,9} \cdot \frac{40}{100} \approx 107 \text{ км/ч.}$$

Для пункта Б

$$U = \frac{242}{0,8} \cdot \frac{40}{300} \approx 40 \text{ км/ч.}$$

На градиентной линейке (рис. 126) с левой стороны, отложены градусы географической широты (φ). Справа от этой оси нанесены кривые одинаковой скорости ветра — изотакхи (от греческого слова «тахос» — быстрый, скорый). Для расчета скорости ветра с помощью линейки вначале на карте определяют широту места, затем замеряют перпендикулярное (по нормали) расстояние между двумя изогипсами в том месте, где надо определить ветер (рис. 127, а). Это расстояние откладывают от соответствующей широты, которая нанесена на вертикальную ось градиентной линейки, вправо по нормали (рис. 127, б). По правому концу отложенного расстояния на соответствующей изотакхе (или между ними) определяют скорость ветра.

При необходимости расчета ветра на заданных высотах используются следующие карты АТ: 1—2 км — карта АТ₉₅₀; 3—4 км — карта АТ₇₀₀; 5—6 км — карта АТ₅₀₀; 7—8 км — карта АТ₄₀₀; 9—10 км — карта АТ₃₀₀; 11—13 км — карта АТ₂₀₀.

2. Определение ветровых потоков в средней и верхней тропосфере. Воздушный поток, наблюдающийся в средней тропосфере.

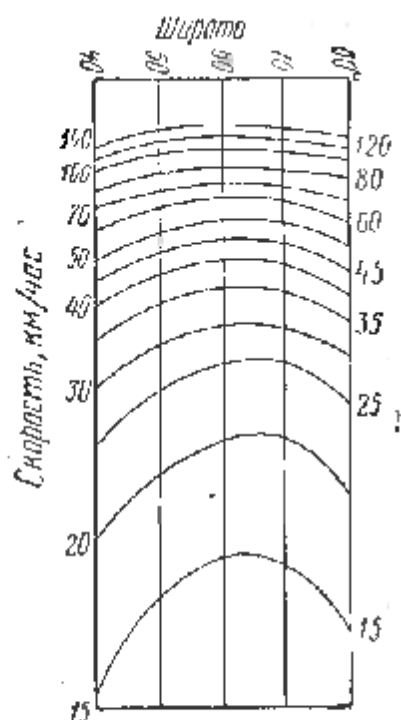


Рис. 126. Градиентная линейка
(дана не в масштабе)

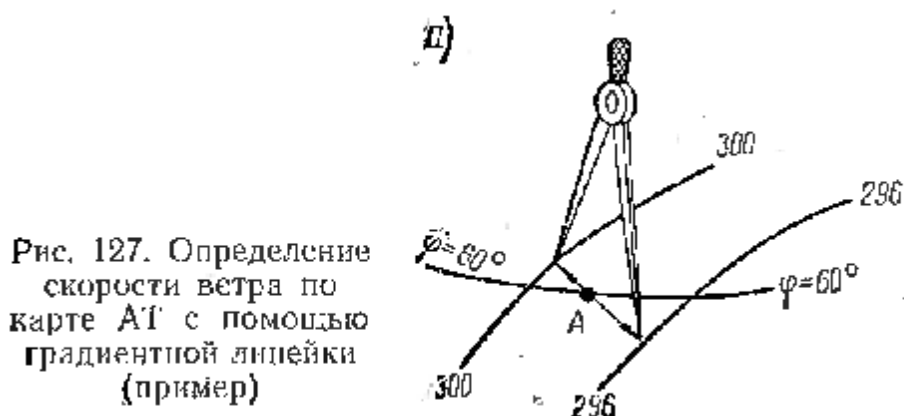
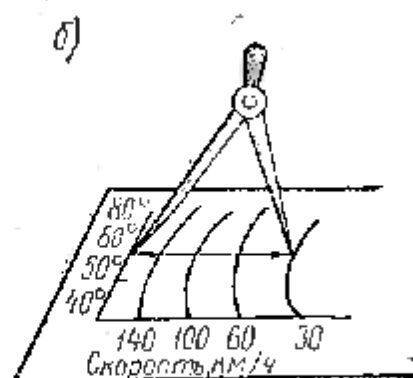


Рис. 127. Определение скорости ветра по карте АТ с помощью градиентной линейки (пример)



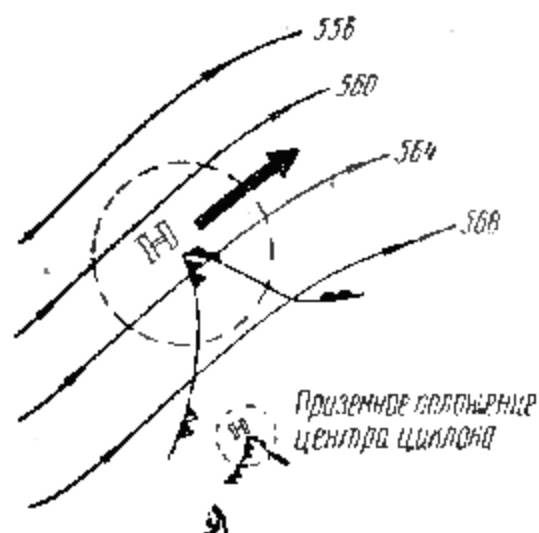


Рис. 128. Ведущий поток над приземным центром циклона (стрелки с цифрами — изогипсы; жирная стрелка — ожидаемое направление перемещений циклона)

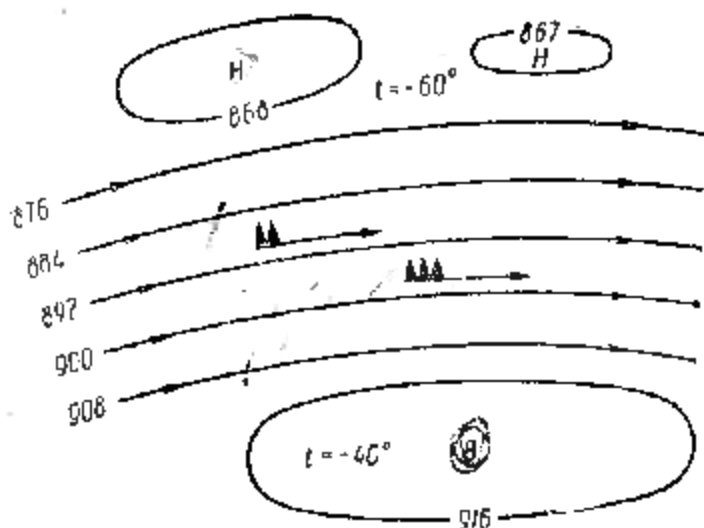


Рис. 129. Вид изогипс, характеризующих струйное течение на карте АТ-300 (пример)

сфере (на высотах 3—6 км), называют ведущим потоком, так как в направлении этого потока и со скоростью, близкой к его скорости, перемещаются располагающиеся ниже потока барические центры, атмосферные фронты, грозы.

Для определения ведущего потока берется карта АТ₇₀₀ или АТ₅₀₀. На этих картах ведущий поток имеет вид вытянутых сгущенных изогипс, располагающихся над приземными барическими центрами (участками атмосферных фронтов, гроз), обнаруженными по приземным картам погоды (рис. 128). Скорость перемещения таких центров (фронтов, гроз) составляет $\frac{2}{3}$ скорости ведущего потока, определенного по карте АТ₇₀₀, или $\frac{1}{2}$ скорости ведущего потока, определенного по карте АТ₅₀₀.

Воздушный поток, наблюдающийся в верхней тропосфере (на высотах 6—12 км) и представляющий собой струйное течение, обнаруживается с помощью карт АТ₄₀₀, АТ₃₀₀, АТ₂₀₀ (наиболее показательной является карта АТ₃₀₀). На этих картах струйное течение имеет вид широкой ленты сгущенных изогипс, тянущихся на большое расстояние (рис. 129). С левой стороны от них наблюдаются высотные области пониженного давления, с правой — повышенного давления.

3. Определение зоны возможной турбулентности. По конфигурации изогипс на картах АТ₄₀₀, АТ₃₀₀ и АТ₂₀₀ можно определять зоны турбулентности атмосферы, вызывающей болтанку самолетов при полетах на больших высотах (т. е. в тех слоях воздуха, которые характеризуют карты АТ). Эти зоны могут быть: 1) в местах, где наблюдается схождение изогипс в сочетании с резким переходом от густых изогипс к редким (рис. 130), что означает резкое ослабление ветра сбоку ветрового потока; 2) в местах, где изогипс

сы резко расходятся (рис. 131), что означает сильное ослабление ветра, наблюдающегося вдоль ветрового потока (в зоне расходимости изогипс); 3) в местах, где изогипсы имеют вид ложбины (рис. 132), что означает резкое изменение направления ветра.

4. Определение наличия облачности на высотах. Для этого следует брать ту карту АТ, которая характеризует заданные высоты. Например, при необходимости выяснения, есть ли облака на высотах 2—4 км, следует брать карту АТ₇₀₀, на высотах 8—10 км — карту АТ₃₀₀ и т. д.

Наличие облаков определяется по разности температуры воздуха T и точки росы T_d , т. е. по величине $\Delta T_d = T - T_d$. Облака бывают наиболее вероятны там, где на картах АТ₈₅₀, АТ₇₀₀ и АТ₆₀₀ указанная разность составляет 0, 1, 2°, а на картах АТ₄₀₀ и АТ₃₀₀ 0, 1, 2, 3, 4°. Если разность $T - T_d$ превышает 7—8°, то наличие облаков маловероятно.

5. Уточнение положения воздушных масс и атмосферных фронтов. Карты АТ₈₅₀ и АТ₇₀₀ позволяют уточнить положение воздушных масс и атмосферных фронтов, обнаруженных на приземных картах погоды. На картах АТ₈₅₀ и АТ₇₀₀ температура воздуха, ветер не искажены влиянием земной поверхности и поэтому внутри однородной воздушной массы они представляют собой более или менее одинаковую картину и лишь на атмосферных фронтах резко изменяются.

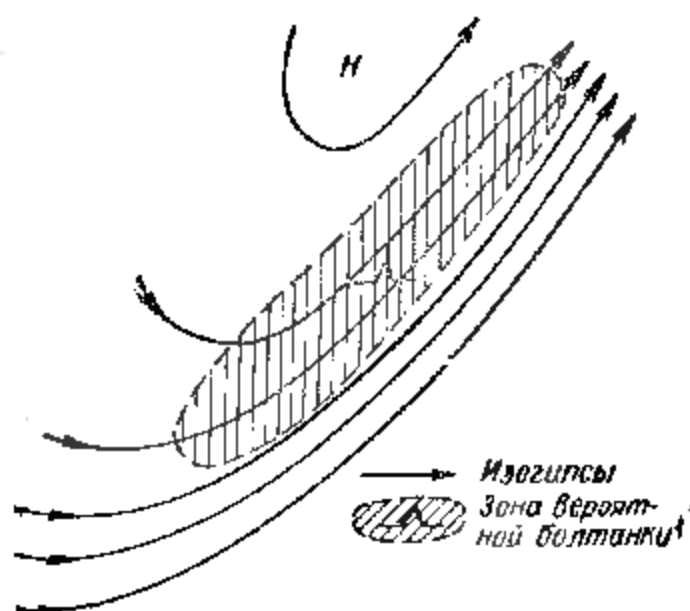


Рис. 130. Зона вероятной молнии на внешней циклонической стороне сгущенных изогипс

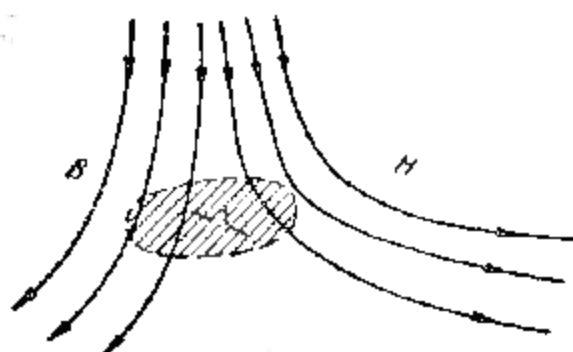


Рис. 131. Зона вероятной молнии в местах расходимости изогипс

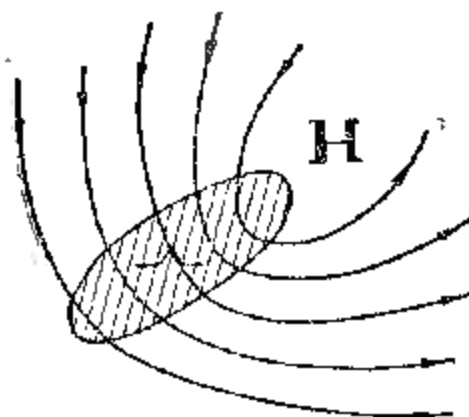


Рис. 132. Зона вероятной молнии вдоль высотной ложбины

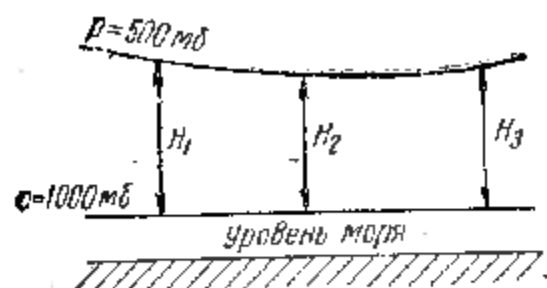


Рис. 133. Толщина слоя воздуха H_1, H_2, H_3 между изобарическими поверхностями 500 и 1000 мб, определяемая с помощью карты OT_{1000}^{500} .

Карта относительной топографии (ОТ) составляется для анализа температурного характера воздушных масс. В практике принято составлять карту ОТ, где наносятся высоты изобарической поверхности 500 мб над изобарической поверхностью 1000 мб (рис. 133). Сокращенно эта карта обозначается OT_{1000}^{500} . Толщина слоя воздуха, лежащего между изобарическими поверхностями 500 и 1000 мб, про-

порциональна его средней температуре. Чем толще слой воздуха (плотность меньше), тем средняя его температура выше, чем тоньше слой, тем его средняя температура ниже.

Существует следующая зависимость средней температуры слоя воздуха от толщины слоя воздуха, заключенного между изобарическими поверхностями 500 и 1000 мб:

$$H_0 \cdot H_0 \cdot H_0 = 2T_{\text{ср}}^0 \quad \text{или} \quad \frac{H_0 \cdot H_0 \cdot H_0}{2} = T_{\text{ср}}^0,$$

где H_0, H_0, H_0 — толщина слоя воздуха, заключенного между изобарическими поверхностями 500 и 1000 мб, десятки метров (дж);

$T_{\text{ср}}^0$ — средняя температура в абсолютной шкале¹, °К.

Пример. Пусть $H_0, H_0, H_0 = 500$ дж. Средняя температура этого слоя будет $T^0 = \frac{500}{2} = 250^\circ \text{К}$ или -23°С (так как $t^\circ \text{С} = 250 - 273 = -23^\circ \text{С}$).

На карту ОТ наносятся данные согласно схеме и примеру, приведенным на рис. 134. Кроме этого, на карте приводятся изогипсы (через 4 дж), которые одновременно являются и изотермами, так как характеризуют среднюю температуру слоя воздуха, заключенного между изобарическими поверхностями 500 и 1000 мб. Учитывая, что изобарическая поверхность 1000 мб располагается вблизи уровня моря, а изобарическая поверхность 500 мб находится в средней тропосфере (на высоте около 5,5 км), можно считать, что карта OT_{1000}^{500} характеризует среднюю температуру нижней половины тропосферы.

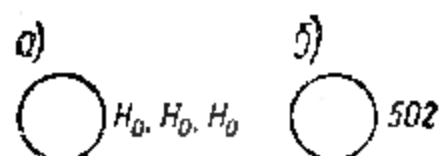
На картах OT_{1000}^{500} областям холода соответствуют изогипсы с наименьшим числовым значением, областям тепла — с наибольшим числовым значением. Эти области соответственно обозначаются словами «холод» и «тепло».

¹ Температура в шкале Кельвина (°К) связана с температурой в шкале Цельсия (°С) следующим соотношением:

$$T^\circ \text{К} + 273 = t^\circ \text{С} \quad \text{или} \quad t^\circ \text{С} = T^\circ \text{К} - 273.$$

Рис. 134. Схема и пример нанесения данных на карту ОТ:

а — толщина слоя воздуха H_0, H_0, H_0 между изобарическими поверхностями 500 и 1000 мб (в десятках метров); б — толщина слоя воздуха между поверхностями 500 и 1000 мб; составляет 5020 м



Для определения, куда будут перемещаться эти области следует совместить карту OT_{500}^{1000} с картой AT_{700} (с помощью светового столика или просто положив обе эти карты рядом). Изогипсы на карте AT_{700} покажут, куда и с какой скоростью будут перемещаться обнаруженные на карте OT_{500}^{1000} области тепла или холода.

§ 4. ПРОГНОСТИЧЕСКИЕ КАРТЫ АТ

Карты барической топографии представляют большую ценность для анализа состояния атмосферы и оценки метеорологической обстановки. Однако они характеризуют состояние метеозлементов за прошедшее время, хотя и предполагается, что атмосферные процессы на высотах менее изменчивы, чем у земли.

Для составления высотных карт используются данные радиозондовых и радиопилотных наблюдений, а от момента начала наблюдений до составления карты проходит несколько часов (уходит время на наблюдение за радиозондом, обработку материала, кодирование, передачу в метеоцентр, где данные наносятся на карты, обрабатываются и анализируются, наконец, на передачу карты способом факсимиле на АМСГ).

В настоящее время широкое применение находят прогностические карты АТ. Данные для таких карт с помощью электронно-вычислительных машин рассчитываются в метеоцентрах. Эти данные наносятся на бланк карты, анализируются и способом факсимиле передаются на АМСГ.

На прогностических картах АТ (рис. 135) изображается ожидаемое положение изогипс на определенный момент времени (например, на 3 и на 15 ч московского времени), отмечаются высотные барические центры буквой H — циклон, B — антициклон. Изогипсы так же, как и на фактических картах, проводятся через 4 джм (40 м) и оцифровываются на концах.

С помощью прогностических карт АТ решаются те же задачи, что и с помощью фактических карт АТ, но при этом прогностическая карта позволяет определять будущую метеообстановку, что важно для обеспечения предстоящего полета. Практика использования прогностических карт АТ подтверждает их полную пригодность и требуемую точность для целей самолетовождения. Эти карты также позволяют решать и вспомогательные задачи, например определять зоны опасных и сложных условий погоды, ожидаемые на маршруте.

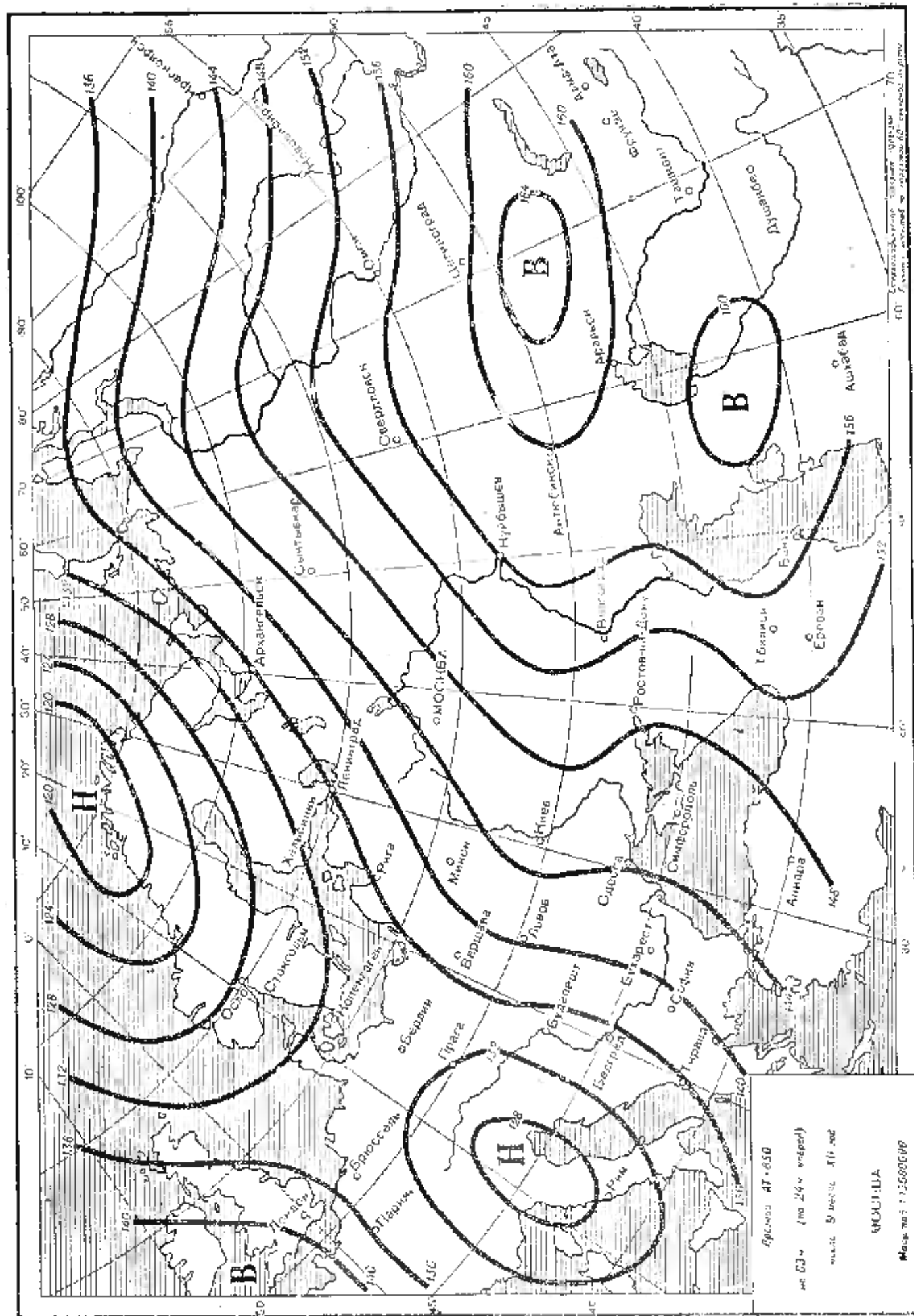


Рис. 135. Прогностическая карта АГ

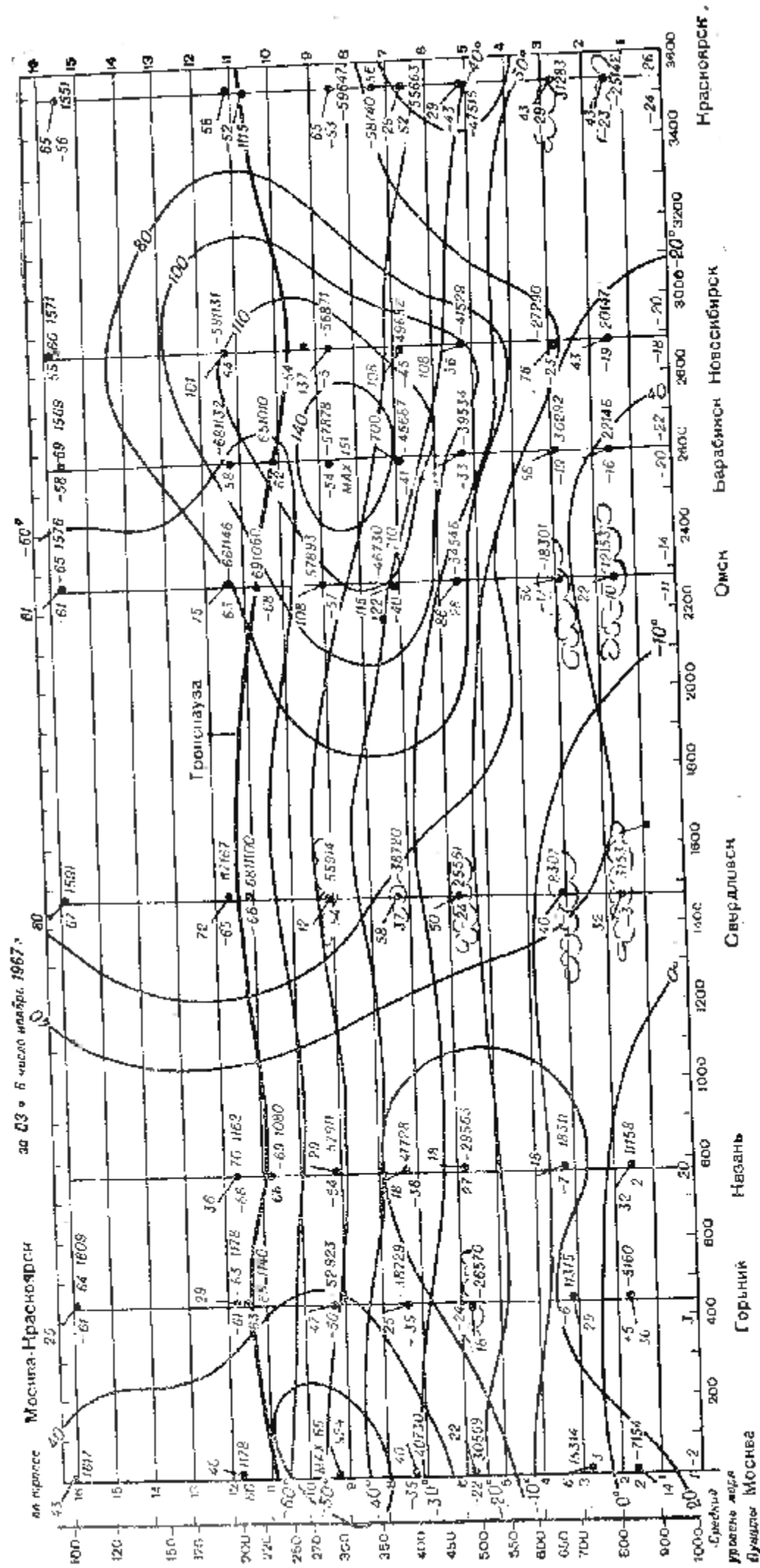


рис. 136. Высотный разрез атмосферы

§ 5. ВЕРТИКАЛЬНЫЕ РАЗРЕЗЫ АТМОСФЕРЫ И ИХ АНАЛИЗ

С помощью карт АТ представляется возможным анализировать состояние только отдельных слоев атмосферы. Для комплексного анализа всей тропосферы и нижней стратосферы вдоль действующих авиационных трасс на аэрометеостанциях составляются вертикальные разрезы фактического состояния атмосферы. На таком разрезе (рис. 136) внизу на горизонтальной оси наносятся основные пункты маршрута; на вертикальной оси (самая левая и самая правая вертикальные линии) указаны высоты или соответствующее им стандартное давление.

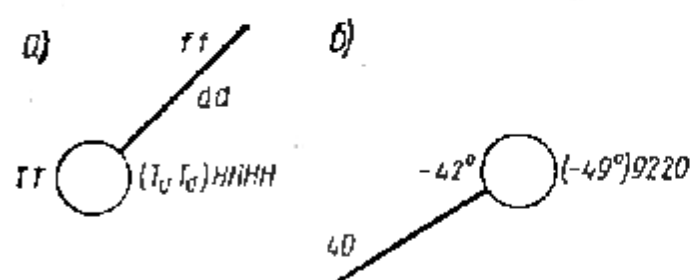


Рис. 137. Нанесение метеорологических данных на вертикальный разрез атмосферы:
а — схема:

Tt — температура воздуха; $TaTa$ — точка росы; $HHHH$ — высота в метрах; dd — направление ветра (откуда дует); HH — скорость ветра в метрах в секунду (наносится цифрами);

б — пример:

на высоте 9 220 м ветер юго-западный 40 м/сек; температура -42° ; точка росы -49°

Над пунктами, по высотам, наносятся метеорологические данные, получаемые в результате радиозондирования атмосферы. Схема и пример нанесения указанных данных приведены на рис. 137.

На вертикальном разрезе атмосферы проводятся черным цветом изотермы (линии одинаковой температуры) вдоль маршрута; зеленым цветом — изотакхи (линии одинаковой скорости ветра); голубым цветом закрашиваются наблюдаемые вдоль маршрута облачные зоны; соответствующими цветными линиями проводятся фронтальные поверхности, пересекающие трассу; коричневым цветом проводится линия, характеризующая положение тропопаузы.

Данные, нанесенные на вертикальный разрез, позволяют составить представление о метеорологической обстановке вдоль маршрута. Указанные разрезы составляются на каждый АМСГ, обслуживающей общесоюзные трассы.

Контрольные вопросы

1. В чем заключается сущность метода барической топографии?
2. Какие главные изобарические поверхности используются для построения карт барической топографии?
3. В каких единицах измеряется высота изобарических поверхностей?
4. От каких метеорологических элементов и как зависит высота изобарических поверхностей?
5. Какие средние высоты имеют главные изобарические поверхности и какие слои воздуха они характеризуют?
6. Что такое изогипсы? Почему выбран интервал между изогипсами в 40 м (4 дкм)?
7. Каким образом определяются направление и скорость ветра по картам АТ?

8. Как определяются ветровые потоки по картам АТ? какие карты берутся для определения ведущего потока? С помощью каких карт определяется струйное течение?

9. Как по картам АТ определяются зоны турбулентности, вызывающие боитанку самолетов?

10. Как с помощью карт АТ определяются зоны вероятного наличия облаков?

11. Что собой представляют карты относительной топографии (ОТ) и какие задачи можно решать с их помощью?

12. Что собой представляют прогностические карты АТ? Какова их роль в оценке метеорологической обстановки?

13. Для чего служат высотные разрезы атмосферы и как они составляются?

Глава XIV

КОМПЛЕКСНЫЙ АНАЛИЗ И ПРОГНОЗ СИНОПТИЧЕСКОГО ПОЛОЖЕНИЯ И МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ПО ПРИЗЕМНЫМ И ВЫСОТНЫМ КАРТАМ

§ 1. ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ АНАЛИЗА МЕТЕООБСТАНОВКИ

Анализ метеорологической обстановки по документам, имеющимся на АМСГ, пилоту (диспетчеру) рекомендуется производить двумя этапами. Первым этапом является самостоятельное изучение документов — их сопоставление друг с другом, анализ и выяснение общих условий фактической и ожидаемой метеорологической обстановки по маршруту (району) полетов. Вторым этапом является получение устной консультации у дежурного синоптика АМСГ.

Во время консультации следует выяснить тенденцию изменения синоптической обстановки и вытекающую из нее ожидаемую погоду общую и по отдельным метеосэлементам, таким, как: облачность (форма, количество, высота нижней и верхней границы), осадки, особые явления погоды, видимость, ветер (направление и скорость), температура. При полетах на больших высотах, кроме указанного, необходимо выяснить высоту и характер тропопаузы, наличие и особенности струйных течений.

§ 2. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДОКУМЕНТОВ МЕТЕОСЛУЖБЫ ДЛЯ АНАЛИЗА МЕТЕООБСТАНОВКИ

Самостоятельный анализ метеобстановки следует начинать с ознакомления с синоптической картой, составленной за срок, ближайший ко времени вылета. Эта карта даст общее представление о фактически наблюдаемой метеорологической обстановке на большой территории, что необходимо для выяснения причин, оказывающих влияние на обстановку конкретной трассы или района полетов.

По синоптической карте следует уяснить воздушные массы, атмосферные фронты, барические системы, влияющие на характер погоды интересующей трассы или района. При необходимости более детального изучения метеобстановки над ограниченным районом (например, для нужд авиации специального применения) следует ознакомиться с кольцевыми картами погоды района полетов.

Для уточнения анализа приземной обстановки, установленной по синоптическим и кольцевым картам, рекомендуется обратить внимание на карты АТ₈₅₀, АТ₇₀₀ и АТ₅₀₀. С помощью этих карт уточняются положения воздушных масс и фронтов (карта АТ₈₅₀), определяется направление и скорость их перемещения, а также перемещение барических систем (карты АТ₇₀₀ и АТ₅₀₀).

Определять тенденции развития синоптической обстановки следует по картам будущего синоптического положения (прогностические синоптические и авиационные). Такие карты составляются в метеоцентрах заблаговременно на 6, 24 и 36 ч вперед, откуда способом факсимиле передаются на все АМСГ. На этих картах указывается ожидаемое положение (на срок прогноза) атмосферных фронтов и барических центров, стрелкой показывается направление их движения, а цифрой рядом со стрелкой — скорость в километрах в час; знаками метеорологического кода указываются ожидаемые явления (осадки, грозы, метели и т. д.); стрелками с оперением дается направление и скорость ветра у земли.

Для выяснения фактического ветра на заданной высоте полета надо ознакомиться с соответствующей картой АТ. Карта АТ₈₅₀ характеризует слой воздуха от 1 до 2 км, АТ₇₀₀ — от 2 до 4 км, АТ₅₀₀ — от 2 до 6 км, АТ₄₀₀ — от 6 до 8 км, АТ₃₀₀ — от 8 до 10 км, АТ₂₀₀ — от 10 до 13 км, АТ₁₀₀ — нижнюю стратосферу. Направление ветра на этих картах определяется по направлению изогипс, а скорость ветра — по их густоте (с помощью градиентной линейки).

Ожидаемый ветер на высотах определяется по будущим (прогностическим) картам АТ, которые так же, как и карты будущего синоптического положения, составляются в метеоцентрах на 6, 12, 24 и 36 ч вперед и способом факсимиле заблаговременно передаются на все АМСГ. На таких картах дается ожидаемое положение изогипс и высотных барических центров. По направлению изогипс и их густоте определяется ожидаемый ветер на период действия карты. Фактические карты АТ позволяют определить наличие или отсутствие облаков в тех слоях, какие они характеризуют. Для этого следует обращать внимание на величину разности между температурой воздуха T , наблюдаемой на уровне изобарической поверхности, и точкой росы T_d , наблюдаемой там же (эта разность ΔT_d указывается слева внизу от кружка, обозначающего станцию).

Если зоны облачности, определенные по картам АТ, совпадают с отрицательными температурами порядка от 0 до -20°C , то при полете в таких облаках следует ожидать обледенение самолета.

В теплый период года для выяснения районов с ожидаемыми грозами, необходимо ознакомиться с картой облаков и осадков, действующей на данный день. Такие карты (см. рис. 90) составляются в метеоцентрах в теплое время года и способом факсимиле в утренний срок передаются всем АМСГ. На этих картах зоны с ожидаемыми фронтальными грозами обводятся пунктирными линиями, зоны с внутримассовыми грозами — пунктиром с точками. Внутри каждой зоны знаками, принятыми в метеорологическом коде, указываются облака и ожидаемые явления (грозы, осадки, шквалы и т. д.). Срок действия прогноза ожидаемых явлений указывается на карте облаков и осадков.

При необходимости выяснения особенностей метеорологической обстановки на больших высотах следует дополнительно к вышеуказанным картам ознакомиться с картами АТ₃₀₀ (фактически и будущими), с картой тропопаузы и картой максимальных ветров.

По картам АТ и максимальных ветров легко установить наличие и характер струйных течений, а также выявить районы с вероятной болтанкой самолетов.

На карте максимальных ветров черными жирными стрелками обозначаются оси струйных течений, тонкими черными линиями — изотакхи.

На карте тропопаузы черными линиями обозначены одинаковые высоты тропопаузы над уровнем моря. Сгущение линий говорит о крутом наклоне тропопаузы. Если он совпадает с левой стороной сильного струйного течения (что можно видеть, сравнивая карту максимальных ветров с картой тропопаузы), то ниже тропопаузы (примерно в километровом слое, начиная от ее нижней границы) могут наблюдаться болтанка и броски самолета.

Завершающим этапом комплексного анализа метеорологической обстановки пилотом является детальное ознакомление с метеорологическими документами, выдаваемыми на борт самолета (на данный вылет). К таким документам относятся или бюллетень погоды для пилота (бланк формы АВ-5), или комплект метеодокументов, включающий авиационные карты погоды (АКП) и другие документы.

В бюллетене погоды при оценке метеорологической обстановки пилоту особое внимание следует обратить на текст с указанием ожидаемой синоптической обстановки и прогнозом погоды. Необходимо мысленно представить ожидаемую метеорологическую обстановку и продумать все вытекающие из нее решения и действия. Для облегчения этой задачи на обратной стороне бланка АВ-5 дается графическое изображение прогноза погоды вдоль маршрута. На этом изображении пилот обязан прочертить профиль своего полета от пункта взлета до пункта посадки.

Еще более внимательным должен быть анализ метеорологических документов, вручаемых пилоту взамен бланка АВ-5. В комплект этих документов входят: а) приземная прогностическая кар-

та особых явлений; б) прогностические карты АТ, близкие к эшелону; в) иногда дополнительно вручается и графическое изображение прогноза погоды вдоль маршрута; г) бланк с текстовыми прогнозами аэропорта посадки и запасных аэродромов (форма АВ-11).

На первых трех документах ожидаемая метеорологическая обстановка нанесена условными знаками, поэтому анализ документов должен быть очень внимательным, чтобы не упустить все детали, условные знаки и допустимые сокращения. На прогностических картах следует проложить линию маршрута предстоящего полета.

Ознакомление со всеми указанными метеорологическими документами у подготовленного в метеорологическом отношении пилота займет немного времени, но для него будет совершенно ясен последующий этап оценки метеорологической обстановки — устная консультация синоптика АМСГ. Слушая ее, пилот сможет уловить детали и задать синоптику вопросы, уточняющие прогноз погоды.

В некоторых случаях пилот самостоятельно составляет вертикальный разрез погоды по маршруту. Об этом рассказано в следующей главе.

Контрольные вопросы

1. В какой последовательности рекомендуется производить оценку метеорологической обстановки?
2. Какие вопросы выясняются с помощью приземных карт погоды и карт АТ?
3. Какие карты следует привлекать для выяснения грозовых районов, струйных течений и положения тропопаузы?
4. С какими метеорологическими документами необходимо ознакомиться перед вылетом?

Глава XV

СОСТАВЛЕНИЕ ГРАФИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ ПОГОДЫ ВДОЛЬ МАРШРУТОВ

§ 1. ОБЩИЕ УСЛОВИЯ ПОСТРОЕНИЯ РАЗРЕЗА ПОГОДЫ

Для построения вертикального разреза ожидаемой погоды вдоль маршрута существует специальный бланк (приложение к полетному заданию) или используется обратная сторона бланка формы АВ-5. Вертикальный разрез строится по координатной сетке, предназначенной для графического прогноза погоды. На левом обрезе сетки отложены абсолютные высоты от уровня моря в двух масштабах — от 0 до 5 000 м и от 0 до 12 км. Первым масштабом следует пользоваться в случаях изображения погоды при полетах на эшелонах, располагающихся в нижней половине тропосферы, вторым — при высотных полетах.

По нижнему обрезу сетки (по горизонтали) отмечаются пункты трассы. Те из них, которые лежат на западе маршрута, поме-

щаются в левой части графика, а пункты, лежащие на востоке — в правой. Например, при полете из Москвы в Ригу или из Риги в Москву пункт Москва помещается в правой части графика, Рига — в левой.

Если маршрут ориентирован строго по меридиану, то пункт вылета помещается на левой стороне графика, пункт посадки — на правой. Например, при полете из Ленинграда в Киев пункт Ленинград помещается в левой части графика, пункт Киев — в правой и, наоборот, при вылете из Киева в Ленинград, пункт Киев помещается в левой части графика, пункт Ленинград — в правой.

Внизу графика, вдоль нулевой высоты, следует соответствующим вертикальным масштабом изобразить профиль местности вдоль трассы. Для изображения этого профиля необходимо воспользоваться стандартным трафаретом (шаблоном), имеющимся на АМСГ.

На вертикальном разрезе погоды должны быть изображены: атмосферные фронты, пересекающие маршрут, изотермы 0° и -20° , тропопауза и, кроме того, следующие метеорологические элементы и явления: облачность, ветер, видимость, осадки, туман, мгла, метель, пыльная буря, грозы, зоны обледенения и болтанки, гололед.

Для составления вертикального разреза ожидаемой погоды следует использовать устную консультацию дежурного синоптика, текстовые прогнозы погоды по маршруту, а также прогностические авиационные карты погоды (АКП), ближайшую ко времени вылета синоптическую и кольцевую карты; карты АТ, карты тропопаузы и максимальных ветров, а также вертикальный разрез атмосферы, составленный на АМСГ вдоль трассы. Кроме того, следует использовать информацию, полученную с бортов рейсовых самолетов и при необходимости данные радиопилотных наблюдений.

Изображение профиля фронтовых разделов. При изображении профиля атмосферного фронта следует хотя бы примерно учитывать его наклон, согласуя его с масштабом сетки. Для теплого фронта наклон бывает около $\frac{1}{100}$ для холодного около $\frac{1}{50}$.

При наклоне $\frac{1}{100}$ фронтальная поверхность на удалении 100 км будет находиться на высоте 1 км (рис. 138, а); при наклоне $\frac{1}{50}$ фронтальная поверхность на удалении 100 км будет находиться на высоте 2 км (рис. 138, б).

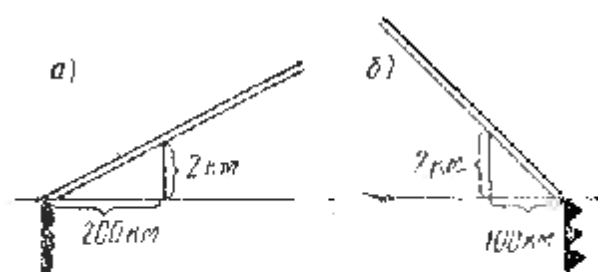


Рис. 138. Наклон атмосферных фронтов:

а — теплый фронт, наклон $\frac{1}{100}$, б — холодный фронт, наклон $\frac{1}{50}$.

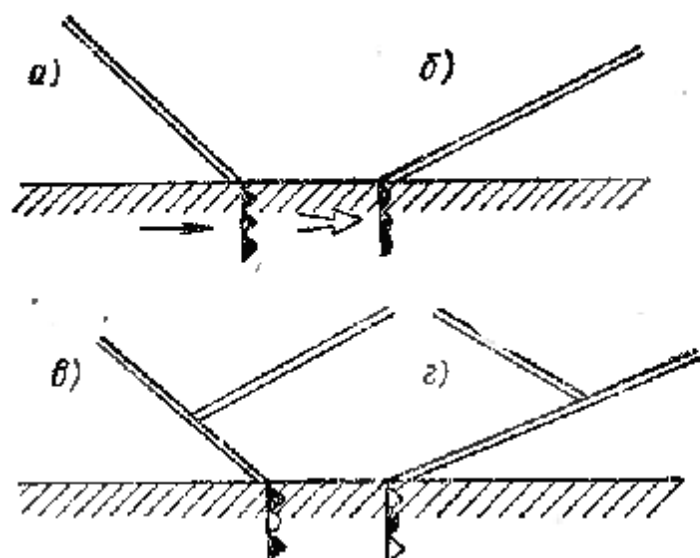


Рис. 139. Изображение профиля фронтальных разделов:

а — холодный фронт (синяя линия); б — теплый фронт (красная линия); в — холодный фронт окклюзии (коричневая линия); г — теплый фронт окклюзии (коричневая линия)

Указанные данные распространяются на атмосферные фронты, пересекающие маршрут под прямым углом или близким к нему. Если же фронт по отношению трассы располагается под острым углом, то наклон фронта будет меньшим. Линия, изображающая профиль теплого фронта, на разрезе рисуется красным цветом, холодного — синим, фронта окклюзии — коричневым. Профиль фронтов изображается так, как показано на рис. 139.

§ 2. ИЗОБРАЖЕНИЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Проведение изотерм. На вертикальном разрезе погоды тонкой красной линией проводятся изотермы (линии одинаковой температуры) 0° и -20° . Дополнительно можно проводить изотерму -10° . Высота изотерм рассчитывается от приземной температуры с учетом, что температура с высотой понижается в среднем на 6° на 1 км. Если, например, у земли наблюдается температура 12° , то изотерма 0° располагается на высоте 2 км, а изотерма -20° на высоте около 5,3 км. Если имеются данные зондирования атмосферы или данные рейсовых самолетов, то используются эти сведения. В настоящее время высота нулевой изотермы указывается на авиационной прогностической карте АКП-1А.

Проведение тропопаузы. На вертикальном разрезе погоды тропопауза изображается коричневой линией. Высота тропопаузы определяется по карте тропопаузы или по вертикальным разрезам атмосферы, которые составляются на АМСГ вдоль основных авиатрасс. Ожидаемое положение высоты тропопаузы дается на авиационных прогностических картах АТ₃₀₀ (форма АКП).

Изображение облаков. Облака являются одним из важнейших метеорологических элементов, определяющих условия полета, поэтому их изображение на вертикальном разрезе погоды должно быть выполнено с максимальной достоверностью. Основные облачные формы изображаются так, как показано на рис. 140. При этом контур облаков обводится синим цветом и сами облака этим же

цветом слегка закрашиваются. Высота верхней и нижней границы облачности указывается от уровня земли и изображается соответственно вертикальному масштабу сетки графика.

Примеры изображения облаков, связанных с атмосферными фронтами, даны на рис. 141.

Наличие облачности на маршруте определяется по данным синоптической и кольцевой карт, информации с бортов рейсовых самолетов и, кроме того, по картам абсолютной барической топографии (АТ) и вертикальным разрезам атмосферы, составленным на АМСГ вдоль основных трасс. В последних двух случаях наличие облачности определяется по разности температуры воздуха и точки росы ($T - T_d$), наблюдаемых на высотах. Если эта разность на картах АТ₈₅₀, АТ₅₀₀ составляет

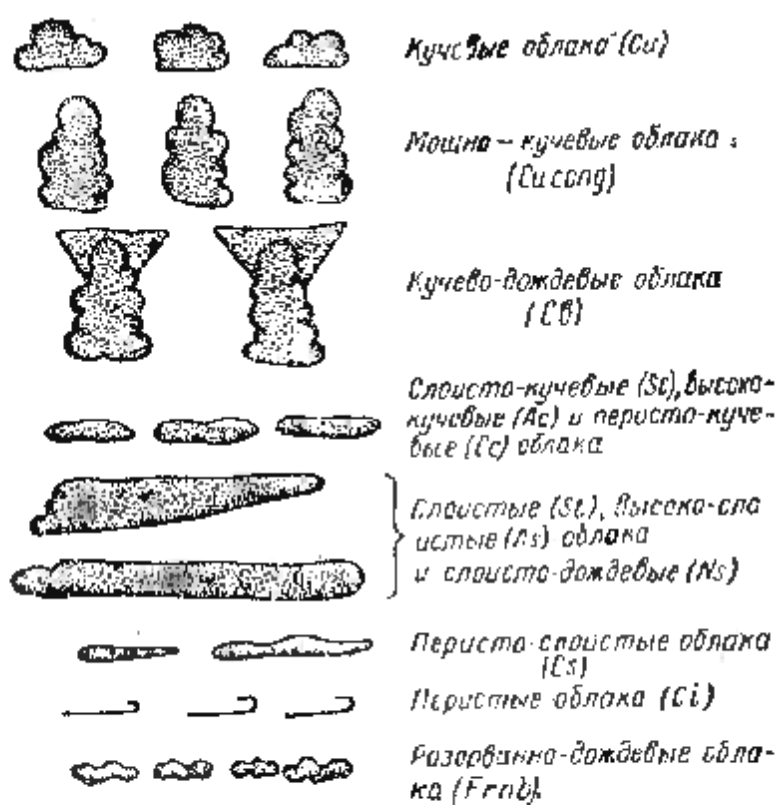


Рис. 140. Изображение различных форм облаков

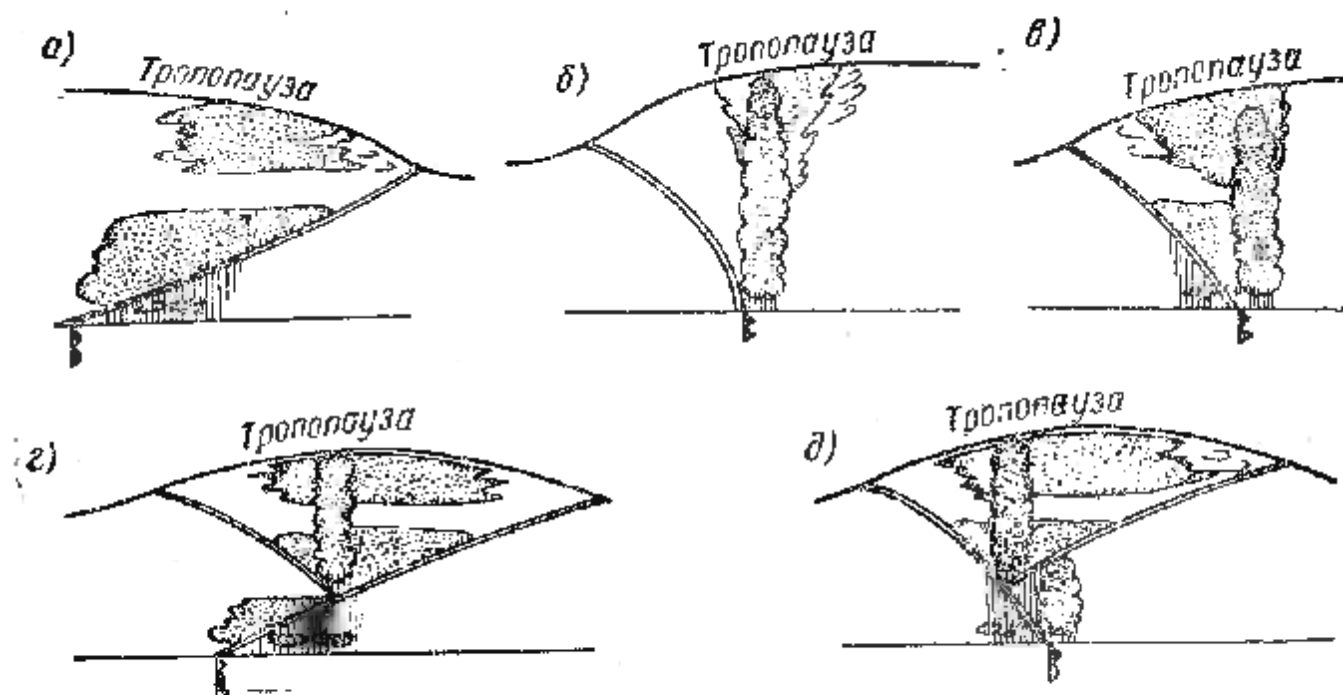


Рис. 141. Изображение облачности на атмосферных фронтах:

а — облачность и осадки теплого фронта; б — облачность и осадки быстро движущегося холодного фронта; в — облачность и осадки медленно движущегося холодного фронта; г — облачность и осадки теплого фронта окклюзии; д — облачность и осадки холодного фронта окклюзии

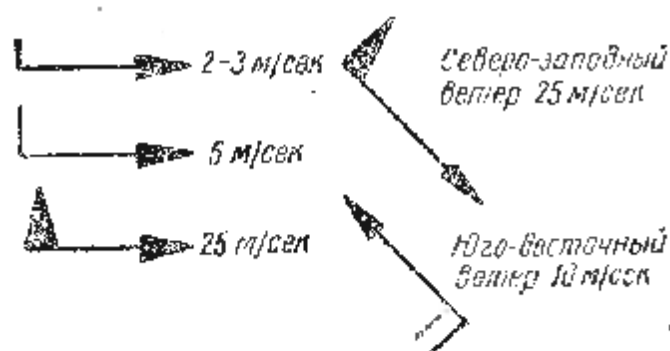


Рис. 142 Примеры нанесения ветра


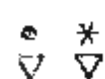








0,1 или 2°, то следует предполагать наличие облачности. Для карт АТ₄₀₀, АТ₃₀₀, АТ₂₀₀ о наличии облаков свидетельствует разность $T - T_{\text{из}}$, составляющая 0, 1, 2, 3 и 4°. Каждая из указанных карт АТ характеризует слой воздуха толщиной около 2 км. Карта АТ₂₅₀ — от 1 до 2 км,

АТ₇₀₀ — от 2 до 4 км, АТ₅₀₀ — от 4 до 6 км, АТ₄₀₀ — от 6 до 8 км, АТ₃₀₀ — от 8 до 10 км, АТ₂₀₀ — от 10 до 13 км.

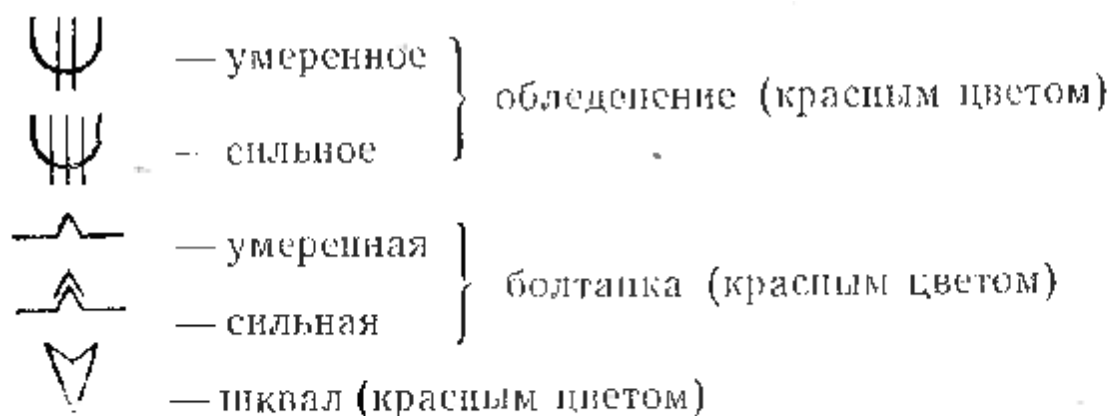
Изображение ветра. Ветер на вертикальном разрезе погоды изображается только вдоль эшелона, а в пункте взлета и посадки — у земли. Для нанесения ветра на эшелоне используются данные радиопилотных наблюдений или карты АТ. В последнем случае для высот 1—2 км используется карта АТ₂₅₀, для 3—4 км — АТ₇₀₀, для 5—6 км — АТ₅₀₀, для 7—8 км — АТ₄₀₀, для 9—10 км — АТ₃₀₀, для 11—13 км — АТ₂₀₀¹.

На вертикальный разрез ветер наносится в виде красной стрелки с оперением (рис. 142). Стрелка острием должна быть направлена в сторону, куда дует ветер. Направление ветра дается относительно стран света: верх графика соответствует северу, низ — югу, левая сторона — западу, правая — востоку.

Условные обозначения осадков и особых явлений погоды

-  — зона осадков (зеленым цветом)
-  — ливневые осадки (дождь и снег) (зеленым цветом)
-  — морозящие осадки (зеленым цветом)
-  — дождь (зеленым цветом)
-  — снег (зеленым цветом)
-  — туман (желтым цветом)
-  — метель (желтым цветом)
-  — пыльная буря (красным цветом)
-  — гроза (красным цветом)
-  — слабое обледенение (красным цветом)

¹ В случае отсутствия на карте АТ данных о ветре, его направление определяется по направлению изогисс, а скорость по их густоте с помощью градиентной линейки.



Осадки изображаются зеленой штриховкой, идущей от облачности к земле. На фоне осадков зеленым цветом ставится знак, соответствующий их виду. Туман, метель, пыльная буря, гроза изображаются знаками, принятыми в метеокоде. Эти знаки проставляются на вертикальном разрезе в тех местах, где явления наблюдаются (о месте явления можно судить по синоптической и кольцевой картам). Обледенение и болтанка изображаются условными международными знаками и проставляются на разрезе на тех высотах и в тех местах, где они ожидаются, а также где зафиксированы рейсовыми самолетами (по радиосообщениям и устной информации экипажей). Кроме того, обледенение отмечается в облаках, лежащих между изотермами 0 и -20° .

Вертикальный разрез погоды по маршруту должен с максимальной приближенностью соответствовать метеорологическим условиям, наблюдаемым вдоль трассы.

§ 3. ПРИМЕРЫ ВЕРТИКАЛЬНЫХ РАЗРЕЗОВ ПОГОДЫ

Примеры графического изображения вертикальных разрезов погоды по маршрутам даны на рис. 143, 144, 145, 146. Приземная метеорологическая обстановка, по которой построены разрезы,

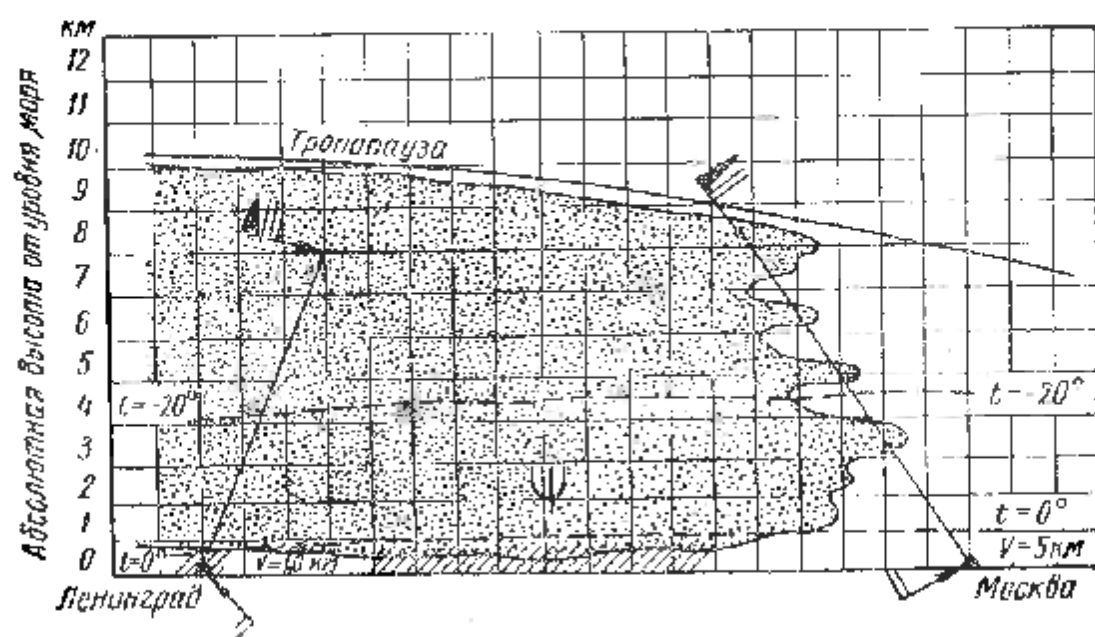


Рис. 143. Вертикальный разрез по маршруту Ленинград — Москва (эшелон 8000 м)

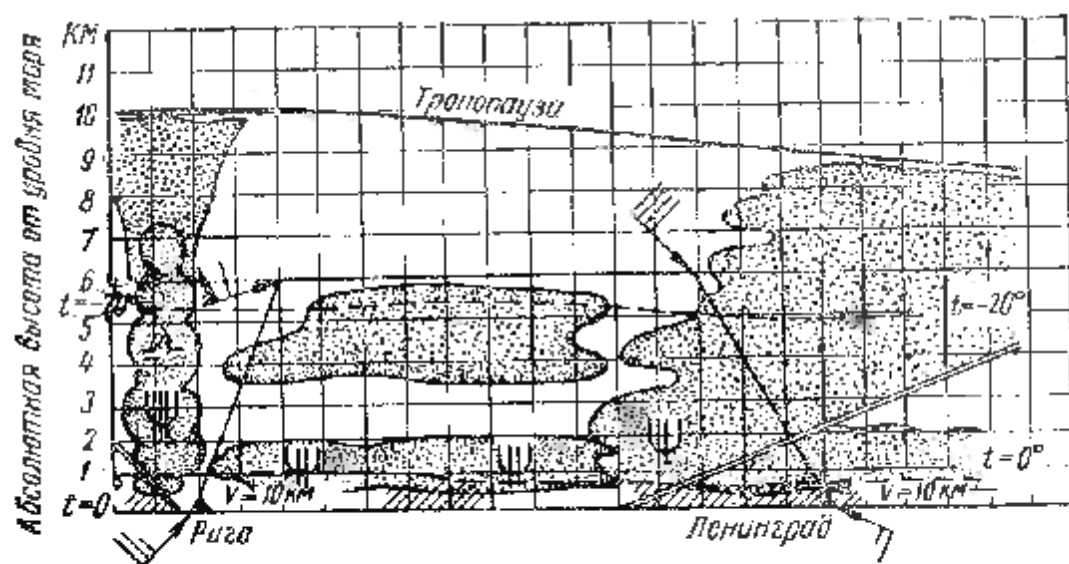


Рис. 144. Вертикальный разрез по маршруту Рига — Ленинград (эшелон 6 000 м)

представлена на прилагаемой карте погоды (рис. 147) за 09 и 3 мая.

Маршрут Ленинград — Москва (см. рис. 143). Эшелон 8 000 м. Погода на маршруте обуславливается передней частью теплого фронта, тянущегося почти параллельно маршруту и располагающегося к юго-западу от трассы. У Ленинграда теплый фронт находится вблизи центра циклона, вследствие чего его облачная система простирается вплоть до тропопаузы. Сильные ветры на эшелоне вызваны струйным течением, связанным с теплым фронтом.

Маршрут Рига — Ленинград (см. рис. 144). Эшелон 6 000 м. Метеорологическая обстановка на маршруте обусловлена следующими факторами. К Риге приближается холодный фронт. Погода основной части маршрута определяется устойчивой воздушной мас-

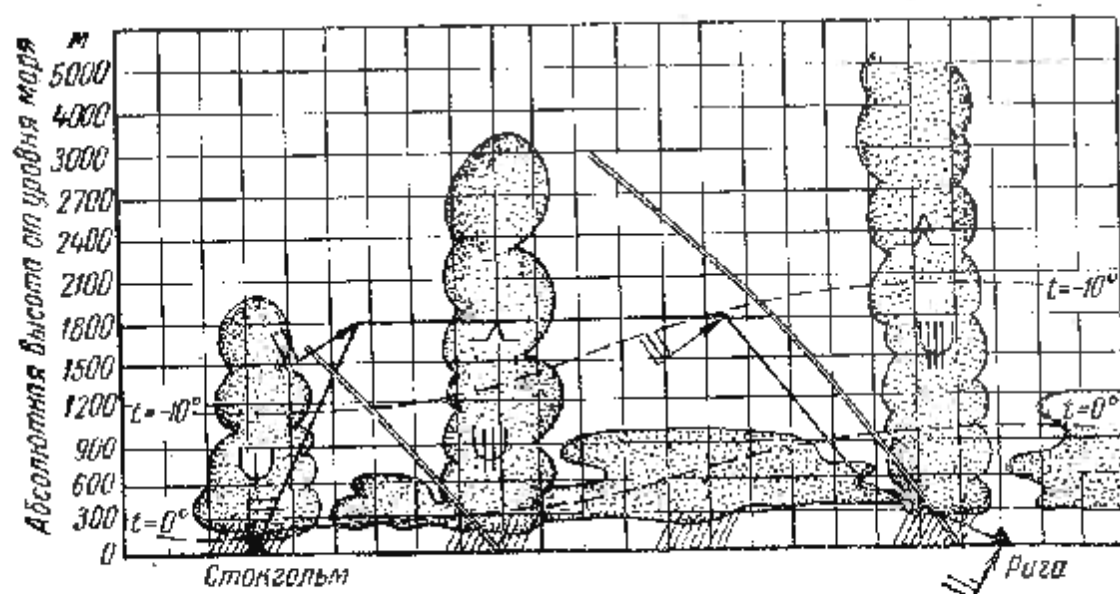


Рис. 145. Вертикальный разрез по маршруту Стокгольм — Рига (эшелон 1 800 м)

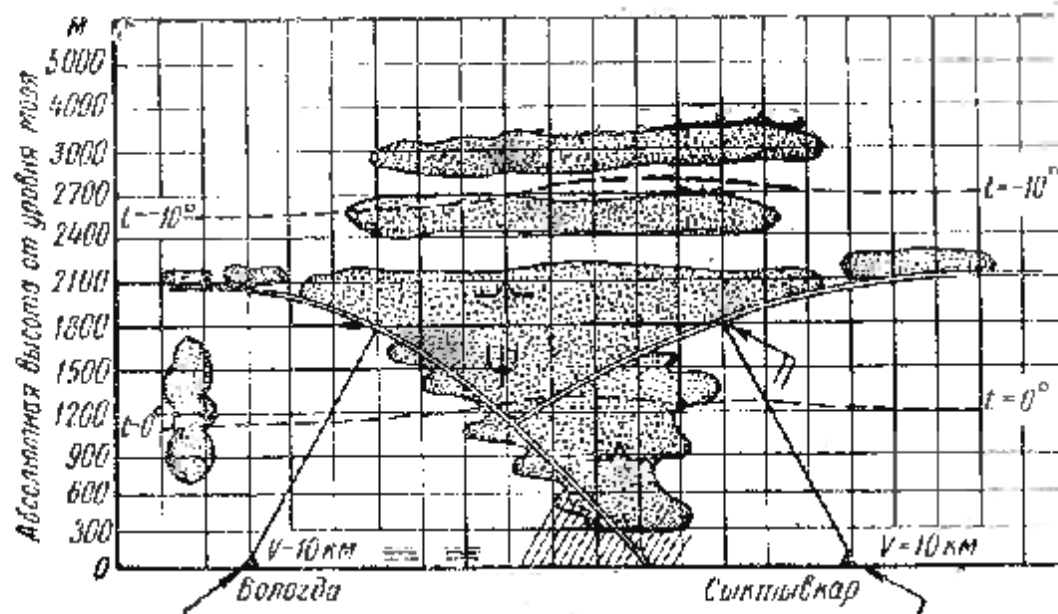


Рис. 146. Вертикальный разрез по маршруту Вологда — Сыктывкар (эшелон 1 800 м)

сой теплого сектора циклона, центр которого находится у Таллина. Юго-западнее Ленинграда расположен теплый фронт, пересекающий маршрут. Облачность этого фронта наблюдается вплоть до тропопавзы, так как фронт на данном участке лежит южнее центра циклона. Погода Ленинграда определяется приближением указанного теплого фронта.

Маршрут Стокгольм — Рига (см. рис. 145). Эшелон 1 800 м. Над Стокгольмом наблюдается неустойчивая воздушная масса. Маршрут пересекают два атмосферных фронта: первый, располагающийся над Балтийским морем, — вторичный холодный; второй, лежащий западнее Риги, — холодный с мощной облачной системой, где наблюдается обледенение и болтанка.

Маршрут Вологда — Сыктывкар (см. рис. 146). Эшелон 1 800 м. Маршрут пересекает размытый холодный фронт окклюзии со сравнительно невысокой расслоенной облачностью. В облаках наблюдается слабая болтанка, а в зоне отрицательных температур — слабое обледенение.

Контрольные вопросы

1. Где следует размещать на графике пункты вылета и взлета при построении графических вертикальных разрезов ожидаемой погоды вдоль маршрута?
2. Что изображается на вертикальном разрезе ожидаемой погоды?
3. Как изображается профиль атмосферного фронта?
4. Какие изотормы следует изображать на вертикальном разрезе?
5. Как изображаются внутримассовые и фронтальные облака?
6. Как наносится ветер на вертикальном разрезе?
7. Как изображаются осадки и особые явления погоды?

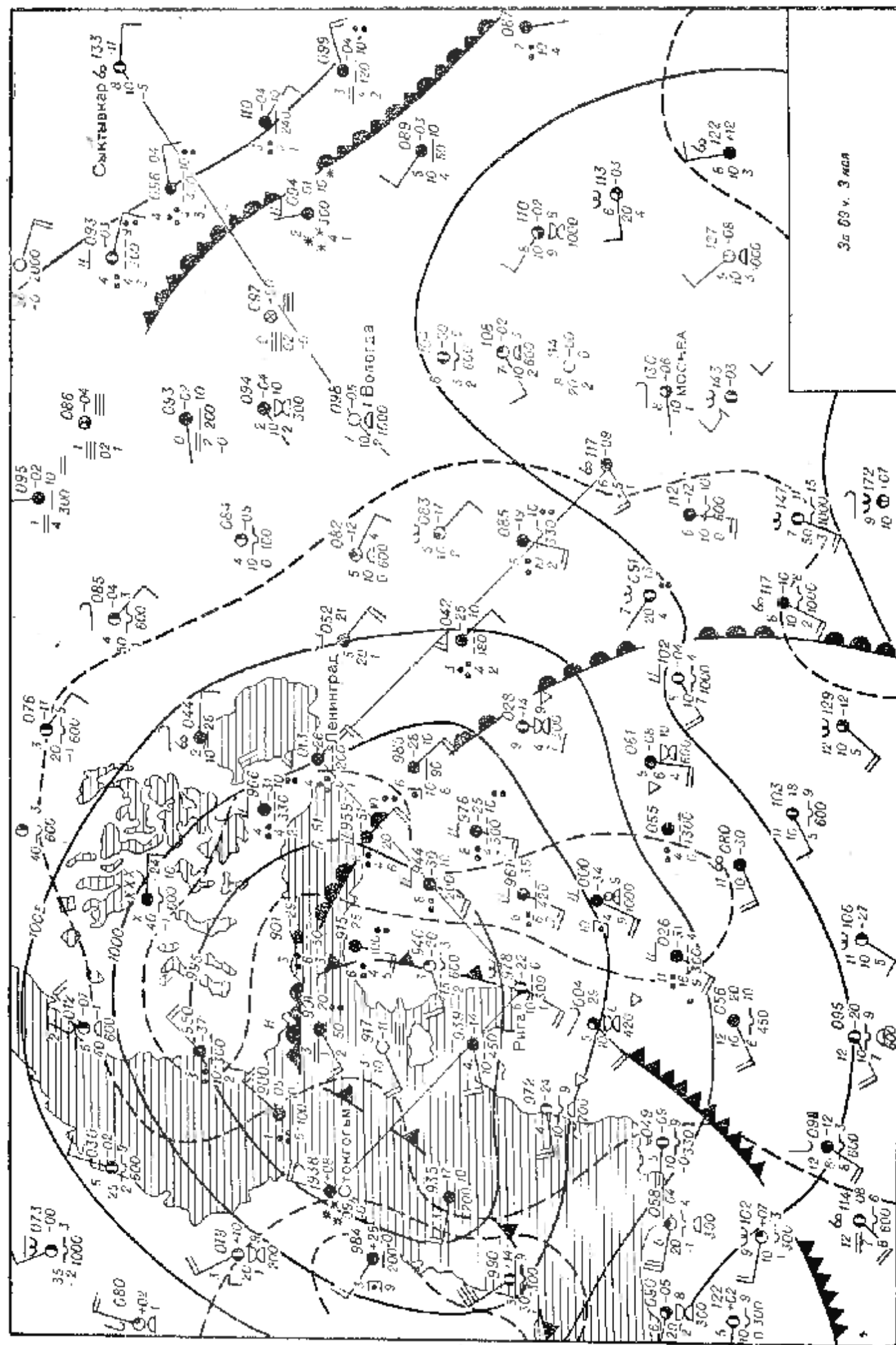


Рис. 147. Приземная карта погоды (количество облаков указано в баллах)

Глава XVI

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ ГРАЖДАНСКОЙ АВИАЦИИ

§ 1. ЗАДАЧИ И ОРГАНИЗАЦИЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ

Основной задачей метеорологической службы является обеспечение безопасности, регулярности и экономичности полетов. Руководящие документы ГА запрещают производство каких бы то ни было полетов без знания пилотами и лицами, ответственными за организацию и обеспечение полетов, метеорологической обстановки в районе полетов, на маршруте, в пункте посадки и на запасных аэродромах.

Метеорологическое обеспечение гражданской авиации осуществляется органами Главного управления гидрометеорологической службы (ГУГМС) при Совете Министров СССР.

Руководящими документами, регламентирующими взаимоотношения и взаимоотношательства между гражданской авиацией и ГУГМС по вопросам метеорологического обеспечения, являются: Положение о метеорологическом обслуживании гражданского воздушного флота, утвержденное Советом Министров от 11 сентября 1963 г.; Генеральное соглашение, заключенное между Министерством гражданской авиации и Главным управлением гидрометеорологической службы; Наставление по метеорологическому обеспечению гражданской авиации.

Кроме того, на местах в целях детализации вопросов организации и метеорологического обеспечения, между местными управлениями гражданской авиации и гидрометеорологической службы (УГМС) составляются локальные соглашения.

В ГУГМС непосредственное руководство и организацию метеорологического обеспечения гражданской авиации осуществляет отдел метеорологического обеспечения авиации; в УГМС (на местах) — начальники отделов службы прогнозов.

В Министерстве гражданской авиации вопросами организации взаимодействия с ГУГМС, контролем за метеорологическим обеспечением занимается главный метеоролог МГА со штатом метеоспециалистов.

На местах, в управлениях гражданской авиации вопросами взаимодействия с гидрометеослужбой занимаются инженеры-инспектора по метеобеспечению полетов.

В обязанности ГУГМС входит:

открытие и реорганизация (в случае необходимости) метеоподразделений, обеспечивающих гражданскую авиацию метеорологической информацией;

комплектование метеоподразделений специалистами;

оснащение этих подразделений приборами и средствами связи;

организация обмена метеорологической информацией; инструктаж и контроль за работой метсоподразделений, обеспечивающих гражданскую авиацию.

Кроме указанного, ГУГМС организует и проводит в своих научно-исследовательских институтах работы по совершенствованию методов обеспечения гражданской авиации.

Для непосредственного метеорологического обеспечения гражданской авиацией гидрометеослужба содержит при аэропортах следующие оперативные подразделения:

Московский главный авиаметеорологический центр (МГАМЦ);
зональные авиаметеорологические центры (ЗАМЦ): Новосибирский, Хабаровский, Ташкентский, Ростовский-на-Дону;
авиаметеорологические станции (АМСГ)¹;
оперативные группы;
метеорологические посты.

Указанные подразделения в оперативном отношении подчиняются начальникам управлений гражданской авиации, командирам авиаотрядов и начальникам аэропортов.

Министерство гражданской авиации и его подразделения на местах обязаны представлять метеоподразделениям ГУГМС служебные помещения, средства связи, обеспечивать установку приборов, организовывать (в случае необходимости) разведку погоды, обеспечивать обмен метеоинформацией по средствам связи гражданской авиации.

Летные происшествия, случившиеся по метеорологическим условиям, расследуются совместно органами МГА и ГУГМС.

МГАМЦ и ЗАМЦ обеспечивают на закрепленной за ними территории все подразделения гражданской авиации необходимой метеорологической информацией, авиационными прогностическими картами и прогнозами погоды, оперативной метеорологической информацией и предупреждениями об опасных явлениях погоды. Кроме того, в центрах испытываются новые методы прогнозирования, проводятся региональные исследования по авиационной метеорологии, организуется стажировка метеоспециалистов АМСГ и т. д. На МГАМЦ в дополнение к указанному возложена обязанность взаимобмена всеми видами метеорологической информации с зарубежными метеорологическими службами, обеспечивающими гражданскую авиацию. МГАМЦ имеет свой филиал в Министерстве гражданской авиации при ЦДС, а также филиалы во всех аэропортах московской зоны.

§ 2. РАБОТА, ВЫПОЛНЯЕМАЯ АВИАМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИМИ СТАНЦИЯМИ

Авиаметеорологические станции (АМСГ) при аэропортах осуществляют непосредственное метеорологическое обеспечение полетов. Они могут быть I, II, III и IV разрядов. Разряд АМСГ и объ-

¹ АМСГ — авиационная метеорологическая станция гражданская.

ем ее работы устанавливается гидрометеослужбой (по согласованию с органами гражданской авиации) и зависит от задач, выполняемых тем или иным аэропортом и, в частности, от интенсивности полетов.

АМСГ I, II и III разрядов ведут информационное и прогностическое обеспечение руководящего, диспетчерского и летного состава сведениями о фактическом состоянии погоды, синоптическими консультациями и прогнозами погоды, штормовыми предупреждениями, аэроклиматическими данными. Для выполнения указанных работ АМСГ имеет соответствующий штат метеоспециалистов высшей и средней квалификации, необходимые технические средства.

АМСГ IV разряда, имея в своем штате только техников-наблюдателей, обеспечивают полеты самолетов информацией о фактической погоде, а также штормовыми предупреждениями и прогнозами погоды, получаемыми от ближайших АМСГ высших разрядов.

В аэропортах для производства наблюдения за метеорологическими элементами и явлениями АМСГ имеет метеорологическую площадку, которая при наличии оборудованной системы посадки должна размещаться вблизи рабочих стартов на расстоянии не более 300 м от начала ВПП со стороны, где наиболее часто производится посадка самолетов. У противоположного старта организуется вспомогательный пункт наблюдений за высотой облаков, видимостью, ветром и опасными явлениями погоды.

В аэропортах, оборудованных системами посадки в районе ближних приводных радио-маркеров (БПРМ), организуются дополнительные пункты наблюдений за высотой облачности, видимостью и опасными явлениями погоды.

В аэропортах, не оборудованных системами посадки, метеоплощадка должна располагаться вблизи здания КДП¹.

В аэропортах с круглосуточной работой, метеорологические наблюдения производятся через каждые 30 мин, в аэропортах с некруглосуточной работой — в период полетов через 30 мин, в остальное время — через 1 ч. Между указанными сроками ведутся непрерывные наблюдения за изменениями погоды и особенно за возникновением, развитием и окончанием опасных явлений погоды.

В периоды полетов, когда аэропорт обеспечивает посадки и вылеты самолетов или аэродром работает как запасной, при сложных метеорологических условиях, кроме получасовых (часовых) наблюдений, производятся учащенные метеорологические наблюдения через каждые 15 мин. Эти наблюдения производятся за высотой облаков, видимостью и опасными явлениями погоды.

Учащенные наблюдения выполняются на основном пункте наблюдений, если фактическая погода близка к минимуму, установ-

¹ Если с метеоплощадки затруднено наблюдение за горизонтальной видимостью, то эти наблюдения должны производиться с другого места, где имеется хороший круговой обзор, обеспечивающий видимость всего летного поля.

ленному для самолетов на данном аэродроме, или к минимуму 2, установленному (на данном аэродроме) для самолетов высшего типа, начиная с высоты облаков выше минимума на 100 м и видимости, превышающей минимум на 500 м.

Кроме этого, учащенные наблюдения производятся при ожидаемом (по прогнозу) или фактическом понижении высоты облачности до 200 м и ниже или ухудшении видимости до 2 000 м и менее. Эти наблюдения ведутся на БПРМ.

Давность сведений, передаваемых службе движения и на борт самолета, должна быть немедленной, в противном случае она теряет свое значение.

Шаро-пилотные наблюдения для определения ветра на высотах в период полетов производятся на АМСГ через каждые 3 ч.

Важнейшей частью работы АМСГ (исключая АМСГ IV разряда) является составление прогнозов погоды, обеспечивающих работу аэропорта и различного рода полеты (маршрутные, по району, аэродромные и т. д.). Для этой работы, выполняемой на АМСГ инженерами-синоптиками, принимается (или составляется) и анализируется большое количество различных приземных и высотных карт погоды, а также другие вспомогательные материалы, например аэрологические диаграммы, вертикальные разрезы атмосферы и т. д.

В настоящее время все больше и больше распространяется метод централизованного метеорологического обеспечения, заключающийся в том, что все основные карты погоды (фактические и прогностические) составляются в метеорологических центрах (ГМЦ СССР, МГАМЦ, ЗАМЦ) и способом факсимиле передаются на АМСГ.

Ряд карт представляют собой фактически наблюдаемые, нанесенные и проанализированные метеорологические данные; большинство же карт являются прогностическими, рассчитанными на определенные часы или периоды времени. На них изображены ожидаемые синоптические процессы и некоторые явления погоды. Условными знаками показано направление и скорость перемещения атмосферных фронтов и барических центров, отмечены ожидаемые опасные явления погоды и т. д. Все это дает возможность на местах инженерам-синоптикам использовать готовый высококвалифицированный анализ для уточнения в конкретных условиях ожидаемой синоптической обстановки и составлять надежные прогнозы погоды.

Для бесперебойного обеспечения работы аэропорта и всех видов полетов инженеры-синоптики АМСГ I, II и III разряда ежедневно составляют следующие виды прогнозов.

1. Суточный прогноз погоды по своему аэродрому (в радиусе 10 км) с подразделением его на два 12-часовых периода — с 18 до 06 и 06 до 18 ч местного декретного времени.

2. Оперативные прогнозы погоды по своему аэродрому (в радиусе 10 км) и оперативные прогнозы опасных явлений по району

аэродрома (в радиусе 50—100 км) на сроки: 6 ч с 3-часовым перекрытием (если аэропорт обслуживает беспосадочные полеты продолжительностью более 3 ч, то на сроки 9, 18 или 24 ч с 6-часовым перекрытием).

Если в течение ближайшего часа ожидается понижение (повышение) облачности до 200 м и ниже (выше), ухудшение (улучшение) видимости до 2000 м и менее (более), возникновение (исчезновение) опасных явлений погоды, то оперативные прогнозы погоды составляются на каждый час.

Прогнозы на час составляются также в том случае, если фактически наблюдается высота облаков 200 м и менее, видимость 2000 м и менее, имеется наличие опасных явлений погоды.

При ожидании опасных явлений погоды (гроза, шквал, гололед на аэродроме, снижение высоты облаков ниже 200 м, ухудшение видимости менее 1000 м и др.) прогноз оформляется с индексом «шторм».

Большое значение имеет метод доведения сведений об ожидаемой погоде до руководящего летного и диспетчерского состава.

Руководитель полетов, диспетчерский состав, должны перед заступлением на дежурство подробно ознакомиться с фактической и ожидаемой метеорологической обстановкой районов (трасс) полетов, своего аэродрома, обратив особое внимание на наличие и прогноз опасных явлений погоды (грозы, туманы, шквалы, сильное обледенение и др.) и явления, усложняющие полеты (осадки, турбулентность и др.).

Консультацию заступающей смены о метеорологической обстановке проводит дежурный синоптик АМСГ с показом приземных и высотных карт, вертикальных разрезов погоды, а также прогностических карт (АКП), используя данные, полученные с бортов самолетов, радиолокационные наблюдения и последние наблюдения за фактической погодой в районе аэродрома. Дежурной смене диспетчерских пунктов также вручается комплект оперативной метеорологической документации (прогностические карты, бланки АВ-11, АВ-1, АВ-5 и т. д.).

Особое внимание должно уделяться информации о штормовых явлениях (фактических и ожидаемых). При получении этих сведений от синоптика дежурный диспетчер немедленно уточняет метеобстановку и принимает соответствующее решение о приеме и выпуске самолетов со своего аэродрома, а также извещает экипажи самолетов, находящихся в воздухе.

Следует отметить, что при получении метеорологической информации во всех случаях прогнозу погоды должна предшествовать консультация синоптика. Она может быть устной с демонстрацией карт погоды и других материалов; может производиться по телефону, телетайпу, телевидению, радио или с помощью других современных средств связи. Однако независимо от формы она должна быть своевременной, наглядной и логичной.

Консультация обязательно должна включать следующие данные:

1. Какими синоптическими процессами будет обуславливаться погода пункта, района, трассы.

2. Ожидаемый характер погоды, вытекающий из предполагаемой синоптической обстановки.

§ 3. ПОРЯДОК МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ ПОЛЕТОВ

Все полеты самолетов должны обеспечиваться соответствующей метеорологической информацией о фактической и ожидаемой погоде.

Метеорологическое обеспечение состоит, во-первых, из метеорологической информации экипажа (пилота) на земле (в АМСГ) непосредственно перед вылетом и, во-вторых, из метеорологической информации, передаваемой в полете на борт самолета.

Кроме того, метеорологическое обеспечение включает непрерывную информацию о погоде службы движения. В настоящее время порядок метеорологического обеспечения гражданской авиации установлен в зависимости от типа самолета и продолжительности полета следующим образом.

1. Все экипажи при маршрутных полетах самолетов с газотурбинными двигателями продолжительностью более 1 ч, с поршневыми двигателями — более 2 ч обеспечиваются устной метеорологической консультацией, комплектом прогностических карт и документов. На ряде АМСГ временно (до получения множительной аппаратуры) выдаются бюллетени погоды (форма АВ-5).

Экипажи легкомоторных самолетов (вертолетов), выполняющие визуальные полеты продолжительностью более 2 ч, также обеспечиваются бюллетенями погоды АВ-5.

В комплект карт и метеорологических документов входят: 1) прогностическая карта особых явлений; 2) прогностические карты абсолютной топографии; 3) бланк (форма АВ-11) с текстовыми прогнозами аэропорта посадки и запасных аэродромов. Указанные документы выдаются экипажам самолетов с газотурбинными двигателями. При обеспечении полетов самолетов с поршневыми двигателями их экипажам взамен прогностической карты особых явлений выдается прогностическая карта погоды, где условными знаками указывается более подробный прогноз погоды по районам¹.

¹ Прогностические карты особых явлений погоды и АТ, выдаваемые экипажам, называют авиационными картами погоды (АКП). Для обеспечения полетов самолетов с газотурбинными двигателями масштаб карт АКП установлен — 1 : 1 500 000, самолетов с поршневыми двигателями — 1 : 7 500 000.

**Условные обозначения, употребляемые на прогностических
авиационных картах погоды (формы АКП)**

	— изобара с указанием миллибар
	— изогипса (на высотной карте) с указанием декаметров
	— направление и скорость перемещения барических центров и фронтов в километрах в час
	— теплый фронт
	— холодный фронт
	— фронт окклюзии
	— вторичный холодный фронт
	— верхний теплый фронт
	— стационарный фронт
	— тропический циклон
	— области с однородной погодой очерчиваются сплошными линиями
	— направление и скорость (в км/ч) воздушного потока на высоте
	— изотехи (линии равных скоростей) встра через 40 км/ч, начиная с 100 км/ч
	— температура воздуха на уровне изобарической поверхности
	— ось струйного течения $\frac{\text{км/ч}}{\text{высота (дкм)}}$

P_{1035} — центр области высокого давления с указанием давления в центре

H_{905} — центр области низкого давления с указанием величины давления в центре

$10Ns - \frac{400-500}{10-20}$ — количество и форма облачности, высота $\frac{\text{верхней}}{\text{нижней}}$ границы в десятках метров

$\frac{-55^{\circ}}{900}$ — тропопауза (в числителе температура, в знаменателе высота в десятках метров)

$V = 4 - 6 \text{ км}$ — видимость в километрах

0° ННН — высота нулевой изотермы; ННН — высоты (дкм)

	— горные волны
	— снег с дождем
	— гололед
	— снег
	— дождь
	— ливневый дождь
	— град
	— гроза
	— дымка
	— туман
	— мгла
	— слабое обледенение
	— интенсивное обледенение
	— умеренная болтанка
	— интенсивная болтанка
	— линия шквалов

St	— слоистая
FS	— разорванно-слоистая
NS	— слоисто-дождевая
FrNb	— разорванно-дождевая
Cu	— кучевая

Sc	— слоисто-кучевая
Cb	— кучево-дождевая
Ac	— высоко-кучевая
As	— высоко-слоистая
Ci	— перистая
Cs	— перисто-слоистая
Ce	— перисто-кучевая

Сокращения, применяемые на международных трассах

SCT	— рассеянный
FRQ	— частый
OCC	— изредка
GRD	— постоянно
LYR	— слоистый
LOC	— местами
BRK	— с просветами
INTER	— кратковременные изменения
TEMPO	— временами
PROB	— вероятность
RISK	— угроза

Прогностические карты особых явлений (рис. 148) составляются на 3, 9, 15 и 21 ч московского времени и действительны на шестичасовой срок. Например, карта на 3.00 действительна от 0 до 6 ч, так как на ней изображается ожидаемое состояние метеорологических условий на середине прогнозируемого срока. Сплошными линиями с черточками обводятся области с ожидаемой однородной погодой. Внутри этих областей указываются количество, форма и высота ожидаемых облаков, условными знаками — особые явления погоды.

Прогностические карты абсолютной топографии (их может быть несколько) составляются для изобарических поверхностей, близких к заданному эшелону.

На прогностической карте АТ (рис. 149) наносятся изогипсы, обозначаются центры высотных циклонов и антициклонов, стрелками дается направление ветра и указывается его скорость. Если в комплект включается карта АТ₃₀₀, то на ней дополнительно ука-

зывается ожидаемая высота и температура тропopause на различных пунктах, а также проводятся оси струйных течений с указанием высоты и скорости ветра на различных участках осей струйного течения.

Бланк АВ-11 с текстами прогнозов погоды аэропортов посадки и запасных аэродромов включает прогноз следующих метеорологических элементов и явлений: 1) ветер у земли (направление в градусах и скорость в метрах в секунду); 2) видимость (до 2 км в метрах и более двух — в километрах); 3) особые явления; 4) облачность (количество, форму, высоту нижней границы в метрах и верхней границы в километрах). В бланк также вписывается фактическая погода аэродрома вылета за последний срок наблюдения.

Прогностическая карта АТ и прогнозы погоды аэропортов даются на те же сроки, что и приземная прогностическая карта.

Весь комплект метеорологических документов позволяет подготовленному в метеорологическом отношении пилоту самостоятельно разобраться в метеорологической обстановке. Однако для более детальной ее оценки при вручении документов синоптик должен самым тщательным образом проконсультировать пилота о фактической и ожидаемой погоде с демонстрацией всех необходимых карт и графиков.

Выдаваемый пилотам бюллетень погоды (бланк формы АВ-5) включает следующие данные. На лицевой стороне его указывается:

состояние фактической погоды пункта взлета (облачность, видимость, ветер, опасные явления, температура, давление воздуха на уровне ВПП, температура и давление воздуха в пункте посадки);

прогноз ветра на высотах;

краткий обзор синоптической обстановки на трассе с указанием опасных явлений погоды;

прогноз погоды на период полета по всему маршруту до первого пункта посадки (для полетов на высоких эшелонах ожидаемая метеообстановка в приземном слое не указывается);

прогноз погоды пункта посадки к моменту прибытия туда самолета (прогноз пункта посадки записывается по данным АМСГ аэропорта посадки) и прогноз запасных аэродромов.

На оборотной стороне бюллетеня синоптиком изображается графический прогноз погоды, на котором командир корабля обязан начертить профиль своего полета.

Текст прогноза погоды по маршруту и пункту посадки должен быть лаконичным, ясным и не допускать двойственного толкования. Графический прогноз должен быть изображен с возможно большей точностью.

На аэродроме вылета бюллетень погоды вручается экипажу не позднее чем за 30 мин до взлета и аннулируется, если взлет задержался на срок более 1 ч с момента указанного времени в бюллетене погоды.

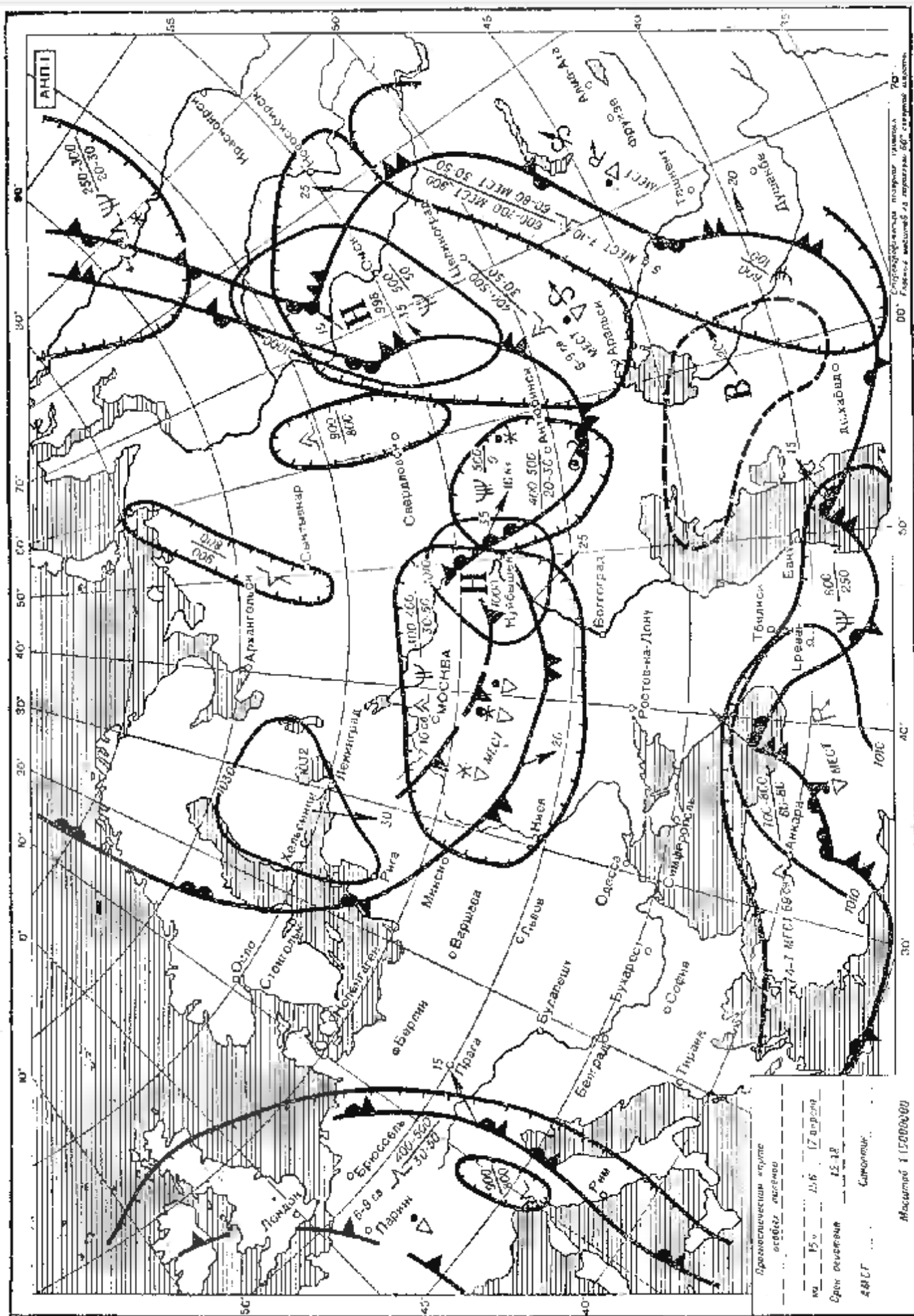


Рис. 148. Прогностическая карта особых явлений погоды

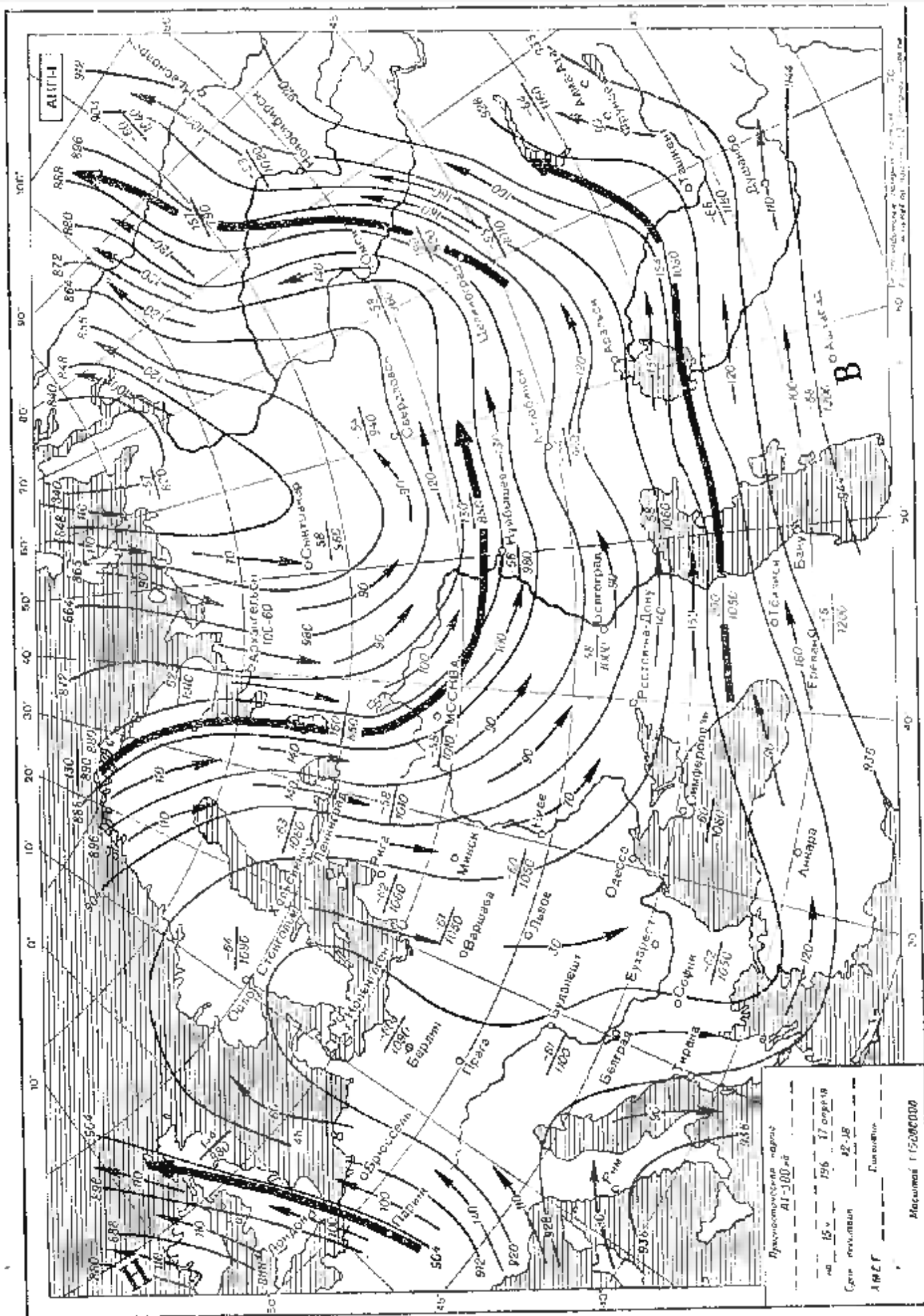


Рис. 149. Прогностическая карта АТ

В аэропорту первой посадки командир корабля обязан сдать полученную метеорологическую документацию на АМСГ и сообщить дежурному синоптику фактическую погоду, наблюдавшуюся во время полета вдоль трассы. На сдаваемых документах должно быть указано, оправдался или не оправдался прогноз погоды по маршруту и в пункте посадки.

2. При маршрутных полетах самолетов с газотурбинными двигателями продолжительностью 1 ч и менее и поршневых самолетов продолжительностью 2 ч и менее, а также при аэродромных полетах всех типов самолетов бюллетень погоды пилотам не выдается. В этом случае экипажи самолетов получают только устную консультацию о фактической и ожидаемой метеоситуации по маршрутам или в районе полетов. При маршрутном полете, кроме того, командир корабля обязан самостоятельно вычертить вертикальный разрез ожидаемого состояния погоды на маршруте (облачность, особые явления, осадки, видимость, ветер, положение изотерм 0 и -20° , положение фронтальных поверхностей и наблюдаемые метеоявления). Пример изображения вертикального разреза погоды дан на рис. 150¹.

3. При полетах самолетов специального применения бюллетень погоды пилотам также не вручается. При возможности летному составу дается подробная устная консультация синоптиком об ожидаемой метеоситуации и объявляется прогноз погоды на 6 ч по территории, где будут производиться полеты.

Если самолеты базируются в удалении от АМСГ, то для них организуется специальная заблаговременная передача 6-часовых прогнозов погоды и штормовых предупреждений средствами связи гражданской авиации и министерства связи. При отсутствии такой возможности используются самолетные связные станции.

Шестичасовой прогноз погоды на территории дает право руководителю полетов, диспетчеру, командиру группы или самолета принимать решение о полетах над данной территорией в период действия прогноза.

Перед каждым новым вылетом руководитель полета, диспетчер, пилот обязаны проверять по данным АМСГ, нет ли изменений в прогнозе.

Если во время полетов ожидаются опасные явления погоды или возникает необходимость в уточнении действующего прогноза, то руководитель полета, диспетчер обязаны, используя все средства связи (радио, телеграф, телефон), немедленно известить об этом экипажи, находящиеся в полете.

При организации обеспечения авиационно-химических сельскохозяйственных работ местные управления гражданской авиации предварительно согласовывают с местными управлениями ГМС

¹ Порядок оформления метеорологической документации для экипажей в зависимости от различной продолжительности полета, упомянутый в пп. 1 и 2, может изменяться в соответствии с Наставлением по метеорологическому обеспечению полетов гражданской авиации.

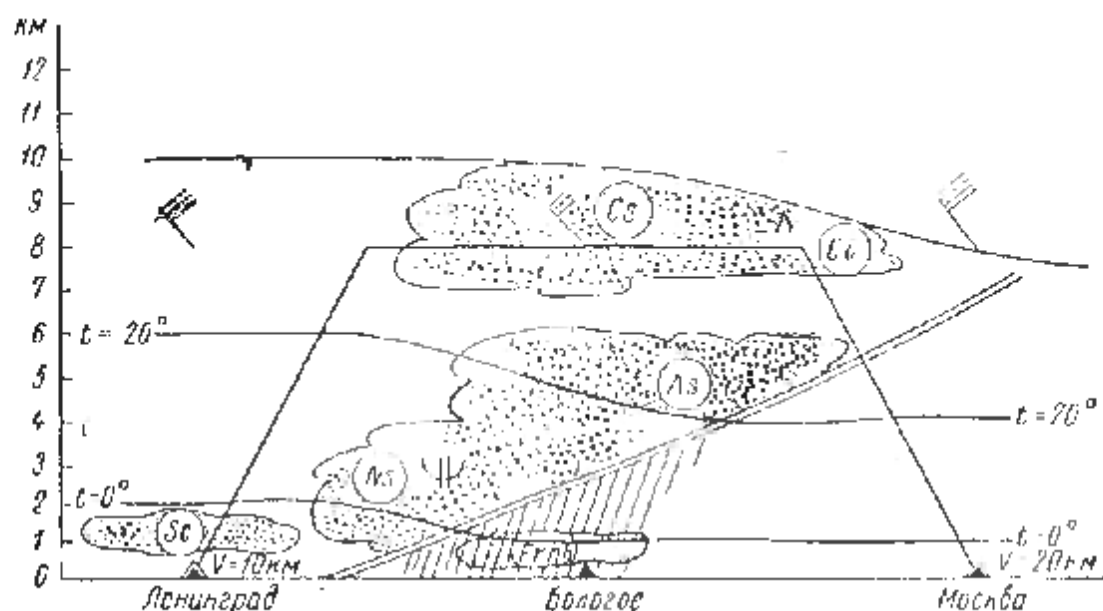


Рис. 150. Вертикальный разрез ожидаемой погоды на участке маршрута

все вопросы, связанные с метеорологическим обеспечением таких полетов (вплоть до обеспечения экипажей необходимыми метеоприборами, например анемометром, барометром, термометром и др.). Для командиров самолетов, находящихся в период выполнения авиационно-химических работ на рабочих аэродромах, где нет АМСГ, организуется передача 6-часовых, суточных (полусуточных) прогнозов погоды и предупреждений об опасных явлениях погоды по территории работы. Для указанных передач используются радиосвязи аэропорта или другие средства связи (телеграф, телефон и т. п.).

В некоторых случаях областные центры передают в широкополосной сети дважды в сутки специальные прогнозы погоды для авиационных работ с детализацией по погодным районам. Экипажи самолетов снабжаются обычными транзисторными приемниками для приема этой метеоинформации.

На экипажи самолетов, обеспечивающих авиационные работы, возлагается обязанность систематически (перед началом работы и в период полетов, если наблюдается ухудшение погоды) передавать сведения о фактически наблюдаемой погоде на базовый аэродром.

При заключении договора с совхозами, колхозами и другим организациями на проведение авиационно-химических работ, патрулирование леса и т. д. местные управления гражданской авиации и авиаотряды спецприменения должны предусмотреть в этих договорах вопросы, связанные с бесперебойной доставкой всех метеорологических сведений до экипажей самолетов, базирующихся в отрыве от основного аэропорта.

4. Метеорологическое обеспечение полетов из пунктов, где нет АМСГ, производится следующим образом.

Начальник посадочной площадки или пилот вылетающего самолета запрашивает у диспетчера аэропорта назначения прогноз по-

годы пункта посадки, одновременно сообщая при этом свою фактическую погоду.

Диспетчер аэропорта назначения получает прогноз погоды на АМСГ и вместе с разрешением на вылет передаст его на посадочную площадку.

Для передачи используются средства связи гражданской авиации или Министерства связи.

Особое внимание должно уделяться осуществлению метеорологического обеспечения самолетов, находящихся в полете и производящих посадки.

Выполнение полетов и посадки самолетов в сложных метеорологических условиях требует хорошей метеорологической информации экипажей в воздухе. Для передачи этой информации РДС создает специальные радиоканалы метеосправки. По ним циркулярно производится передача данных погоды аэропортов 4 раза в час с интервалами в 15 мин.

Между этими сроками осуществляются передачи по запросам экипажей самолетов фактической и ожидаемой погоды на маршруте и в аэропортах посадки.

Кроме специальных радиоканалов метеосправки, для метеоинформации экипажей самолетов, находящихся в воздухе, могут быть использованы в районной диспетчерской службе самолетные радиоканалы, в аэродромной диспетчерской службе — радиоканалы подхода и посадки.

За 20—30 мин до входа самолета в район аэропорта (зону подхода) диспетчеры направлений (РДС) передают на борт самолетов полные сведения о метеорологической обстановке аэродрома посадки.

Эти сведения содержат количество и высоту облаков, видимость, скорость и направление ветра, опасные явления, давление, температуру и влажность воздуха.

Для самолетов, заходящих на посадку, в большинстве оборудованных аэропортах по радиоканалу УКВ непрерывно передаются последние фактически метеоданные, записанные на магнитную ленту. При отсутствии такой передачи данные о фактической погоде передаются экипажу диспетчером. Давность передаваемой на борт погоды не должна превышать 5—6 мин от момента наблюдения.

Штормовые оповещения и предупреждения об опасных явлениях погоды на маршруте, а также в районе аэропортов передаются на борты самолетов немедленно через диспетчерские радиоканалы связи.

В дальнейшем эти сообщения дублируются через каждые 10—15 мин до прекращения опасных явлений погоды.

При полетах на международных линиях для метеорологического обеспечения экипажей самолетов используются международные метеорологические авиационные коды: METAR и TAF.

§ 4. АВИАЦИОННЫЕ ПРОГНОЗЫ ПОГОДЫ

Прогнозы погоды, выдаваемые на полеты, должны быть ясными, конкретными и не допускать двойного толкования. Они обычно состояются из двух частей: прогноза погоды по маршруту на весь период полетов (но не более чем на 6 ч) и прогноза по пункту посадки, который получают от АМСГ аэродрома посадки.

Прогнозы погоды составляются по определенной форме и с применением установленной терминологии¹. В прогнозах указываются следующие элементы:

- облачность (количество, форма и высота);
- осадки;
- особые явления погоды (туман, гроза, метель, обледенение, гололед и др.);
- дальность горизонтальной видимости;
- ветер, направление и скорость у земли и по высотам;
- высота изотермы 0°;
- температура воздуха;
- закрытие облаками гор, сопок, перевалов, а также искусственных препятствий в районе аэродрома.

В прогнозах погоды по трассам и районам полетов в начале текста дается краткая характеристика синоптической обстановки с учетом изменения ее в период полета.

Терминология прогнозов и градации метеоэлементов, включаемых в прогноз, определяется Наставлением по метеорологическому обеспечению ГА.

§ 5. ОПЕРАТИВНО-ПРОИЗВОДСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ОПРАВДЫВАЕМОСТИ АВИАЦИОННЫХ ПРОГНОЗОВ ПОГОДЫ

Оценке подлежат все авиационные прогнозы погоды и штормовые предупреждения, составляемые на АМСГ. Оценка производится ежедневно начальником АМСГ (старшим инженером-синоптиком) совместно с руководителем полетов (заместителем начальника аэропорта по движению). 6(9)-часовые прогнозы погоды по территории аэропорта оцениваются по каждому 3-часовому периоду.

Оценка всех прогнозов производится двумя определениями: 1) прогноз оправдался; 2) прогноз не оправдался.

Прогноз считается неоправдавшимся, если не были предусмотрены явления или условия погоды, которые привели к возврату самолета или его посадке на другом аэродроме. Прогноз погоды также считается неоправдавшимся, если в нем давались нелетные условия погоды, а фактическая погода позволяла производить при-

¹ Терминология и форма прогнозов установлена Наставлением по метеорологическому обеспечению гражданской авиации (НМО ГА-66).

см самолетов: когда полеты в аэропорту были прекращены из-за неблагоприятных метеорологических условий, которые не предусматривались прогнозом; если в прогнозе предусматривались (не предусматривались) опасные явления (гроза, туман, пыльная буря, метель, интенсивное обледенение, интенсивная болтанка), а фактически указанных явлений не наблюдалось (наблюдалось). В остальных случаях прогноз погоды считается оправдавшимся.

Оценка оправдываемости штормовых предупреждений также производится двумя определениями: 1) штормовое предупреждение оправдалось; 2) штормовое предупреждение не оправдалось.

Предупреждение считается неоправдавшимся, если в нем предусматривалось какое-либо опасное явление, которое фактически не наблюдалось, или наблюдалось другое опасное явление. Учитывается также заблаговременность вручения штормового предупреждения.

На АМСГ и в службе движения аэропорта производится учет и разбор возвратов самолетов (посадки их на другой аэродром) из-за метеорологических условий.

§ 6. ОБЯЗАННОСТИ ДОЛЖНОСТНЫХ ЛИЦ И ЛЕТНОГО СОСТАВА ГРАЖДАНСКОЙ АВИАЦИИ ПО ОТНОШЕНИЮ К МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЕ

Непосредственное оперативное руководство работой АМСГ, связанной с метеорологическим обеспечением полетов, осуществляют командиры летных подразделений, а также начальники аэропортов. Они обязаны создавать надлежащие условия для нормальной работы АМСГ. К таким условиям относятся: обеспечение АМСГ служебным помещением и средствами проводной связи; строительство и текущий ремонт метеоплощадки и водородохранилища; установка приборов; контроль и ремонт радиоаппаратуры. Кроме указанного, руководители подразделений гражданской авиации обязаны обеспечивать личный состав АМСГ жилой площадью при аэропортах наравне с инженерно-техническим составом.

Командиры летных подразделений, начальники аэропортов обязаны повседневно и тщательно контролировать и направлять работу АМСГ по обслуживанию полетов, требуя от всего состава метеослужбы максимальной оперативности, четкости, инициативы в работе, высококвалифицированной метеорологической информации и консультации.

На командиров летных подразделений и начальников аэропортов, кроме того, возлагается ответственность за организацию и проведение систематической подготовки руководящего, летного состава и работников службы движения по авиационной метеорологии, так как всестороннее улучшение метеорологического обеспечения полетов невозможно без повышения метеорологической грамотности этой категории работников.

Для правильного и наиболее полного учета и использования метеорологических данных при решении вопросов приема и выпуска самолетов, а также при руководстве движением самолетов руководители полетов и работники службы движения обязаны строго выполнять следующие указания, изложенные в Наставлении по метеорологическому обеспечению гражданской авиации.

1. Перед заступлением на дежурство детально изучить фактическую и ожидаемую метеорологическую обстановку на трассах, в районе полетов и действующих аэродромах. В период полетов быть постоянно в курсе метеорологической обстановки; следить за изменением погоды на маршрутах и в пунктах посадки, на своем и на запасных аэродромах; непрерывно консультироваться с инженером-синоптиком АМСГ о погодных условиях.

2. Принимать решение о выпуске и приеме самолетов на основании анализа метеорологической обстановки, прогнозов и фактического состояния погоды по маршрутам в аэропортах вылета, посадки и запасных аэродромах, а также с учетом установленных для различных типов самолетов и пилотов минимумов погоды.

3. Выдавать письменное разрешение (запрещение) на полет после ознакомления с метеорологической документацией или получения консультации с АМСГ. При назначении экипажу эшелона учитывать метеорологические элементы на заданном эшелоне, а также отклонение некоторых из них (температура, давление) от стандартных значений.

4. В случаях когда в прогнозе предусматриваются условия погоды, близкие к установленному минимуму или ниже его, подробно изучить и обсудить с инженером-синоптиком сложившуюся синоптическую и метеорологическую обстановку и перспективы ее дальнейшего изменения, используя при этом сообщения о фактической погоде, поступающие с бортов и от прилетевших пилотов.

5. При наличии на маршруте опасных для авиации явлений погоды при даче разрешения на вылет лично давать командиру корабля (пилоту) конкретные указания о порядке выполнения полета при встрече на маршруте опасных явлений погоды.

6. При получении от АМСГ штормовых оповещений или предупреждений сопоставить их с минимумами погоды, проконсультироваться с дежурным синоптиком АМСГ об ожидаемых погодных условиях, после чего принять решение о дальнейшей летной работе и дать необходимые указания на борты самолетов командирам кораблей, сообщив им одновременно о наличии опасных явлений.

7. При сложной метеорологической обстановке на аэродроме принимать меры к максимальному уточнению высоты нижней границы облачности и горизонтальной видимости, высылая при необходимости на разведку погоды самолет. Вызывать наблюдателей АМСГ для производства учащенных наблюдений за погодой на ближнем приводном радиомаркере.

8. Обеспечивать всеми средствами связи аэропорта передачу в другие аэропорты и на борты самолетов штормовых оповещений и предупреждений, прогнозов погоды, других данных фактической погоды, радиозондирования атмосферы и материалов, необходимых для правильной оценки метеорологической обстановки.

Обеспечивать средствами связи аэропорта прием штормовых оповещений и предупреждений, прогнозов, фактической погоды и других служебных сообщений от аэропортов посадки, запасных аэропортов и с бортов самолетов, находящихся в полете.

9. Контролировать получение командирами кораблей (пилотами) устной предполетной синоптической консультации поступление с бортов самолетов донесений о погоде, а также сдачу на АМСГ метеорологической документации с записью фактической погоды на трассе.

10. Своевременно сообщать на АМСГ заявки на метеорологическое обслуживание внерейсовых полетов самолетов.

Командир корабля (пилот) обязан:

1. Перед вылетом подробно ознакомиться с синоптическими и кольцевыми картами, картами барической топографии, вертикальными разрезами атмосферы и другими документами, характеризующими метеорологические условия; прослушать устную консультацию инженера-синоптика о наблюдающейся и ожидаемой метеорологической обстановке на маршруте (в районе) полета в полосе шириной 200 км в обе стороны от маршрута, а также в районах основных и запасных аэродромов.

2. При необходимости за 30 мин до вылета (с заблаговременностью до 1 ч) получить на АМСГ комплект метео документов или информационный бюллетень о погоде (АВ-5), изучить метеообстановку и прочертить на графическом прогнозе профиль полета, на карте особых явлений погоды — маршрут полета; если маршрутный полет производится без метео документов, то составить вертикальный разрез ожидаемой погоды по маршруту.

3. После взлета сообщить с борта самолета высоту нижней границы облачности, условия видимости, наличие опасных явлений погоды над аэропортом.

4. В процессе полета экипаж должен систематически уточнять метеообстановку путем запросов РДС или АДС, расположенных по трассе полета, а также путем наблюдений за погодой с борта самолета.

При получении штормовых сообщений оценить опасность их для данного полета и принять решение о дальнейшем производстве полета (с учетом указаний РДС и АДС).

5. Выполняя полет по маршруту, передавать сообщения о погоде по запросу в РДС и АДС, а также встречного самолета. При встрече с опасными явлениями погоды передавать сообщения об опасных явлениях немедленно.

6. По прибытии в аэропорт назначения лично зайти на АМСГ, сдать метеорологическую документацию с записью фактически на-

блюдавшейся погоды и ознакомить дежурного синоптика с особенностями метеорологической обстановки на трассе.

Опыт полетов показывает, что только всесторонняя и грамотная оценка метеорологической обстановки на земле и в воздухе, тщательный учет этой обстановки при подготовке и проведении полетов и при посадке самолетов гарантирует безопасность полетов в метеорологическом отношении.

Контрольные вопросы

1. Кто осуществляет метеорологическое обеспечение гражданской авиации и какие задачи стоят перед метеорологической службой в этой области?
 2. Какими руководящими документами регламентируются взаимоотношения между гидрометеослужбой и гражданской авиацией в центре и на местах?
 3. Какие подразделения содержит гидрометеорологическая служба для обеспечения гражданской авиации?
 4. Какие обязанности выполняют авиационные метеорологические станции в зависимости от их разрядов?
 5. Какие виды наблюдений производят АМСГ?
 6. Какие виды прогнозов погоды составляют синоптики АМСГ?
 7. Какой должна быть метеорологическая консультация руководящего, летного и диспетчерского состава гражданской авиации?
 8. Каков порядок метеорологического обеспечения полетов самолетов с газотурбинными и поршневыми двигателями различной продолжительности?
 9. Каков порядок метеорологического обеспечения авиации специального применения?
 10. Как осуществляется метеорологическое обеспечение экипажей самолетов, находящихся в полете и производящих посадку?
 11. Какие существуют общие требования к авиационным прогнозам погоды и какие элементы должны они отражать?
 12. В каких градациях дается в прогнозе погоды высота нижней границы облаков?
 13. В каких градациях дается в прогнозе погоды дальность горизонтальной видимости?
 14. Как прогнозируется направление и скорость ветра у земли?
 15. Употребление каких терминов запрещено в авиационных прогнозах?
 16. Каким образом производится оценка авиационных прогнозов погоды?
 17. Каковы обязанности должностных лиц гражданской авиации по отношению к метеорологической службе: руководящих работников (командиров летных подразделений, начальников аэропортов); работников службы движения; командиров кораблей (пилотов)?
-

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

А

Абсолютная влажность 39
 — шкала температуры 17
 — топография 196
 Авиаметеорологическая станция
 5, 222
 Авиаметеорологический центр 5, 222
 Авиационная метеорология 4
 Авиационный прогноз погоды 235
 Адвективная гроза 152, 153
 — инверсия 23
 Адвективный туман 127
 Адвекция 17
 Адиабата влажная 21
 — сухая 21
 Адиабатический процесс 21
 Азот 8
 Амплитуда температуры 22
 Анемометр 54
 Анероид 37
 Антипассаты 56
 Антициклон 34, 122
 Аспирационный психрометр 41
 Атмосфера 7, 9, 13, 14
 Атмосферное давление 28
 Афганец 132
 Аэрологическая диаграмма 21

Б

Баллы 76
 Барическая система 34
 — степень 31
 — тенденция 30
 Барическое поле 33, 34
 Барограф 37
 Барометр анероид 37
 — ртутный 36
 Болтанка (шкала оценки
 интенсивности) 164
 Бора 59
 Бриз 58
 Будка для измерения
 метеорологических элементов 28, 41
 Будущие карты 210

В

Ведущий поток 180, 202
 Вертикальная видимость 76, 87
 Вертикальное движение воздуха
 61—66, 68
 Вертикальный разрез 205, 207,
 212—219
 Верхний фронт 102
 Востер 43—45, 52—55, 58—60
 Видимость 83
 — метеорологическая 85
 — полетная 86
 Виды осадков 79
 Визуальные наблюдения 76, 167
 Вихрь 131
 Влажность 38—42
 — абсолютная 39
 — относительная 39
 — удельная 39
 Вода 38, 69
 Водность 70
 Водород 8
 Водяной пар 8, 38, 39
 Воздух 8
 — арктический 96
 — тропический 96
 — умеренный 96
 — экваториальный 98
 Воздушная масса 93
 — — нейтральная 95
 — — неустойчивая 95
 — — устойчивая 94
 Волновая теория 117
 Волновые движения воздуха 63
 Вспомогательные карты 177
 Высота нижней границы облаков 76
 Высотная фронтальная зона 102

Г

Газ 8
 Газовая постоянная 26, 29, 50
 Гало 175
 Гарматан 132
 Гелий 8
 Геопотенциальная высота 197
 Геопотенциальный метр 196, 197

Гигрограф 41
 Гигрометр 41
 Гидрометсорологическая служба СССР 5, 221
 Гидрометеорологический центр СССР 6, 7
 Глория 169
 Годовые изменения температуры 23
 Голланд 145
 Горизонтальная видимость 85, 86
 Горно-долинные ветры 58
 Град 79, 146, 150
 Градиент температуры
 горизонтальный 18
 — — вертикальный 18, 19
 Градусная линейка 201
 Градиентный ветер 50, 200
 Гребень 34, 52, 123
 Гроза 146
 Грозовые облака 146
 Грозовое электричество 150
 Гром 146

Д

Давление 28, 29
 Дальность видимости 83
 Дефицит точки росы 40, 203
 Деформационное поле 100
 Дина 28
 Дистанционная метеорологическая станция 55
 Дождемер 79
 Дождь 79, 92
 Дымка 85, 125

Е

Единицы влажности 39
 — давления 28
 Единое время метеорологических наблюдений 90

З

Задерживающий слой 23
 Заключительный антициклон 121
 Закон Бейс — Балло 52
 Зарница 173
 Заряды снежные 111, 115
 Зона шквалов 148, 150

И

Идеальный газ 26, 29
 Излучение 16
 Изморозь 145
 Изобарическая поверхность 32—34, 196—197
 Изобары 32, 33, 178
 Изосфера 12

Изотакхи 195, 201
 Изотензии 178
 Изотермы 19, 20, 145
 Изотермический слой 18, 19
 Инверсия 19
 — адвективная 23
 — радиационная 23
 Инверсия сжатия 24
 — фронтальная 24
 Иней 135, 136
 Инфракрасное излучение 130
 Ионизация воздуха 12
 Искусственное рассеяние тумана 129
 Искусственные спутники Земли 13
 Испарение 38

К

Карты абсолютной топографии 196, 198—203
 — барической топографии 53, 195
 — кольцевые 177
 — максимальных ветров 193—195
 — облаков и осадков 154—155
 — относительной топографии 196, 204
 — приземные 177
 — прогностические 182, 205
 — синоптические 177
 — тропопauзы 187—188
 Кинетический нагрев 137
 Кислород 8, 9
 Классификация воздушных масс 94—98
 Классификация облаков 71—72
 Коагуляция 78
 Код метеорологический 90
 Кольцо циркуляции 57
 Компенсрующий поток 148, 150
 Конвекция 61, 71
 Конденсационные следы 72, 189
 Конденсация водяного пара 69
 Консультация 209, 225, 238
 Контраст яркости 84
 Корнольсова сила 46
 Коронный разряд 152
 Коротковолновая радиация 8
 Коэффициент трения 47, 49
 Кривая состояния 21
 Кривая стратификации 19
 Кристаллы ледяные 69, 78
 Крупа снежная 79

Л

Лед 38, 133, 135
 Ледяные отложения 139, 145
 Летний муссон 58
 Линейные осадки 80—81, 95, 108, 120, 147, 150

Линия фронта 99
— инвальных 228
Ложбина 33, 34, 123

М

Максимальная температура 15, 28
Максимальный термометр 28
Масса атмосферы 7
Мгла 125, 131—132
Международная классификация
— облаков 70
Международный метеорологический
код 90
Мезонауза 12
Мезосфера 12
Местная воздушная масса 95
— гроза 152
Местные признаки погоды 175
Метель ливневая 80
— общая 80
— (поземок) 80
Метеорологическая дальность
горизонтальной видимости 85
Метеорологическая ракета 13
Метеорологические спутники 13
— элементы 4
Метеорология 3
Миллибар 28
Миллиметр ртутного столба 28, 29
Минимальная температура 15, 28
Минимальный термометр 28
Мокрый снег 79
Молния 146, 150—152
Молодой циклон 118
Морось 79
Моросьщие осадки 80
Муссон 58

Н

Наклон изобарической поверхности
32
— фронтальной поверхности 98
Наковальня 75, 149
Направление ветра 43, 44
Насыщение 38—40
Неустойчивое равновесие 65
Неустойчивость воздуха 65
Нижняя граница облаков 76
Нулевая изотерма 145, 151

О

Облака 69, 78
— вертикального развития 71, 75
— верхнего яруса 71, 72
— волнистые 72
— кучевообразные 71
— нижнего яруса 71, 73
— слоистообразные 71
— среднего яруса 71, 73

Облачность 76
Обледенение самолетов 133—145
Озон 8
Озоносфера 8
Окклюдирование 112
Окклюзия 112
Октант 76
Опасные явления погоды 125—166
Оправдываемость прогнозов 236
Орографическая турбулентность
160—163
Осадки 78—82
— ливневые 80
— моросьщие 80
— обложные 80, 104
Ось антициклона 123
— гребня 34
— ложбины 34
— растяжения 100
— сжатия 100
— циклона 120
Отклоняющая сила вращения Земли
46
Относительная топография 196

П

Паскаты 57
Перенасыщение водяного пара 40
Переохлажденное состояние 70
Планетарная высотная фронтальная
зона 102
Плотность воздуха 29—30
Погода 3
Пограничный слой атмосферы 11
Подветренные волны 162
Подстилающая поверхность 93, 94
Поземок 80
Порывистость ветра 44
Приземная карта погоды 89
Приземный слой атмосферы 11
Приращение перегрузки 165
Прогноз погоды 235
Прогностическая карта АТ 205, 206
Прогностическая карта погоды
181, 182
Прозрачность атмосферы 84
Психрометр 41
— аспирационный 41
Пыльные бури 131, 132

Р

Раднация 15, 16, 23
Радиозонд 13
Радиолокатор 13, 153, 154
Радиотермометр 55
Разрез погоды (вертикальный)
212—219
Ракеты метеорологические 13

Распределение давления с высотой 30
— температуры с высотой 19
Расходимость изогипс 203
Румбы ветра 43, 44

С

Светолокатор 76, 77
Свободная атмосфера 53
Седловина 34, 52, 123—124
Серия циклонов 120, 121
Сила барического градиента 46
— ветра 44
— отклоняющего действия вращения Земли 46
— трения 47
— центробежная 48
Сильный ветер 44
Синоптическая карта 89
Синоптические процессы 89
Скорость ветра 44
Слой атмосферы 9—12
Слой инверсии 23
Смерч 150
Снег 79, 92, 216, 228
Снежные заряды 110, 115, 170, 175
Солнечная радиация 15
Солнце 15
Состав атмосферы 8
Сроки метеорологических наблюдений 90, 223
Спутники метеорологические 13
Стандартная атмосфера 14
Стационарный фронт 103, 116, 227
Стратификация 19
Стоячие волны 162
Стратопауза 12
Стратосфера 11, 185
Струйные течения 189—195
Сублимация 69
Суточные изменения температуры 21
Суточный ход ветра 54
Сухой туман 132

Т

Твердая углекислота 129
Температура воздуха 15—28
Тенденция барическая 30
Теродилит 55
Тепловые лучи 16
Теплый сектор 118, 120
Терминология прогнозов погоды 235
Термометры 27
— биметаллические 27
— жидкостные 27
— максимальные 28
— метеострические 27
— минимальные 28
— термоэлектрические 27
— электрические 27

Термопауза 12
Термосфера 12
Типы воздушных масс 95, 102
— окклюзий 112
— туманов 126
Торнадо 150
Точка кипения воды 17
— плавления льда 17
— росы 40
Трансформация воздушной массы 94
Трение воздуха 47
Тропопауза 11, 186—189
Тропосфера 11
Туман 125, 168
— адвективный 127
— испарения 128
— охлаждения 126
— при сильных морозах 128
— радиационный 126
— фронтальный 127
Турбулентности 16, 61, 75, 148, 157—165
Тыловая часть циклона 119

У

Углекислота 129
Углекислый газ 8
Угол отклонения 48
Угловая скорость вращения Земли 47
Ультрафиолетовое излучение 8
Упругость водяного пара 39
Уравнение Клайперона — Менделеева 26, 29
Ураган 44, 150
Уровень конвекции 67
— конденсации 66
— моря 14, 196
Условные знаки 92, 178, 179
Устойчивость атмосферы 63
Устойчивое равновесие 65
Учет местных условий 167

Ф

Фазовое состояние воды 38
Факсимильная передача 182
Фён 59
Флюгарка 54
Флюгер 54
Формула Бабинне 31
— высоты уровня конденсации 66
— Лапласа 31
— расчета температуры на высоте 19
— скорости градиентного ветра 51, 200
Формы облаков 71
Фронтogenesis 99—101
Фронтolиз 99—101
Фронтальная зона (поверхность) 102

Фронты атмосферные 98

- верхние 102
- вторичные 115
- высокие 102
- главные 102
- окклюзий 112
- стационарные 112
- теплые 110
- холодные 110

Х

Хамсин 132

Характеристика барической тенденции
90

- ветра 43—45
- облаков 72—76

Ц

Центральная часть антициклона 122

- — циклона 119

Центробежная сила 48

Циклон 33, 34, 51, 52, 117—121

Циркуляция атмосферы 56

Ч

Черные бури 132

Число «М» 27

Чистый воздух 8, 84

Ш

Шаровая молния 152

Шар-пилот 13

Шкала Бофорта 44

— Кельвина 17

— Цельсия 17

Шквал 45

Шторм 44

Штормовое оповещение 225, 235

— предупреждение 223, 225, 235

Э

Экватор 47, 56, 98, 101, 190

Экзосфера 12

Электрический заряд на самолете 152

Электричество грозное 150

Я

Ядра конденсации 69

Яркость предмета и фона 84

Ярус облаков 70, 71

Ясная погода 95, 124, 169

ОГЛАВЛЕНИЕ

Глава I. Предмет и значение науки метеорологии	3
Глава II. Состав и строение атмосферы	7
§ 1. Состав атмосферы	8
§ 2. Строение атмосферы	9
§ 3. Методы исследования атмосферы	13
§ 4. Стандартная атмосфера	14
Глава III. Основные метеорологические элементы и их влияние на полеты	15
§ 1. Температура воздуха	15
§ 2. Атмосферное давление и плотность воздуха	28
§ 3. Влажность воздуха	38
Глава IV. Горизонтальные движения воздуха (ветер)	43
§ 1. Характеристика ветра	43
§ 2. Причины возникновения ветра	45
§ 3. Движение воздуха в слое трения	48
§ 4. Движение воздуха выше слоя трения	50
§ 5. Воздушные потоки в основных барических системах	51
§ 6. Изменение скорости и направления ветра с высотой	53
§ 7. Характер ветра в реальной атмосфере	54
§ 8. Наблюдения за ветром	54
§ 9. Влияние ветра на работу авиации	55
§ 10. Элементы общей циркуляции атмосферы	56
§ 11. Местные ветры	58
Глава V. Вертикальные движения воздуха	61
§ 1. Причины и виды вертикальных движений воздуха	61
§ 2. Условия вертикальной устойчивости атмосферы	63
§ 3. Уровень конденсации и конвекции	66
§ 4. Влияние вертикальных движений воздуха на работу авиации	68
Глава VI. Вода в атмосфере	69
§ 1. Конденсация и сублимация водяного пара	69
§ 2. Облака	69
§ 3. Осадки	78
Глава VII. Видимость	83
§ 1. Факторы, определяющие дальность видимости	83
§ 2. Метеорологическая дальность горизонтальной видимости	85
§ 3. Полетная видимость	86
§ 4. Влияние видимости на работу авиации	88
Глава VIII. Синоптические процессы и карты погоды	89
§ 1. Международный метеорологический код КИ-01	89
§ 2. Воздушные массы	93

§ 3. Атмосферные фронты	98
§ 4. Барические системы	117
Глава IX. Опасные явления погоды	125
§ 1. Явления ухудшающие видимость	125
§ 2. Обледенение самолетов	133
§ 3. Грозы и шквалы	146
§ 4. Атмосферная турбулентность	157
Глава X. Оценка метеорологических условий в полете и местные признаки погоды	166
§ 1. Общие рекомендации	166
§ 2. Полет в однородной воздушной массе	167
§ 3. Полет в зонах атмосферных фронтов	171
§ 4. Оценка метеообстановки по местным признакам	175
Глава XI. Карты погоды и их анализ	177
§ 1. Виды приземных карт погоды	177
§ 2. Обработка и анализ карт погоды	178
§ 3. Прогностические карты погоды	182
§ 4. Примеры анализа карт погоды	182
Глава XII. Метеорологические условия полетов на больших высотах	185
§ 6. Общие условия	185
§ 2. Струйные течения	189
Глава XIII. Карты барической топографии и вертикальный разрез атмосферы	195
§ 1. Метод барической топографии	195
§ 2. Карты абсолютной топографии	198
§ 3. Карты относительной топографии	204
§ 4. Прогностические карты АТ	205
§ 5. Вертикальные разрезы атмосферы и их анализ	208
Глава XIV. Комплексный анализ и прогноз синоптического положения и метеорологических условий по приземным и высотным картам	209
§ 1. Последовательность анализа метеообстановки	209
§ 2. Использование документов метеослужбы для анализа метеообстановки	209
Глава XV. Составление графических разрезов погоды вдоль маршрутов	212
§ 1. Общие условия построения разреза погоды	212
§ 2. Изображение метеорологических элементов	214
§ 3. Примеры вертикальных разрезов погоды	217
Глава XVI. Метеорологическое обеспечение гражданской авиации	221
§ 1. Задачи и организация метеорологического обеспечения	221
§ 2. Работа, выполняемая авиаметеорологическими станциями	222
§ 3. Порядок метеорологического обеспечения полетов	226
§ 4. Авиационные прогнозы погоды	235
§ 5. Оперативно-производственная оценка оправданности авиационных прогнозов погоды	235
§ 6. Обязанности должностных лиц и летного состава гражданской авиации по отношению к метеорологической службе	235
Предметный указатель	236
Приложение (вкладка)	240

Анатолий Матвеевич Яковлев

АВИАЦИОННАЯ МЕТЕОРОЛОГИЯ

Редактор В. А. Шулепов

Техн. редактор Р. А. Иванова

Корректор В. В. Никольская

Сдано в набор 16/XII—1970 г. Подп. в печать 29/VII—1971 г.
Бумага 60×90¹/₁₆ Печ. л. 15,5+1 вклейка 0,25 Уч.-изд. л. 16,53
Т—12415 Тираж 25 000 экз. Цена 69 коп. Заказ 25

Изд. № 1-1-2/17 № 4029

Издательство «Транспорт» — Москва, Б-174,

Басманный туп., 6а

Московская типография № 4 Главполиграфпрома
Комитета по печати при Совете Министров СССР

Б. Перяславская, 46

КОМИТЕТ ПО ПЕЧАТИ ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

ИЗДАТЕЛЬСТВО «ТРАНСПОРТ»

ИМЕЮТСЯ В ПРОДАЖЕ КНИГИ:

Транспорт СССР. Итоги за пятьдесят лет и перспективы развития. Развитие транспортной системы. 1967. 324 с. 2 р. 63 к. Специальный раздел посвящен воздушному транспорту. Содержание раздела: Роль и безопасность воздушного транспорта.—Строительство Красного Воздушного Флота.—Развитие воздушного транспорта в годы довоенных пятилеток.—Гражданский Воздушный Флот в годы Великой Отечественной войны и в послевоенный восстановительный период.—Техническая революция в гражданской авиации.—Гражданская авиация в новой пятилетке.

Гражданская авиация СССР. 1917—1967. 1967. 318 с. 1 р. 69 к.

Среди авторов книги виднейшие летчики нашей страны, маршалы авиации, Герои Советского Союза. История авиации СССР популярно изложена в хронологической последовательности с первых лет Советской власти до наших дней. В книге приведены яркие примеры мужества и героизма летчиков и радистов, техников и инженеров гражданской авиации, которые создавали ее, выполняли и выполняют на самолетах и вертолетах сложные задания, осваивают новую авиационную технику, смело проникают в просторы Крайнего Севера и Дальнего Востока, Арктику и Антарктику, совершают полеты в далекие страны всех континентов.

Содержание книги: Зарождение авиации. Становление гражданской авиации.—Над просторами Родины.—В годы великой битвы.—В мирные дни.—Новая эра.—Основные даты и события из истории гражданской авиации СССР.

Славков М. И., Тютюнник М. Е. Экономика авиационно-химических работ. 1968. 118 с. 38 коп.

В книге изложены основные вопросы экономической эффективности применения авиации в сельском хозяйстве (экономическая оценка, расчет основных показателей, себестоимость удельных капитальных затрат, показатели роста производительности труда, определение сроков окупаемости). Дана экономическая оценка авиационно-химических работ (внесение минеральных удобрений, борьбы с сорняками, защита сельскохозяйственных культур от вредителей и болезней).

Александров В. Г. и др. Авиационный технический справочник. 1969. 496 с. 2 р. 18 к.

Блюгер В. Ф., Бреславец В. Г. Справочник авиационного техника по электрооборудованию. 1970. 307 с. 1 р. 41 к.

Зайцев А. М., Коросташевский Р. В. Эксплуатация авиационных подшипников качения. 1968. 223 с. 85 коп.

Румянцева З. Н. Математические методы в планировании гражданской авиации. 1967. 190 с. 81 коп.

ВЫХОДЕТ ИЗ ПЕЧАТИ КНИГА

Белгородский С. Л. Автоматизация управления посадкой самолета. 27 л. Ориентировочная цена 1 р. 43 к.

В книге описываются методы захода на посадку самолетов и обосновываются требования к характеристикам, точности и надежности посадочных систем, структурные схемы и конструктивные особенности отечественных и зарубежных систем.

Рассчитана на летный и инженерно-технический состав авиации всех ведомств. Она может быть использована студентами авиационных вузов и научными работниками.

ЗАКАЗЫ ПРИНИМАЮТСЯ

отделениями издательства «Транспорт» при управлениях железных дорог, книжкерами, книгоопашами на предприятиях, центральным магазином «Транспортная книга» (Москва).

Указанное издание можно также заказать непосредственно в отделе книжной торговли издательства «Транспорт» (Москва, К-92, ул. Сретенка, д. 27/28).

По желанию заказчиков литература высылается по почте наложенным платежом.

69 коп.



• Т Р А Н С П О Р Т • 1 9 7 1